

**Estratigrafía y evolución
sedimentológica del sureste de la Fila
Costeña, Costa Rica**

Tesis para optar por el grado académico de Licenciado en Geología

Erick Alonso Rodríguez Hernández



**ESCUELA
CENTROAMERICANA
DE GEOLOGÍA**

UNIVERSIDAD DE COSTA RICA
FACULTAD DE CIENCIAS BÁSICAS
ESCUELA CENTROAMERICANA DE GEOLOGÍA

**Estratigrafía y evolución sedimentológica del
sureste de la Fila Costeña, Costa Rica**

Tesis para optar por el grado académico de Licenciado en Geología

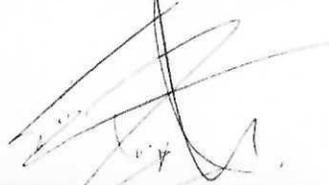
Erick Alonso Rodríguez Hernández

**Ciudad Universitaria Rodrigo Facio
San Pedro de Montes de Oca, San José, Costa Rica**

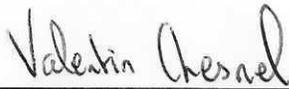
2020

Tesis sometida y aceptada por el tribunal examinador del trabajo final de graduación, como requisito parcial para optar por el grado académico de Licenciado en Geología de la Universidad de Costa Rica

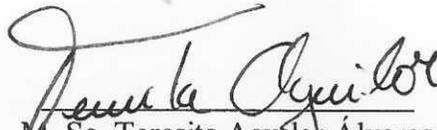
TRIBUNAL EXAMINADOR



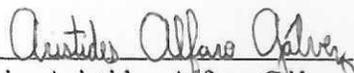
Dr. Percy Denyer Chavarría
Director



Dr. Valentin Chesnel Zher
Lector



M. Sc. Teresita Aguiñar Álvarez
Lectora



Lic. Aristides Alfaro Gálvez
Miembro del Tribunal



Dr. Mauricio Mora Fernández
Presidente del Tribunal



Erick Alonso Rodríguez Hernández
Postulante

A MIS PADRES, POR EL
INCONDICIONAL APOYO Y GUÍA EN
CADA ETAPA DE MI VIDA...

A MIS SERES QUERIDOS MÁS
CERCANOS... INCLUSO A LOS QUE YA
NO ESTÁN ENTRE NOSOTROS...

AL MAESTRO, COLEGA Y AMIGO...

Agradecimientos

El desarrollo de esta investigación fue posible gracias al soporte técnico, logístico y en gran parte financiero del Centro de Investigación en Ciencias Geológicas de la Universidad de Costa Rica (CICG – UCR), por medio de la colaboración mutua con los proyectos de investigación 830-B0-242 y 830-B7-277. Agradezco a cada uno de los colaboradores del CICG por todo el apoyo. Del mismo modo, debo agradecer a Vicerrectoría de Investigación y Vicerrectoría de Vida Estudiantil, por apoyar y dar sustento económico a mi solicitud para poder realizar una pasantía a la Universidad de Caldas, Colombia.

Debo un importante agradecimiento al Dr. Andrés Pardo, director del Instituto de Investigación en Estratigrafía, de la Universidad de Caldas, Manizales, Colombia, por aceptar mi visita, poniendo a mi disposición sus laboratorios, equipo y sobre todo el conocimiento y experiencia de los expertos que conforman dicho Instituto. En ese sentido debo ser específico en agradecer a los profesores Ángel Plata, Felipe Vallejo, Andrés Salazar y especialmente al maestro y amigo Raúl Trejos Tamayo, por las sesiones de trabajo y tantas enseñanzas transmitidas sobre el estudio de los foraminíferos. También agradezco a los compañeros del laboratorio y a todos los demás amigos que estimo y recuerdo.

Estoy sumamente agradecido también con la Escuela Centroamericana de Geología, por la formación que he recibido y las facilidades brindadas para el desarrollo de esta investigación, agradezco especialmente al Laboratorio de Paleontología, Laboratorio de Petrografía, a los docentes Peraldo Huertas, Gerardo Soto, Andrés Ulloa y Aristides Alfaro, por los aportes y discusiones que sin duda han sido de mucho valor. También a los colegas Sergio Hernández y Ramiro García por tanta colaboración en sus respectivos laboratorios.

Debo destacar de manera especial la colaboración brindada por la Dra. María Isabel Sandoval, quien me ha facilitado el uso del microscopio electrónico de barrido, gracias también por estar siempre atenta a mis consultas. También de manera muy especial, agradezco a la profesora Vanessa Rojas, quien con su

entusiasmo y calidad de persona, me inyectó de motivación desde el primer curso de la carrera, enseñándome que la geología más que una ciencia es una pasión.

Al comité asesor, le doy un especial agradecimiento por creer y confiar en mi capacidad para desarrollar esta investigación, sus comentarios y recomendaciones han sido sumamente aprovechadas y oportunas.

Al estimado Dr. Percy Denyer, quien más que profesor es amigo, le agradezco por todas las enseñanzas y consejos que me han hecho crecer de manera profesional y personal, gracias también por inculcarme la ambición por las ciencias de la tierra.

Finalmente, la conclusión de este trabajo se logró gracias al apoyo y comprensión, en todo momento de mis padres y demás seres queridos cercanos, con quienes estaré siempre agradecido.

Índice de contenido

Agradecimientos	- 5 -
Índice de contenido	- 7 -
Índice de figuras.....	- 8 -
Lista de tablas	- 10 -
Lista de Láminas.....	- 11 -
Lista de Apéndices	- 11 -
Resumen	- 12 -
Capítulo I: Introducción.....	- 14 -
I.I Localización del área de estudio	- 15 -
I.II Contexto geológico regional	- 17 -
I.III Antecedentes	- 19 -
I.IV Justificación de la investigación	- 28 -
I.V Objetivos de la investigación.....	- 28 -
I.VI Hipótesis de la investigación.....	- 29 -
I.VII Distribución del documento.....	- 30 -
Capítulo II: Metodología	- 31 -
II.I Labores previas y trabajo de campo	- 31 -
II.II Investigación de antecedentes	- 33 -
II.III Digitalización de datos.....	- 33 -
II.IV Fase de laboratorio.....	- 34 -
II.V Análisis petrográficos.....	- 38 -
II.VI Interpretaciones y desarrollo del documento	- 38 -
Capítulo III: Resultados.....	- 39 -
III.I Análisis de facies.....	- 39 -
III.II Bioestratigrafía.....	- 81 -
Capítulo IV: Correlación estratigráfica.....	- 160 -
IV. I Secuencias estratigráficas	- 160 -
IV. II Correlación estratigráfica	- 178 -
Capítulo V: Propuesta estratigráfica y modelo cartográfico	- 182 -
V.I Propuesta estratigráfica	- 182 -
V. II Modelo geológico cartográfico	- 187 -

Capítulo VI: Historia geológica y reconstrucción de la cuenca	- 189 -
VI. I Historia y evolución sedimentológica de la cuenca, del Eoceno medio al Mioceno medio tardío.	- 189 -
VI. II Reconstrucción de la Cuenca de Térraba	- 194 -
Capítulo VII: Conclusiones	- 199 -
Referencias	- 204 -

Índice de figuras

Capítulo I: Introducción

Figura 1.1: Ubicación del área de estudio.....	- 16 -
Figura 1.2: Contexto geotectónico nacional simplificado.....	- 17 -
Figura 1.3: Marco estratigráfico histórico de la Fila Costeña.....	- 21 -
Figura 1.4: Modelo estratigráfico actual del noroeste y sureste de la Fila Costeña..	- 22 -

Capítulo I: Metodología

Figura 2. 1: Esquema general de las actividades realizadas en el desarrollo de la investigación.....	- 31 -
--	--------

Capítulo III: Resultados

Figura 3.1: Esquema idealizado (no a escala) del sistema deltaico y los depósitos carbonatados asociados, ambientes, asociaciones de facies y facies propuestas..	- 40 -
Figura 3.2: Afloramientos de la facies F1.....	- 43 -
Figura 3.3: Afloramientos de la facies F1.....	- 45 -
Figura 3.4: Escaneos y fotomicrografías a nícoles cruzados (NX) de secciones delgadas de la facies F2.....	- 47 -
Figura 3.5: Afloramientos de la facies F3.....	- 50 -

Figura 3.6: Escaneos y fotomicrografías a nícoles cruzados (NX) o nícoles paralelos (N//) de secciones delgadas de la facies F3.....	- 52 -
Figura 3.7: Afloramientos de la facies F4.....	- 54 -
Figura 3.8: Escaneos y fotomicrografías a nícoles cruzados (NX) de secciones delgadas de la facies F4.....	- 56 -
Figura 3.9: Afloramientos de intercalaciones de calcarenitas y caliza arenosa en la facies F4.....	- 58 -
Figura 3.10: Afloramientos de la facies F5.....	- 61 -
Figura 3.11: Escaneos y fotomicrografías a nícoles cruzados (NX) y nícoles paralelos (N//) de secciones delgadas de la facies F5.....	- 64 -
Figura 3.12: Afloramientos de la facies F6.....	- 67 -
Figura 3.13: Escaneos y fotomicrografías de secciones delgadas de la facies F6... -	69 -
Figura 3.14: Afloramientos de la facies F7.....	- 72 -
Figura 3.15: Escaneos y fotomicrografías de secciones delgadas de la facies F7... -	75 -
Figura 3.16: Afloramientos de la facies F8.....	- 78 -
Figura 3.17: Escaneos y fotomicrografías a nícoles cruzados (NX) de secciones delgadas de la facies F8.....	- 79 -
Figura 3.18: Lista de géneros y especies de foraminíferos planctónicos determinados.....	- 123 -
Figura 3.19: Biozonas concurrentes determinadas para las especies obtenidas en cada muestra analizada..	- 124 -
Figura 3.20: Principales palinomorfos y elementos marinos observados.....	- 158 -

Capítulo IV: Correlación estratigráfica

Figura 4.1: Simbología general empleada en las columnas estratigráficas.....	- 160 -
Figura 4.2: Sección estratigráfica Río Claro Sur.	- 162 -
Figura 4.3: Sección estratigráfica Río Claro Norte.	- 164 -
Figura 4.4: Sección estratigráfica Río Nuevo – Caño Seco	- 167 -
Figura 4.5: Sección estratigráfica Río Corredor	- 169 -

Figura 4.6: Sección estratigráfica Río Abrojo Sur – Quebrada Lajas	- 171 -
Figura 4.7: Sección estratigráfica Río Abrojo Norte - Limoncito	- 173 -
Figura 4.8: Sección estratigráfica Quebrada Callejonuda. Parte superior de la secuencia se representa con las secciones A y B.....	- 176 -
Figura 4.9: Sección estratigráfica Quebrada El Brujo.....	- 178 -

Capítulo V: Propuesta estratigráfica y modelo cartográfico

Figura 5.1: Columna estratigráfica del modelo cartográfico propuesto..	- 188 -
--	---------

Capítulo VI: Historia geológica y reconstrucción

Figura 6.1: Modelo esquemático de los depósitos sedimentarios durante el Luteciense Medio – Priaboniense.	- 190 -
Figura 6.2: Modelo esquemático de los depósitos sedimentarios durante el Oligoceno temprano.....	- 191 -
Figura 6.3: Modelo esquemático de los depósitos sedimentarios durante el Oligoceno tardío.....	- 192 -
Figura 6.4: Modelo esquemático de los depósitos sedimentarios durante el Aquitaniense - Burdigaliense.....	- 193 -
Figura 6.5: Modelo esquemático de los depósitos sedimentarios durante el Burdigaliense - Tortonense.....	- 194 -
Figura 6.6: Modelo esquemático de la conformación de la cuenca durante los cinco episodios principales de la historia geológica.....	- 195 -
Figura 6.7: Correlación estratigráfica entre los miembros y formaciones sedimentarias aflorantes en la Fila Costeña, entre el sector noroeste (río Grande de Térraba, propuestas estratigráficas previas) y el área de estudio (sureste, propuesto en este trabajo)..	- 197 -

Lista de tablas

Tabla 3.1: Asociaciones de facies.

Tabla 3.2: Resumen de las asociaciones de facies reconocidas.

Lista de Láminas

Micropaleontología

Lámina 1: *Catapsydrax* y *Dentoglobigerina*.

Lámina 2: *Dentoglobigerina*.

Lámina 3: *Foshella*, *Globigerina* y *Globigerinella*.

Lámina 4: *Globigerinoides* y *Globorotalia*.

Lámina 5: *Globoturborotalita*.

Lámina 6: *Paragloborotalia*.

Lámina 7: *Paragloborotalia* y *Trilobatus*.

Lámina 8: *Trilobatus*.

Macropaleontología

Lámina A: Muestra ER82.

Lámina B: Muestra ER131.

Lámina C: Muestra ER134.

Lámina D: Muestra OR36

Lámina E: Muestras ER83 y ER85

Lámina F: Muestras ER121 y VC126

Lámina G: Muestra OR34.

Lista de Apéndices

Apéndice I: Lista de géneros y especies de foraminíferos planctónicos encontrados en cada muestra.

Apéndice II: Figura de correlación de secciones estratigráficas.

Apéndice III: Mapa geológico del extremo sureste de la Fila Costeña.

Resumen

Esta investigación propone un modelo estratigráfico, geológico cartográfico, sedimentológico y evolutivo para el extremo sureste de la Fila Costeña, sustentado en el análisis de los depósitos siliciclásticos, mediante el levantamiento de secciones estratigráficas detalladas en los cauces y afluentes de los principales ríos del área, estos son río Coloradito, Abrojo, Corredor, Caño Seco, Nuevo, Caracol, Claro y Zapote, también las quebradas El Brujo, Callejonuda, Linda, Lajas, Negra, Seca, Luis Umaña, Pela dientes y Unión. Para esto, se desarrollaron análisis de facies que contemplan las observaciones de campo, así como los rasgos microscópicos estudiados mediante los análisis petrográficos. También, se realizaron análisis bioestratigráficos que involucran el estudio taxonómico de microforaminíferos planctónicos, así como de macrofósiles y palinomorfos. Se establecieron 8 facies agrupadas en 4 asociaciones de facies. Las tres primeras asociaciones corresponden con facies de ambiente deltaico. La cuarta asociación representa una facies mixta calcárea - siliciclástica y una facies turbidítica. Las dataciones micropaleontológicas realizadas, determinaron que la facies turbidítica presenta una edad Luteciense Medio, correspondiente con los depósitos más antiguos registrados en esta investigación; estas han sido referidas como el nuevo Miembro Caño Seco de la Formación Descartes, que se encuentra en contacto transicional con la rampa carbonatada de la Formación Fila de Cal, cuya edad es Bartonense a Rupeliense en el área de estudio. Los depósitos del Oligoceno Superior corresponden con la Formación Térraba, estos varían lateralmente entre el oeste del área con el Miembro Río Claro y el este con el nuevo Miembro Corredor. Por otra parte, la mayoría de las dataciones micropaleontológicas realizadas corresponden con las secuencias deltaicas espesas del Mioceno Inferior a Medio tardío; estas han sido correlacionadas con la Formación Curré. Por lo tanto, se sugiere la extensión del rango estratigráfico de esta formación a todo el Mioceno. Además, se reporta el hallazgo de depósitos carbonatados aislados de edad Mioceno Inferior y Mioceno Medio; asociados con variaciones laterales de facies dentro de la Formación Curré; estos depósitos pueden conformar un nuevo miembro

dentro de dicha formación. Sin embargo, es necesario el estudio detallado de las facies y la definición estratigráfica formal.

El modelo cartográfico muestra el arreglo estructural del área de estudio, en el que destaca una falla inversa principal que corresponde con un sobrecojamiento ubicado al sureste de la fila Costeña. Este sobrecojamiento exhuma los depósitos turbidíticos del Eoceno Medio sobre la secuencia deltaica del Mioceno; es posible que su formación esté ligada con los arribos tempranos de cadenas montañosas submarinas asociadas a la Cordillera submarina del Coco. También es importante señalar que esta propuesta cartográfica comprende la existencia de una segunda falla inversa, aunque de menor extensión e importancia. Además, esta propuesta difiere con algunos antecedentes que manifiestan la existencia de hasta 5 fallas inversas dentro de esta área, muchos de los cuales no contemplan el estudio sedimentológico - estratigráfico detallado de los depósitos.

Finalmente, en la construcción de la historia geológica de la cuenca se considera una mayor profundidad de depositación hacia el noroeste del área de estudio para las formaciones estudiadas, debido al arreglo tectónico que sugiere un mayor levantamiento sectorizado hacia el sureste, en donde el arco externo formó una barrera para los sedimentos provenientes desde el arco volcánico. Se atribuye a este levantamiento tectónico sectorizado las variaciones laterales del registro estratigráfico entre el noroeste y sureste de la Fila Costeña.

Palabras clave:

Cuenca de Térraba, Cartografía geológica, Bioestratigrafía, Facies, Foraminíferos planctónicos, Historia geológica.

Capítulo I: Introducción

Esta tesis es el resultado de una investigación que involucra el uso de múltiples herramientas en el área de las ciencias geológicas, cuyo principal objetivo es proponer un modelo geológico integral de un sector definido en el sur de Costa Rica. El trabajo se ha realizado en el marco de colaboración de dos proyectos de investigación del Centro de Investigación en Ciencias Geológicas de la Universidad de Costa Rica (CICG-UCR): Fortalecimiento de la investigación en estratigrafía y tectónica, número 830-B0-242, y Sistema de depositación calcáreo Cenozoico, una reconstrucción paleoambiental y estratigráfica de alta resolución (Costa Rica, Formación Fila de Cal), número 830-B7-277.

A través de la integración de las disciplinas estratigrafía, sedimentología, geología estructural y paleontología, después de un trabajo de campo exhaustivo se ha logrado obtener un modelo de alta resolución, que permite comprender mejor la historia y evolución geológica del sureste de la Fila Costeña.

Las determinaciones bioestratigráficas resultaron ser de mayor importancia para posicionar el tiempo cada uno de los depósitos estudiados. El primordial uso de este criterio destaca con respecto a las investigaciones previas en Costa Rica, las cuales casi siempre lo han considerado como una estrategia secundaria. El reconocimiento de microfósiles ha sido posible gracias a la colaboración externa con especialistas del Instituto de Investigaciones en Estratigrafía de la Universidad de Caldas, Colombia.

Cabe destacar que en este trabajo se presentan todos los análisis, resultados e interpretaciones realizadas para las distintas formaciones rocosas aflorantes en el área de estudio, con particular detalle en los depósitos clásticos (lutitas, areniscas y brechas o conglomerados).

I.I Localización del área de estudio

La Cordillera de la costa o fila Costeña, es una región montañosa al margen pacífico sur de Costa Rica. Esta se extiende aproximadamente sobre 160 km de forma paralela a la costa, frente al Valle del General y la cordillera de Talamanca. La fila Costeña está delimitada al norte por el río Savegre, en donde se une a la Cordillera de Talamanca, al sur, con el valle del río Chiriquí en Panamá. La serranía presenta elevaciones que alcanzan hasta los 1707 m.s.n.m en el Cerro Anguciana (fila Cruces), ubicado en el margen noroeste del área de estudio. Esta área se encuentra disectada por ríos que se prolongan generalmente en sentido noreste-suroeste; algunos de los principales son: Grande de Térraba, Savegre, Barú, Piedras Blancas, el Coto Colorado, el Lagarto, el Claro, el Caño Seco, el Corredor y Abrojo. Los cuatro últimos se encuentran dentro del área de estudio (figura 1.1). Esta área se ubica en los cantones de Golfito, Coto Brus y Corredores, todos de la provincia de Puntarenas y representa un total de 315 km². La frontera entre Costa Rica y Panamá limita el área de estudio hacia el sur. La delimitación hacia el norte sigue un trazo arbitrario, con base en la densidad de información obtenida durante el trabajo de campo.

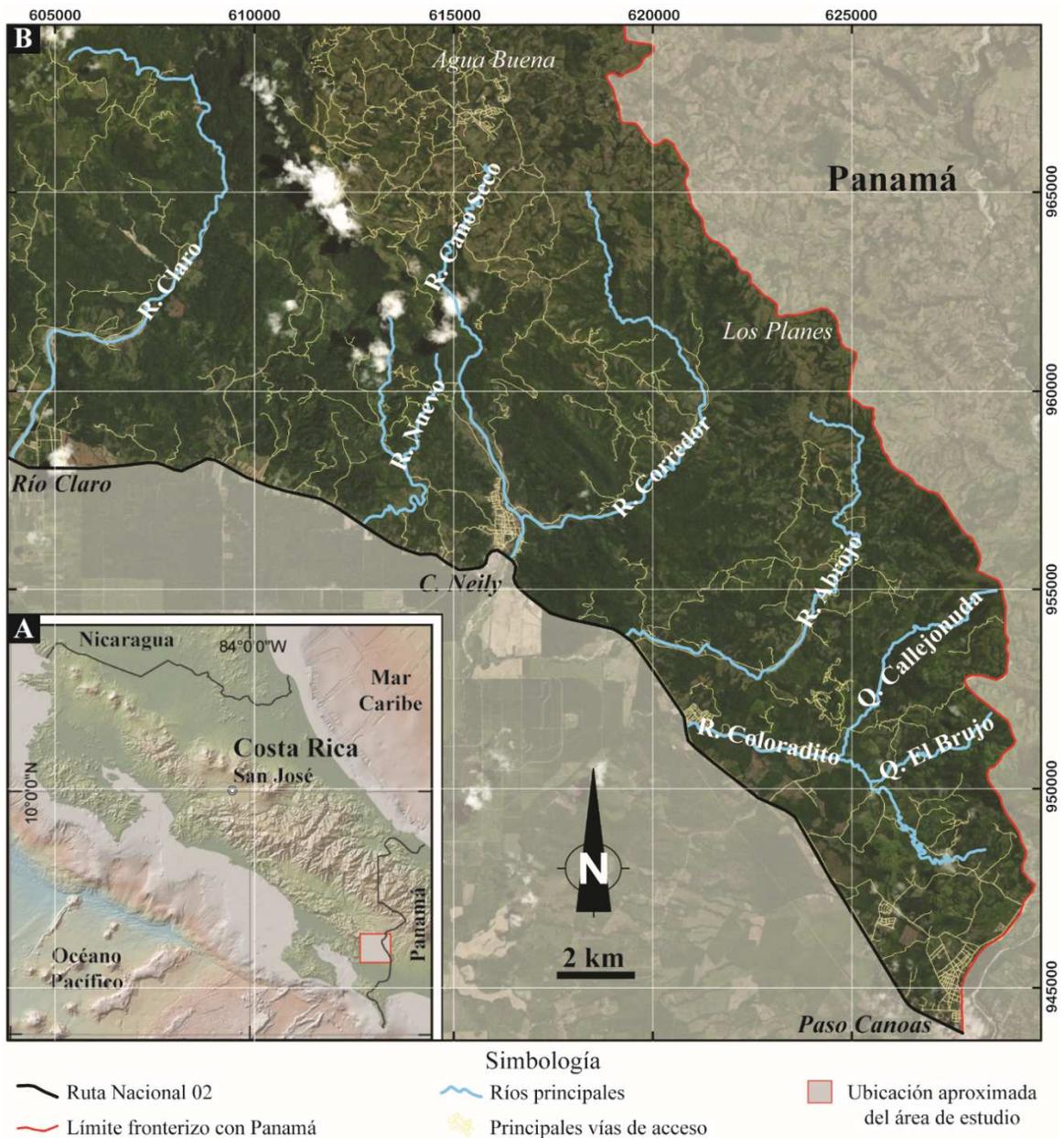


Figura 1.1: Ubicación del área de estudio. A) Mapa de Costa Rica con localización aproximada del área de estudio. B) Mapa del área de estudio con los principales asentamientos y ríos.

Los principales poblados son, hacia el norte y oeste, Río Claro y Agua Buena, hacia el sur y este, Los Planes, Ciudad Neily y Paso Canoas. La totalidad del área estudiada cuenta con cartografía topográfica a escala 1:50 000 del Instituto Geográfico Nacional (IGN), ocupando mayoritariamente las hojas Canoas y Cañas Gordas, y una parte de las hojas Piedras Blancas y Golfito.

I.II Contexto geológico regional

El territorio continental de Costa Rica está ubicado sobre la placa Caribe y la microplaca de Panamá, delimitada al norte por el Cinturón Deformado del Norte de Panamá (CDNP), al oeste por el Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica (CDCCR) y al sur por las placas del Coco y Nazca. (Montero, 2001; Morell, Kirby, Fisher y van Soest, 2012; Morell, 2015). (figura 1.2).

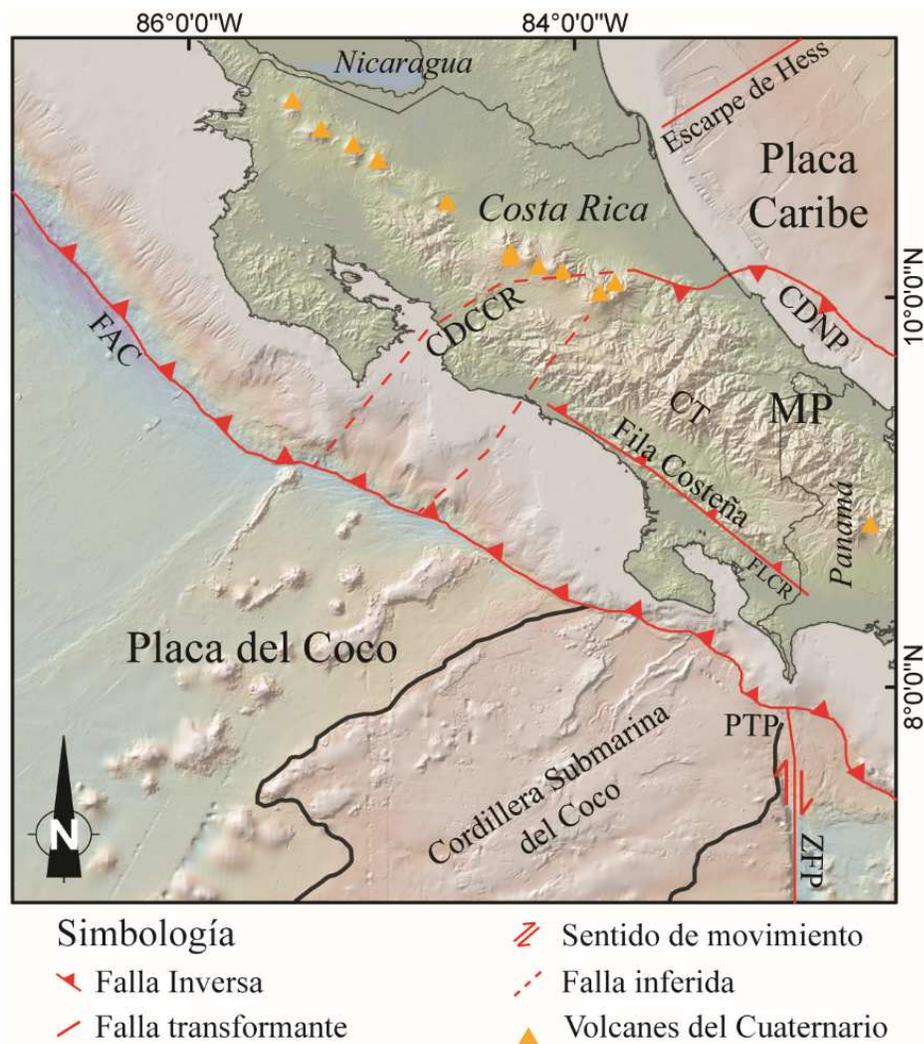


Figura 1.2: Contexto geotectónico nacional simplificado. Estructuras geotectónicas. FAC: Fosa de América Central. PTP: Punto Triple de Panamá. ZFP: Zona de Fractura de Panamá. FLCR: Falla Longitudinal de Costa Rica. CDCCR: Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica. CT: Cordillera de Talamanca. MP: Microplaca de Panamá. CDNP: Cinturón Deformado del Norte de Panamá. Modificado de Montero (2001) y Morell (2016).

Frente al margen pacífico sur de Costa Rica, la placa del Coco está compuesta por un fondo oceánico generado en el límite de placas del Coco y Nazca (Lonsdale y Klitgord, 1978; Ranero, et al., 2008); además, sobre esta superficie se encuentra una serie de cadenas montañosas aisladas y la cordillera submarina del Coco. Esta Cordillera representa una prominencia 1000 km de longitud, 300 km de ancho y, en promedio, 2 km de alto con respecto al fondo oceánico (Gardner, et al., 1992; Sallarés, Charvis, Flueh y Bialas, 2003; Walther, 2003). Estos accidentes batimétricos se originaron con el paso de la placa del Coco sobre el punto caliente de Galápagos durante el Mioceno (Hey, 1977; Kolarsky, Mann y Montero, 1995; Morell, 2015).

Al este de la cordillera del Coco se encuentra un sistema de falla transformante denominada Zona de Fractura de Panamá (ZFP), que tiene una dirección norte-sur y un movimiento dextral. Esta zona de fractura marca el límite entre las placas del Coco y Nazca. La intersección de la ZFP con la Fosa de América Central (FAC) da lugar al Punto Triple de Panamá (PTP; Morell et al., 2012; Morell, 2015).

La tasa de convergencia en la zona de la cordillera del Coco es de 85 mm/año aproximadamente (Morell, 2015). La falla Ballena-Celmira – nombre que recibe la continuación de la Falla Longitudinal de Costa Rica (figura 1.2) en territorio panameño – representa una discontinuidad de la corteza. Esa discontinuidad ha sido propiciada por el movimiento diferencial entre las penínsulas de Osa y de Burica con respecto a la Fila Costeña, durante el arribo de la Cordillera del Coco (Corrigan, Mann y Ingle, 1990). Esta falla marca un límite estructural que permite diferenciar un sistema de ante arco externo representado por las penínsulas de Osa y Burica y un antearco interno ocupado por la fila Costeña. El momento en que arribó la cordillera del Coco a la FAC todavía es discutido. La primera hipótesis considera que la subducción de la cordillera del Coco ocurrió entre 3 a 1 Ma. A dicha colisión se ha atribuido el levantamiento de la Cordillera de Talamanca, de las penínsulas de Osa y de Burica y el acortamiento de la cuenca de Térraba durante la formación de la Fila Costeña por medio de la generación de sistemas de fallamiento inverso

(Lonsdale y Klitgord, 1978; Corrigan et al., 1990; Kolarsky et al., 1995; Morell, 2015). Otra hipótesis considera un arribo hace 3,6 Ma, lo que causó un proceso de indentación entre el oeste y el este de Costa Rica, provocado por el cambio de en el vector de dirección de los esfuerzos, los cuales varían de dirección norte a noreste respectivamente (Collins, Coates, Jackson y Obando, 1995; Montero, 2001). Un eventual arribo de la cordillera del Coco a finales del Mioceno, propició el paro del vulcanismo en la cordillera de Talamanca (Kolarsky et al., 1995; de Boer et al., 1995). Sin embargo, también se ha propuesto que el vulcanismo cesó durante el Mioceno en una zona alejada hacia el este del sitio de subducción de la cordillera del Coco, en territorio panameño, atribuyendo dicha interrupción de la actividad volcánica al cambio de dirección del vector de convergencia ocurrido entre las placas del Coco y Nazca, cuando esta última arribó a la FAC y se inició un proceso de subducción oblicua (Morell, 2015; Wegner, Worner, Harmon y Jicha, 2010).

Al observar características geoquímicas afines con firmas OIB de Galápagos, en muestras provenientes del vulcanismo ocurrido en el centro de Costa Rica durante el Mioceno-Plioceno, un arribo hace 8 Ma está ha sido propuesto por Gazel et al. (2009). Abratis y Worner (2001) coinciden con un modelo de arribo a los 8 Ma asociado con el cese del vulcanismo calcoalcalino en Costa Rica.

I.III Antecedentes

Las formaciones sedimentarias que conforman la cuenca de Térraba han sido objeto de estudio de algunas investigaciones, las cuales resultan en propuestas estratigráficas que sirven de base para el conocimiento geológico de esta región. También como producto de dichas investigaciones han surgido confusiones de nomenclatura debido a cambios de orden, nombre, rango de edad u otros términos estrictamente estratigráficos. La figura 1.3 muestra la evolución y aporte de las principales investigaciones relacionadas con la cuenca de Térraba.

El flanco sur de la fila Costeña presenta una secuencia sedimentaria Eoceno - Cuaternario de al menos 4000 m de espesor (Sitchler et al., 2007), conformada principalmente por las rocas de las formaciones Fila de Cal, Térraba, Curré y Paso

Real (Malavassi, 1961; Dengo, 1962; Henningsen, 1965, 1966; Mora, 1979; Phillips, 1983). Sin embargo, también se han descrito formaciones ígneas en algunos sectores, tales como la Formación Puerto Nuevo (Dengo, 1962) y la Unidad Cerro Bola (Henningsen, 1965, 1966). Cabe destacar que existen algunas diferencias entre las propuestas estratigráficas actuales para el noroeste y sureste de la Fila Costeña (figura 1.4). Sin embargo, dichas diferencias no han sido estrictamente abordadas hasta ahora como parte de un estudio regional.

Propuestas estratigráficas previas de la cuenca de Térraba

Evolución histórica →

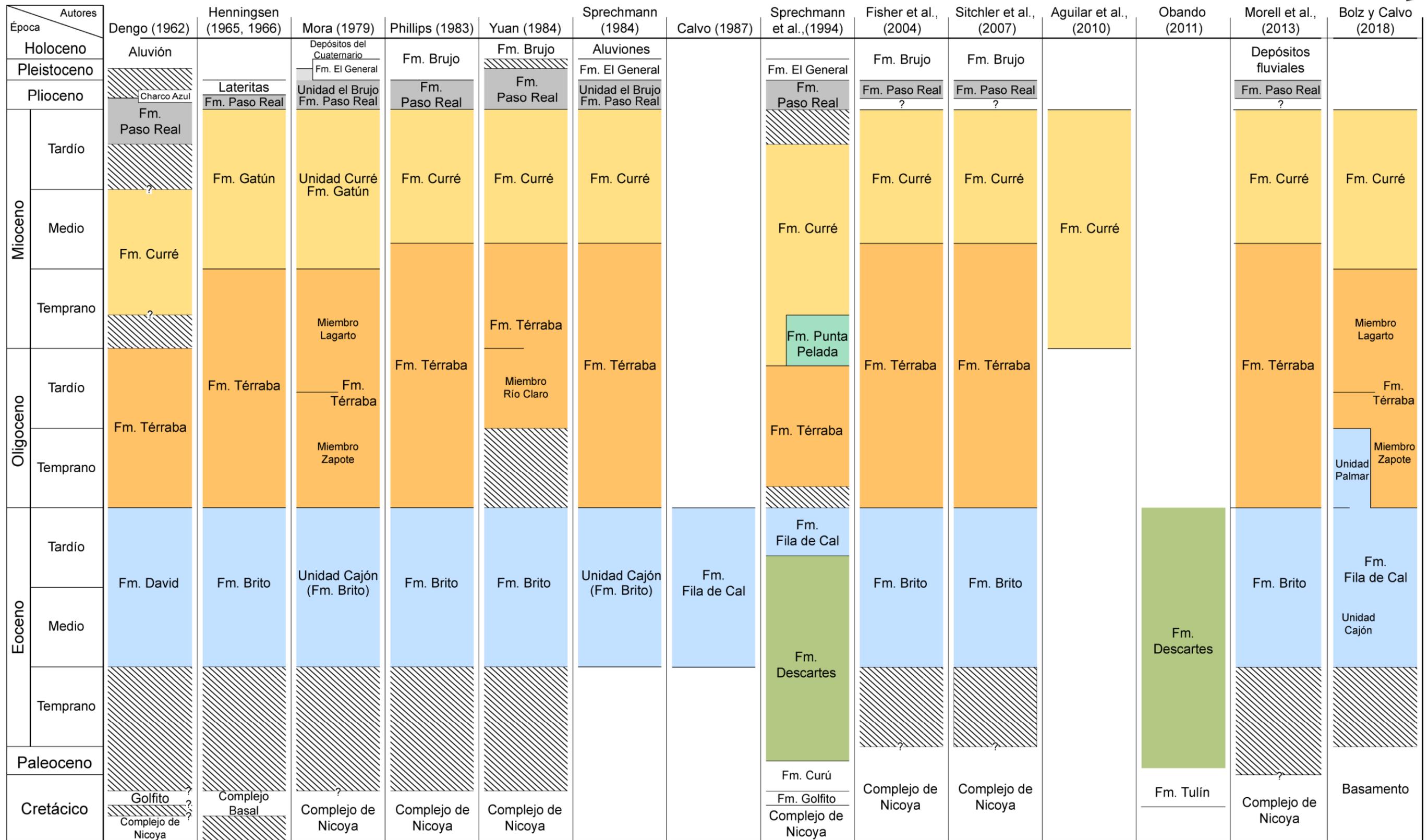


Figura 1.3: Marco estratigráfico histórico de la Fila Costeña. Propuestas estratigráficas de Dengo (1962); Henningsen (1965, 1966); Mora (1979); Phillips (1983); Yuan (1984); Sprechmann (1984); Calvo (1987); Sprechmann, Astorga, Calvo y Fernández (1994); Fisher, Gardner, Sak y Sánchez (2004); Sitchler, Fisher, Gardner y Protti (2007); Aguilar, Acevedo y Ulloa (2010); Obando (2011); Morell, Gardner, Fisher, Idleman y Zellner (2013); Bolz y Calvo (2018).

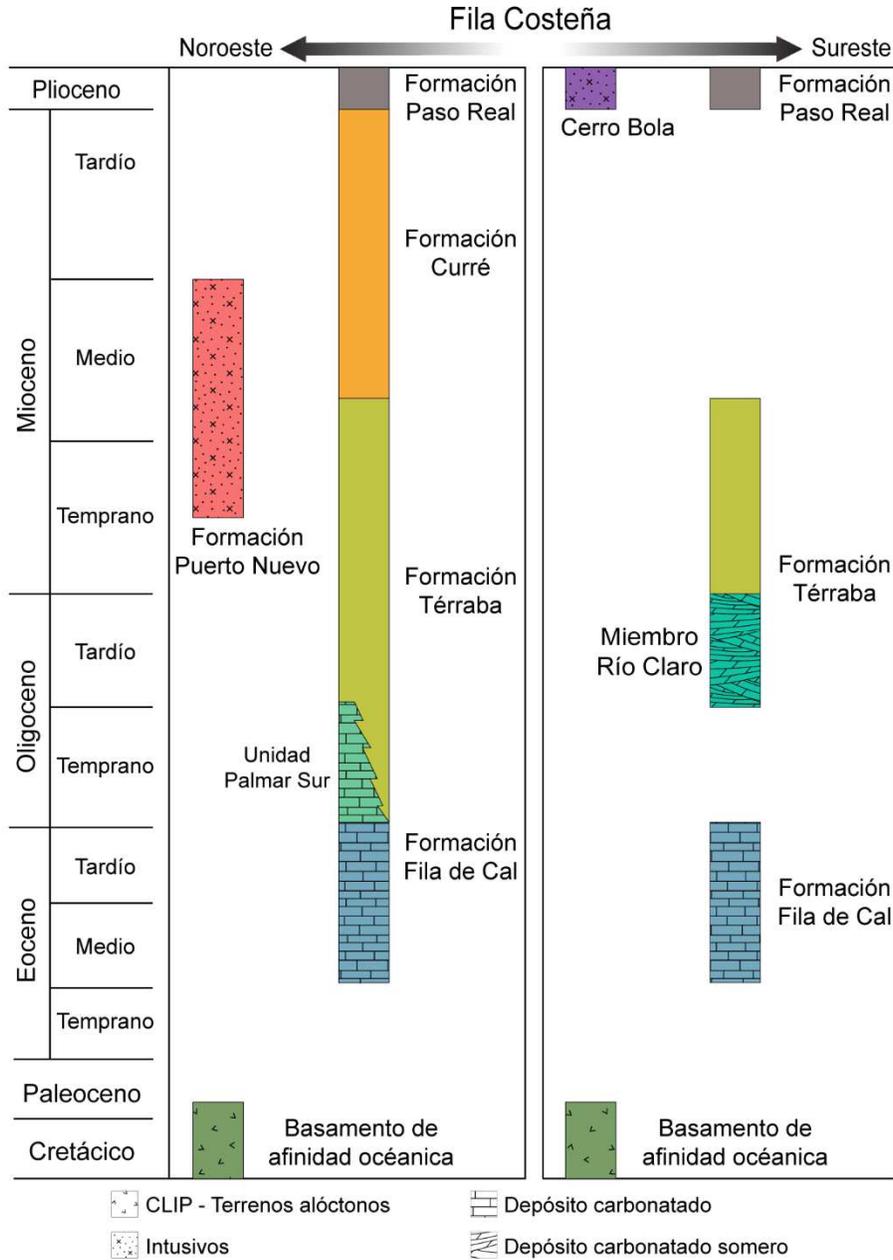


Figura 1.4: Últimos modelos estratigráficos del noroeste y sureste de la Fila Costeña (Henningesen, 1965, 1966; Mora, 1979; Phillips, 1983; Yuan, 1984; Fisher et al., 2004; Sitchler et al., 2007; Morell et al., 2013; Bolz y Calvo (2018)).

La cuenca de Térraba presenta un basamento de afinidad oceánica de edad Cretácico tardío - Paleoceno, relacionado en gran medida a la Gran Provincia Ígnea del Caribe (Phillips, 1983; Corrigan et al., 1990; Fisher et al., 2004; Sitchler et al., 2007; Morell et al., 2012). La existencia del terreno acrecionado de Golfito (Denyer

y Gazel, 2009), inmediatamente al sur del sector central de la fila Costeña, permite plantear la hipótesis de que algunas rocas de afinidad oceánica como montes submarinos, islas oceánicas o grandes terrenos acrecionados, también pueden formar parte del basamento de esta región. Otro ejemplo de esto, es la existencia de la isla oceánica acrecionada representada por la Formación Tulín, de edad Cretácico Superior – Eoceno inferior, y que aflora en el sector pacífico central (Arias, 2003; Denyer y Gazel, 2009); esta es parte del basamento del extremo noroeste de la cuenca de Térraba (Obando 2011). Sin embargo, hasta ahora ha sido complejo conocer a ciencia cierta el basamento de la región, ya que no existe un amplio registro cartográfico de este, debido posiblemente a que se encuentra cubierto. Además, la mayoría de los antecedentes plantean que los sistemas de depositación calcárea de edad Eoceno medio -superior, conforman los depósitos más antiguos conocidos en esta región (Henningesen, 1965, 1966; Mora, 1979; Phillips, 1983; Fisher et al., 2004). No obstante, hacia el extremo noroeste de la fila Costeña, Obando (2011) reporta la existencia de una secuencia de intercalaciones de areniscas y lutitas gris verdosas del Paleoceno–Eoceno, datadas con la aparición de *Morozovella velascoensis*; esta secuencia se correlaciona con la Formación Descartes. Dicho antecedente propone la existencia de rocas más antiguas que los sistemas calcáreos de la Formación Fila de Cal dentro de la cuenca de Térraba. Así mismo, la carta estratigráfica de Costa Rica propuesta por Sprechmann et al., (1994), propone la posible existencia de rocas Cretácico Superior – Eoceno tardío dentro de la cuenca de Térraba, correlacionadas con las Formaciones Curú y Descartes principalmente.

Formación Fila de Cal

Los primeros reportes de depósitos carbonatados del Eoceno en Costa Rica, fueron realizados por Hill (1898), descritos posteriormente con el nombre de “Calizas de Las Ánimas” (Redfield, 1923, en Hoffstetter et al., 1960). Hacia el pacífico norte de Costa Rica y sur de Nicaragua, se reconocieron depósitos calcáreos de edad Eoceno medio–tardío bajo el nombre de Formación Brito

(Hoffstetter, et al., 1960; Dengo 1962), nombre que previamente había sido utilizado por Hayes (1899) para agrupar depósitos mixtos siliciclásticos-carbonatados del Oligoceno en Nicaragua. Posteriormente, Dengo (1962) nombra a las calizas aflorantes en el pacífico sur de Costa Rica como Formación David, nombre que reciben los depósitos similares en territorio en panameño. Sin embargo, Henningsen (1965, 1966) utiliza el nombre de Formación Brito de forma específica para las calizas eocenas del sur de Costa Rica. Trabajos posteriores, proponen el uso de Unidad Cajón de la Formación Brito (Mora, 1979; Sprechmann, 1984), sin embargo, prevalece el uso de Formación Brito de forma general (Phillips, 1983; Yuan, 1984; Fisher et al., (2004); Stichler et al., 2007; Morell et al., 2013). Por otra parte, varios autores han utilizado otros nombres para referirse a depósitos carbonatados eocenos en Costa Rica, tales como las calizas de Damas, Mal País, Punta Cuevas o Parritilla (Malavassi, 1961; Sprechmann, 1984; Calvo, 1987; Rivier y Calvo, 1988). Finalmente, Calvo (1987) introdujo el nombre de Formación Fila de Cal, para referirse a todos los depósitos que constituyen rampas o plataformas carbonatadas de edad Eoceno medio – superior. Sprechmann et al. (1994), aunque restringe la edad de estos sistemas calcáreos a solo el Eoceno superior, utiliza esta nomenclatura. Recientemente, se ha utilizado el nombre de Formación Fila de Cal, pues se considera más representativo de estos sistemas (Bolz y Calvo, 2018; Bolz, et al., 2019; Chesnel, comunicación escrita).

La secuencia carbonatada consiste en calizas ricas en rodoides y grandes foraminíferos bentónicos del Eoceno medio-superior (Malavassi, 1961). Mora (1979) dividió esta secuencia en una subunidad arrecifal y otra detrítica; la primera corresponde con las facies arrecifales ricas en nódulos de algas y macroforaminíferos; La segunda contiene la facies propia de la destrucción erosiva del sistema arrecifal. El modelo geológico de uso actual (Mora, 1979; Phillips, 1983; Fisher et al., 2004; Stichler et al., 2007; Morell et al., 2013; Morell, 2016) considera que los depósitos carbonatados de la Formación fila de Cal se encuentran expuestos en forma de sobrecorrimientos a lo largo de la fila Costeña, alternados con los de la Formación Térraba. De esta forma, se asume que cada vez que las rocas de la Formación Fila de Cal afloran, es debido a la existencia de una falla

inversa. Ese modelo se traduce en una serie de sobrecorrimientos (cf. Fila Costeña Thrust Belt [FCTB]; Fisher et al., 2004; Stichler et al., 2007; Morell, Fisher y Gardner, 2008; Morell et al., 2012; Morell et al., 2013; Morell, 2015; Morell, 2016), que han apilado la secuencia sedimentaria en la elevación que hoy en día corresponde con la fila Costeña. Una edad revisada Eoceno medio–Oligoceno inferior fue proporcionada en la zona de Cajón-Palmar (figura 1.3; Bolz y Calvo, 2018). Además, al igual que en estudios previos, se reconoce un contacto superior transicional entre calizas estratificadas con areniscas finas y lutitas grises pertenecientes al miembro Zapote de la Formación Térraba (Henningsen, 1965, 1966; Mora, 1979; Bolz y Calvo, 2018). Estas calizas estratificadas de edad Oligoceno temprano han sido nombradas Unidad Palmar y son consideradas producto del transporte y resedimentación de material somero hacia zonas más profundas (Bolz y Calvo, 2018).

Formación Térraba

La Formación Térraba fue inicialmente definida como una secuencia de lutitas gris oscuras hasta negras con importante piritización, que se extiende a lo largo del valle del río Grande de Térraba (Dengo, 1962). Una redefinición fue luego introducida, proponiendo un origen turbidítico de los depósitos (Mora, 1979). El mismo autor subdivide la formación en los miembros Zapote y Lagarto (figura 1.3). Esta subdivisión responde al argumento que la parte inferior de la Formación Térraba se compone principalmente de lutitas color gris oscuro a negras, mientras que hacia la parte superior se incrementa el contenido brechoso y conglomerático polimíctico con clastos centimétricos (Henningsen, 1965, 1966). Una definición más detallada, considerando una secuencia de aporte volcanoclástico y de sedimentación marina, fue luego propuesta por Phillips (1983). En esta definición, una secuencia de lutitas-areniscas-conglomerados también está descrita. Diversos autores han atribuido a la Formación Térraba una edad Oligoceno temprano-Mioceno medio, abarcando un máximo de 2000 m de espesor al noroeste y 1700 m al sureste de la fila Costeña (Henningsen, 1965, 1966; Mora, 1979).

El Miembro Río Claro, definido como la parte inferior de la Formación Térraba, de edad Oligoceno tardío, se encuentra en el margen sureste de la fila Costeña (figura 1.3; Yuan, 1984). Este miembro sobreyace concordantemente de manera discontinua a los depósitos de la Formación Fila de Cal. Esta propuesta asume que, a diferencia con el noroeste (figura 1.4), una paraconformidad representa la erosión de las litologías pertenecientes al Oligoceno temprano. El miembro Río Claro es un sistema de depositación carbonatada constituido de dos facies distintas: 1. Packstone-grainstone de rodolitos; 2. Estratificaciones cruzadas de grainstones y foraminíferos. Se considera una extensión lateral de 4 km o más.

Formación Puerto Nuevo

Los cuerpos plutónicos de composición gabroica que afloran en el sector central y noroeste (figura 1.4) de la fila Costeña han sido agrupados en la Formación Puerto Nuevo – unidad definida por Dengo (1962) – (figura 1.3). La cartografía de varios de estos cuerpos dio una primera estimación de edad de emplazamiento del Mioceno inferior o más reciente (Mora, 1979). Las últimas dataciones dieron una edad del Mioceno medio-tardío (MacMilan, Gans y Alvarado, 2004; Gazel, et al., 2009).

Formación Curré

La Formación Curré sobreyace a la Formación Térraba. Consiste en una secuencia de areniscas tufáceas con intercalaciones de conglomerados finos y lutitas (Dengo, 1962). Esta formación ha sido correlacionada con la Formación Gatún en Panamá (Henningsen, 1965, 1966; Mora, 1979; Hempel, et al., 1993). Una edad mioceno media-tardío le fue inicialmente asignada (Mora, 1979). Sin embargo, con base en el análisis de microforaminíferos planctónicos y moluscos fósiles, una extensión a todo el Mioceno (figura 1.3) fue propuesta por Aguilar et al. (2010).

La Formación Curré fue dividida en dos subunidades (Mora, 1979): 1. Subunidad de conglomerados, que sobreyace concordantemente a la Formación

Térraba; 2. Subunidad de lutitas, que sobreyace concordantemente a la subunidad de conglomerados. Por medio de análisis petrográficos y criterios sedimentológicos, otra descripción fue luego propuesta, considerando en una serie de miembros y litofacies asociadas por medio de análisis petrográficos y criterios sedimentológicos (Lowery, 1982). En resumen, esta formación se compone predominantemente de material volcanoclástico y representa el proceso de somerización de la cuenca, pasando de facies deltaicas a facies de playa y de ambientes parálicos (Mora, 1979).

En la literatura estratigráfica reciente del extremo sur de la fila Costeña, se omite la ocurrencia de los depósitos de la Formación Curré (figura 1.4), argumentando que estos se encuentran ampliamente cubiertos por las litologías de edad Plioceno (Yuan, 1984; Fisher et al., 2004; Stichler et al., 2007; Morell et al., 2013).

Formación Paso Real

La Formación Paso Real sobreyace concordantemente a la Formación Curré y data del Plioceno (figura 1.3) (Mora, 1979; Phillips, 1983). Consiste, en su mayoría, en material continental y volcánico de composición muy heterogénea (Dengo, 1962). El material continental integra los depósitos provenientes de la ablación de la Cordillera de Tamanca primitiva. Las rocas volcánicas posiblemente fueron originadas en centro de emisión situados en las inmediaciones de Térraba y San Vito de Coto Brus (Henningesen, 1965, 1966; Mora, 1979).

Cerro Bola

En la parte superior de la secuencia se han descrito depósitos volcánicos. Afloran específicamente al sureste de la fila Costeña (figura 1.4). El cerro Bola consiste en un domo, cuyas lavas fueron primeramente descritas por como leucoaugitas porfiríticas con hornblenda (figura 1.3; Henningesen, 1965, 1966).

Luego fue catalogado como un lamprófidio con biotita (Alvarado y Gans, 2012). Estas lavas han sido datadas en 3,6 – 3,5 Ma (Gazel, et al., 2011).

I.IV Justificación de la investigación

La investigación geocientífica en Costa Rica, en diversos sectores y con diferentes enfoques, sin duda ha venido en aumento en los últimos años, producto quizás del incremento en la cantidad de graduados en geología. Sin embargo, gran parte de las investigaciones que se realizan actualmente responden a la demanda de estudios aplicados, para fines hidrogeológicos, geotécnicos, de gestión de riesgo o incluso de índole ambiental. La investigación teórica, menos desarrollada, se enfrenta a problemas mayores que son, entre otros, las dificultades de acceso de los afloramientos, las condiciones de alta precipitación y la topografía. Eso restringe el trabajo del geólogo, por ejemplo, a los bordes de carreteras, los ríos (durante estaciones secas), las playas o las cuevas.

Debido a lo anterior y aunado al poco conocimiento geológico en el área de estudio, la investigación teórica de campo y de laboratorio ha sido el eje conductor de este estudio de la fila Costeña, donde se considera oportuno y necesario la elaboración de un modelo geológico-estratigráfico de alta resolución, que permita demostrar que las propuestas stratigráficas previas pueden ser detalladas o superadas, aportando datos e información relevante que contribuya a la discusión científica sobre los procesos geológicos que produjeron la conformación paleogeográfica de esta región.

I.V Objetivos de la investigación

Objetivo general:

Establecer el orden espacial y cronológico de los diferentes sistemas de depositación, con base en el levantamiento y correlación de secciones stratigráficas y usando el criterio biostratigráfico y estructural, con el fin de proponer un modelo evolutivo integral sobre la historia geológica de este sector del país.

Objetivos específicos:

1. Analizar y describir las secuencias sedimentarias mediante criterios sedimentológicos, petrográficos, estratigráficos y bioestratigráficos, para determinar los diversos sistemas de depositación y sus edades respectivas.
2. Interpretar la distribución espacial y temporal de los sistemas de depositación en relación con los rasgos estructurales que los afectan para elaborar un mapa geológico del área.
3. Integrar los datos sedimentológicos, petrográficos, estratigráficos, bioestratigráficos y estructurales para construir modelos evolutivos sobre la historia geológica de la cuenca.

I.VI Hipótesis de la investigación

Las secuencias sedimentarias aflorantes en el área de investigación sugieren la existencia de una amplia diversidad de ambientes, edades y procesos de depositación. Esto sumado a los efectos producidos por el contexto estructural, dificultan la delimitación espacial y cronológica de los distintos sistemas de depositación mediante criterios sedimentológicos y estratigráficos. Además, la escasez de accesos y afloramientos en algunos sectores del área, ha propiciado que a través del tiempo diversos autores hayan propuesto modelos geológicos que sugieren la existencia de una serie de fallas inversas, causando la repetición de la secuencia sedimentaria conformada por las formaciones Fila de Cal y Térraba. Estas estructuras han sido en ocasiones extrapoladas a lo largo de toda la Fila Costeña, sin el entendimiento estratigráfico detallado para demostrar su existencia (p.e. Mora, 1979; Morell et al., 2013; Bolz & Calvo, 2018). Esta investigación impulsa la comprobación de un modelo geológico en el que se considera: 1. la existencia de variaciones laterales y verticales de ambientes de depositación dentro de la secuencia; 2. la presencia de rocas sedimentarias de diversas edades, del Eoceno al Mioceno; 3. el factor estructural en la distribución espacial actual de los depósitos. Los cuáles serán posible de determinar mediante criterios sedimentológicos,

estratigráficos, bioestratigráficos y estructurales. Por lo tanto, de validarse esta hipótesis sería posible replantear la estratigrafía de la zona y proponer un nuevo modelo sobre la historia geológica de esta región.

I.VII Distribución del documento

Capítulo II: En este capítulo se abordará y describirá la metodología empleada en esta investigación.

Capítulo III: Se describe en detalle cada una de las facies desarrolladas en este trabajo, sustentado en las descripciones de campo y de laboratorio que permiten al lector comprender el modelo de facies empleado en la investigación. También se exponen las evidencias paleontológicas que permiten establecer la edad de los depósitos observados.

Capítulo IV: Este capítulo muestra las columnas estratigráficas que representan cada una de las secciones recorridas, así como un modelo de correlación entre ellas.

Capítulo V: Plantea la propuesta estratigráfica y cartográfica del área de estudio, con referencia a algunas formaciones geológicas existentes que requieren la definición de nuevos miembros o la ampliación - modificación de su definición original.

Capítulo VI: Se expone la historia geológica y el modelo evolutivo de la cuenca de Térraba, que permite al lector comprender la temporalidad de los procesos que propiciaron la colmatación de la cuenca y la conformación paleogeográfica propuesta.

Capítulo VII: Se mencionan las conclusiones derivadas de esta investigación.

Capítulo II: Metodología

La figura 2.1 muestra de manera general y consecutiva las principales actividades realizadas en el desarrollo de la investigación. Cada una de las fases se detalla a continuación.

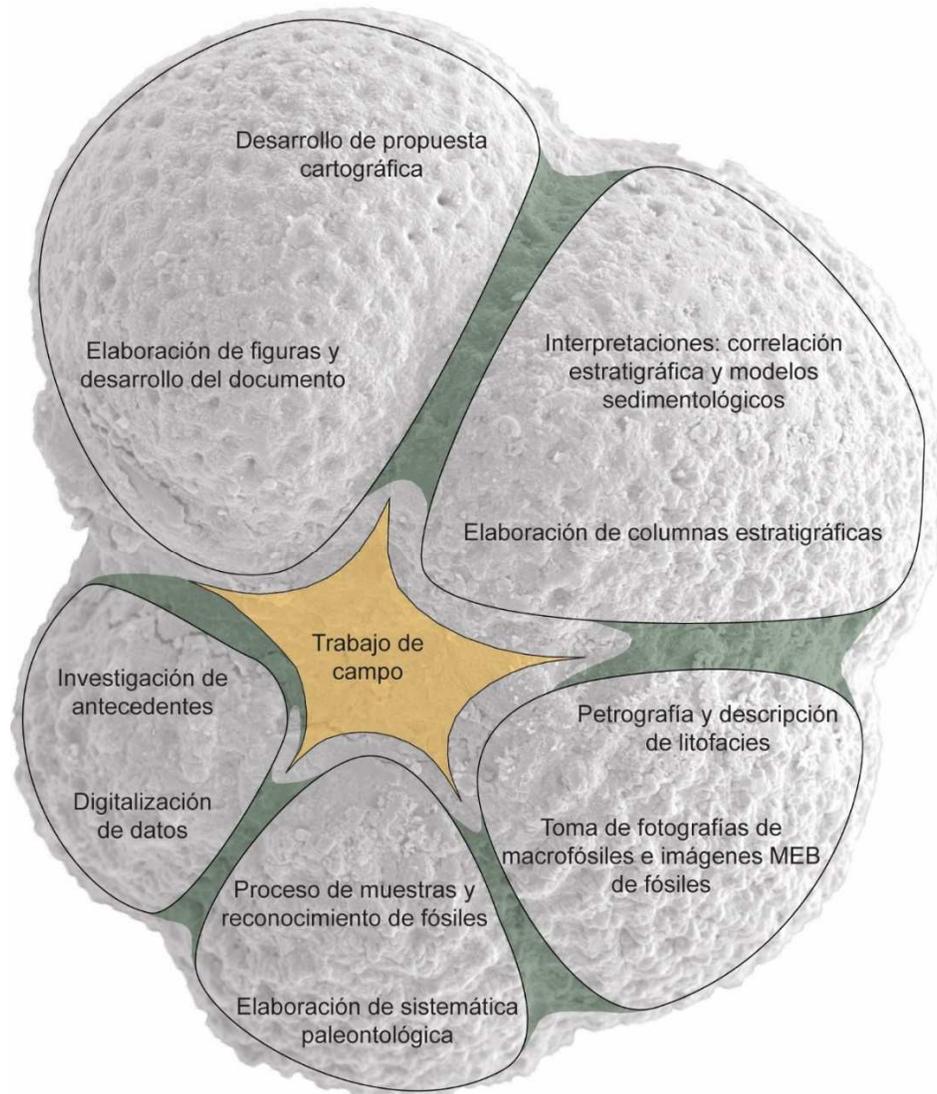


Figura 2. 1: Esquema general de las actividades realizadas en el desarrollo de la investigación.

II.1 Labores previas y trabajo de campo

Previo a las visitas de campo se elaboraron mapas a escala 1:25 000 para cada uno de los ríos principales. Estos mapas contenían los cauces principales y

sus afluentes, poblados y curvas de nivel cada 10 m, disponibles en la base de datos del Servicio Nacional de Información Territorial (SNIT) del Instituto Geográfico Nacional (IGN) de Costa Rica. También se elaboraron modelos de elevación digital que ayudaron a visualizar rasgos morfológicos. Además, se diseñó el cronograma de trabajo y la metodología a seguir durante el trabajo de campo.

Se priorizó el estudio de secuencias estratigráficas a través de los principales cauces de ríos de la zona y de sus afluentes. Se aprovecharon los meses de enero y febrero de los años 2018 y 2019, en los que la época seca provocó una importante disminución de los caudales. Los principales cauces de ríos y quebradas recorridos son los siguientes: 1. ríos: Coloradito, Abrojo, Corredor, Caño Seco, Nuevo, Caracol, Claro y Zapote. 2. quebradas: El Brujo, Callejonuda, Linda, Lajas, Negra, Seca, Luis Umaña, Pela dientes y Unión. Además, algunos otros ríos o quebradas que no poseen nombre oficial en las hojas topográficas 1:50 000 del Instituto Geográfico Nacional (IGN) de Costa Rica, también fueron estudiados. Cada uno de estos cauces fue recorrido desde su intersección con la ruta Interamericana Sur hacia aguas arriba, hasta donde las complejidades topográficas como cataratas, deslizamientos o cañones imposibilitaran continuar. De forma complementaria, se recorrieron la mayoría de las rutas de acceso hacia posibles afloramientos (carreteras públicas y privadas, canteras y puntos aislados en potreros al margen de los caminos), con el fin de densificar los puntos de observación de las distintas secuencias estratigráficas presentes en el área.

La metodología seguida en el levantamiento de las secuencias estratigráficas implicó varias etapas: 1. Se tomaron 566 datos de localización en el sistema de coordenadas CRTM05, utilizando un sistema GPS Garmin 64s map, o en su defecto, la aplicación celular Locus Map 3.38.3 de la compañía Assam Software. Esta aplicación, además, permitió visualizar modelos de sombras, curvas de nivel y los principales rasgos estructurales y geomorfológicos. 2. Se midieron las direcciones e inclinaciones de 300 estratos. 3. Se describieron las distintas litofacies y sus fósiles asociados de cada afloramiento. 4. Se tomaron fotografías panorámicas y en detalle. 5. Se muestrearon más de 115 localidades (rocas o

fósiles). Las muestras fueron rotuladas y colocadas por separado en bolsas plásticas con cierre hermético con el fin de evitar la contaminación cruzada entre ellas. 6. Se calcularon espesores de secuencias. 7. Con esta metodología fue posible elaborar columnas estratigráficas detalladas y continuas, plasmando dicha información a través de anotaciones, esquemas y dibujos en la libreta de campo.

II.II Investigación de antecedentes

Se recopilaron las fuentes bibliográficas relacionadas con el área, o con los temas de estudio, disponibles en la Biblioteca de la Escuela Centroamericana de Geología (ECG-UCR) y en bases de datos digitales de internet. Los mapas, las secciones estratigráficas, las fotos y la ubicación de muestras o de dataciones de algunas de esas referencias fueron geo referenciadas mediante el uso del software ArcMap 10.3 de Esri. Para facilitar la consulta y el manejo de los documentos digitales se utilizó la aplicación Mendeley desarrollada por Elsevier. Esta aplicación permite referirse, de forma sencilla, a los autores y al contenido principal de las publicaciones consideradas.

II.III Digitalización de datos

La información colectada durante el trabajo de campo se tabuló en hojas de cálculo utilizando el programa Excel de Microsoft. Estas tablas contienen datos sobre fecha, sitio de referencia, localización (latitud y longitud en sistema de coordenadas CRTM05), descripción breve del afloramiento, código de foto(s), rumbo de la capa en azimut, inclinación de la capa en grados, código de la(s) muestra(s) y descripción breve de la roca. A partir de dicha tabla y mediante el empleo del software ArcMap 10.3 de Esri, fue posible georeferenciar los datos de interés para el desarrollo del modelo cartográfico del área (ubicación de muestras, traza axial de pliegues, fallas, cuevas, dolinas, deslizamientos, etc).

Las fotografías de afloramientos, rocas, fósiles fueron editadas utilizando el programa Photoshop CS6 de Adobe. Se generaron mosaicos de fotos, detalles de algunos rasgos morfológicos o mejoras de la visualización de otros.

II.IV Fase de laboratorio

Procesamiento de muestras y análisis taxonómico de microforaminíferos:

El proceso de muestras se basó en la metodología propuesta por Thomas y Murney (1985) para lutitas negras de dureza relativamente baja. Esta metodología sugiere el uso de: 1. Peróxido de hidrógeno (H_2O_2) al 30% de concentración para oxidar la materia orgánica presente en la roca. 2. Un agitador y una plantilla para calentar el compuesto roca/agua destilada/ H_2O_2 . No obstante, se hicieron algunas modificaciones menores a esta metodología para procurar el menor daño a los especímenes de fósiles presentes en la roca. Por lo tanto, la metodología utilizada en este apartado se describe de la siguiente manera:

- 1) Por cada proceso se utilizaron aproximadamente 100 g de muestra, procurando usar únicamente roca sana y evitando los fragmentos de roca con pátinas de meteorización.
- 2) La muestra debió ser fragmentada utilizando un mortero y pistilo de porcelana, hasta reducirla a pequeños fragmentos de roca menores a 5 mm.
- 3) Los fragmentos de roca se depositan en un *beaker* de vidrio de 500 ml. Se añade H_2O_2 al 10% de concentración, hasta duplicar el volumen ocupado por los fragmentos. H_2O_2 al 10% de concentración se obtiene al mezclar una parte de H_2O_2 al 30% con dos partes de agua destilada. Es importante tener en consideración que el H_2O_2 debe ser añadido al agua destilada y no de forma inversa, esto para evitar una reacción violenta que ocasione salpicaduras en la piel que puedan producir quemaduras y blanqueamiento.
- 4) Se debe agitar el *beaker* con la mezcla y dejar en reacción por al menos una hora o hasta que cese la reacción. Esto se puede valorar

agitando la muestra para corroborar que la desgasificación haya terminado por completo. Es necesario prestar atención durante el tiempo de reacción, ya que el H_2O_2 actúa oxidando las partículas de materia orgánica presentes en la roca y, según la abundancia de estas en el material, la reacción podría tornarse violenta. Una reacción violenta podría generar grandes burbujas de gas que al liberarse derraman parte del sedimento más fino fuera del *beaker*, provocando contaminación entre muestras. En estos casos, resulta útil apaciguar la reacción añadiendo gotas de alcohol con una piseta.

5) Posteriormente se pasa la muestra por el tamiz con abertura de 45 μm , esto para descartar el residuo de la reacción y las arcillas dispersadas durante el proceso. El material que no pasa la malla de 45 μm se deposita en una porcelana y se lleva a la plantilla u horno de secado.

6) Finalmente, la muestra seca se pasa por el arreglo de tamices de 400, 250, 150 y 75 μm . Se deposita cada fracción de estas en pequeñas bolsas de cierre hermético debidamente rotuladas con el código de muestra y el número de micras, incluida la fracción más fina recogida a veces llamado "fondo".

Por otra parte, para el procesamiento de las muestras más finas y suaves se acató la recomendación de los expertos del Instituto de Investigación en Estratigrafía de la Universidad de Caldas, quienes sugieren el uso de una solución acuosa compuesta por 5 g de tripolifosfato de sodio $Na_5P_3P_{10}$ y 500 ml de agua aproximadamente, esta solución funciona como dispersante de arcillas. Después de 24 horas, el procedimiento de lavado, secado y tamizado de la muestra es el mismo al descrito en los puntos 5 y 6.

Picking y sorting:

La técnica de entresacado de microfósiles llamada *picking* consiste en lo siguiente: 1. depositar el material obtenido en el tamiz de 150 μm de abertura sobre una bandeja metálica de fondo negro; 2. utilizar un estereoscopio o lupa binocular, una pinza de precisión o un pincel con alcohol para separar los microfósiles del

sedimento; 3. trasladar los microfósiles extraídos a una bandeja o recipiente para almacenarlos.

La técnica llamada *sorting* consiste en lo siguiente: 1. llevar los especímenes a una bandeja especial que contiene recuadros enumerados como sistema de localización; 2. colocar los grupos de ejemplares que presentan similitud morfológica en cada uno de estos recuadros; 3. pegar los especímenes a dicha bandeja utilizando goma líquida diluida con agua o algún otro tipo de pegamento. Cada recuadro o incluso la secuencia de dos o más equivalen a una misma muestra.

Métodos de observación y reconocimiento de microforaminíferos:

Este paso, útil para la observación de aspectos morfológicos detallados que posibilitan la correcta clasificación de género o especies, se realizó mediante los dos siguientes métodos:

1. Método óptico. Después de haber realizado el *sorting* se llevan los especímenes más representativos de cada recuadro a otra bandeja que posee separaciones circulares. Se debe colocar una ligera cobertura de pasta limpiatipos en cada círculo. Esta pasta facilita la fijación de los especímenes en distintas posiciones, haciendo posible la observación de las principales características morfológicas y desde distintas vistas. Las observaciones se realizaron utilizando un estereoscopio marca Motic, modelo SMZ-161 y una lupa binocular marca Motic, modelos SMZ-168 con aumento 2X.

2. Método de Microscopio Electrónico de Barrido (MEB). Después de haber realizado el *sorting* se llevan los especímenes de interés sobre una cinta adhesiva doble cara de carbono que se coloca en la superficie de una base metálica. Se deben cubrir los microfósiles con una película de polvo catódico de metales no oxidantes como oro, paladio o platino. Después, se introduce la muestra a la cámara de vacío del MEB y se realiza la toma de fotografías de alta resolución, tanto de forma general como específica, de cada ejemplar. Este equipo tiene la capacidad de realizar mediciones de escala micrométrica. La cobertura de muestras se realizó utilizando un

aparato cobertor iónico EMS150R propiedad del Centro de Investigaciones en Estructuras Microscópicas (CIEMic) de la UCR. Las observaciones se realizaron utilizando un Microscopio Electrónico de Barrido (MEB) Hitachi S-3700n, también propiedad del CIEMic.

Para la adecuada clasificación de los microforaminíferos se requiere tener detalle de los aspectos morfológicos importantes tales como el tipo de pared, las aperturas, el tipo de enrollamiento y el número de cámaras. Con esas observaciones se procede a revisar y comparar con información en bases de datos disponibles en la web. En este caso se utilizó la base de datos Cenozoic Planktonic Foraminifera compilada por pforams@mikrotax, World Foraminifera Database. También se consultaron atlas y libros de taxonomía de foraminíferos para las regiones tropicales y subtropicales, procurando alcanzar el rango de especie o género para cada espécimen analizado. Sin embargo, esto no siempre es posible y muchas veces se debe renunciar a los intentos de determinación debido a la mala preservación.

Cabe destacar que el estilo empleado para el desarrollo de la sistemática micropaleontológica considera las clasificaciones aceptadas actualmente admitidas en las fuentes consultadas.

Estudio de macrofósiles

Los macrofósiles encontrados durante el trabajo de campo fueron determinados con la colaboración de la M.Sc. Teresita Aguilar. Se utilizaron agujas, pinceles y brochas para la limpieza de los especímenes y lupas de amplio diámetro para la observación. También se utilizó una cámara profesional para la toma de fotografías en distintas vistas de cada uno de los fósiles. Los especímenes fueron descritos de manera sistemática. Para esto se utilizó la información contenida en libros, artículos y bases de datos de libre acceso como *The Paleobiology Database*, *Fossilworks* y *Worms*.

II.V Análisis petrográficos

Se seleccionaron 68 muestras de rocas representativas y distribuidas en toda el área de estudio. Estas se enviaron al laboratorio de Petrografía de la ECG-UCR para la elaboración de las secciones delgadas. Los análisis petrográficos se elaboraron utilizando un microscopio de luz polarizada marca Nikon, modelo Eclipse. Las fotografías de secciones delgadas fueron tomadas utilizando una cámara Nikon modelo DS-Fi2. Estos análisis permitieron la identificación de los distintos microcomponentes y la debida clasificación según el tipo de litología, granulometría y composición porcentual. En este análisis también se utilizó un escáner para secciones delgadas de roca, de marca OPTIKA Microscopes Italy. A diferencia de la observación a través del microscopio de luz polarizada, que restringe el campo de visión en la sección delgada, las imágenes proporcionadas por el escáner permiten realizar observaciones en toda el área que ocupa dicha sección. Eso ofrece la posibilidad de visualizar algunos aspectos morfológicos, de disposición, de orden y de relaciones de tamaño de los componentes de manera más general.

II.VI Interpretaciones y desarrollo del documento

En esta fase se desarrollaron los siguientes apartados: mapa geológico, columnas estratigráficas, descripción de facies y la elaboración de figuras y tablas. Para esto se utilizaron herramientas de trabajo como lo son los programas *Word* y *Excel* de *Microsoft*, *Photoshop* e *Illustrator* de *Adobe*, *ArcMap* 10.3 de *Esri*, el ejecutable *TS Creator* y la aplicación *MicroStratiRange* elaborada por el Instituto de Investigaciones en Estratigrafía de la Universidad de Caldas (Colombia).

Capítulo III: Resultados

III.I Análisis de facies

Las secuencias sedimentarias se representan en 8 secciones estratigráficas tituladas: Río Claro Sur, Río Claro Norte, Río Nuevo - Caño Seco, Río Corredor, Río Abrojo Sur – Quebrada Lajas, Río Abrojo Norte – Limoncito, Quebrada Callejonuda y Quebrada El Brujo.

Este análisis contempla las observaciones realizadas durante el trabajo de campo, tales como espesores, contactos entre estratos, estructuras y estado de meteorización. También descripciones de muestras de mano como color, dureza, textura, componentes, contenido de carbonato de calcio y contenido fósil. Se añaden también las observaciones realizadas con los análisis petrográficos, como textura, microcomponentes, sorteo y forma de granos, matriz, cemento, entre otros.

Estas facies fueron agrupadas en cuatro asociaciones de facies (Tabla 3.1); cada una hace referencia a distintos procesos de depositación en un ambiente o entorno sedimentario en particular.

Tabla 3.1: Asociaciones de facies

Asociación de facies	Facies	Posible ambiente de depositación
AF I	F1	Plano deltaico distal
AF II	F2 y F3	Frente deltaico
AF III	F4, F5 y F6	Prodelta
AF IV	F7 y F8	Plataforma abierta (offshore)

Las tres primeras asociaciones de facies (AF I, AF II y AF III), contemplan los depósitos de la fase subacuática de un complejo deltaico, desde el plano y frente deltaico hasta el prodelta (figura 3.1). Por otra parte, la asociación de facies IV (AF IV) agrupa una facies mixta (siliciclástica – calcárea) debido a su relación con los depósitos de caliza aflorantes en el área de estudio, así como facies *offshore* de plataforma abierta. Esta última correspondiente con los depósitos más antiguos y profundos encontrados en esta investigación.

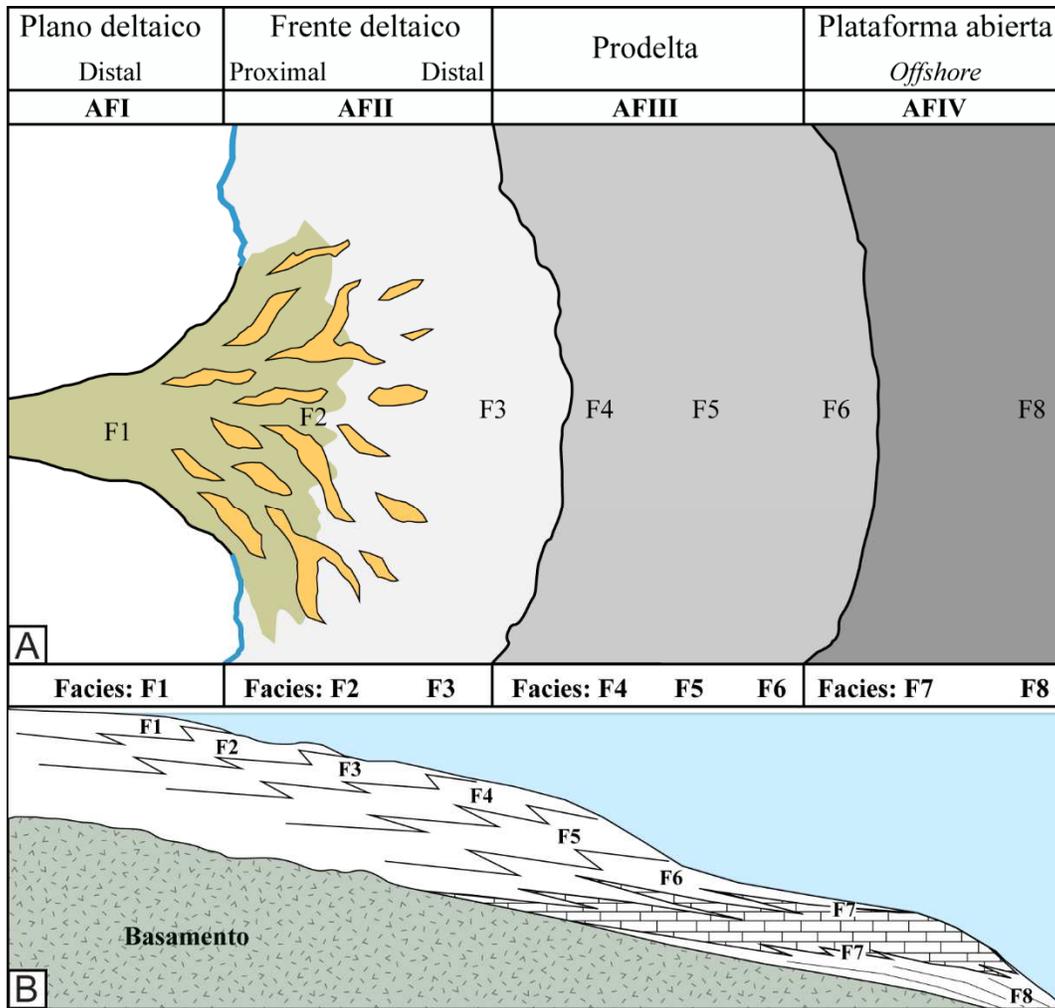


Figura 3.1: Esquema idealizado (no a escala) del sistema deltaico y los depósitos carbonatados asociados, ambientes, asociaciones de facies y facies propuestas. A) Vista en planta. B) Vista de perfil. Elaboración propia.

Las cuatro asociaciones de facies y sus facies componentes (Tabla 3.2) determinadas en este estudio se presentan a continuación.

Tabla 3.2: Resumen de las asociaciones de facies reconocidas

Asociación de Facies	Facies	Litologías	Estructuras sedimentarias	Contenido fósil	Espesor de estratos	Proceso de deposición	Interpretación
AF I. Depósitos de plano deltaico distal	F1. Conglomerados y areniscas de desembocadura	Conglomerados finos y medios con soporte por matriz de areniscas medias a gruesas	Paleo dunas métricas, contactos erosivos, netos y ondulados	Nulo	Desde 15 cm hasta 2 m	Sedimentos transportados por corrientes fluviales a través de un flujo canalizado hacia el mar	Barras fluviales o como relleno progresivo del canal de desembocadura.
AF II. Depósitos de frente deltaico	F2. Brechas y areniscas de frente deltaico proximal	Areniscas finas a gruesas y brechas finas polimícticas con soporte por matriz arenosa	Gradación normal, paleo dunas métricas, contactos erosivos u ondulados.	Fragmentos de moluscos, erizos, rodolitos de algas y troncos de madera carbonizados, foraminíferos	Masivo < 2.5 m	Arrastre de sedimentos por corrientes fluviales y litorales, formando barras, posible flujo homopícnico	Complejo de barras de desembocadura
	F3. Areniscas y limolitas fosilíferas de frente deltaico distal	Areniscas finas a medias y limolitas	Gradación normal, estructuras de carga, laminación ondulada, cruzada y paralela, contactos netos, ondulados y erosivos	Moluscos, restos de cangrejos, erizos, troncos carbonizados, icnofósiles tipo <i>Thalassinoides</i> y <i>Ophiomorfa</i>	Centimétrico, o masivo < 2 m	Arrastre y redeposición de sedimentos por tormentas. Sedimentación de finos en suspensión durante períodos de calma relativa	Depósitos tempestíticos y de períodos inter tormenta
AF III. Depósitos de prodelta	F4. Areniscas y limolitas masivas	Areniscas finas a medias y limolitas	Laminación paralela fina y ripples centimétricos poco frecuentes. Contactos netos, pocos erosivos y ondulados	Esporádicos moluscos fragmentados, troncos carbonizados, icnofósiles tipo <i>Thalassinoides</i> , concreciones, foraminíferos	Desde 30 cm hasta 2 m	Fluctuaciones en la tasa de sedimentación y energía del medio, así como períodos con flujo hiperpícnico, también asociado con eventos tempestíticos	Prodelta proximal (parte superior de la pendiente del prodelta), cercano a transición con el frente deltaico,
	F5. Intercalaciones de conglomerados, brechas finas, areniscas y limolitas	Limolitas, areniscas finas, brechas finas arenosas y aisladas intercalaciones de conglomerados finos a medios con matriz arenosa	Gradación normal, laminación paralela y ondulada, ripples centimétricos, estructuras de carga, contactos netos, ondulados y erosivos	Icnofósiles tipo <i>Thalassinoides</i> , pocos niveles con <i>Zoophycos</i> , troncos carbonizados. Conglomerados: fragmentos de moluscos y rodolitos	De 2 cm a 1 m	Corrientes de alta energía y densidad inducidas por flujos de gravedad o por grandes avenidas en el sistema fluvial y períodos de baja energía con deposición de finos en suspensión	Ritmitas depositadas en la pendiente del prodelta, pueden alcanzar incluso los márgenes de la plataforma distal
	F6. Limolitas masivas con intercalaciones finas de areniscas	Predominantemente limolitas masivas, intercalaciones de areniscas finas a medias	Laminación paralela muy fina, gradación normal en los estratos de arenisca	Escaros macrofósiles, concreciones de icnofósiles tipo <i>Thalassinoides</i> . Abundancia de foraminíferos, pocos ostrácodos y radiolarios	Estratos centimétricos o capas masivas < 4 m	Sedimentación de finos en suspensión, interrumpido por areniscas asociadas con flujo de baja densidad, propiciados por eventos tempestíticos	Prodelta distal, planicie profunda del prodelta.
AF IV. Depósitos de plataforma abierta	F7. Brechas finas calcáreas, areniscas calcáreas y limolitas calcáreas	Brechas finas, areniscas y limolitas, todas calcáreas	Gradación normal, laminación paralela, ondulada, contactos netos o transicionales	Erizos, ostras, gasterópodos, <i>Pecten</i> , otros bivalvos, gasterópodos, macroforaminíferos, icnofósiles del tipo <i>Thalassinoides</i>	Estratos < 1 m o capas masivas > 2 m	Fluctuaciones en aporte sedimentario y en la energía del medio, produce formación o sepultamiento de facies calcáreas	Ambiente mixto de plataforma abierta (calcáreo - siliciclástico), asociado con depósitos carbonatados
	F8. Intercalaciones de areniscas, limolitas y lutitas	Areniscas finas y limolitas, lutitas esporádicas	Gradación normal, laminación paralela, ripples centimétricos, contactos netos, ondulados y erosivos	Esporádicos moldes de bivalvos y fragmentos milimétricos de troncos carbonizados, icnofósiles del tipo <i>Thalassinoides</i>	Estratos centimétricos < 50 cm	Corrientes de turbidez y deposición de finos en suspensión	Turbiditas finas depositadas en la parte superior a media del talud continental

Asociación de facies I: Depósitos de plano deltaico distal

Facies 1. Conglomerados y areniscas de desembocadura (F1)

Descripción: La facies F1 conforma la asociación de facies AF I. Se encuentra asociada con la facies F3. Es posible observar esta facies en la base de las secuencias mostradas en las secciones estratigráficas Río Nuevo – Caño Seco y Río Corredor. El espesor máximo observado de esta facies es de 30 m.

La facies F1 contempla depósitos de conglomerados arenosos y arenas gruesas masivas (figura 3.2, A). Afloran como capas decimétricas (> 15 cm, figura 3.2, B) y métricas, de hasta 2 metros (figura 3.2, C). Es común observar contactos erosivos, netos y ondulados entre estratos, así como ripples de gran tamaño formando paleo dunas submarinas métricas de muy bajo ángulo.

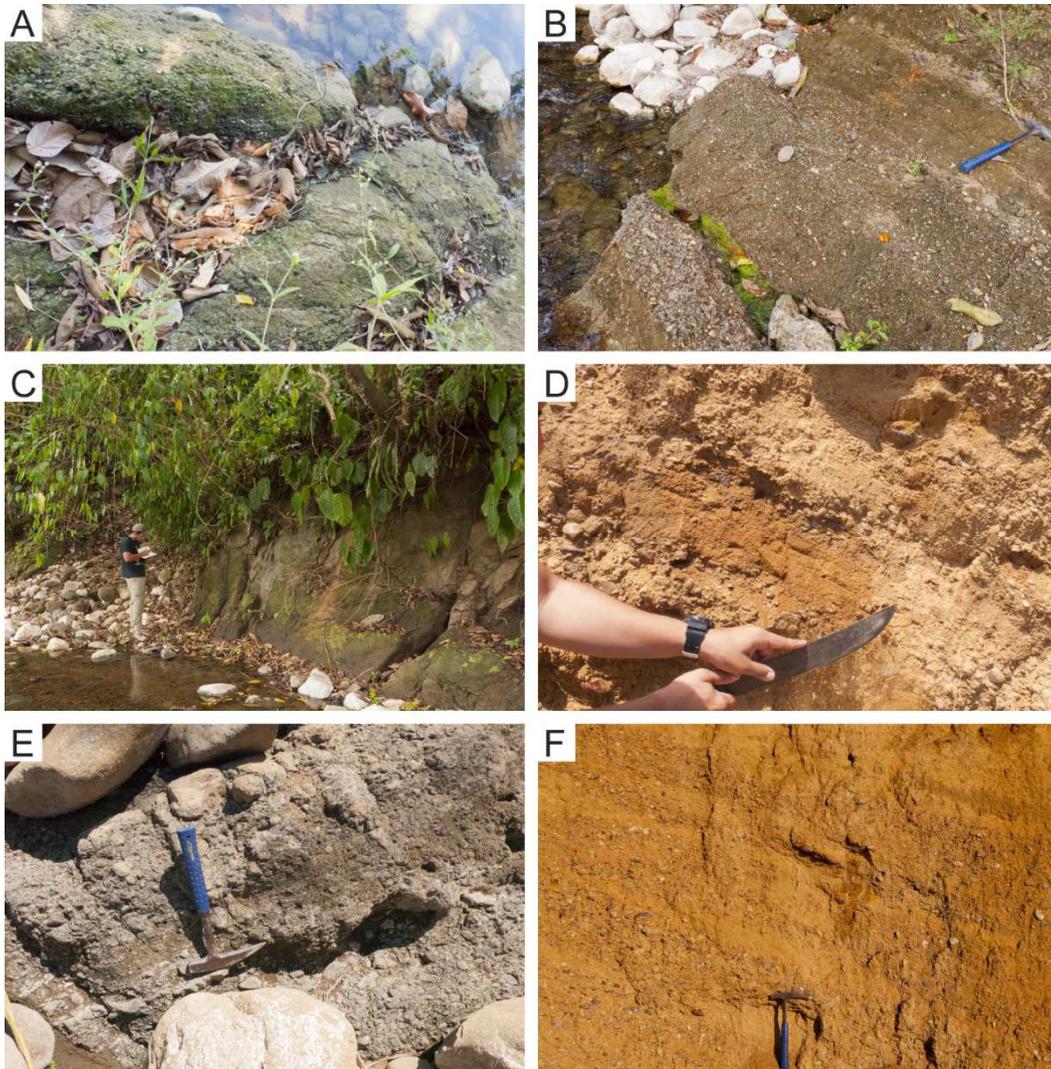


Figura 3.2: Afloramientos de la facies F1. A) Areniscas gruesas y conglomerados arenosos con aspecto masivo. B) Capas centimétricas de conglomerados gradados. C) Areniscas gruesas masivas. D) Aspecto inconsolidados y meteorizados. E) Color gris a gris verdoso común de esta facies. F) Color café rojizo, común cuando la meteorización es intensa; clastos bien seleccionados.

Estos conglomerados arenosos se observan generalmente inconsolidados, con un alto grado de meteorización (figura 3.2, D). Presentan color gris a gris verdoso (figura 3.2, E) o café rojizo (figura 3.2, F). En estos se encuentran litoclastos ígneos (color negro o gris oscuro) y sedimentarios (tonos rojizos, blancuzcos, verdosos y gris amarillentos), con granos de tamaño grava fina a media y hasta guijarros, medianamente bien seleccionados (figura 3.2, F). Presentan soporte por matriz de areniscas medias a gruesas. El contenido calcáreo es nulo. Esta facies puede presentar gradación positiva (figura 3.2, B). Algunos niveles observados

presentan laminación cruzada métrica de muy bajo ángulo. El contenido fósil en estos depósitos es nulo. Además, se encuentran fragmentos de troncos de madera carbonizados, centimétricos y decimétricos

Interpretación: Esta facies representa los depósitos más someros del registro sedimentario observado en esta investigación. Estos sedimentos fueron aportados posiblemente a través de un flujo canalizado hacia la zona de desembocadura, donde predomina el arrastre de sedimentos por corrientes fluviales (Tucker, 2001; Arche, 2010). La existencia de estratificación cruzada métrica y de bajo ángulo puede indicar un ambiente de alta energía, afectado por las fluctuaciones de velocidad de la corriente fluvial canalizada (Jorissen, et al., 2018); lo anterior, sumado a la presencia de fragmentos de madera carbonizada y a las granulometrías gruesas, sugiere una fuente continental cercana. La ausencia de contenido fósil podría deberse a la alta movilidad y constante aporte de sedimento, que no permite la colonización de fauna. Yang, Paik, Choi y Dalrymple (2019) mencionan que este tipo de depósitos, pueden aumentar en volumen y en tamaño de los clastos, en períodos de grandes avenidas como tormentas. Finalmente, Jorissen et al. (2018) interpreta depósitos similares del Plioceno de la cuenca Daciana, en el Mar Negro, como el relleno progresivo del canal en el área de desembocadura.

Asociación de facies II: Depósitos de frente deltaico

Facies 2. Brechas y areniscas de frente deltaico proximal (F2)

Descripción: La facies F2 se encuentra asociada con las facies F3 y F4. También se puede observar en contacto con los depósitos de caliza aflorantes en el área. Es posible observar esta facies en las secciones estratigráficas Río Claro Norte, Río Corredor y Río Abrojo Norte – Limoncito. El espesor máximo observado es de 60 m.

Estos depósitos son predominantemente arenosos, pero con frecuencia se observan brechas finas a medias. Aflora en forma de capas de areniscas gruesas masivas de hasta 2,5 metros de espesor (figura 3.3, A), sin embargo, se pueden

observar niveles centimétricos de brechas finas hacia la base de las capas. Es común observar contactos erosivos y ondulados, así como laminación cruzada formando paleo dunas submarinas métricas (figura 3.3, B).

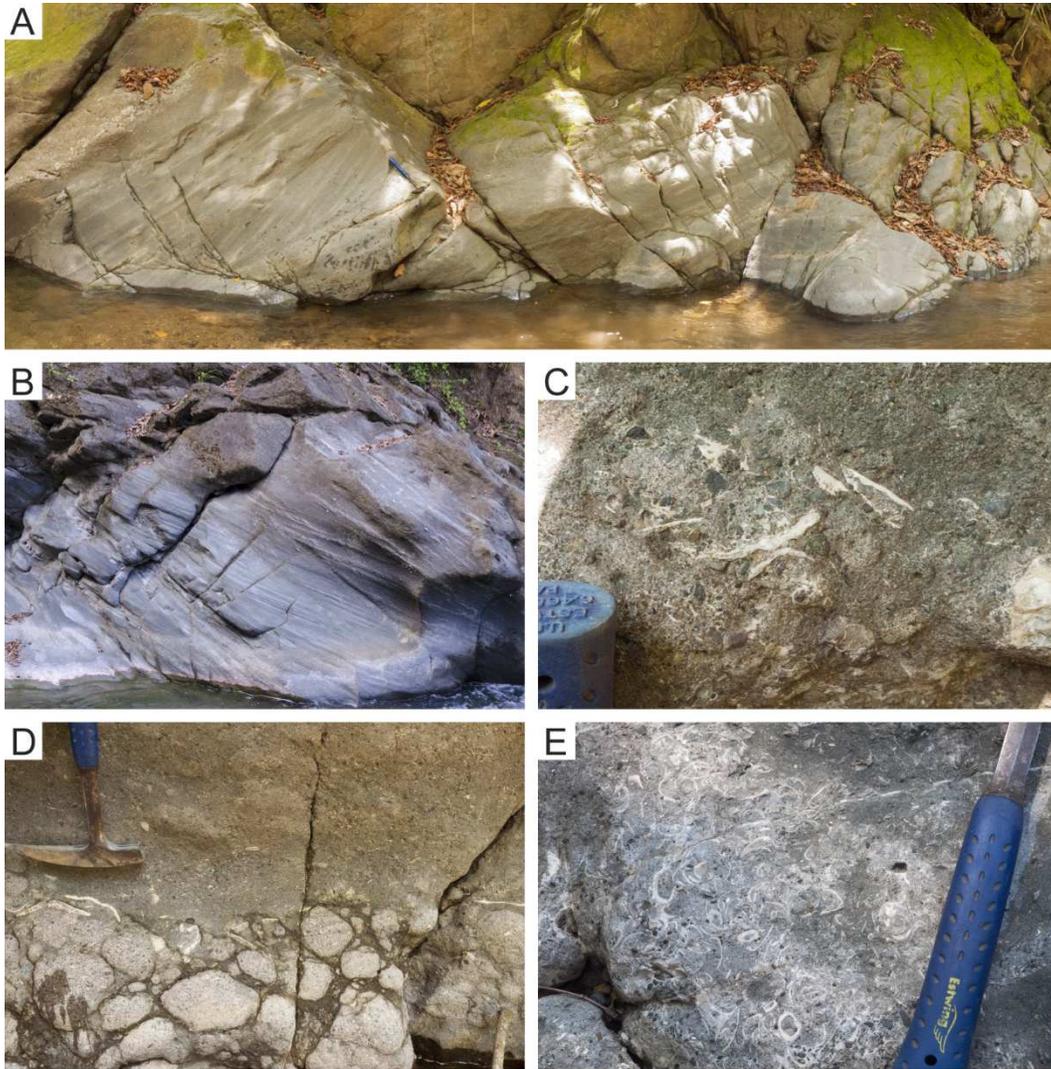


Figura 3.3: Afloramientos de la facies F2. A) Areniscas gruesas masivas. B) Laminación cruzada formando paleo dunas métricas. C) Brechas finas soportadas por matriz, fragmentos de erizos y bivalvos. D) Gradación normal, brechas finas con erizos alineados horizontalmente y areniscas gruesas masivas. E) Abundancia de fósiles en las brechas finas con matriz de arenisca gruesa.

Generalmente se encuentran bien litificada, con bajo grado de meteorización. Son de color gris claro a gris oscuro. Estos depósitos son polimícticos, pues contienen clastos de areniscas, limolitas y caliza, así como ígneos lávicos, con granos tamaño arena a grava fina. Las brechas finas presentan soporte por matriz

(figura 3.3, C) de areniscas medias a gruesas y generalmente muestran gradación normal (figura 3.3, D). El contenido calcáreo varía desde 0 hasta 10%. Los depósitos predominantemente arenosos presentan estratificación – laminación cruzada y un contenido fósil nulo o muy bajo. Por otra parte, las brechas finas arenosas, sin estratificación cruzada, contienen abundancia y diversidad de fósiles (figura 3.3, E), como fragmentos de bivalvos, gasterópodos y erizos de mar, que en ocasiones pueden encontrarse alineados de forma horizontal (figura 3.3, D). También se encuentran fragmentos de troncos de madera carbonizados centimétricos y rodolitos de hasta 2,5 cm de diámetro.

Con petrografía se observan granos de tamaño grava fina, en una matriz arenosa de fina hasta gruesa (figura 3.4, A - D). Los granos son principalmente litoclastos sedimentarios e ígneos, algunos con minerales de alteración como clorita o sericita. Sin embargo, también se observa fragmentos de conchas fósiles y restos de macroforaminíferos bentónicos y algas (figura 3.4, B). Estos granos pueden presentar formas angulares, sub angulares y subredondeadas (figura 3.4, C), por lo general con un sorteo medio malo y bueno con menor frecuencia. Los contactos entre granos son puntuales, flotantes y esporádicamente tangenciales (figura 3.4, E y F), raramente suturados. La matriz por lo general contiene cristales de plagioclasa, cuarzo, fragmentos de roca, fragmentos de espinas de erizos, micro y macro foraminíferos bentónicos (figura 3.4, B) y acumulaciones de materia orgánica. El cemento es siempre calcáreo, a veces en forma de esparita muy fina (figura 3.4, B, C, E y F). Se observa constantemente algunas vetillas y porosidad secundaria rellena de esparita.

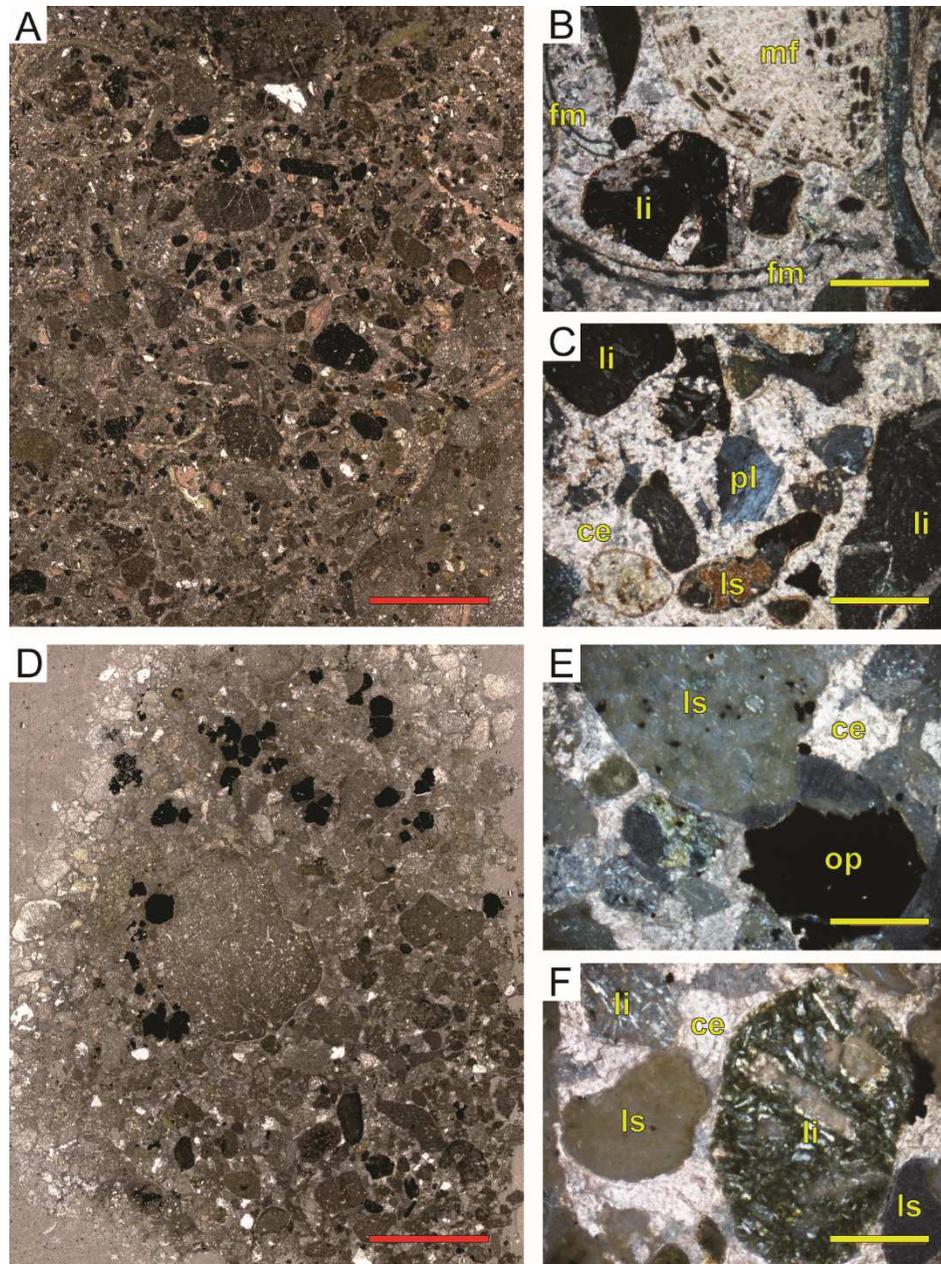


Figura 3.4: Escaneos y fotomicrografías a nícoles cruzados (NX) de secciones delgadas de la facies F2. Indicadores: Barra roja: 0,5 cm, barra amarilla (0,2 mm), mf (macroforaminífero), fm (fragmento de molusco), li (litoclasto ígneo), pl (plagioclasa), ce (cemento esparítico), ls (litoclasto sedimentario), op (cristal opaco indeterminado). A) Escaneo de una brecha fina con matriz de arenisca fina – gruesa y fragmentos de fósiles. B) NX. Fragmento de fósiles y litoclastos. C) NX. Granos con forma subredondeada a subangular. D) Escaneo de brecha fina con matriz de arenisca media a gruesa, cristales opacos. E) NX. Contactos tangenciales y puntuales entre granos. F) NX. Contacto puntuales y tangenciales entre granos.

Interpretación: Esta facies representa los depósitos propios de un complejo de barras arenosas de desembocadura, así como los depósitos distales y laterales asociados a estas barras. Fielding (2010) comenta que los depósitos de areniscas con dunas submarinas métricas que conforman estos complejos de barras de desembocadura, se pueden generar bajo condiciones de flujo homopícnico (densidades similares entre las aguas afluentes y receptoras); Arche (2010) destaca que este tipo de flujo es común en desembocaduras de ríos de gran pendiente, además, ocurre cuando la densidad del flujo proveniente del sistema fluvial es igual, aproximadamente, a la densidad del agua marina, provocando una rápida sedimentación. Este tipo de depósito puede ser restringido lateralmente y su morfología dependerá de la acción del oleaje. Arche (2010) menciona que la alta movilidad de estos depósitos, indicada por las dunas arenosas métricas, pudo generar que la fauna bentónica no se posicionara en estas barras, sino, hacia los márgenes del sistema. Además, Fielding (2010) indica que estas dunas pudieron formarse a poca profundidad, cercana a los 3 m bajo el nivel del mar.

Por otra parte, los niveles de areniscas brechosas masivas, a diferencia de las areniscas gruesas con estratificación cruzada, contienen gran cantidad de fósiles. Estas se depositaron hacia los márgenes distales de las barras de desembocadura, donde la influencia directa de las corrientes y el oleaje tiene menor impacto; también, el aporte de sedimentos puede ser paulatino, facultando la colonización de las especies bentónicas encontradas. La ausencia de sedimentos finos en esta facies, significa una alta tasa de descarga del sistema fluvial, que los empuja hacia zonas más distales dentro de la cuenca (Martini y Sandrelli, 2014).

En general, esta facies puede representar también un período de regresión marina, evidenciado por la superficie de erosión subaérea de la plataforma carbonatada sobreyacida, así como los rodolitos e intraclastos de caliza encontrados en las brechas finas, los cuales pueden indicar la destrucción y retrabajo de dicha plataforma.

Facies 3. Areniscas y limolitas fosilíferas de frente deltaico distal (F3):

Descripción: La facies F3 se encuentra asociada con las facies F1, F2 y F4. Es posible observar la ocurrencia de esta facies en las secciones estratigráficas Río Claro Norte, Río Nuevo – Caño Seco, Río Corredor, Río Abrojo Norte – Limoncito y Quebrada Callejonuda. El espesor máximo observado es de aproximadamente 150 m.

Se compone mayoritariamente de areniscas finas – medias y, con muy poca frecuencia, también se pueden observar limolitas o areniscas gruesas. Es posible observarla como intercalaciones de varios centímetros de espesor (figura 3.5, A). Sin embargo, es más común observar estratos masivos de hasta 2 m de espesor (figura 3.5, B). Se pueden reconocer contactos ondulados o netos (figura 3.5, A), y, con menor frecuencia, erosivos. Estructuras de carga y laminación ondulada y cruzada de bajo ángulo (figura 3.5, C) se observan con poca frecuencia, mientras que laminación paralela es más común.

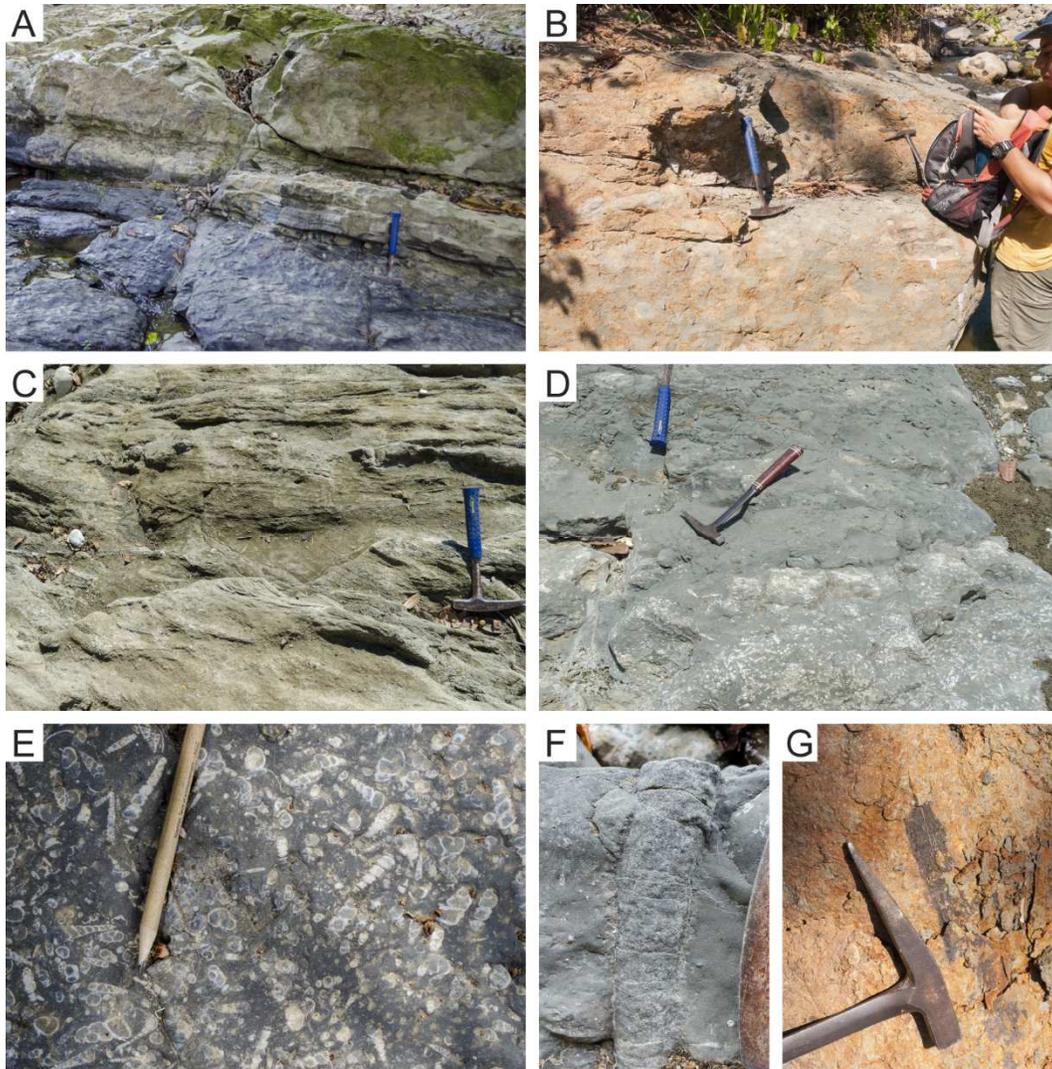


Figura 3.5: Afloramientos de la facies F3. A) Intercalaciones centimétricas de areniscas y limolitas. Laminación paralela y contactos netos. B) Aspecto masivo. Superficie con arcillas debido a la meteorización. C) Laminación cruzada de bajo ángulo, aspecto arcilloso y suave. D) Acumulación de fósiles en la parte inferior. E) Acumulación de gasterópodos indeterminados, en posición subhorizontal y dispuestos de manera aleatoria. F) Icnofósil del tipo *Ophiomorfa*. G) Tronco de madera carbonizada.

Los depósitos presentan litificación y estado de meteorización moderado, son de color gris oscuro a gris claro. En algunos casos, el grado de meteorización es tan intenso que se observa un aspecto arcilloso y suave en la roca (figura 3.5, B y C), en este caso el color varía de gris amarillento a café. Las rocas son areniscas finas a medias y limolitas. Presentan un contenido calcáreo variable desde 0 hasta 5%, que se incrementa en las zonas donde hay acumulación de fósiles (figura 3.5, D, E). En pocas ocasiones se observa gradación normal. En estos depósitos se

encuentran la mayor abundancia de moldes y conchas de macrofósiles observada en el área de estudio. Los gasterópodos y los bivalvos son los más abundantes (figura 3.5, E), sin embargo, es posible observar fragmentos de tenazas de cangrejo (Lám. D, Fig. k), erizos de mar y algunas trazas fósiles de tipo habitación como *Thalassinoides* (generalmente en concreciones) y raramente *Ophiomorfa* (figura 3.5, F). Algunas de las capas de mayor acumulación de fósiles se encuentran de manera repetitiva en la secuencia, en estos, los individuos están dispuestos en posición horizontal, de manera aleatoria y mal sorteada. Los fragmentos de materia orgánica en forma de troncos carbonizados son característicos de esta facies, encontrándose fragmentos de hasta 20 cm de longitud (figura 3.5, G).

En petrografía se observan granos de tamaño limo medio - grueso (figura 3.6, A) y areniscas finas (figura 3.6, B) a medias. Los principales microcomponentes son cristales de plagioclasa (<15%, figura 3.6, C), cuarzo (<2%), fragmentos de roca como litoclastos ígneos (figura 3.6, D) y sedimentarios, también cristales de augita (<10%) y fragmentos de conchas fósiles (< 30%, figura 3.6, A-C), así como microforaminíferos bentónicos y planctónicos (<5%, figura 3.6, E). Es posible observar también minerales de alteración como sericita y clorita, algunos opacos como magnetita y pirita, además de cristales granulares de calcita como recristalización de conchas. La forma de estos granos puede ser subangular o subredondeada, y estos se encuentran sorteados de manera buena a medio mala. Los granos están en contacto de forma tangencial y puntual, flotante en menor cantidad. Estas rocas poseen matriz arcillosa, muy rica en acumulaciones de materia orgánica en forma de lentes, bandas (figura 3.6, F) o pequeños fragmentos. El cemento es calcáreo, comúnmente esparítico fino.

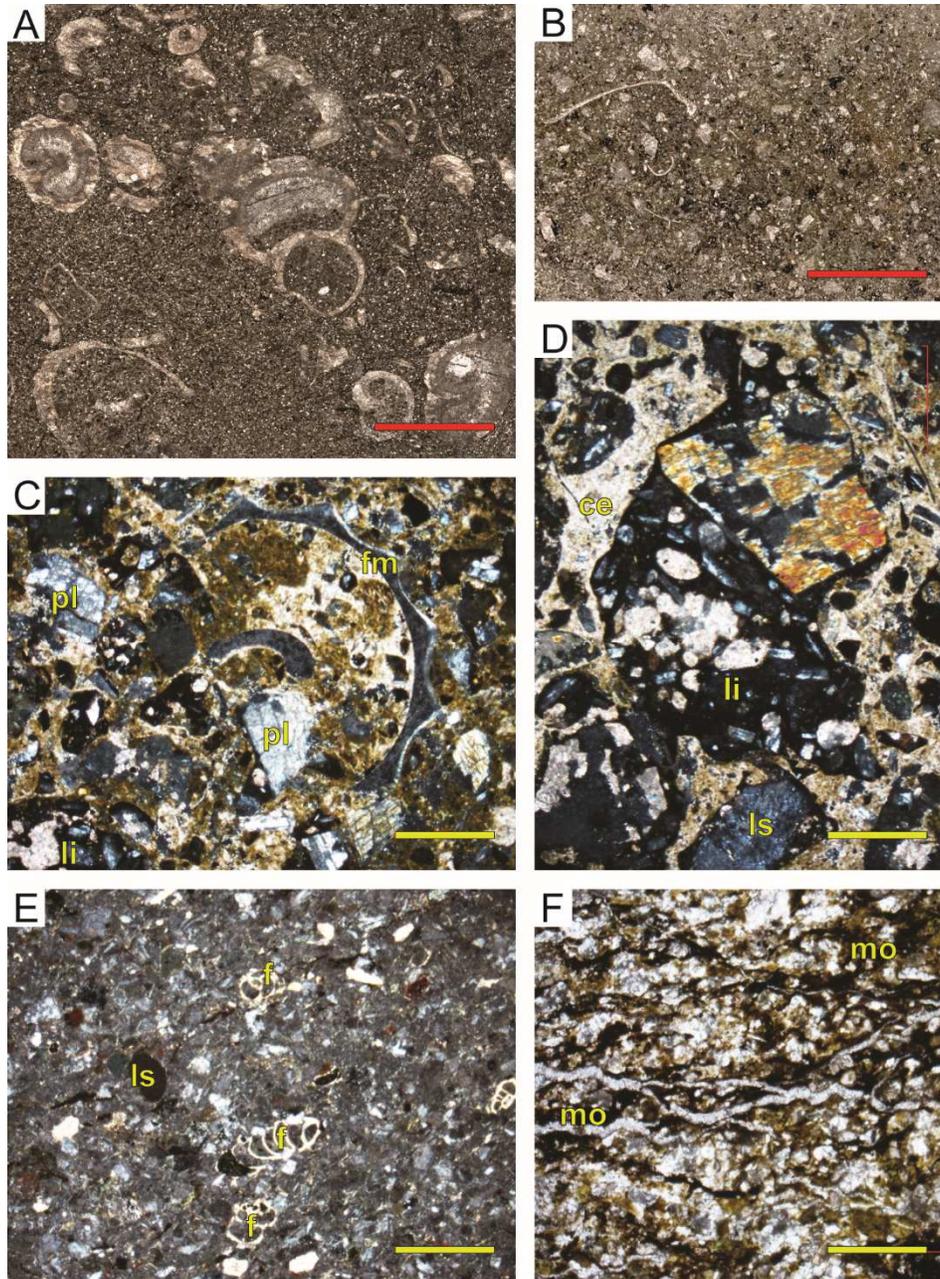


Figura 3.6: Escaneos y fotomicrografías a nícoles cruzados (NX) o nícoles paralelos (N//) de secciones delgadas de la facies F3. Indicadores: Barra roja: 0,5 cm, barra amarilla (0,2 mm), fm (fragmento de molusco), li (litoclasto ígneo), pl (plagioclasa), ce (cemento esparítico), ls (litoclasto sedimentario), f (foraminífero), mo (materia orgánica). A) Escaneo de una limolita media a gruesa fosilífera. B) Escaneo de una arenisca fina, con algunos fragmentos de moluscos. C) NX. Cristales de plagioclasa y fragmentos de conchas de moluscos. D) NX. Litoclasto ígneo con cristal de augita, litoclasto sedimentario y cemento esparítico muy fino. E) NX. Microforaminíferos bentónicos y planctónicos, litoclasto sedimentario. F) N//. Acumulaciones de materia orgánica en forma de bandas oscuras.

Interpretación: Esta facies representa la zona más distal del frente deltaico. Las granulometrías finas posiblemente representan el material en suspensión existente en aguas abiertas, mientras que las areniscas pueden estar asociadas con períodos de mayor aporte de sedimento desde las zonas más someras (Jorissen, et al., 2018). Las repeticiones de capas de areniscas con acumulación de conchas fósiles pueden estar asociadas con depósitos de tormenta o tempestitas, las cuales acarrear la fauna litoral hacia las zonas más internas de la cuenca, depositándola a profundidades por debajo o cercanas al nivel base del oleaje de la tormenta (Starek, Pipík y Hagarová, 2009). Durante estos eventos episódicos se pueden acarrear también los fragmentos centimétricos de materia orgánica, así como propiciar la formación de ripples centimétricos (Hampson, Royhan, Sharman, Irfan y Bracken, 2011). Hampson et al., (2011), reportan la aparición de la icnofacies *Skolithos (Ophiomorfa)* en depósitos similares observados en una secuencia sedimentaria Cretácica en Utah. Esta icnofacies se asocia con ambientes de alta energía en donde hay influencia del oleaje, aún en momentos inter tormenta (Yang et al., 2019).

Asociación de facies III: Depósitos de prodelta

Facies 4. Areniscas y limolitas masivas (F4):

Descripción: La facies F4 se encuentra asociada a las facies F2, F3 y F5, en pocas ocasiones con la F6 y F7. Esta facies F4 se encuentra aflorando en todas las secuencias sedimentarias reconocidas, representadas por las secciones Río Claro Sur, Río Claro Norte, Río Nuevo – Caño Seco, Río Corredor, Río Abrojo Sur y Quebrada Lajas, Río Abrojo Norte – Limoncito, Quebrada Callejonuda y Quebrada El Brujo. El espesor máximo observado sobrepasa los 500 m.

Esta facies aflora como capas de areniscas finas y limolitas masivas de hasta más de 2 metros de espesor (figura 3.7, A), también es posible encontrarla como estratos desde 25 cm de espesor (figura 3.7, B). Los contactos entre estratos son generalmente netos (figura 3.7, B) y en algunos casos levemente ondulados o

erosivos (figura 3.7, C). Es difícil observar estructuras sedimentarias en esta facies, sin embargo, puede encontrarse laminación paralela fina y ripples centimétricos.

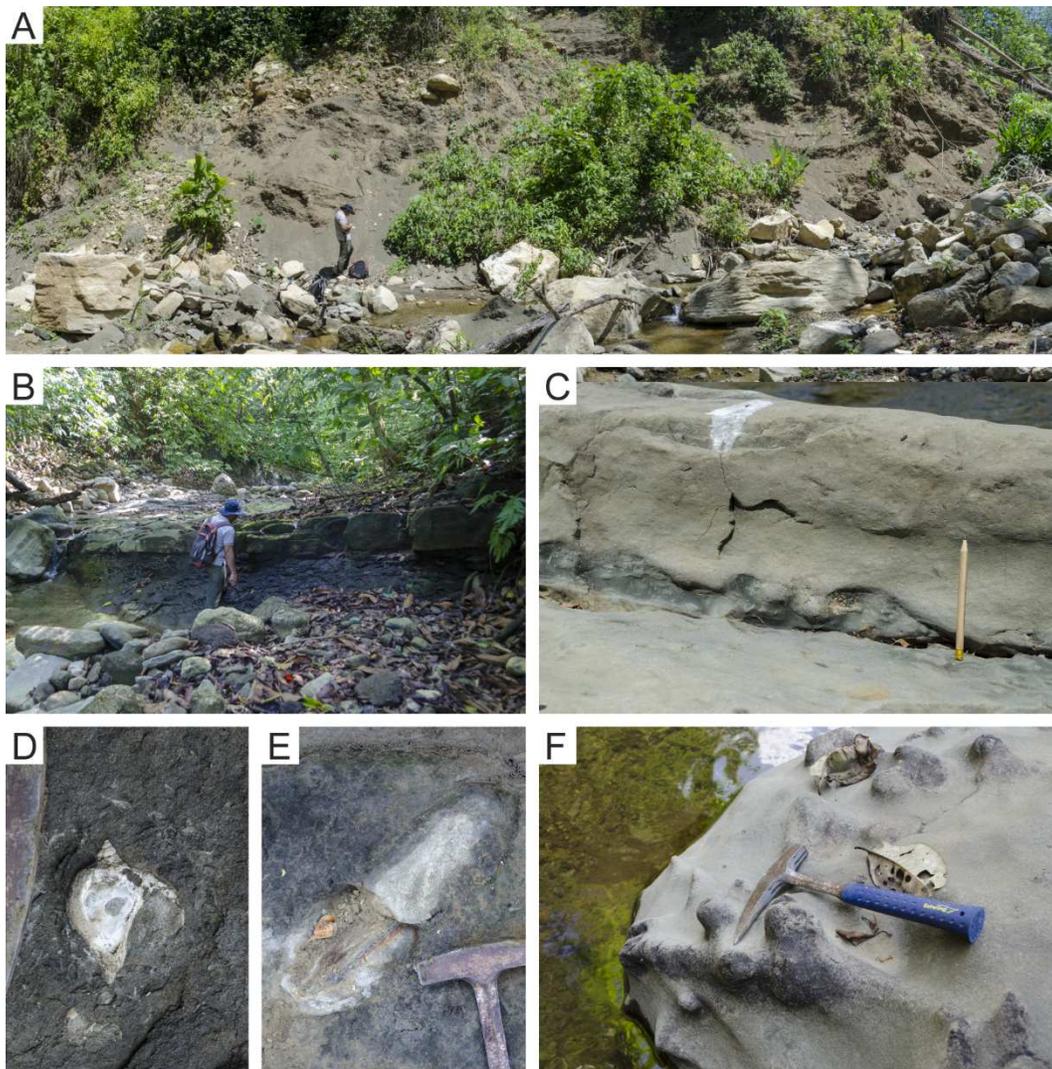


Figura 3.7: Afloramientos de la facies F4. A) Areniscas finas y limolitas masivas, friables debido al grado de intemperismo. B) Contacto neto entre estrato métrico arenoso y estratos centimétricos de limolita. C) Estratos centimétricos con contacto erosivo. D) Gasterópodo indeterminado, concha fragmentada. E) Concreción alargada con núcleo ocupado por tronco de madera carbonizado F) Concreción métrica con núcleo ocupado por icnofósil del tipo Thalassinoides.

La mayor parte de los depósitos presentan un grado de meteorización moderado (figura 3.7, A), mostrando coloraciones de gris claro, gris amarillento y café. Por lo general, las rocas son areniscas finas y limolitas, con un contenido calcáreo variable entre 0 y 3%. Esporádicamente se pueden observar fósiles de bivalvos y gasterópodos (figura 3.7, D), así como concreciones subesféricas y

alargadas cuyo núcleo es ocupado por fragmentos de moluscos o troncos de madera carbonizados, (figura 3.7, E), también por fragmentos de icnofósiles tipo *Thalassinoides*. Estas últimas pueden llegar a encontrarse con dimensiones que superan 1 metro de longitud (figura 3.7, F). La cantidad de fragmentos de materia orgánica carbonizada presente en esta facies es moderada a baja, excepcionalmente puede ser fragmentos mayores a 10 cm de longitud.

En petrografía se reconocen granos de tamaño arenisca fina - media (figura 3.8, A) y limo medio - grueso predominantemente (figura 3.8, B). También se pueden observar litoarenitas finas - medias con esporádicos granos de tamaño arena gruesa (figura 3.8, C). Estos granos son cristales de plagioclasa (<15%), cuarzo (<4%), fragmentos de roca como litoclastos (<10%) ígneos y sedimentarios arcillosos (figura 3.8, C), gran cantidad de bioclastos como fragmentos de conchas de moluscos (figura 3.8, D), espinas de erizo, foraminíferos bentónicos y planctónicos (figura 3.8, B), entre los que destacan individuos globigeriniformes, rotaliformes y uniseriales. Destaca la presencia de algunos escasos radiolarios (figura 3.8, E), ostrácodos (figura 3.8, F), macroforaminíferos (figura 3.8, G) y algas rojas (figura 3.8, H). También se pueden observar cristales opacos como magnetita y pirita, algunos otros de alteración como clorita o sericita, cristales granulares de calcita en los fragmentos de conchas de moluscos recristalizadas u ocupando espacios de porosidad secundaria. Por lo general, los granos poseen forma subangular, subredondeada y redondeada. Se encuentran en contacto de manera puntual, tangencial y flotante. El sorteo es medio malo a bueno. La matriz de estas rocas es arcillosa (figura 3.8, I), con coloraciones rojizas y verde amarillenta, rica en materia orgánica en forma de bandas oscuras o fragmentos muy finos. El cemento es calcáreo y en ciertas ocasiones se observa como esparita muy fina (figura 3.8, G).

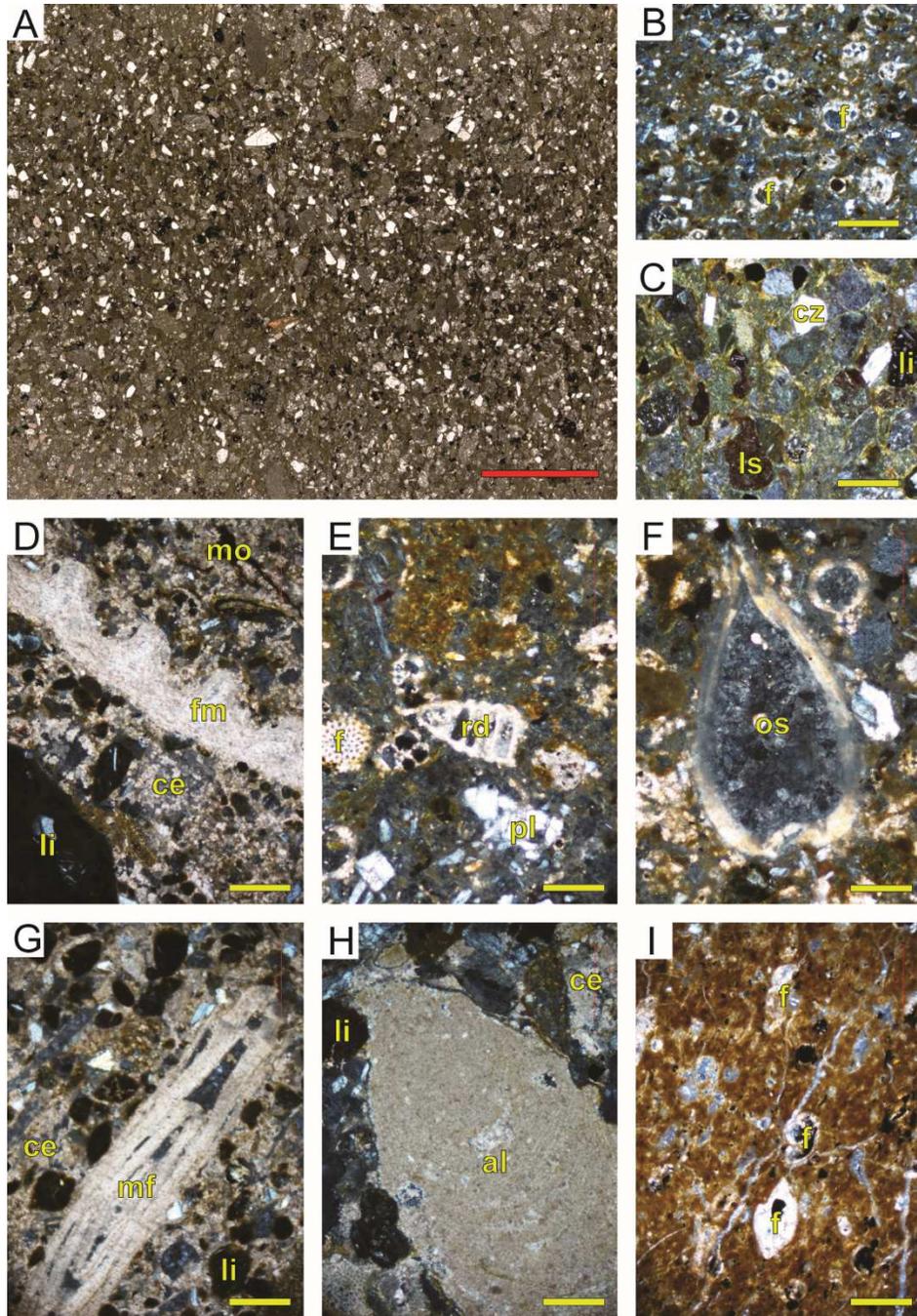


Figura 3.8: Escaneos y fotomicrografías a nícoles cruzados (NX) de secciones delgadas de la facies F4. Indicadores: Barra roja: 0,5 cm, barra amarilla (0,2 mm), mf (macroforaminífero), fm (fragmento de molusco), li (litoclasto ígneo), pl (plagioclasa), cz (cuarzo), ce (cemento esparítico), ls (litoclasto sedimentario), f (foraminífero indeterminado), mo (materia orgánica), rd (radiolario indeterminado), os (ostrácodo indeterminado), al (alga). A) Escaneo de una arenisca fina – media. B) Limolita con abundancia de foraminíferos indeterminados. C) Litoarenita fina a media con cristales de cuarzo y clastos ígneos y sedimentarios. D) Fragmento de concha de bivalvo, cemento esparítico. E) Radiolario, foraminíferos y cristal de plagioclasa. F) Ostrácodo indeterminado. G)

Macroforaminífero tipo *Nummulites*, cemento esparítico y litoclastos ígneos. H) Fragmento de alga roja ni articulada. I) Matriz arcillosa rojiza, con foraminíferos indeterminados.

Por otra parte, dentro de esta facies es posible observar intercalaciones aisladas de calizas arenosas. Estas afloran como estratos tabulares centimétricos (< 50 cm, figura 3.9, A). Presentan contactos netos. Son de color gris muy claro a beige. En estos estratos se puede observar gradación normal. Contienen una gran cantidad de fragmentos de moluscos, acumulados de manera aleatoria (figura 3.9, B). Hacia la parte inferior de los estratos es común encontrar mudclast centimétricos (figura 3.9, C) y fragmentos de materia orgánica carbonizada (figura 3.9, D). Algunos de los estratos inferiores presentan acumulaciones de macroforaminíferos dispuestos de manera aleatoria (figura 3.9, E).

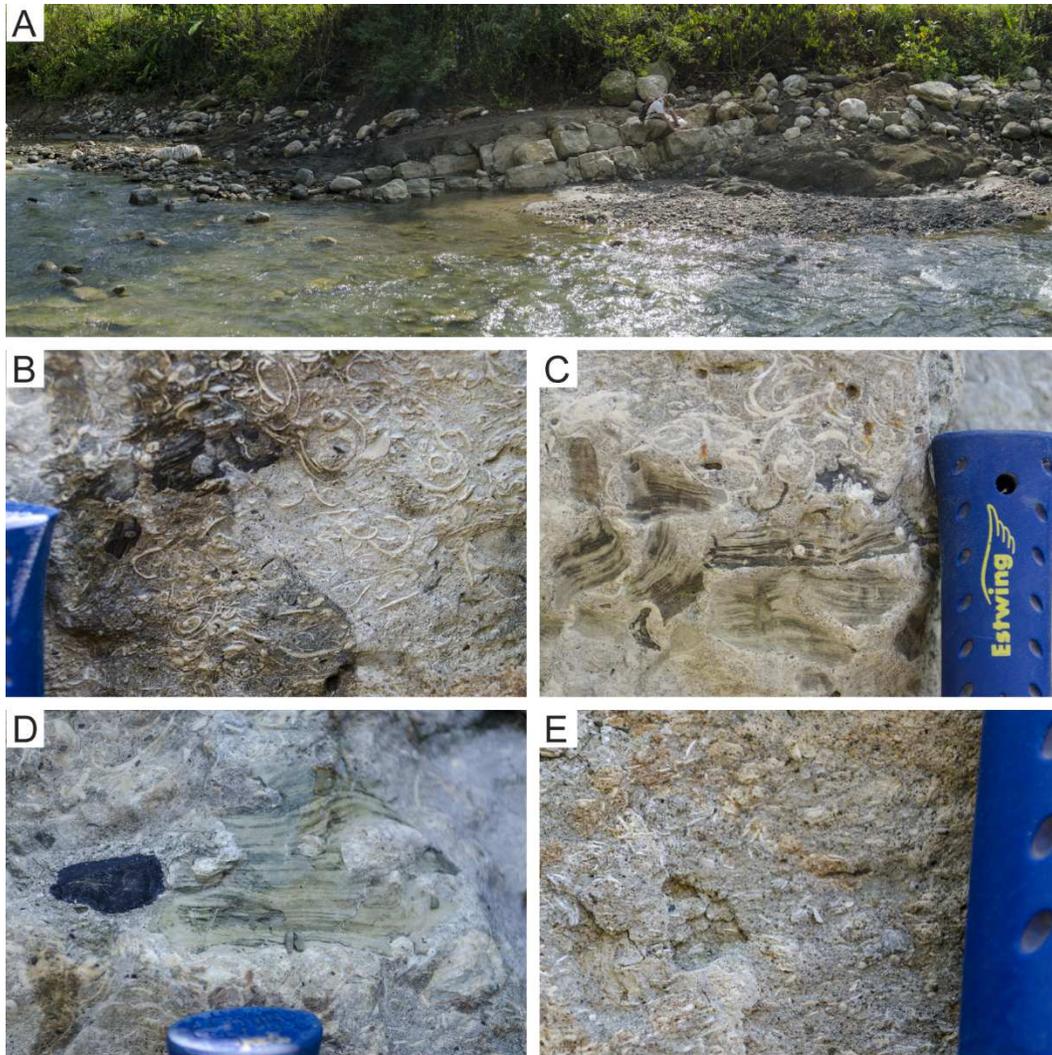


Figura 3.9: Afloramientos de intercalaciones de caliza arenosa en la facies F4. A) Estratos tabulares de menos de 50 cm de espesor, contactos netos. B) Acumulación de fragmentos de moluscos, dispuestos aleatoriamente. C) Mudclasts centimétricos dispuestos de manera aleatoria. D) Fragmento de madera carbonizada y mudclast. E) Macroforaminíferos dispuestos de forma aleatoria en caliza arenosa.

Interpretación: Basado en características sedimentológicas, como las descritas en esta facies, Martini y Sandrelli (2014) han interpretado facies similares en la cuenca de Siena, Italia, como depósitos de prodelta con posibles conexiones directas pero periódicas con el sitio de desembocadura. Atribuyen dicha periodicidad a las fluctuaciones sufridas por la dinámica fluvial, que genera también fluctuaciones en la tasa de sedimentación, lo que propicia las intercalaciones de granulometrías finas (limolitas, menor tasa de sedimentación) y más gruesas (areniscas, mayor tasa de sedimentación); también señalan que estos depósitos

pueden contener, con frecuencia, niveles con laminación paralela y ripples centimétricos bien preservados, ligados a los períodos de mayor aporte y transporte de sedimento, escenario en el cual se genera un bajo grado de bioturbación, y se arrastran fragmentos de moluscos y troncos de madera desde las zonas someras. Este tipo de sedimentación fluctuante en el prodelta puede ser influenciado también por períodos en los que predomina el tipo de flujo hiperpícnico, que facilita el arrastre de sedimentos desde zonas someras hacia el interior de la cuenca, posiblemente a través de corrientes turbidíticas (Bhattacharya, 2006). Finalmente, no puede descartarse la posibilidad de asociar la depositación de las areniscas con la expresión de eventos tempestíticos acarreados hacia el prodelta, correlacionados con la facies F3 dentro del frente deltaico (Jorissen, et al., 2018); esta última interpretación, permite comprender también la aparición de los estratos de caliza arenosa intercalados de forma aislada en esta facies. Estos estratos, presentan rasgos sedimentológicos similares a los descritos por Joseph y Patel (2018), quienes los interpretan como sedimentos redepositados en el prodelta por influencia de tormentas. En este caso, pueden estar directamente asociadas con el retrabajo de los parches de calizas del Mioceno, reconocidas en esta investigación, lo cual también explicaría la aparición de algas rojas no articuladas y macroforaminíferos en muestras de areniscas y limolitas de esta facies.

Facies 5. Intercalaciones de conglomerados, brechas finas, areniscas y limolitas (F5):

Descripción: La facies F5 está frecuentemente asociada con las facies F4 y F6, sin embargo, es posible observarla en contacto con la facies F7. Esta facies aflora en las secuencias estratigráficas Río Claro Sur, Río Claro Norte, Río Nuevo – Caño Seco, Río Corredor, Río Abrojo Sur – Quebrada Lajas y Río Abrojo Norte – Limoncito y Quebrada Callejonuda. El espesor máximo observado de esta facies es de aproximadamente 350 m.

Limolitas intercaladas con areniscas finas son las principales litologías observadas en esta facies, no obstante, se pueden observar niveles centimétricos

de areniscas gruesas y brechas finas, así como, de forma aislada, conglomerados fosilíferos finos a medios soportados por matriz arenosa. También es posible encontrar, hacia la parte superior de algunos estratos, lutitas grises azuladas. Estas litologías afloran principalmente como estratos tabulares con espesores mayores a 2 cm y hasta poco más de 1 m (figura 3.10, A). En algunos casos se observan contactos ondulados y erosivos entre estratos, mientras que los contactos netos son más frecuentes. Típicamente, en esta facies se encuentran superficies ocupadas por ripples centimétricos (figura 3.10, A), así como laminación paralela. También es posible observar laminación ondulada y cruzada de muy bajo ángulo, gradación normal que en ocasiones termina con lutitas gris azuladas en el techo de los estratos (figura 3.10, B) y pequeñas estructuras de carga (figura 3.10, C).

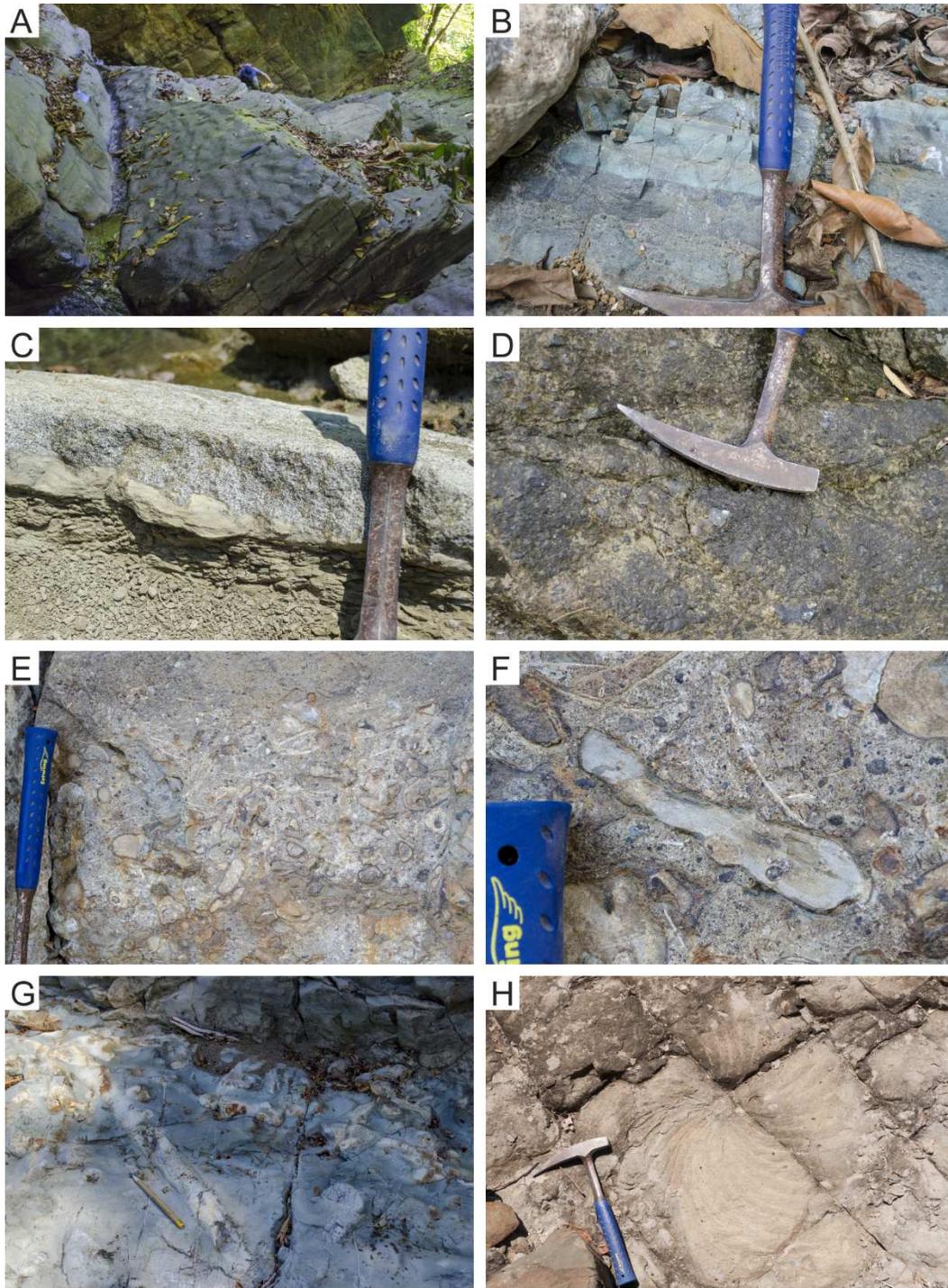


Figura 3.10: Afloramientos de la facies F5. A) Estratos tabulares centimétricos, superficie con ripples centimétricos. B) Lutitas gris azulada en parte superior de estrato con gradación normal y brecha fina – arenisca hacia la base. C) Estructuras de carga. D) Estrato centimétrico de brecha fina y matriz de arenisca fina a gruesa. E) Capa centimétrica de conglomerado medio fosilífero. F) Litoclasto sedimentario centimétrico y matriz arenosa. Fragmentos de bivalvos y gasterópodos indeterminados. G) Superficie cubierta por *Thalassinoides*. H) *Zoophycos* de 50 cm de longitud.

Es característico en estos depósitos observar un grado de meteorización bajo con apariencia muy compacta y altamente litificada. En general, estas rocas presentan coloración gris claro, gris oscuro y gris verdoso. También es posible observar algunas variaciones de color con tonos grises azulados. Las rocas que predominan son las areniscas finas y limolitas, mientras que las brechas finas (figura 3.10, D) y los conglomerados (figura 3.10, E) son poco frecuentes. Los conglomerados, son polimícticos, con clastos centimétricos ígneos y sedimentarios de lutitas y areniscas (figura 3.10, F); también muestran fragmentos carbonizados de troncos de madera. En general, esta facies presenta un contenido de carbonato de calcio muy bajo, este varía desde 0 hasta 2%, solo en casos aislados puede alcanzar hasta un 8%. Es común observar gradación normal en los conglomerados y brechas (figura 3.10, B). Esta facies posee un bajo contenido fósil, a excepción de los conglomerados que muestran abundantes fragmentos aleatorios de rodolitos, bivalvos y gasterópodos indeterminados (figura 3.10, F). Constantemente, las superficies de los estratos se encuentran ocupados por icnofósiles del tipo *Thalassinoides* (figura 3.10, G), los cuales pueden alcanzar hasta 80 cm de longitud y 3 cm de diámetro. Además, es posible observar, con muy baja frecuencia, icnofósiles del tipo *Zoophycos* (figura 3.10, H), los cuales pueden medir hasta 50 cm de longitud.

Con los análisis petrográficos se reconocen granos de tamaño grava fina (figura 3.11, A), areniscas finas a gruesas (figura 3.11, B) y limos (figura 3.11, C). Las brechas se componen principalmente de litoclastos sedimentarios e ígneos, de forma sub angular, soportados por una matriz limosa o arenosa fina a muy fina. Por lo general, la matriz de estas brechas contiene cristales de plagioclasa, cuarzo, litoclastos sedimentarios e ígneos, minerales opacos como magnetita y pirita, algunos bioclastos como foraminíferos bentónicos y planctónicos, fragmentos de conchas de moluscos, espinas de erizo y raramente fragmentos de corales. Estos fragmentos de conchas de moluscos se encuentran totalmente recristalizados en calcita. La materia orgánica amorfa es abundante en estas brechas. Los microcomponentes de la matriz de estas brechas se encuentran mal sorteados, dispuestos en contactos flotantes y puntuales. En algunos casos, se reconocen

clastos de lodo milimétricos en la matriz de estas brechas. Por otra parte, las areniscas y limolitas poseen cristales de plagioclasa (<15%), cuarzo (<5%) y fragmentos de roca (<11), principalmente clastos ígneos (figura 3.11, D, E) y en menor cantidad sedimentarios (figura 3.11, F). También contienen algunos bioclastos como fragmentos de macroforaminíferos (figura 3.11, G) y de conchas de moluscos. La presencia de foraminíferos planctónicos y bentónicos es común (figura 3.11, H), algunos de estos son rotaliformes y globigeriniformes. Además, destaca la presencia de radiolarios y espinas de erizo (figura 3.11, F), aunque de forma escasa. Estas rocas poseen también cristales metálicos como magnetita, pirita y hematita, además de minerales de alteración como sericita, abundante en los litoclastos ígneos. La mayoría de los granos son subangulares a subredondeados, con contactos entre granos que pueden ser tangenciales, puntuales, flotantes y raramente suturados. El sorteo en general es malo a medio bueno. La matriz es arcillosa, a veces rica en fragmentos de materia orgánica (figura 3.11, I) que en ciertas ocasiones posee tonalidades rojizas (figura 3.11, F). El cemento es siempre calcáreo, que a veces puede ser esparítico muy fino (figura 3.11, G). Algunas muestras poseen porosidad secundaria rellena por calcita. Esporádicamente, en estas muestras se puede observar gradación normal y laminación paralela muy fina.

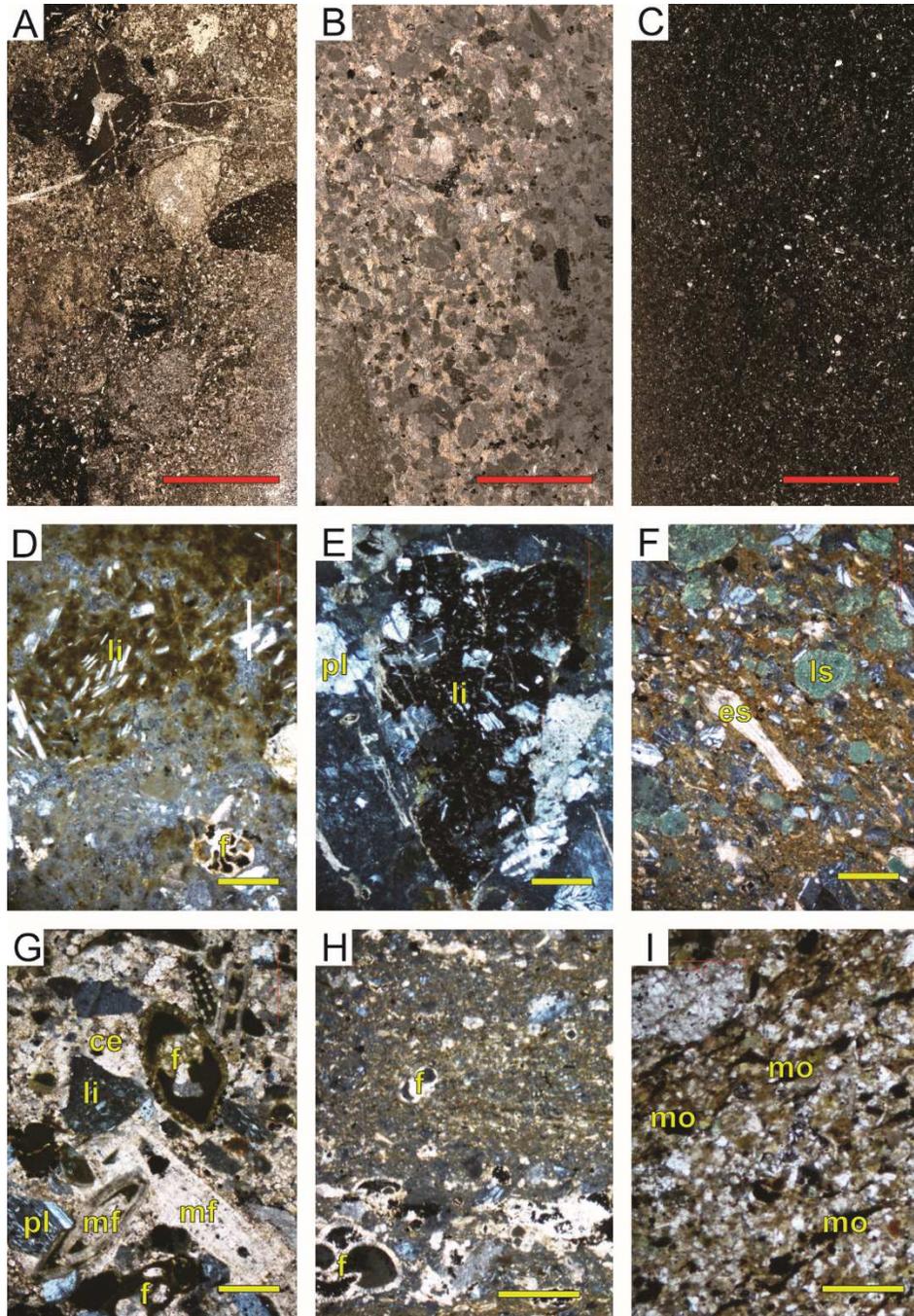


Figura 3.11: Escaneos y fotomicrografías a nícoles cruzados (NX) y nícoles paralelos (N//) de secciones delgadas de la facies F5. Indicadores: Barra roja: 0,5 cm, barra amarilla (0,2 mm), mf (macroforaminífero), mo (materia orgánica), li (litoclasto ígneo), pl (plagioclasa), ce (cemento esparítico), ls (litoclasto sedimentario), es (espina de erizo), f (foraminífero indeterminado). A) Escaneo de una brecha fina con matriz de arenisca fina – limolita. B) Escaneo de una arenisca fina – gruesa. C) Escaneo de una limolita gruesa. D) NX. Litoclasto ígneo y foraminífero en matriz arcillosa. E) NX. Litoclasto ígneo y cristal de plagioclasa. F) NX. Litoclasto sedimentario y fragmento de espina de erizo en matriz arcillosa rojiza. G) NX. Bioclastos, cristal de plagioclasa y litoclasto

ígneo, cemento esparítico. H) NX. Abundancia de foraminíferos en matriz arcillosa, gradación normal.
I) N//. Acumulaciones de materia orgánica en bandas oscuras.

Interpretación: Esta facies representa posiblemente la zona de mayor pendiente del sistema deltaico, en el que pueden ocurrir procesos de sedimentación a través de corrientes de alta energía y densidad, también por depositación de los granos finos que se encuentran en suspensión. Las acumulaciones de limolitas finas masivas de esta facies pueden representar períodos de muy baja energía en los que se propicia la sedimentación de los finos en suspensión (Backert, Ford y Malartre, 2010). Sin embargo, estos períodos de relativa baja energía, son frecuentemente interrumpidos por episódicos eventos de alta energía, correlacionados con grandes avenidas del sistema fluvial o tormentas (Eide, et al., 2016; Yang et al., 2019), o con corrientes de turbidez inducidas por la gravedad, provenientes desde zonas más proximales en la cuenca (Martini y Sandrelli, 2014). La constante presencia de laminación paralela y ripples centimétricos, ha sido correlacionada con esos periodos de mayor energía relativa, a los que se vincula también la aparición de brechas matriz soportadas, acarreadas cuenca adentro desde las áreas más someras (Carmona, Buatois, Ponce y Mángano, 2009; Backert et al., 2010). Además, algunos autores mencionan que el grado de bioturbación en estas facies de prodelta es bajo, siendo *Thalassinoides* unos de los pocos icnofósiles comunes (Carmona et al, 2009; Yang et al., 2019). Únicamente en esta facies se ha observado la presencia de *Zoophycos*, que según Tonkin (2012), corresponde con un marcador típico de prodelta. En resumen, esta facies se interpreta como la representación de la zona de pendiente del prodelta, donde la gravedad y los factores externos como tormentas propician la depositación de alternancias de areniscas y limolitas, con esporádicas intercalaciones de granulometrías más gruesas producto del retrabajo de facies someras o de un incremento en la tasa de aporte sedimentario, y que pueden alcanzar incluso las zonas distales de la plataforma.

Específicamente sobre los conglomerados fosilíferos aislados encontrados dentro de esta facies, Young, Gawthorpe y Sharp, (2000) hacen referencia a depósitos similares de edad Mioceno estudiados en el Golfo de Suez. Estos autores

describen que la mezcla de fragmentos esqueléticos con rodolitos, clastos sedimentarios, matriz arenosa y alto contenido de troncos carbonizados de madera, es una mezcla de material continental y arrecifal (carbonatado), lo que sugiere que derivó de múltiples fuentes; además, menciona que es posible que esta facies se depositara como parte del prodelta, por medio de corrientes de alta energía y densidad generadas por flujos de gravedad de sedimentos no cohesivos, provenientes, en parte, de cordones arrecifales. Cabe destacar que, una posible fuente de estos conglomerados descritos en esta facies, pueden haber derivado de los depósitos carbonatados aislados de edad Mioceno, cartografiadas en este trabajo, en las que se han observado *hardgrounds*; estos representan superficies de cementación sinsedimentaria que son normalmente ocupadas por organismos perforadores, además, estas superficies se forman antes del arribo de los sedimentos sepultantes, por lo tanto, la energía del medio erosiona la parte superior de estas superficies (Arche, 2010).

Facies 6. Limolitas masivas con intercalaciones finas de areniscas (F6):

Descripción: La facies F6 representa los depósitos más profundos y distales del sistema deltaico. Pertenece a la AF III y se encuentra asociada con la facies F4, F5, F7 y los depósitos carbonatados aflorantes en el área de estudio. Esta facies aflora en las secuencias expuestas en las secciones estratigráficas Río Claro Sur, Río Claro Norte, Río Nuevo – Caño Seco, Río Abrojo Sur – Quebrada Lajas y Río Abrojo Norte – Limoncito. El mayor espesor observado es de 750 m, aproximadamente.

En los afloramientos de esta facies, es común observar limolitas masivas y esporádicas intercalaciones de areniscas finas – medias. Las capas más espesas observadas alcanzan hasta 4 metros (figura 3.12, A y B), mientras que las intercalaciones de arenisca son de apenas unos centímetros de potencia (figura 3.12, C). Estas intercalaciones presentan contactos netos, mientras que los contactos entre capas masivas de limolitas son apenas perceptibles. Es poco probable encontrar estructuras sedimentarias en esta facies, sin embargo, se puede

observar laminación paralela en los estratos finos de arenisca. El aspecto friable típico en las limolitas masivas genera que gran parte de los afloramientos visitados presenten deslizamientos y grandes volúmenes de material coluvial (figura 3.12, D).

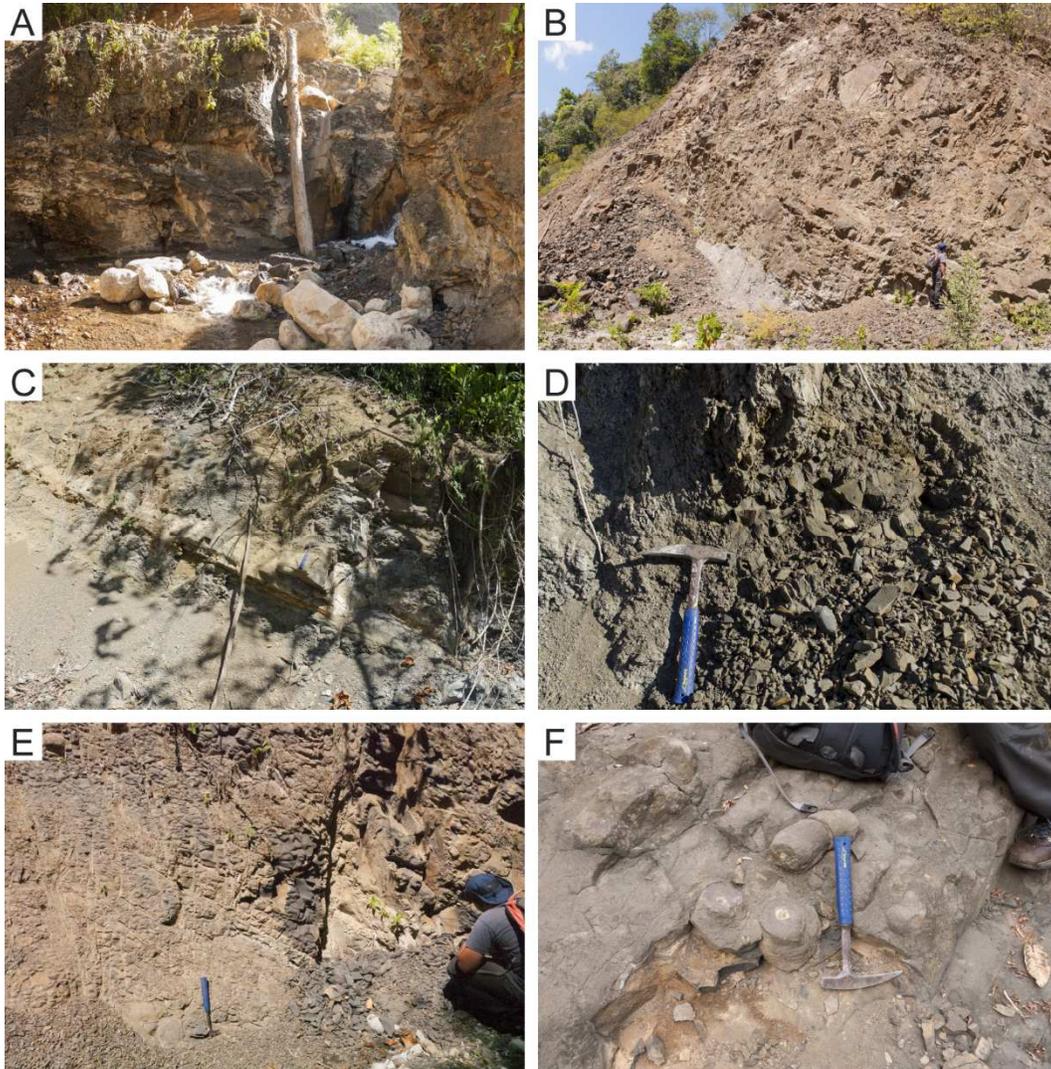


Figura 3.12: Afloramientos de la facies F6. A y B) Limolitas con aspecto masivo. C) Estrato centimétrico de arenisca, intercalado en limolitas masivas. D) Coluvio, aspecto friable de las limolitas masivas meteorizadas. E) Limolitas masivas de color gris oscuro a negro. F) Concreciones alargadas con núcleo ocupado por *Thalassinoides*.

El grado de meteorización observado en esta facies es moderado a alto, con una dureza muy baja y en apariencia poco litificado (figura 3.12, D). En el caso de las areniscas, estas sobresalen en el perfil de erosión debido a que se encuentran compactas y con una dureza mayor. La mayoría de las capas de limolitas son de color gris oscuro, en ocasiones casi de color negro (figura 3.12, E). Algunas

superficies en donde el grado de meteorización es mayor, presentan coloraciones blancuzcas o amarillentas. En estas, las rocas son sumamente frágiles. Por lo general, esta facies presenta un contenido calcáreo bajo que varía entre 0 y 2%; solo en ciertas ocasiones, puede alcanzar un 5%. Únicamente en los estratos de areniscas se observan estructuras sedimentarias como laminación paralela milimétrica o gradación normal. El registro de macrofósiles o icnofósiles, es casi nulo en esta facies, pero pueden encontrarse de manera escasa icnofósiles del tipo *Thalassinoides*, generalmente en concreciones alargadas (figura 3.12, F). Es importante destacar que esta facies presenta regularmente una importante abundancia de microfósiles, por lo general observables con lupa, estos son en su mayoría, foraminíferos planctónicos.

En petrografía se reconocen granos de tamaño limo fino a medio, con esporádicos y aislados granos tamaño arena. Entre estos granos se encuentran cristales de plagioclasa (<7%), cuarzo (<2.5%) y fragmentos de roca (<5%), representados mayormente por litoclastos ígneos muy finos (figura 3.13, A), también se observan algunos litoclastos sedimentarios arcillosos y cristales de augita. Es común la presencia de minerales opacos como magnetita y pirita. Algunos fragmentos de conchas de moluscos (figura 3.13, B) pequeños se encuentran con muy baja frecuencia. La presencia de microfósiles es un aspecto destacable en esta facies, es posible observar algunos ostrácodos, fragmentos de briozoos, radiolarios (figura 3.13, C) y espinas de erizo, pero los más abundantes son los foraminíferos bentónicos uniseriados y biseriados (figura 3.13, D, E) y aún más planctónicos (figura 3.13, F), incluyendo algunos rotaliformes y globigeriniformes; estos pueden representar hasta un 12% de la muestra. Los granos pueden observarse desde angulares hasta subredondeados, generalmente medio mal a bien seleccionados y dispuestos en contactos flotantes, puntuales y raramente tangenciales. La matriz es arcillosa, en ocasiones muestra coloración rojiza o verdosa (figura 3.13, G), con acumulación de materia orgánica en bandas muy finas (figura 3.13, H) o como micro fragmentos. En estas rocas el cemento es calcáreo. Puede observarse porosidad secundaria ocupada por calcita, excepcionalmente se observa sílice en drusa como

relleno de alguna cavidad. Es poco probable observar estructuras sedimentarias en esta facies, sin embargo, en ciertas ocasiones se observa grano selección positiva.

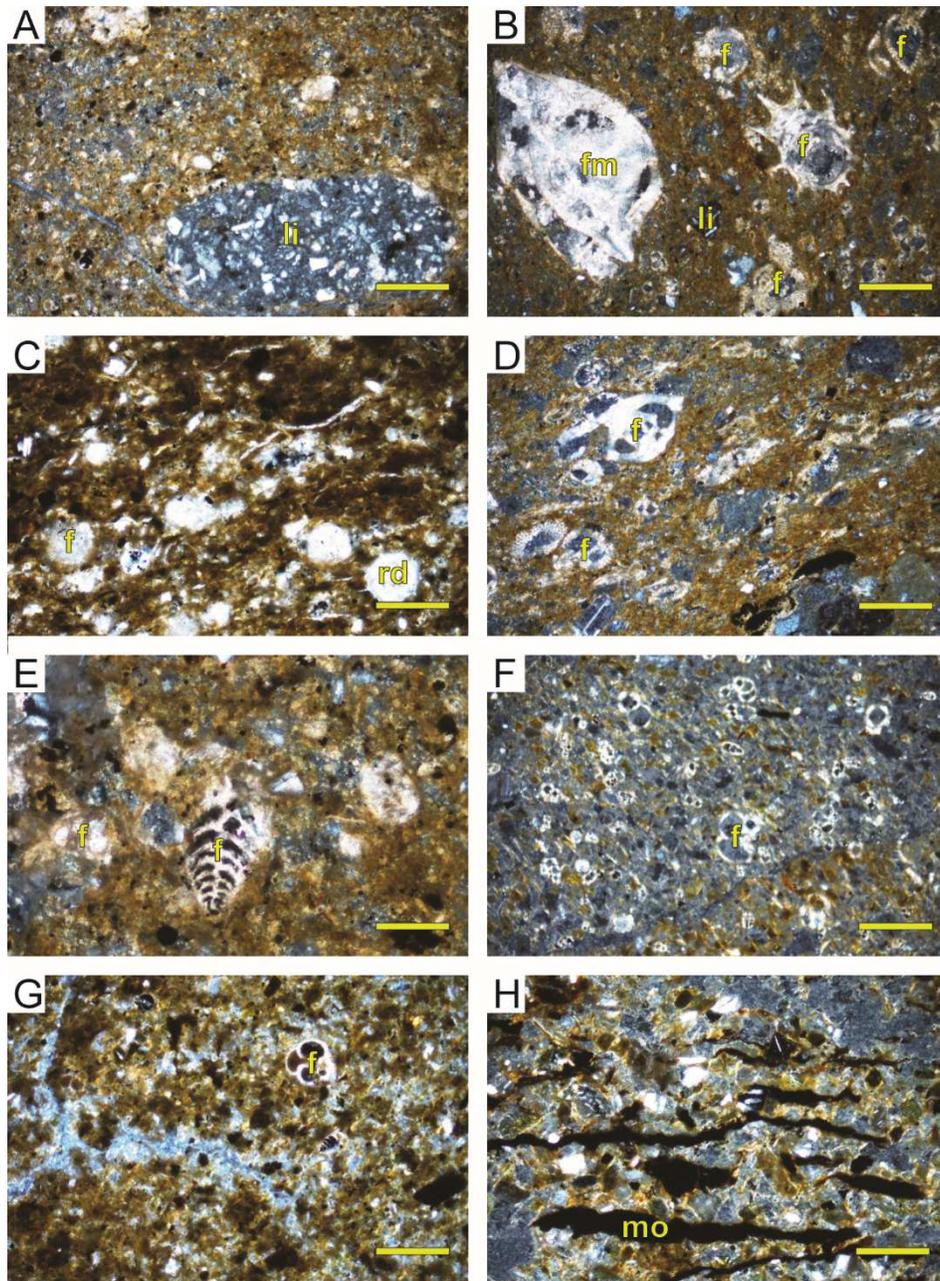


Figura 3.13: Fotomicrografías a nícoles cruzados (NX) de secciones delgadas de la facies F6. Indicadores: Barra amarilla (0,2 mm), f (foraminífero), fm (fragmento de molusco), li (litoclasto ígneo), rd (radiolario), mo (materia orgánica). A) Arenisca muy fina con litoclasto ígneo redondeado de tamaño arena gruesa. B) Fragmento molusco, foraminíferos bentónicos y litoclastos en limolita con matriz arcillosa. C) Foraminíferos y radiolarios, matriz arcillosa rica en materia orgánica. D) Foraminíferos bentónicos. E) Arenisca fina – limolita con foraminífero bentónico. F) Abundancia de foraminíferos planctónicos en limolita. G) Limolita con matriz rojiza rica en materia orgánica,

foraminífero. H) Arenisca fina con acumulaciones de materia orgánica en forma de bandas finas horizontales

Interpretación: Esta facies alberga grandes espesores de limolitas finas y medias en menor medida, masivas, de color negro, con abundancia de foraminíferos y escasa presencia de macrofósiles o fragmentos de troncos carbonizados. Facies similares a esta han sido descritas por varios autores como depósitos de muy baja energía, en los que predomina la sedimentación de finos en suspensión. Todos ellos concluyen que esta facies representa los depósitos más profundos y distales del prodelta, depositados hacia la cuenca abierta, debajo de la zona de transición con *offshore* (Carmona et al., 2009; Martini y Sandrelli, 2014; Eide, et al., 2016; Yang et al., 2019). Esta facies también contiene esporádicas intercalaciones centimétricas de areniscas finas, con laminación paralela y gradación normal; estas intercalaciones arenosas pueden ser depositadas por flujos de baja densidad provenientes desde el *shoreface* durante eventos tempestíticos/turbidíticos, transportadas y redepositadas en las zonas distales de la cuenca, por debajo del nivel base del oleaje de las tormentas (Martini y Sandrelli, 2014; Yang et al., 2019). Estos períodos de más alta energía pueden ocasionar condiciones ambientales hostiles para los organismos, como variaciones de salinidad, incremento de la tasa sedimentación o la alta concentración de sedimentos en suspensión, lo que explicaría la escasez de bioturbación general observada en esta facies (Carmona et al., 2009; Yang et al., 2019).

Asociación de facies IV: Depósitos de plataforma abierta

Facies 7. Brechas finas calcáreas, areniscas calcáreas y limolitas calcáreas (F7):

Descripción: La facies F7 está generalmente asociada con las facies F4, F5, F6 y F8. También con los depósitos carbonatados aflorantes en el área. Esta facies puede observarse en las secuencias sedimentarias mostradas en las secciones estratigráficas Río Claro Sur, Río Claro Norte, Río Corredor, Río Abrojo Sur –

Quebrada Lajas y Quebrada Callejonuda. El espesor máximo observado es de 150 m aproximadamente.

Esta facies agrupa brechas finas, areniscas y limolitas, siempre calcáreas. Puede aflorar de forma masiva como capas métricas (>2 m, figura 3.14, A), también como estratos tabulares decimétricos (< 1 m, figura 3.14, B). Los depósitos masivos se encuentran generalmente en contacto transicional con los parches de calizas de edad miocena, cartografiadas en este estudio; en estos no se observan estructuras sedimentarias. Por otra parte, cuando esta facies se encuentra en forma de estratos tabulares decimétricos, se encuentra asociada con facies de calizas de edad eocena. Estas intercalaciones muestran contactos netos (figura 3.14, C) y estructuras sedimentarias como laminación paralela, ondulada y cruzada de bajo ángulo (figura 3.14, B).

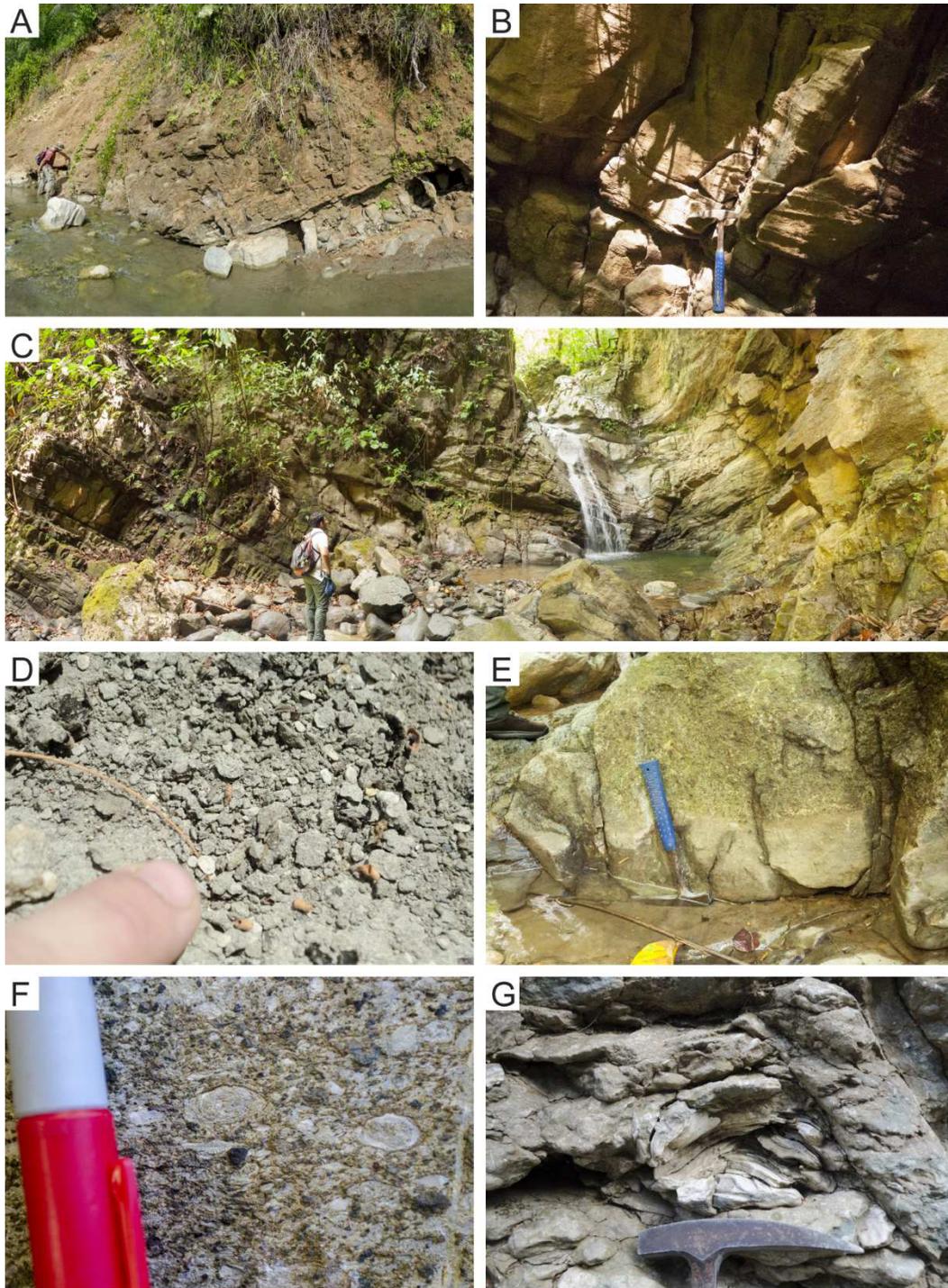


Figura 3.14: Afloramientos de la facies F7. A) Capas métricas, masivas de areniscas finas calcáreas. B) Estratos tabulares decimétricos con laminación cruzada. C) Estratos decimétricos y centimétricos con contactos netos. D) Arenisca calcárea con aspecto friable debido al grado de meteorización, abundancia de foraminíferos bentónicos. E) Estrato de arenisca y brecha fina calcárea. F) Arenisca gruesa a brecha fina calcárea, macroforaminíferos orientados. G) Valva de ostra centimétrica, común en las facies de arenisca calcárea cementada.

En general, esta facies presenta un estado de meteorización muy bajo, siendo los depósitos masivos los ligeramente más afectados; estos pueden presentar un aspecto friable (figura 3.14, D). Muestran coloraciones como gris oscuro hasta gris claro; también café, cuando están meteorizadas. Las rocas analizadas corresponden mayormente con areniscas calcáreas y limolitas calcáreas, siendo las brechas finas las menos frecuentes (figura 3.14, E y F). Estas litologías son completamente calcáreas. Es posible observar gradación normal, especialmente en las brechas, pasando a areniscas y limolitas. La presencia de fósiles es abundante en esta facies, es posible encontrar erizos, bivalvos de gran tamaño (valva de ostra de hasta 20 cm, figura 3.14, G), gasterópodos y macroforaminíferos de gran tamaño que se observan incluso a simple vista (figura 3.14, D); algunos de estos macroforaminíferos se pueden observar orientados (figura 3.14, F) y otros como parte del relleno de icnofósiles (Lámina E) del tipo *Thalassinoides* (< 1 metro de longitud), los cuales se observan con frecuencia cubriendo superficies de estratos.

En petrografía se encuentran granulometrías desde grava fina (figura 3.15, A), areniscas (figura 3.15, B) y hasta limo (figura 3.15, C). Todas estas contienen cristales de plagioclasa (< 9%), cuarzo (< 3%), fragmentos de roca (< 11%), la mayoría de estos son litoclastos ígneos (a veces andesíticos, [figura 3.15, D]) y otros sedimentarios. También se pueden observar cristales de clorita, augita y otros opacos no identificados (figura 3.15, E). Hasta un 34% de los granos son bioclastos; la mayoría de estos son macroforaminíferos (algunos del tipo *Nummulites*, figura 3.15, D y F), los cuales se pueden observar alineados de forma horizontal. También abundan los fragmentos de conchas de moluscos, espinas de erizo (figura 3.15, G), algas y microforaminíferos (bentónicos>planctónicos). En algunos casos se pueden encontrar peloides y fragmentos de briozoos. La mayoría de los granos presentan forma subangular a subredondeado, con una selección generalmente medio mala. Los contactos entre granos son flotantes y puntuales, tangenciales con menor frecuencia. La matriz de estas rocas es arcillosa y calcárea (figura 3.15, G), generalmente con acumulaciones de materia orgánica que puede mostrar coloraciones rojizas o verdosas muy opacas (figura 3.15, G, H). La materia orgánica

también se observa como bandas finas oscuras y sinuosas (figura 3.15, I). El cemento es calcáreo, constantemente se observa como esparita muy fina (figura 3.15, D, E, F). También se observa recristalización de calcita en los bioclastos (figura 3.15, D, F) y relleno de porosidad secundaria con micrita (figura 3.15, H). Raramente se puede observar laminación paralela muy fina.

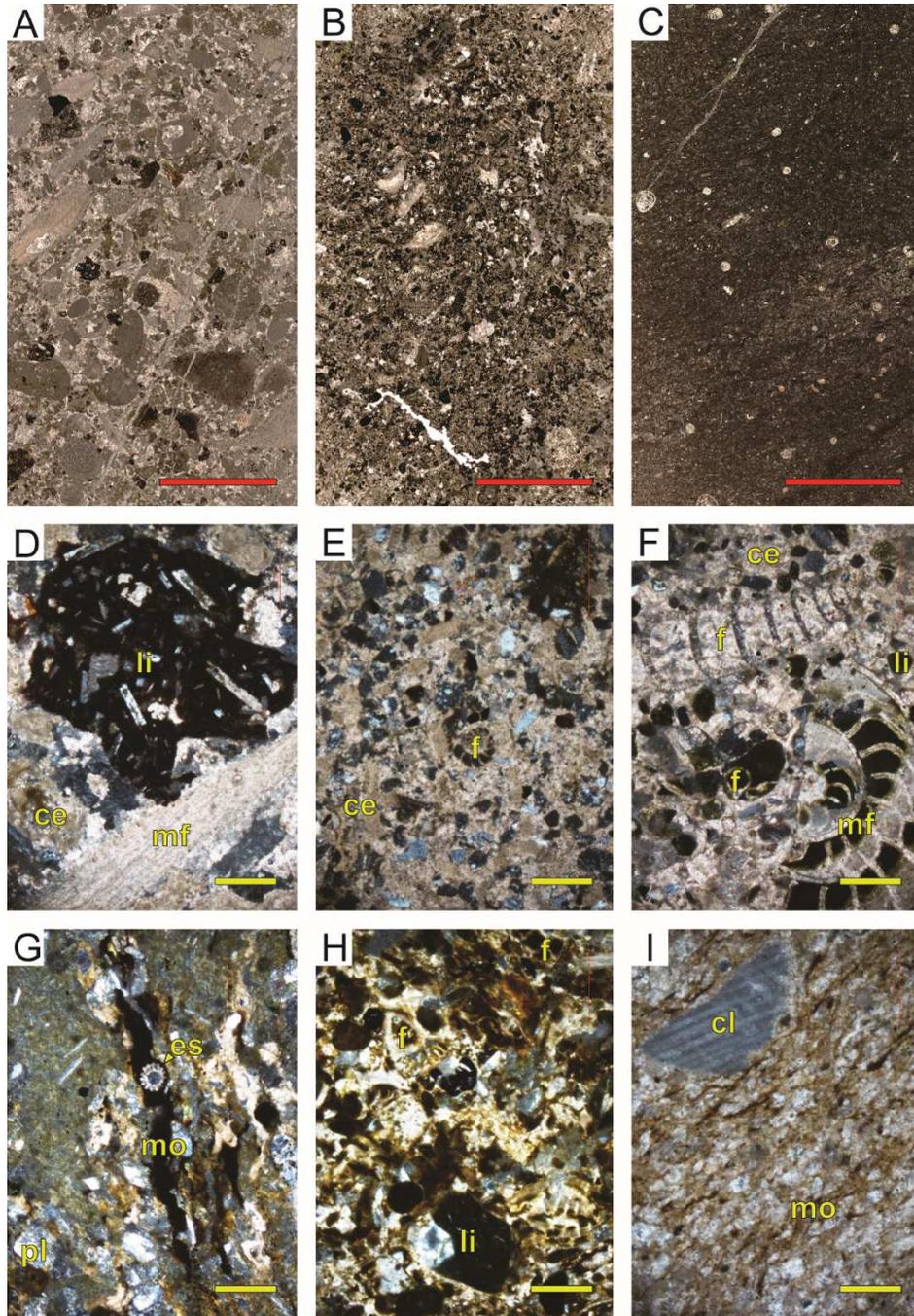


Figura 3.15: Escaneos y fotomicrografías de secciones delgadas a nícoles cruzados NX de la facies F7. Indicadores: Barra roja: 0,5 cm, barra amarilla (0,2 mm), mf (macroforaminífero), es (espina de erizo), li (litoclasto ígneo), cl (calcita), ce (cemento esparítico), pl (plagioclasa), f (foraminífero), mo (materia orgánica). A) Escaneo de una brecha fina con matriz de arenisca fina – gruesa. B) Escaneo de una arenisca calcárea fina a media, con foraminíferos bentónicos. C) Escaneo de una limolita media a gruesa. D) Brecha fina con litoclastos ígneos y macroforaminíferos, cemento esparítico muy fino. E) Arenisca calcárea cementada, con cristales de plagioclasa, cristales opacos y foraminíferos bentónicos. F) Arenisca fosilífera, cemento esparítico. G) Limolita gruesa a arenisca fina con materia orgánica en forma de bandas y espinas de erizo, matriz calcárea y arcillosa.

H) Acumulaciones de materia orgánica, micrita y algunos cristales de plagioclasa y foraminíferos. I) Cristal de calcita y bandas muy finas de materia orgánica.

Interpretación: Es posible encontrar esta facies en dos contextos distintos dentro de las secuencias sedimentarias. La primera de ellas corresponde con las areniscas calcáreas y limolitas calcáreas masivas con abundancia de moluscos, foraminíferos bentónicos e icnofósiles del tipo *Thalassinoides*, que sobreyacen concordantemente a las calizas del Mioceno. En este caso, esta facies representa el proceso sepultante de estos cuerpos carbonatados, produciendo una facies mixta, debido posiblemente al incremento en la tasa de aporte de sedimentos proveniente desde el continente. Esta facies pudo ser depositada hacia la parte superior de la plataforma, cercana a la zona de transición con el prodelta, como lo menciona Villanueva (2016), al describir facies similares del Mioceno inferior en la cuenca Falcón, del caribe venezolano. Por otra parte, es posible observarla también como brechas finas, areniscas y limolitas calcáreas estratificadas, intercaladas con mudstone y packstone asociados con la rampa carbonatada del Eoceno; presenta macroforaminíferos orientados horizontalmente, laminación paralela y cruzada de bajo ángulo; todo esto, permite interpretar posibles fluctuaciones en la energía del medio, pues cuando la energía y la tasa de sedimentación es baja, se propicia la depositación de las facies finas calcáreas, mientras que en momentos de alta energía y mayor aporte de sedimentos, se produce la depositación de brechas, areniscas y limolitas calcáreas producto de la removilización de los sedimentos propios de la rampa carbonatada y de los sistemas siliciclásticos marginales (Villanueva, 2016).

Facies 8. Intercalaciones de areniscas, limolitas y lutitas (F8):

Descripción: La facies F8 se encuentra en contacto únicamente con la facies F7 o con los depósitos de caliza aflorantes en el área de estudio. Por otra parte, es posible encontrarla en contacto con las otras asociaciones de facies a través del

sobrecorrimientos. Esta facies se puede encontrar aflorando en las secuencias mostradas en las secciones estratigráficas Río Claro Norte, Río Nuevo – Caño Seco, Río Corredor, Río Abrojo Sur – Quebrada Lajas y Río Abrojo Norte – Limoncito. Se ha observado un espesor máximo aproximado a 800 m.

Intercalaciones centimétricas de areniscas finas, limolitas y lutitas son típicas de esta facies. Estas se observan como estratos tabulares y centimétricos (< 50 cm, figura 3.16, A). Los contactos entre estratos son predominantemente netos (figura 3.16, B); sin embargo, pueden observarse algunas superficies onduladas y levemente erosivas. En algunos niveles se pueden encontrar ripples centimétricos, laminación paralela y gradación normal, con lutitas hacia la parte superior (figura 3.16, B, estratos de color más claro).

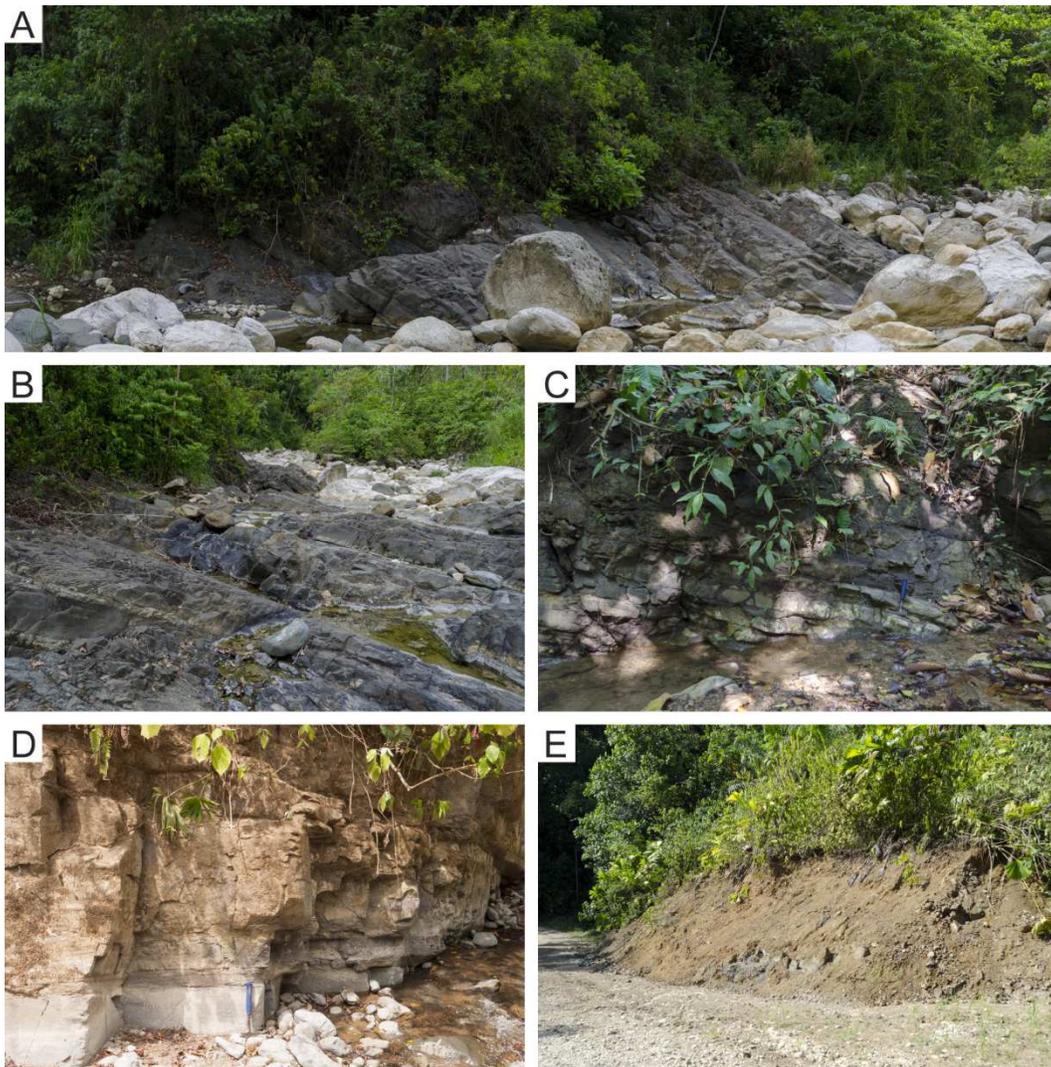


Figura 3.16: Afloramientos de la facies F8. A) Estratos tabulares centimétricos. B) Contactos netos entre estratos, estratos de color gris claro corresponden con lutitas. C) Afloramiento con grado de meteorización moderado a alto, con color gris claro. D) Arcillas color café cubriendo la superficie del afloramiento, producto de la meteorización. E) Aspecto friable y suave en apariencia, con material coluvial producto del alto grado de meteorización.

Las rocas generalmente presentan un estado de meteorización moderado, de color gris claro (figura 3.16, C), aspecto suave con superficies cubiertas por arcilla de color café (figura 3.16, D y E) y núcleos de meteorización con pátinas oscuras ricas en óxidos de hierro. Sin embargo, puede encontrarse también roca fresca de color gris oscuro, gris verdoso y gris azulado (figura 3.16, B); estas tienen dureza alta y se observan muy litificadas y compactas. Son mayoritariamente areniscas finas y limolitas, pero se pueden observar, esporádicamente, lutitas de color claro. Esta facies presenta un contenido calcáreo generalmente bajo, raramente puede alcanzar un 3%. También es posible encontrar superficies de estratos ocupadas por icnofósiles del tipo *Thalassinoides*, así como otras capas con esporádicos moldes de bivalvos y fragmentos milimétricos de madera carbonizada.

Con los análisis petrográficos se observaron granos de tamaño arena fina (figura 3.17, A) a muy fina (figura 3.17, B) y limo predominantemente (figura 3.17, C). Estas rocas contienen cristales de plagioclasa (< 22%, figura 3.17, D, E), cuarzo (< 3%) y fragmentos de roca (<10). Estos son mayoritariamente litoclastos ígneos, pero pueden encontrarse algunos sedimentarios arcillosos color rojizo y verdoso. Se observan cristales aislados de magnetita, pirita, clorita y augita. Algunas muestras no contienen bioclastos (figura 3.17, E), pero generalmente, estos pueden ocupar hasta un 30% de la roca (figura 3.17, F, G, H). Los bioclastos más comunes son los foraminíferos planctónicos (figura 3.17, F, G, H) con aspectos rotaliformes, globigeriniformes y petaliformes, seguidos por foraminíferos bentónicos, espinas de erizo (figura 3.17, E) y microgasterópodos fragmentados (figura 3.17, I). Los granos son subredondeados a subangulares, dispuestos en contactos flotantes, puntuales y tangenciales. Estos granos se encuentra medio bien sorteados. La matriz arcillosa es generalmente rica en materia orgánica amorfa, con tonos rojizos y opacos (figura 3.17, G, I). El cemento es calcáreo, en ocasiones se observa esparita en vetillas y

como relleno de porosidad secundaria. Raramente se puede observar laminación paralela muy fina.

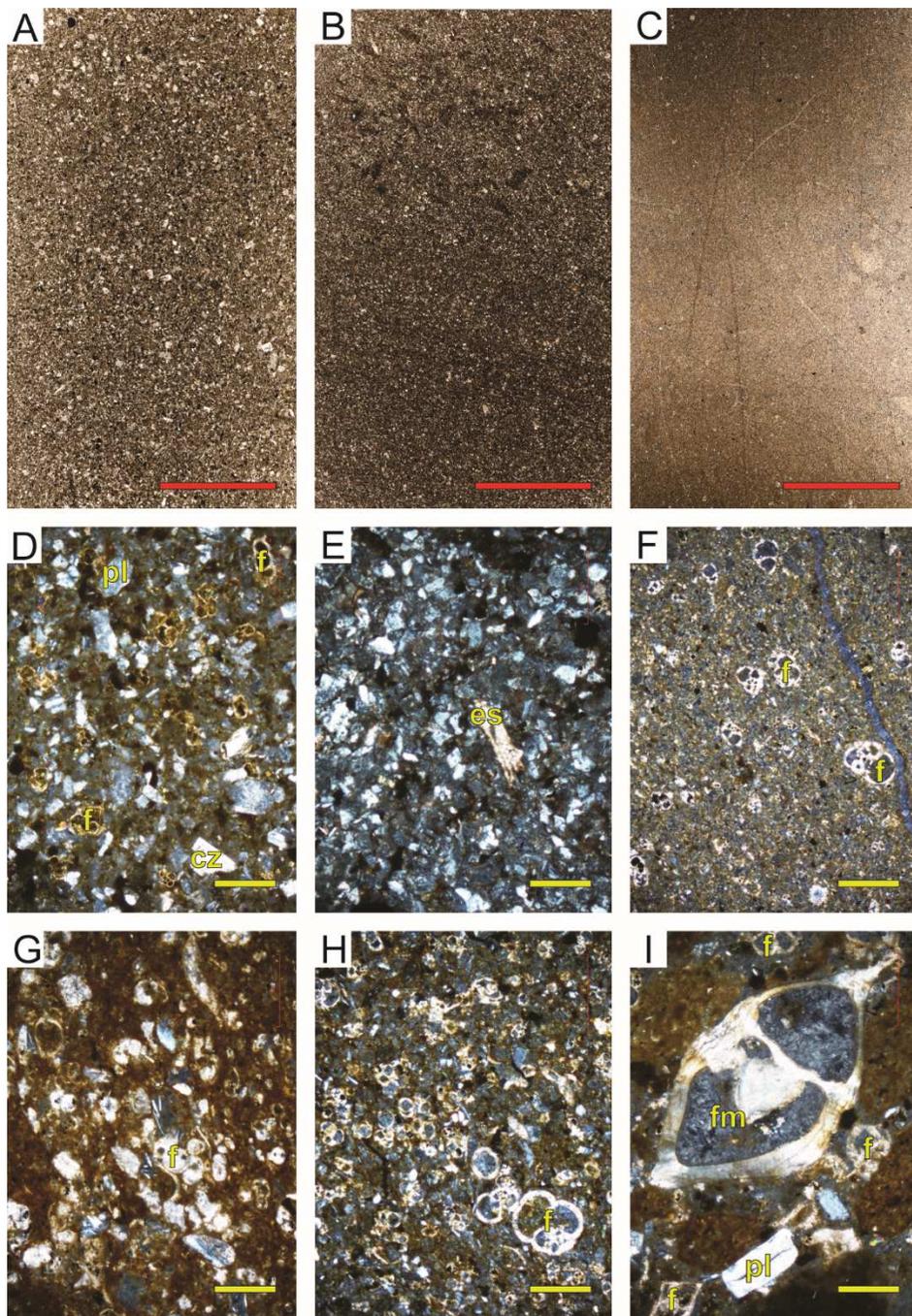


Figura 3.17: Escaneos y fotomicrografías a nicoles cruzados (NX) de secciones delgadas de la facies F8. Indicadores: Barra roja: 0,5 cm, barra amarilla (0,2 mm), fm (fragmento de molusco), pl (plagioclasa), cz (cuarzo), f (foraminífero), es (espina de erizo). A) Escaneo de una arenisca fina. B) Escaneo de una arenisca muy fina a limo grueso. C) Escaneo de una limolita fina a media. D) Arenisca fina con cristales de plagioclasa y foraminíferos, matriz arcillosa. E) Arenisca muy fina a

limo grueso, rica en cristales y fragmentos de roca, espina de erizo. F) Limolita fina a media rica en foraminíferos. G) Limolita fina con matriz arcillosa rojiza, rica en foraminíferos planctónicos y algunos pocos bentónicos. H) Limolita con abundancia de foraminíferos planctónicos. I) Limolita con matriz arcillosa rojiza, fragmento de molusco.

Interpretación: Esta facies representa los depósitos más antiguos encontrados en esta investigación, según las dataciones relativas y micropaleontológicas ampliadas más adelante en este documento. Se ha interpretado como una facies de origen turbidítico de baja densidad, evidenciado por la ritmicidad de las intercalaciones de areniscas finas a muy finas y limolitas, con gradación normal, laminación paralela y ripples centimétricos. También se encuentran lutitas muy compactas de coloraciones claras que pueden evidenciar momentos con predominio de sedimentación de la carga de finos en suspensión. La abundancia de foraminíferos planctónicos observada en esta facies, también permite suponer un ambiente más profundo o distal en la cuenca con respecto a las demás facies. Según Tucker (2001), las corrientes de turbidez de baja densidad son capaces de transportar granos de tamaño incluso arena media, las cuales pueden diluirse al desacelerarse el flujo pendiente abajo, por lo que las turbiditas distales son muy finas, de apenas unos pocos centímetros de espesor, normalmente gradadas y compuestas predominantemente de areniscas finas y limolitas. Poyatos (2014) describe una secuencia con alternancias de areniscas finas, limolitas y lutitas, en la que reporta un escaso contenido fósil, con apenas algunos fragmentos de moluscos, abundante materia orgánica oxidada entre los planos de foliación, moderado grado de bioturbación, capas normalmente gradadas con contactos levemente erosivos, laminación paralela y superficies con ripples; según el autor, dicha secuencia corresponde con una asociación de facies de talud superior. En resumen, esta facies registra los períodos más antiguos y profundos de sedimentación reportados en este estudio, depositados posiblemente por corrientes de turbidez en la parte superior del talud continental.

III.II Bioestratigrafía

El uso del criterio paleontológico en investigaciones geológicas permite que el conocimiento del registro fósil de una región evolucione. En este caso, la paleontología ha sustentado el desarrollo de un estudio bioestratigráfico que contempla el reconocimiento y determinación taxonómica de los organismos fósiles de invertebrados, principalmente moluscos, y de uno de los grupos de mayor interés en la micropaleontología como son los foraminíferos.

Aguilar (2014) menciona que el estudio de los invertebrados marinos fósiles en la región sur de América Central inició gracias a las investigaciones realizadas principalmente durante el desarrollo del Canal de Panamá. Este sector, al igual que Costa Rica, alberga gran diversidad y abundancia de fauna fósil marina, que refleja la evolución paleo geográfica sucedida durante el Neógeno con la conformación del istmo.

Por otra parte, los microforaminíferos son rizópodos unicelulares actualmente vinculados con el Reino Chromista (Cavalier, 2018). Estos microorganismos tienen la capacidad de desarrollar conchas de carbonato de calcio o aglutinar partículas del sustrato, aspecto que facilita su fosilización (Arenillas, Alegret, Arz y Molina, 2000). Particularmente los foraminíferos planctónicos representan una herramienta fundamental para la datación de sedimentos principalmente del Cretácico, Paleógeno y Neógeno (Corbí y Soria, 2012) y también para la elaboración de modelos paleogeográficos y paleoclimáticos. La aplicabilidad de esta herramienta bioestratigráfica es absoluta en estudios sedimentológicos, pues permite comprender la disposición cronológica y por ende la sucesión de los diversos sistemas y ambientes de depósito.

A continuación se describe de forma sistemática la clasificación taxonómica de los microforaminíferos planctónicos encontrados en 21 muestras. Del mismo modo, se presenta el desglose taxonómico realizado a los individuos fósiles de invertebrados marinos recolectados en 4 distintos sitios de afloramiento.

Sistemática micropaleontológica

Reino CHROMISTA (Cavalier, 2018)

Filo FORAMINIFERA (d'Orbigny, 1826)

Clase GLOBOTHALAMEA (Pawlowski, Holzmann y Tyszka, 2013)

Orden ROTALIIDA (Delage y Hérouard, 1896)

Superfamilia GLOBIGERINITOIDEA (Bermúdez, 1961)

Familia GLOBIGERINITIDAE (Bermúdez, 1961)

Género *Globigerinita* Brönnimann, 1951

Especie tipo: *Globigerinita naparimaensis* Brönnimann, 1951

Globigerinita cf. *glutinata* (Egger, 1893)

(No ilustrado)

Globigerina glutinata.- Egger, 1893: 371, pl. 13, figs. 19-21.

Globigerinita glutinata (Egger).- Kennett y Srinivasan, 1983: 224, pl. 56, figs. 1, 3-5.

Globigerinita glutinata (Egger).- Pearson, Wade y Huber, 2018: 436, pl. 16.2, figs. 1-16.

Globigerinita sp.

(No ilustrado)

Superfamilia GLOBIGERINOIDEA (Carpenter, Parker y Jones, 1862)

Familia GLOBIGERINIDAE (Carpenter, Parker y Jones, 1862)

Género *Catapsydrax* Bolli, Loeblich y Tappan, 1957

Especie tipo: *Globigerina dissimilis* Cushman y Bermúdez, 1937

Catapsydrax indianus Spezzaferri y Pearson, 2009

(Lám. 1, fig. A)

Catapsydrax indianus.- Spezzaferri y Pearson, 2009: 114, pl. 1, figs. 1a-3c

Catapsydrax indianus (Spezzaferri y Pearson).- Coxal y Spezzaferri, 2018: 87, pl. 4.2, figs. 1-16.

Catapsydrax unicavus Bolli, Loeblich y Tappan, 1957

(No ilustrado)

Catapsydrax unicavus.- Bolli, Loeblich y Tappan, 1957: 37, pl. 7, figs. 9a-c.

Catapsydrax unicavus (Bolli, Loeblich y Tappan, 1957).- Kennett y Srinivasan, 1983: 26, pl. 3, figs. 1-3.

Catapsydrax unicavus (Bolli, Loeblich y Tappan, 1957).- Coxal y Spezzaferri, 2018: 88, pl. 4.3, figs. 1-16.

Catapsydrax sp.

(No ilustrado)

**Género *Ciperoella* Olsson y Hemleben en Olsson, Hemleben, Coxall y Wade,
2018**

Especie tipo: *Globigerina ciperoensis* Bolli, 1954

Ciperoella anguliofficialis (Blow, 1969)

(No ilustrado)

Globigerina anguliofficialis.- Blow, 1969: 379, pl.11, figs. 1,2.

Ciperoella anguliofficialis (Blow).- Olsson, Hemleben, Coxal y Wade, 2018: 217,
pl. 7.1, figs. 1-18.

Género *Dentoglobigerina* Blow, 1979

Especie tipo: *Globigerina galavisi* Bermúdez, 1961

Dentoglobigerina baroemoenensis (LeRoy, 1939)

(Lám. 1, fig. B - C)

Globigerina baroemoenensis.- LeRoy, 1939: 263, pl. 6, figs. 1,2.

Dentoglobigerina baroemoenensis (LeRoy).- Wade, Pearson, Olsson, Fraas,
Leckie y Hemleben, 2018: 335, pl. 11.1, figs. 1-16.

Dentoglobigerina cf. baroemoenensis (LeRoy, 1939)

(No ilustrado)

Dentoglobigerina eotripartita Pearson, Wade y Olsson en Wade et al., 2018

(No ilustrado)

Globigerina tripartita.- Blow y Banner, 1962: 96, pl. 10: figs. D, F.

Dentoglobigerina eotripartita (Blow y Banner).- P Wade, Pearson, Olsson, Fraas, Leckie y Hemleben, 2018: 342, pl. 11.4, figs. 1-15.

Dentoglobigerina galavisi (Bermúdez, 1961)

(Lám. 1, fig. D)

Globigerina galavisi.- Bermúdez, 1961: 1183, pl. 4, fig. 3.

Dentoglobigerina galavisi (Bermúdez).- Wade, Pearson, Olsson, Fraas, Leckie y Hemleben, 2018: 345, pl. 11.5, figs. 1-16.

Dentoglobigerina cf. galavisi (Bermúdez, 1961)

(No ilustrado)

Dentoglobigerina cf. globosa (Bolli, 1957)

(No ilustrado)

Globoquadrina altispira globosa.- Bolli, 1957: 111, pl. 24, figs. 9a-10c.

Dentoglobigerina galavisi (Bolli).- Wade, Pearson, Olsson, Fraas, Leckie y Hemleben, 2018: 348, pl. 11.6, figs. 1-16.

Dentoglobigerina globularis (Bermúdez, 1961)

(Lám. 1, fig. E - H)

Globoquadrina globularis.- Bermúdez, 1961: 1311, pl. 13, figs. 4-6.

Dentoglobigerina globularis (Bermúdez).- Wade, Pearson, Olsson, Fraas, Leckie y Hemleben, 2018: 350, pl. 11.7, figs. 1-16.

Dentoglobigerina cf. globularis (Bermúdez, 1961)

(Lám. 1, fig. I)

Dentoglobigerina larmeui (Akers, 1955)

(No ilustrado)

Globoquadrina larmeui.- Akers, 1955: 661, pl. 65, figs. 4a-c.

Dentoglobigerina larmeui (Akers).- Wade, Pearson, Olsson, Fraas, Leckie y Hemleben, 2018: 353, pl. 11.8, figs. 1-16.

Dentoglobigerina cf. larmeui (Akers, 1955)

(No ilustrado)

Dentoglobigerina prasaepis (Blow, 1969)

(No ilustrado)

Globigerina prasaepis.- Blow, 1969: 382, pl. 10, fig. 13.

Dentoglobigerina prasaepis (Blow).- Wade, Pearson, Olsson, Fraas, Leckie y Hemleben, 2018: 357, pl. 11.9, figs. 1-8.

Dentoglobigerina cf. prasaepis (Blow, 1969)

(No ilustrado)

Dentoglobigerina tapuriensis (Blow y Banner, 1962)

(No ilustrado)

Globigerina tripartita tapuriensis.- Blow y Banner, 1962: 97-98, pl. 10, figs. H-K.

Dentoglobigerina tapuriensis (Blow y Banner).- Wade, Pearson, Olsson, Fraas, Leckie y Hemleben, 2018: 367, pl. 11.13, figs. 1-16.

Dentoglobigerina tripartita (Koch, 1926)

(No ilustrado)

Globigerina bulloides var. *tripartita*.- Koch, 1926: 742, figs. 21a, b.

Dentoglobigerina tripartita (Koch).- Wade, Pearson, Olsson, Fraas, Leckie y Hemleben, 2018: 368, pl. 11.14, figs. 1-9; pl. 11.15, figs. 1-16.

Dentoglobigerina venezuelana (Hedberg, 1937)

(Lám. 2, fig. A - E)

Globigerina venezuelana.- Hedberg, 1937: 681, pl. 92, figs. 7a, b.

Dentoglobigerina venezuelana (Hedberg).- Wade, Pearson, Olsson, Fraas, Leckie y Hemleben, 2018: 373, pl. 11.16, figs. 1-16.

Dentoglobigerina cf. *venezuelana* (Hedberg, 1937)

(Lám. 2, fig. F)

Dentoglobigerina sp.

(No ilustrado)

Género *Globigerina* d'Orbigny, 1826

Especie tipo: *Globigerina bulloides* d'Orbigny, 1826

Globigerina bulloides d'Orbigny, 1826

(Lám. 3, fig. C)

Globigerina bulloides.- d'Orbigny, 1826.

Globigerina (Globigerina) bulloides (d'Orbigny).- Kennett y Srinivasan, 1983: 36, pl. 6, figs. 4-6.

Globigerina bulloides (d'Orbigny).- Spezzaferri, Coxall, Olsson y Hemleben, 2018: 183, pl. 6.1, figs. 1-13.

Globigerina cf. bulloides d'Orbigny, 1826

(No ilustrado)

Globigerina falconensis Blow, 1959

(No ilustrado)

Globigerina falconensis.- Blow, 1959: 177, pl. 9, figs. 40a-c, 41.

Globigerina (Globigerina) falconensis (Blow).- Kennett y Srinivasan, 1983: 40, pl. 7, figs. 1-3.

Globigerina cf. falconensis Blow, 1959

(Lám. 3, fig. D)

Globigerina officinalis Subbotina, 1953

(No ilustrado)

Globigerina officinalis.- Subbotina, 1953: 105, pl. 11, figs. 1-7.

Globigerina officinalis (Subbotina).- Spezzaferri, Coxall, Olsson y Hemleben, 2018: 186, pl. 6.3, figs. 1-13.

Globigerina sp.

(No ilustrado)

Género *Globigerinella* Cushman, 1927

Especie tipo: *Globigerina aequilateralis* Brady, 1879

Globigerinella obesa (Bolli, 1957)

(Lám. 3, fig. E - I)

Globorotalia obesa.- Bolli, 1957: 119, pl. 29, figs. 2a-3.

Globigerinella obesa (Bolli).- Kennett y Srinivasan, 1983: 234, pl. 59, figs. 2-5.

Globigerinella obesa (Bolli).- Spezzaferri, Coxall, Olsson y Hemleben, 2018: 198, pl. 6.1, figs. 14-17, pl. 6.8, figs. 1-23.

Globigerinella cf. *obesa* (Bolli, 1957)

(No ilustrado)

Globigerinella praesiphonifera (Blow, 1969)

(Lám. 3, fig. J - M)

Hastigerina siphonifera praesiphonifera.- Blow, 1969: 408, pl. 54, figs. 7-9.

Globigerinella praesiphonifera (Blow).- Kennett y Srinivasan, 1983: 238, pl. 60, figs. 1-3.

Globigerinella praesiphonifera (Blow).- Spezzaferri, Coxall, Olsson y Hemleben, 2018: 200, pl. 6.9, figs. 1-20.

Globigerinella cf. praesiphonifera (Blow, 1969)

(No ilustrado)

Globigerinella pseudobesa (Salvatorini, 1966)

(No ilustrado)

Turborotalia pseudobesa.- Salvatorini, 1966: 10, pl. 2, figs. 6a-15.

Globigerinella pseudobesa (Salvatorini).- Kennett y Srinivasan, 1983: 236, pl. 59, figs. 6-8.

Globigerinella cf. pseudobesa (Salvatorini, 1966)

(No ilustrado)

Globigerinella sp.

(Lám. 3, fig. N - Q)

**Género *Globigerinoides* Cushman 1927, enmendado por Spezzaferri, Kucera,
Pearson, Wade, Rappo, Poole, Morard y Stalder, 2015**

Especie tipo: *Globigerina rubra* d'Orbigny, 1839

Globigerinoides altiapertura Bolli, 1957

(Lám. 4, fig. A)

Globigerinoides triloba altiapertura.- Bolli, 1957: 113, pl. 25, figs. 7a-c, 8.

Globigerinoides altiapertura (Bolli).- Kennett y Srinivasan, 1983: 54, pl. 10, fig. 1;
pl. 11, figs. 4-6.

Globigerinoides altiapertura (Bolli).- Spezzaferri, Olsson y Hemleben, 2018: 274,
pl. 9.1, figs. 1-22.

Globigerinoides joli Spezzaferri en Spezzaferri, Olsson y Hemleben, 2018

(No ilustrado)

Globigerinoides joli.- Spezzaferri, Olsson y Hemleben, 2018: 280, pl. 9.4, figs. 1-
18.

Globigerinoides cf. *joli* Spezzaferri en Spezzaferri, Olsson y Hemleben, 2018

(No ilustrado)

Globigerinoides neoparawoodi Spezzaferri, en Spezzaferri, Olsson y Hemleben,
2018

(Lám. 4, fig. B)

Globigerinoides neoparawoodi.- Spezzaferri, Olsson y Hemleben, 2018: 282, pl. 9.5, figs. 1-17.

Globigerinoides obliquus Bolli, 1957

(No ilustrado)

Globigerinoides obliquus.- Bolli, 1957: 113, pl. 25, figs. 10a-c.

Globigerinoides obliquus (Bolli).- Kennett y Srinivasan, 1983: 56, pl. 11, figs. 7-9.

Globigerinoides obliquus (Bolli).- Spezzaferri, Olsson y Hemleben, 2018: 284, pl. 9.6, figs. 1-18.

Globigerinoides cf. obliquus Bolli, 1957

(No ilustrado)

Globigerinoides subquadratus Brönnimann, 1954

(Lám. 4, fig. C - F)

Globigerinoides subquadratus.- Brönnimann, en Brönnimann y Todd, 1954: 680, pl. 1, figs. 8a-c.

Globigerinoides subquadratus (Brönnimann).- Kennett y Srinivasan, 1983: 74, pl. 10, fig. 2; pl.16, figs. 1-3.

Globigerinoides subquadratus (Brönnimann).- Spezzaferri, Olsson y Hemleben, 2018: 286, pl. 9.7, figs. 1-20.

Globigerinoides spp.

(Lám. 4, fig. G - I)

**Género *Globoturborotalita* Hofker, 1976, enmendado por Spezzaferri, Kucera,
Pearson, Wade, Rappo, Poole, Morard y Stalder, 2015**

Especie tipo: *Globigerina rubescens* Hofker, 1956

Globoturborotalita brazieri (Jenkins, 1965)

(Lám. 5, fig. A - C)

Globigerina brazieri.- Jenkins, 1965: 1098, figs. 6 (43-51).

Globigerina (Zeaglobigerina) brazieri (Jenkins).- Kennett y Srinivasan, 1983: 43, pl. 7, figs. 7, 8.

Globoturborotalita brazieri (Jenkins).- Spezzaferri, Olsson, Hemleben, Wade y Coxal, 2018: 235, pl. 8.1, figs. 8-14.

Globoturborotalita cf. brazieri (Jenkins, 1965)

(No ilustrado)

Globoturborotalita connecta (Jenkins, 1964)

(No ilustrado)

Globigerina woodi connecta.- Jenkins, 1964: 72, figs. 1a-c.

Globigerina (Zeaglobigerina) connecta (Jenkins).- Kennett y Srinivasan, 1983: 44, pl. 8, figs. 1-3.

Globoturborotalita connecta (Jenkins).- Spezzaferri, Olsson, Hemleben, Wade y Coxal, 2018: 240, pl. 8.4, figs. 1-19.

Globoturborotalita euapertura (Jenkins, 1960)

(Lám. 5, fig. D)

Globigerina euapertura.- Jenkins, 1960: 351, pl.1, figs. 8a-c.

Globoturborotalita euapertura (Jenkins).- Spezzaferri, Olsson, Hemleben, Wade y Coxal, 2018: 244, pl. 8.6, figs. 1-16.

Globoturborotalita ouachitaensis (Howe y Wallace, 1932)

(Lám. 5, fig. E)

Globigerina ouachitaensis.- Howe y Wallace, 1932: 74, pl. 10, figs. 5a-b.

Globoturborotalita ouachitaensis (Howe y Wallace).- Spezzaferri, Olsson, Hemleben, Wade y Coxal, 2018: 256, pl. 8.11, figs. 1-21.

Globoturborotalita cf. ouachitaensis (Howe y Wallace, 1932)

(No ilustrado)

Globoturborotalita paracancellata Olsson y Hemleben, 2018

(Lám. 5, fig. F)

Globoturborotalita paracancellata.- Olsson y Hemleben en Spezzaferri, Olsson, Hemleben, Wade y Coxal, 2018: 259, pl. 8.12, figs. 1-17.

Globoturborotalita woodi (Jenkins, 1960)

(Lám. 5, fig. G - H)

Globigerina woodi.- Jenkins, 1960: 352, pl. 2, figs. 2a-c.

Globigerina (Zeaglobigerina) woodi (Jenkins).- Kennett y Srinivasan, 1983: 43, pl. 7, figs. 4-6.

Globoturborotalita woodi (Jenkins).- Spezzaferri, Olsson, Hemleben, Wade y Coxal, 2018: 262, pl. 8.14, figs. 1-17.

Globoturborotalita cf. woodi (Jenkins, 1960)

(No ilustrado)

Globoturborotalita spp.

(Lám. 5, fig. I - J)

Género *Paragloborotalia* Cifeli, 1982

Especie tipo: *Globorotalia opima subsp. opima* Bolli, 1957

Paragloborotalia acrostoma (Wezel, 1966)

(Lám. 6, fig. A)

"Globorotalia" acrostoma.- Wezel, 1966: 1298-1301, pl. 101, figs. 1-8.

Globorotalia (Jenkinsella) acrostoma (Wezel).- Kennett y Srinivasan, 1983: 176, pl. 43, figs. 7-9.

Paragloborotalia acrostoma (Wezel).- Leckie, Wade, Pearson, Fraass, King, Olsson, Premoli-Silva, Spezzaferri y Berggren, 2018: 130, pl. 5.1, figs. 1-16.

Paragloborotalia cf. acrostoma (Wezel, 1966)

(No ilustrado)

Paragloborotalia birnageae (Blow, 1959)

(No ilustrado)

Globorotalia birnageae.- Blow, 1959: 210-211, pl. 17, figs. 108a-c.

Globorotalia (Fohsella) birnageae (Blow).- Kennett y Srinivasan, 1983: 94, pl. 21, figs. 6-8.

Paragloborotalia birnageae (Blow).- Leckie, Wade, Pearson, Fraass, King, Olsson, Premoli-Silva, Spezzaferri y Berggren, 2018: 132, pl. 5.2, figs. 1-9; pl. 5.3, figs. 1-16.

Paragloborotalia cf. birnageae (Blow, 1959)

(No ilustrado)

Paragloborotalia continuosa (Blow, 1959)

(No ilustrado)

Globorotalia opima subsp. continuosa.- Blow, 1959: 218-219, pl. 19, figs. 125a-c.

Neogloboquadrina continuosa (Blow).- Kennett y Srinivasan, 1983: 192, pl. 47, figs. 3-5.

Paragloborotalia continuosa (Blow).- Leckie, Wade, Pearson, Fraass, King, Olsson, Premoli-Silva, Spezzaferri y Berggren, 2018: 137, pl. 5.4, figs. 1-4, 8.

Paragloborotalia kugleri (Bolli, 1957)

(Lám. 6, fig. B)

Globorotalia kugleri.- Bolli, 1957: 118, pl. 28, figs. 5a-6.

Globorotalia (Fohsella) kugleri (Bolli).- Kennett y Srinivasan, 1983: 94, pl. 21, figs. 1, 3-5.

Paragloborotalia kugleri (Bolli).- Leckie, Wade, Pearson, Fraass, King, Olsson, Premoli-Silva, Spezzaferri y Berggren, 2018: 141, pl. 5.5, figs. 1-16.

Paragloborotalia mayeri (Cushman y Ellisor, 1939)

(Lám. 6, fig. C - F)

Globorotalia mayeri.- Cushman y Ellisor, 1939: 11, pl. 2, figs. 4a-c.

Globorotalia (Jenkinsella) mayeri (Cushman y Ellisor).- Kennett y Srinivasan, 1983: 174, pl. 43, figs. 4-6.

Paragloborotalia mayeri (Cushman y Ellisor).- Leckie, Wade, Pearson, Fraass, King, Olsson, Premoli-Silva, Spezzaferri y Berggren, 2018: 146, pl. 5.6, figs. 1-16.

Paragloborotalia cf. mayeri (Cushman y Ellisor, 1939)

(Lám. 6, fig. G)

Paragloborotalia nana (Bolli, 1957)

(Lám. 6, fig. H - M)

Globorotalia opima nana.- Bolli, 1957: 118, pl. 28, figs. 3a-c.

Globorotalia nana (Bolli).- Kennett y Srinivasan, 1983: 106, pl. 24, figs. 3-5.

Paragloborotalia nana (Bolli).- Leckie, Wade, Pearson, Fraass, King, Olsson, Premoli-Silva, Spezzaferri y Berggren, 2018: 149, pl. 5.7, figs. 1-16.

Paragloborotalia cf. nana (Bolli, 1957)

(No ilustrado)

Paragloborotalia cf. opima (Bolli, 1957)

(No ilustrado)

Globorotalia opima opima.- Bolli, 1957: 117-118, pl. 28, figs. 1a-c, 2.

Globorotalia opima (Bolli).- Postuma, 1971: 344, pl. en p. 345.

Paragloborotalia opima (Bolli).- Leckie, Wade, Pearson, Fraass, King, Olsson, Premoli-Silva, Spezzaferri y Berggren, 2018: 153, pl. 5.8, figs. 1-16.

Paragloborotalia pseudocontinua (Jenkins, 1967)

(No ilustrado)

Globorotalia nana pseudocontinua.- Jenkins, 1967: 1074-1077, figs. 4 (20-25).

Paragloborotalia pseudocontinua (Jenkins).- Leckie, Wade, Pearson, Fraass, King, Olsson, Premoli-Silva, Spezzaferri y Berggren, 2018: 157, pl. 5.4, figs. 9-16.

Paragloborotalia pseudokugleri (Blow, 1969)

(Lám. 6, fig. N)

Globorotalia (Turborotalia) pseudokugleri.- Blow, 1969: 391, pl. 10, fig. 4-6; pl. 39, figs. 5, 6.

Paragloborotalia pseudokugleri (Blow).- Leckie, Wade, Pearson, Fraass, King, Olsson, Premoli-Silva, Spezzaferri y Berggren, 2018:160, pl. 5.9, figs. 1-16.

Paragloborotalia semivera (Hornibrook, 1961)

(Lám. 7, fig. A - C)

Globigerina semivera.- Hornibrook, 1961: 149-150, pl. 23, figs. 455-457.

Globorotalia (Jenkinsella) semivera (Hornibrook).- Kennett y Srinivasan, 1983: 172, pl. 42, figs. 3-5.

Paragloborotalia semivera (Hornibrook).- Leckie, Wade, Pearson, Fraass, King, Olsson, Premoli-Silva, Spezzaferri y Berggren, 2018: 163, pl. 5.10, figs. 1-16.

Paragloborotalia cf. semivera (Hornibrook, 1961)

(No ilustrado)

Paragloborotalia siakensis (LeRoy, 1939)

(No ilustrado)

Globorotalia siakensis.- LeRoy, 1939: 262, pl. 4, figs. 20-22.

Globorotalia (Jenkinsella) siakensis (LeRoy).- Kennett y Srinivasan, 1983: 172, pl. 42, figs. 1, 6-8.

Paragloborotalia siakensis (LeRoy).- Leckie, Wade, Pearson, Fraass, King, Olsson, Premoli-Silva, Spezzaferri y Berggren, 2018: 166, pl. 5.11, figs. 1-16.

Paragloborotalia cf. siakensis (LeRoy, 1939)

(Lám. 7, fig. D)

Paragloborotalia spp.

(Lám. 7, fig. E - F)

**Género *Trilobatus* Spezzaferri, Kucera, Pearson, Wade, Rappo, Poole, Morard
y Stalder, 2015**

Especie tipo: *Globigerina triloba* Reuss, 1850

Trilobatus altospiralis Spezzaferri en Spezzaferri, Olsson y Hemleben, 2018

(Lám. 7, fig. G)

Trilobatus altospiralis.- Spezzaferri, Olsson y Hemleben, 2018: 289, pl. 9.8, figs. 1-22.

Trilobatus cf. *altospiralis* Spezzaferri en Spezzaferri, Olsson y Hemleben, 2018

(No ilustrado)

Trilobatus immaturus (LeRoy, 1939)

(Lám. 7, fig. H - J)

Globigerinoides sacculiferus (Brady) var. *immaturus*.- LeRoy, 1939: 236, pl. 3, figs. 19-21.

Globigerinoides immaturus (LeRoy).- Kennett y Srinivasan, 1983: 64, pl. 10, fig. 3; pl. 13, figs. 7-9.

Trilobatus immaturus (LeRoy).- Spezzaferri, Olsson y Hemleben, 2018: 289, pl. 9.9, figs. 1-21.

Trilobatus praeimmaturus (Brönnimann y Resig, 1971)

(Lám. 7, fig. K)

Globigerinoides praeimmaturus.- Brönnimann y Resig, 1971: 1272 - 1273, pl. 10, figs. 5, 6, 8.

Trilobatus praeimmaturus (Brönnimann y Resig).- Spezzaferri, Olsson y Hemleben, 2018: 292, pl. 9.10, figs. 1-21.

Trilobatus cf. praeimmaturus (Brönnimann y Resig, 1971)

(No ilustrado)

Trilobatus primordius (Blow y Banner, 1962)

(Lám. 7, fig. L - M)

Globigerinoides primordius.- Blow y Banner, 1962: 15, pl. ix, figs. Dd-Ff.

Globigerinoides primordius (Blow y Banner).- Kennett y Srinivasan, 1983: 54, pl. 11, figs. 1-3.

Trilobatus primordius (Blow y Banner).- Spezzaferri, Olsson y Hemleben, 2018: 292, pl. 9.11, figs. 1-20.

Trilobatus cf. primordius (Blow y Banner, 1962)

(No ilustrado)

Trilobatus sacculifer (Brady, 1877)

(Lám. 8, fig. A)

Globigerina sacculifera.- Brady, 1877: 535 [no ilustrado]

Globigerinoides sacculifer (Brady).- Kennett y Srinivasan, 1983: 66, pl. 14, figs. 4-6.

Trilobatus sacculifer (Brady).- Poole y Wade, 2019: 2013, figs. 8 (L-P), 9, 10, 11 (A-J), E, 14 (A), 16 (A-D), 17 (D-H).

Trilobatus sicanus (Stefani, 1952)

(No ilustrado)

Globigerinoides sicana.- Stefani, 1952: 9, pl. 13, fig. 6.

Globigerinoides sicanus (Stefani).- Kennett y Srinivasan, 1983: 62, pl. 13, figs. 4-6.

Trilobatus sicanus (Stefani).- Spezzaferri, Kucera, Pearson, Wade, Rappo, Poole, Morard y Stalder, 2015: 1-20, [no ilustrado]

Trilobatus subsacculifer (Cita, Premoli y Rossi, 1965)

(Lám. 8, fig. B)

Globigerinoides sacculifer subsacculifer.- Cita, Premoli y Rossi, 1965: 268, pl. 31, figs. 3a-c.

Globigerinoides subsacculifer (Cita, Premoli y Rossi).- Spezzaferri, 1994: 38, pl. 13, figs. 4a-c.

Trilobatus subsacculifer (Cita, Premoli y Rossi).- Spezzaferri, Olsson y Hemleben, 2018: 298, pl. 9.13, figs. 1-20.

Trilobatus cf. subsacculifer (Cita, Premoli y Rossi, 1965)

(Lám. 8, fig. c)

Trilobatus trilobus (Reuss, 1850)

(Lám. 8, fig. d - j)

Globigerina triloba.- Reuss, 1850: 374, pl. 47, figs. 11a-e.

Globigerinoides triloba (Reuss).- Kennett y Srinivasan, 1983: 62, pl. 10, fig. 4; pl. 13, figs. 1-3.

Globigerinoides trilobus (Reuss).- Spezzaferri, 1994: 37, pl. 13, fig. 1a-c; pl. 15, figs. 6a-c.

Trilobatus trilobus (Reuss).- Spezzaferri, Olsson y Hemleben, 2018: 300, pl. 9.14, figs. 1-21.

Trilobatus spp.

(Lám. 8, fig. K - L)

Superfamilia GLOBOROTALIOIDEA (Cushman, 1927)

Familia CATAPSYDRACIDAE (Bolli, Loeblich y Tappan, 1957)

Género *Globoquadrina* Finlay, 1947

Especie tipo: *Globorotalia dehiscens* Chapman, Parr y Collins, 1934

Globoquadrina dehiscens (Chapman, Parr y Collins, 1934)

(No ilustrado)

Globorotalia dehiscens.- Chapman, Parr y Collins, 1934: 569, pl. 11, figs. 36a-c.

Globoquadrina dehiscens (Chapman, Parr y Collins).- Kennett y Srinivasan, 1983: 184, pl. 44, fig. 2; pl.45, figs. 7-9.

Globoquadrina dehiscens (Chapman, Parr y Collins).- Wade et al., 2018: 377, pl. 11.17, figs. 1-16.

Género *Subbotina* Brotzen y Pozaryska, 1961

Especie tipo: *Globigerina triloculinoides* Plummer, 1927

Subbotina sp.

(No ilustrado)

Familia GLOBOROTALIIDAE (Cushman, 1927)

Género *Foshella* Bandy, 1972

Especie tipo: *Globorotalia praefohsi* Blow y Banner, 1966

Foshella peripheroronda (Blow y Banner, 1966)

(Lám. 3, fig. A - B)

Globorotalia peripheroronda.- Blow y Banner, 1966: 300, pl. 2, figs. 1-3.

Globorotalia (Foshella) peripheroronda (Blow y Banner).- Kennett y Srinivasan, 1983: 96, pl. 22, figs. 1-3.

Foshella peripheroronda (Blow y Banner).- Norris, 1998: 467, pl. 1, fig. 7.

Género *Globorotalia* Cushman, 1927

Especie tipo: *Pulvinulina menardii* var. *tumida* Brady, 1877

Globorotalia bella Jenkins, 1967

(Lám. 4, fig. I)

Globorotalia bella.- Jenkins, 1967: 1069, figs. 3 (1-6)

Globorotalia (Jenkinsella) bella (Jenkins).- Kennett y Srinivasan, 1983: 174, pl. 42, fig. 2; pl.43, figs. 1-3.

Globorotalia praescitula Blow, 1959

(Lám. 4, fig. K)

Globorotalia scitula subsp. *praescitula*.- Blow, 1959: 1069, figs. 3 (1-6)

Globorotalia (Globoconella) praescitula.- Kennett y Srinivasan, 1983: 108, pl. 25, figs. 4-6.

Globorotalia praescitula.- Norris, 1998: 471, pl. 1, fig. 16.

Globorotalia cf. *praescitula* Blow, 1959

(No ilustrado)

Globorotalia scitula (Brady, 1882)

(Lám. 4, fig. L)

Pulvinulina scitula.- Brady, 1882: 27, pl. 5, fig. 5.

Globorotalia (Hirsutella) scitula (Brady).- Kennett y Srinivasan, 1983: 134, pl. 31, figs. 1, 3-5.

Globorotalia scitula (Brady).- Norris, 1998: 471, pl. 3, fig. 3.

Los géneros y especies anteriormente descritos, presentan rangos de vida específicos (figura 3.18), los cuales permiten conocer cuál es el período de tiempo aproximado en el que los individuos presentes en una muestra coexistieron. Para esto se consideran las primeras y últimas apariciones de dichos especímenes, a este intervalo de tiempo en que coexisten se le denomina biozona concurrente o de conjunto (Vera, 1994). De este modo, se establecieron las posibles biozonas concurrentes en cada muestra analizada, obteniendo un rango de edad aproximado para cada una de estas (figura 3.19). Los foraminíferos planctónicos determinados en cada una de las muestras, se compilan en el Apéndice I.

Nota aclaratoria: Debido a las recientes dificultades ocasionadas por la pandemia producto del COVID 19, se ha visto interrumpido el desarrollo normal de las actividades universitarias, entre estas, las labores habituales de los centros de investigación. El Centro de Investigación en Estructuras Microscópicas (CIEMic) no escapa a esta realidad; su cierre parcial desde el inicio de la pandemia, ha dificultado la toma de fotografías de Microscopio Electrónico de Barrido (MEB), por lo tanto, en este trabajo no es posible mostrar fotografías de todos los individuos de foraminíferos planctónicos encontrados.

Lámina 1: *Catapsydrax* y *Dentoglobigerina*

Lista de géneros y especies

A: *Catapsydrax indianus*

B y C: *Dentoglobigerina baroemoenensis*

D: *Dentoglobigerina galavisi*

E - H: *Dentoglobigerina globularis*

I: *Dentoglobigerina* cf. *globularis*

LÁMINA 1

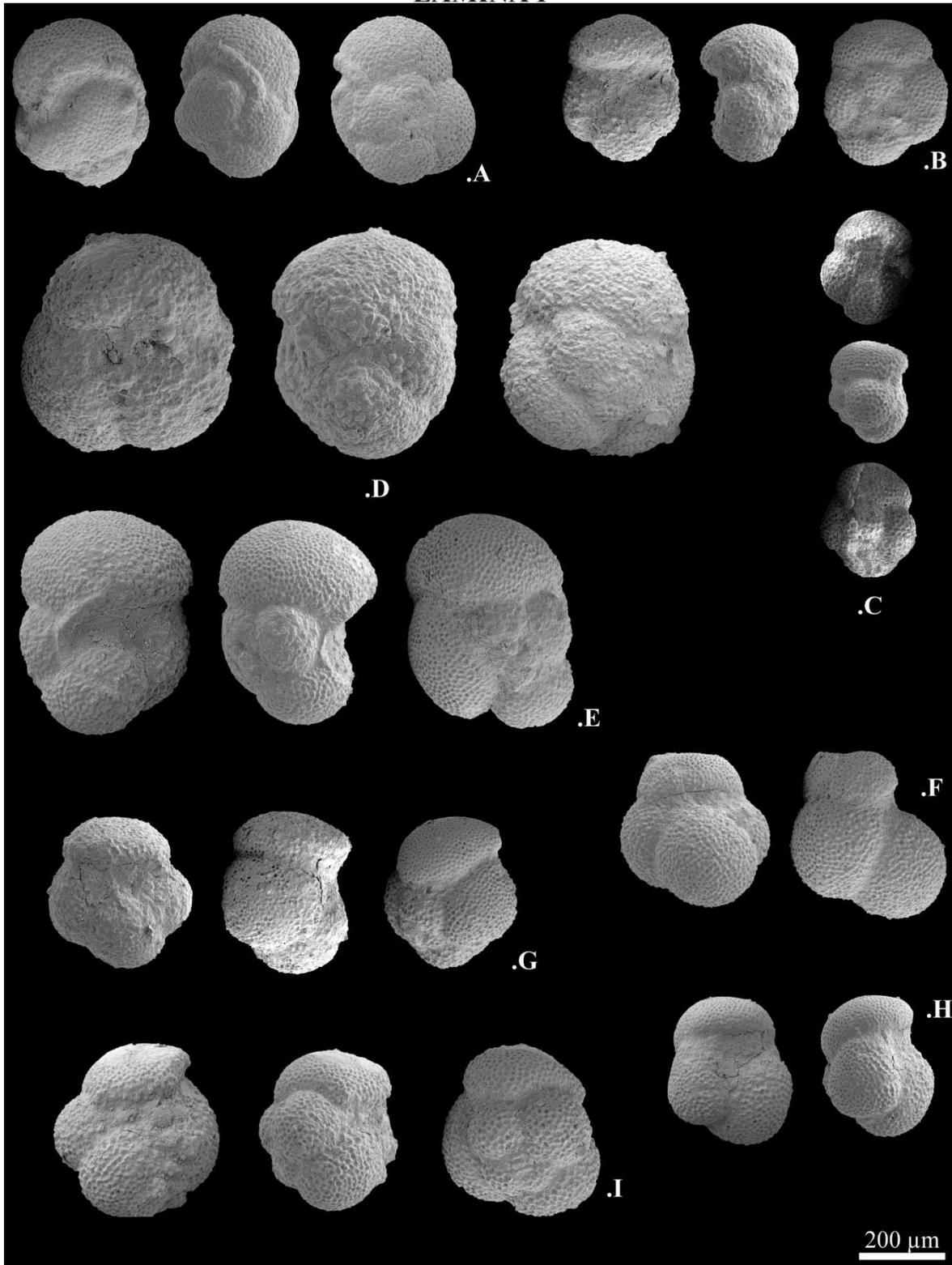


Lámina 2: *Dentoglobigerina*

Lista de géneros y especies

A - E: *Dentoglobigerina venezuelana*

F: *Dentoglobigerina* cf. *venezuelana*

LÁMINA 2

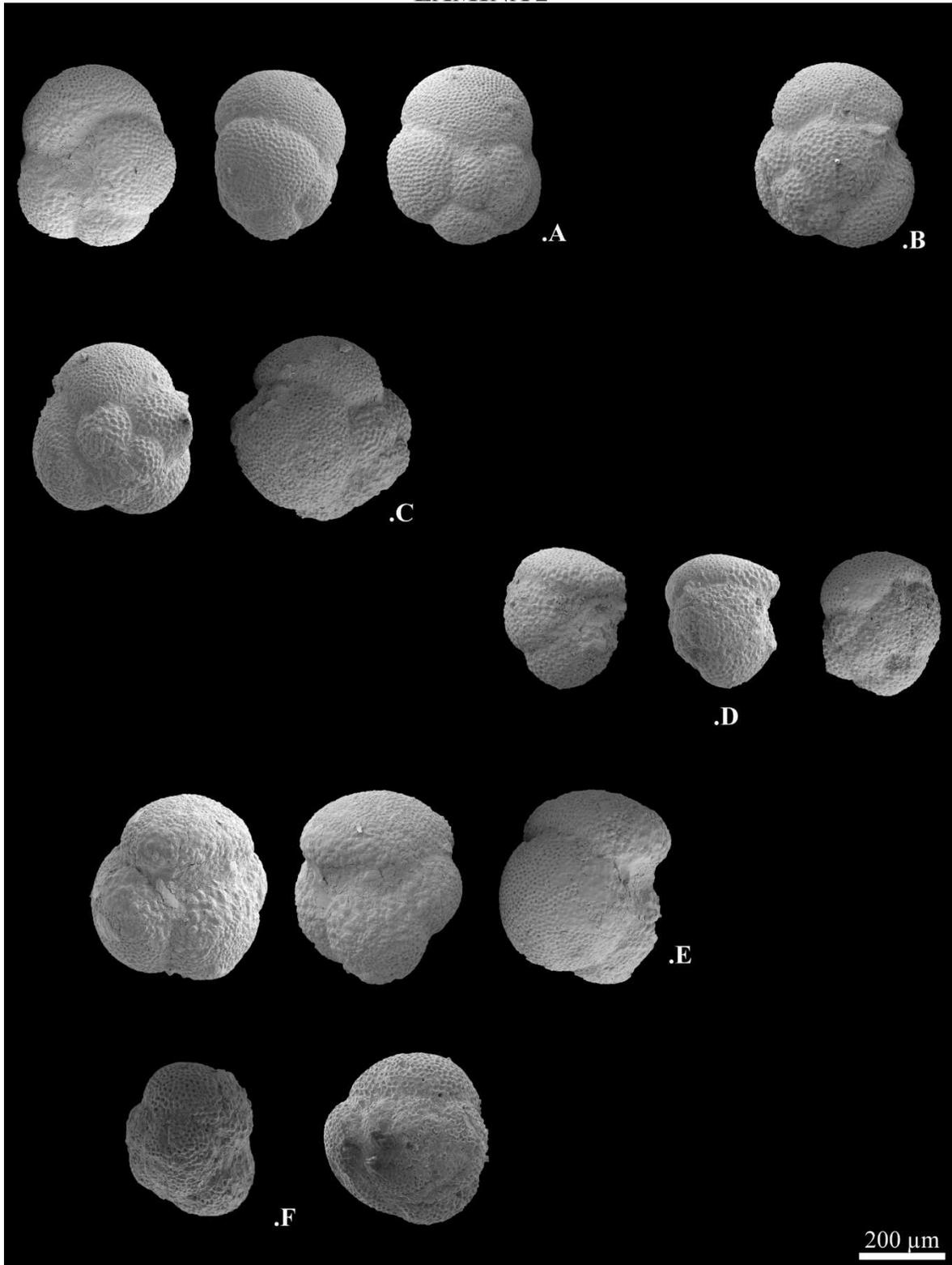


Lámina 3: *Foshella*, *Globigerina* y *Globigerinella*

Lista de géneros y especies

A - B: *Foshella peripheroronda*

C: *Globigerina bulloides*

D: *Globigerina* cf. *falconensis*

E - I: *Globigerinella obesa*

J - M: *Globigerinella prasaepis*

N - Q: *Globigerinella* spp.

LÁMINA 3

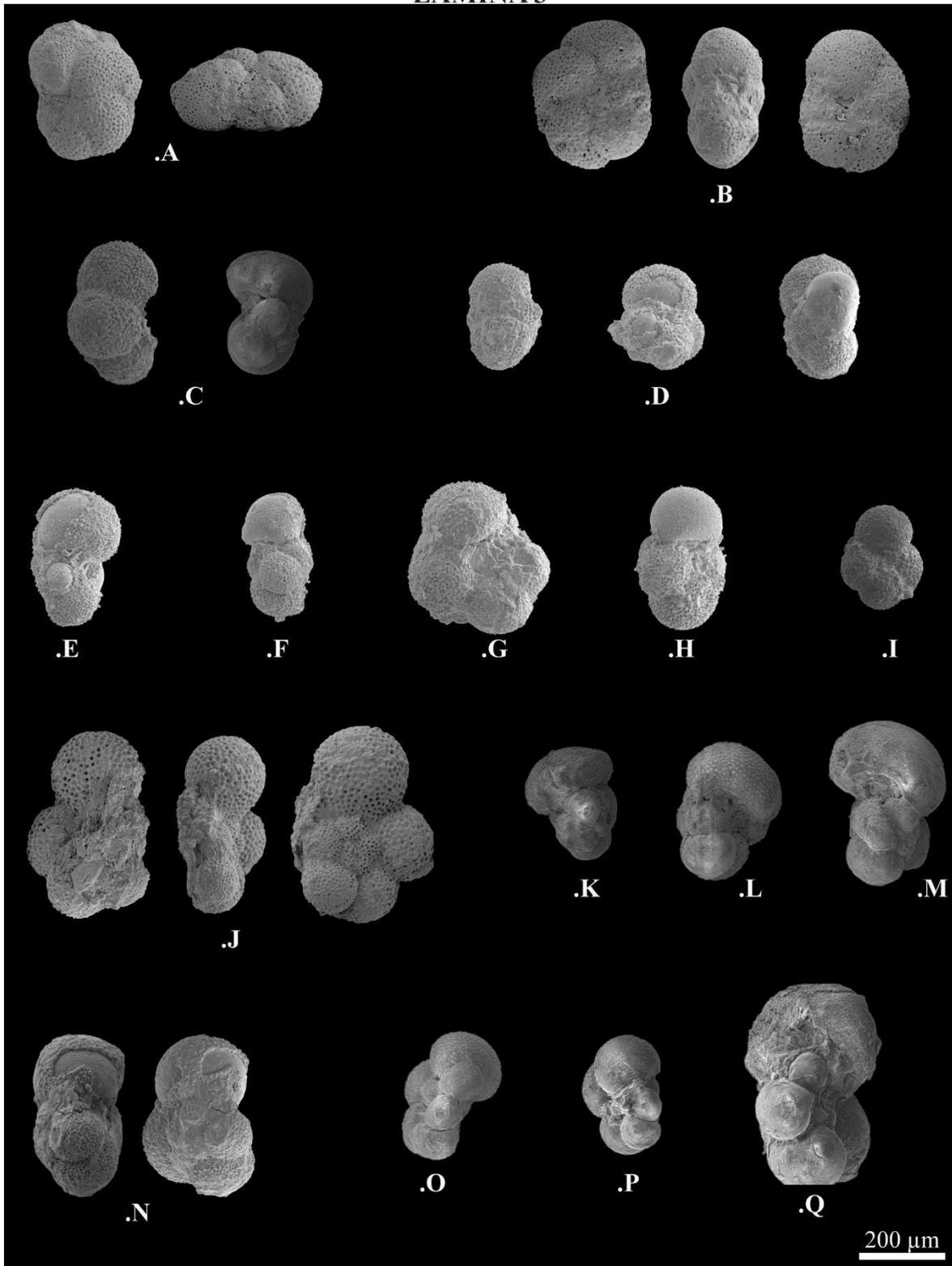


Lámina 4: *Globigerinoides* y *Globorotalia*

Lista de géneros y especies

A: *Globigerinoides altiapertura*

B: *Globigerinoides neoparawoodi*

C - F: *Globigerinoides subquadratus*

G - I: *Globigerinoides* spp.

I: *Globorotalia bella*

K: *Globorotalia praescitula*

L: *Globorotalia scitula*

LÁMINA 4

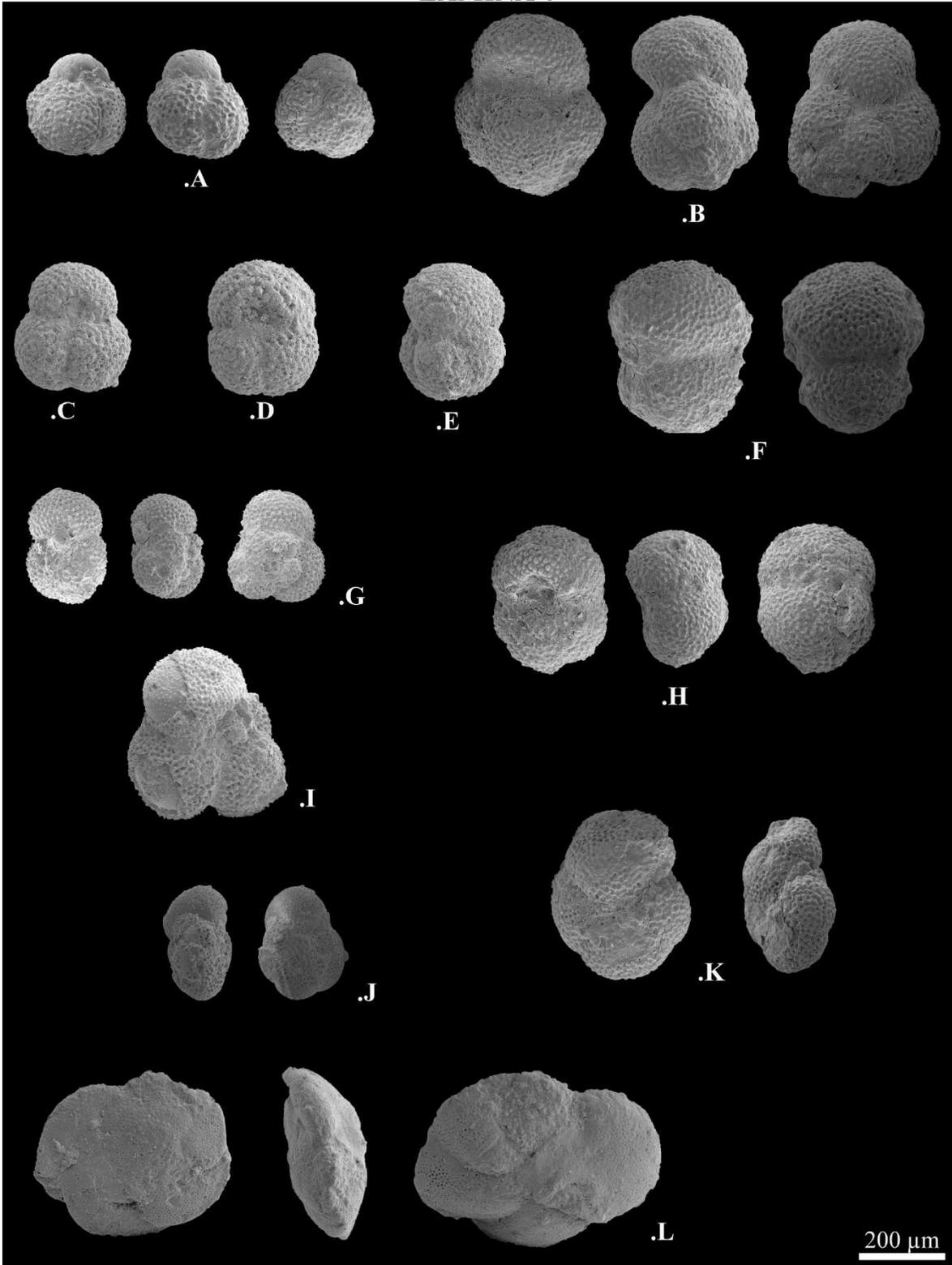


Lámina 5: *Globoturborotalita*

Lista de géneros y especies

A - C: *Globoturborotalita brazieri*

D: *Globoturborotalita euapertura*

E: *Globoturborotalita ouachitaensis*

F: *Globoturborotalita paracancellata*

G - H: *Globoturborotalita woodi*

I - J: *Globoturborotalita* spp.

LÁMINA 5

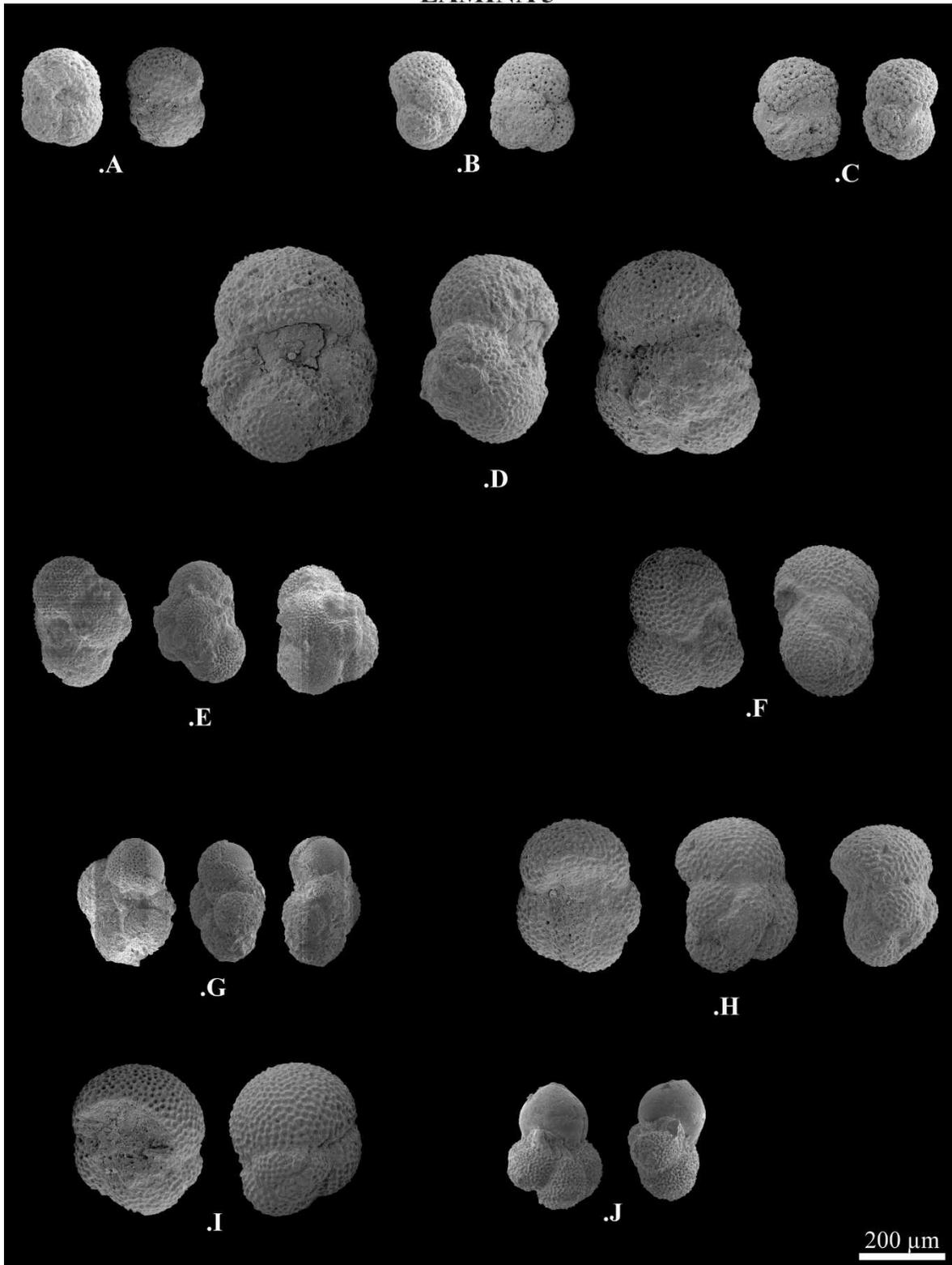


Lámina 6: *Paragloborotalia*

Lista de géneros y especies

A: *Paragloborotalia acrostoma*

B: *Paragloborotalia kugleri*

C - F: *Paragloborotalia mayeri*

G: *Paragloborotalia* cf. *mayeri*

H - M: *Paragloborotalia nana*

N: *Paragloborotalia pseudokugleri*

LÁMINA 6

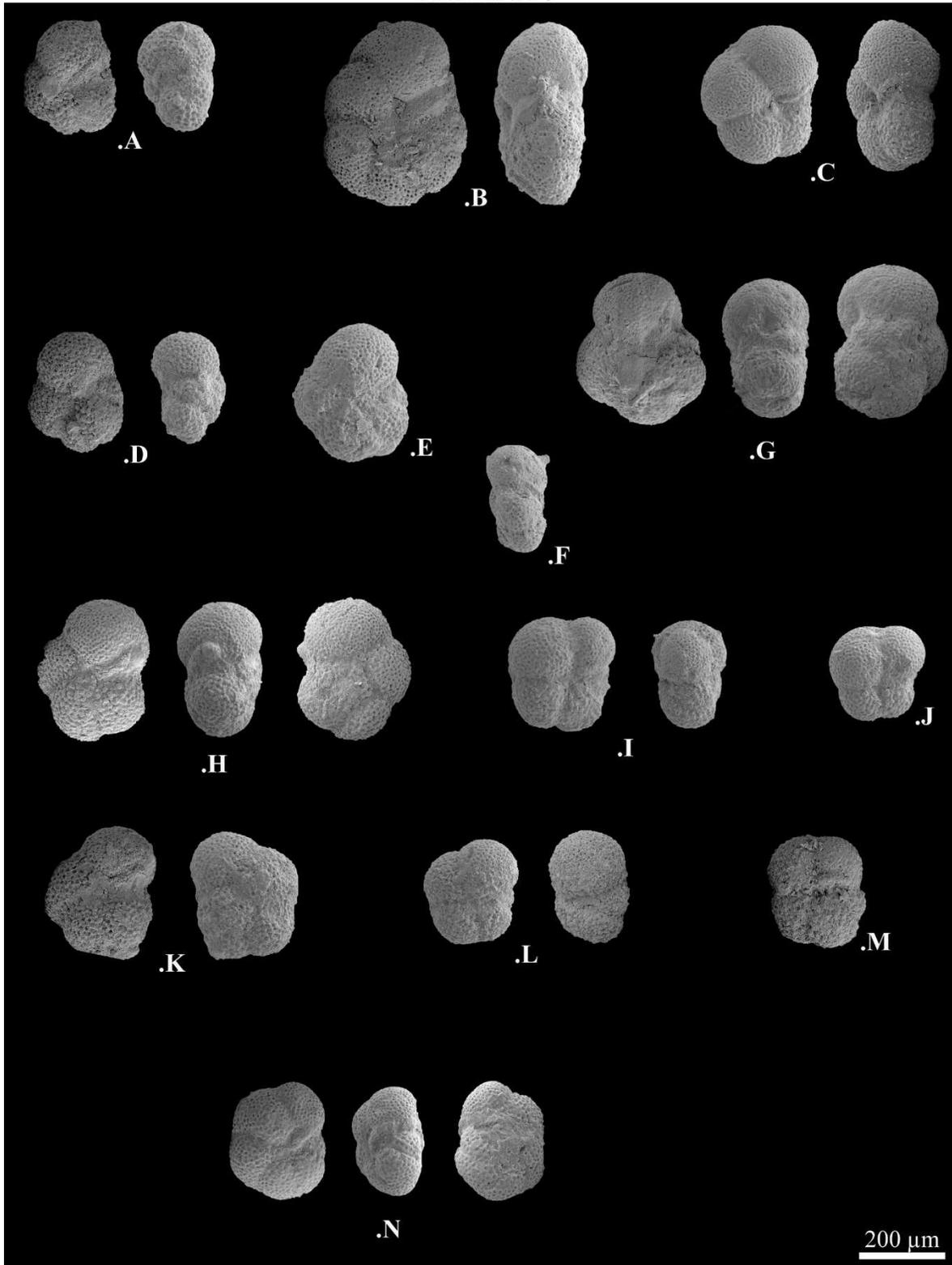


Lámina 7: *Paragloborotalia* y *Trilobatus*

Lista de géneros y especies

A - C: *Paragloborotalia semivera*

D: *Paragloborotalia* cf. *siakensis*

E - F: *Paragloborotalia* spp.

G: *Trilobatus altospiralis*

H - J: *Trilobatus immaturus*

K: *Trilobatus praeimmaturus*

L - M: *Trilobatus primordius*

LÁMINA 7

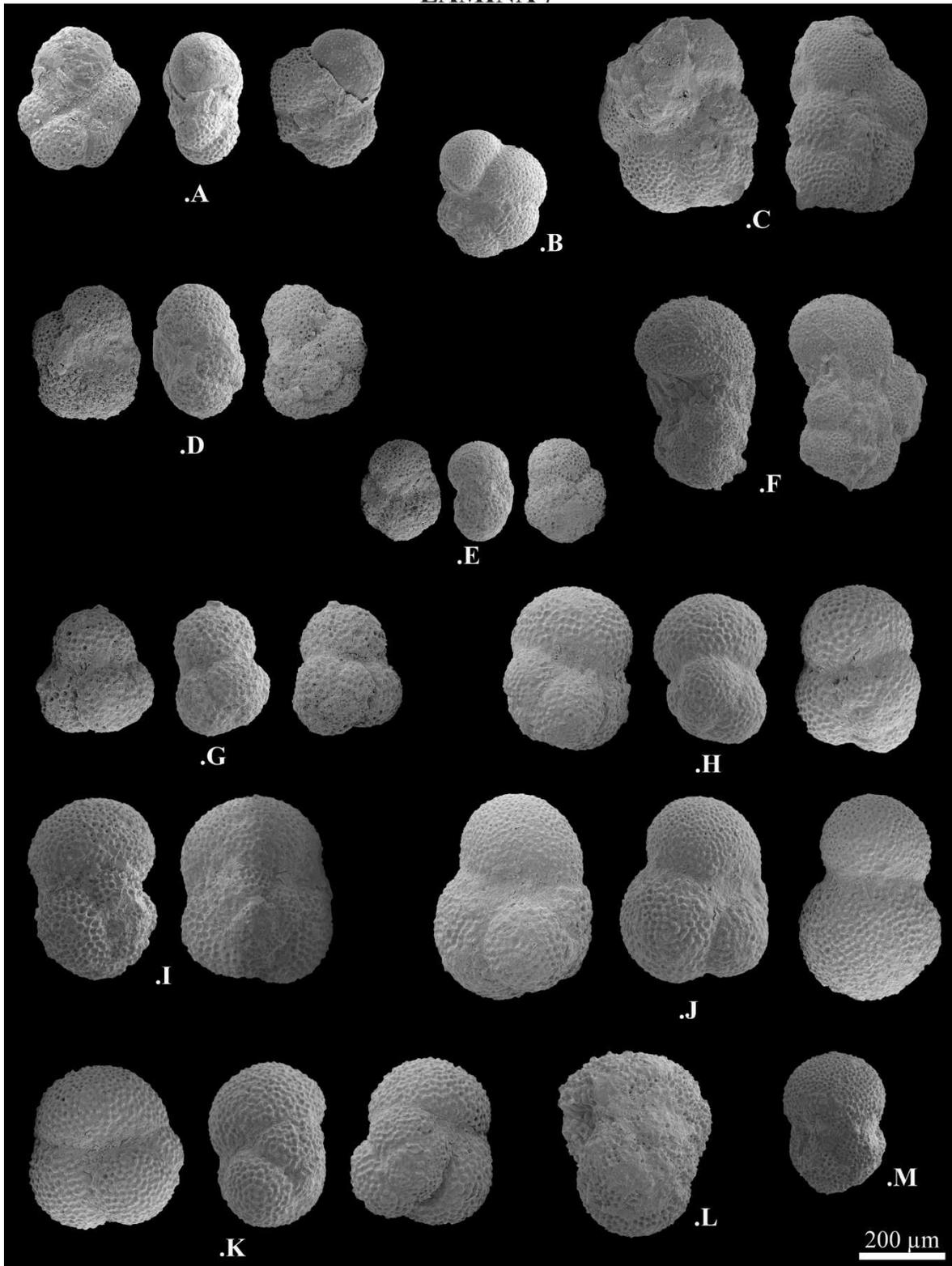


Lámina 8: *Trilobatus*

Lista de géneros y especies

A: *Trilobatus sacculifer*

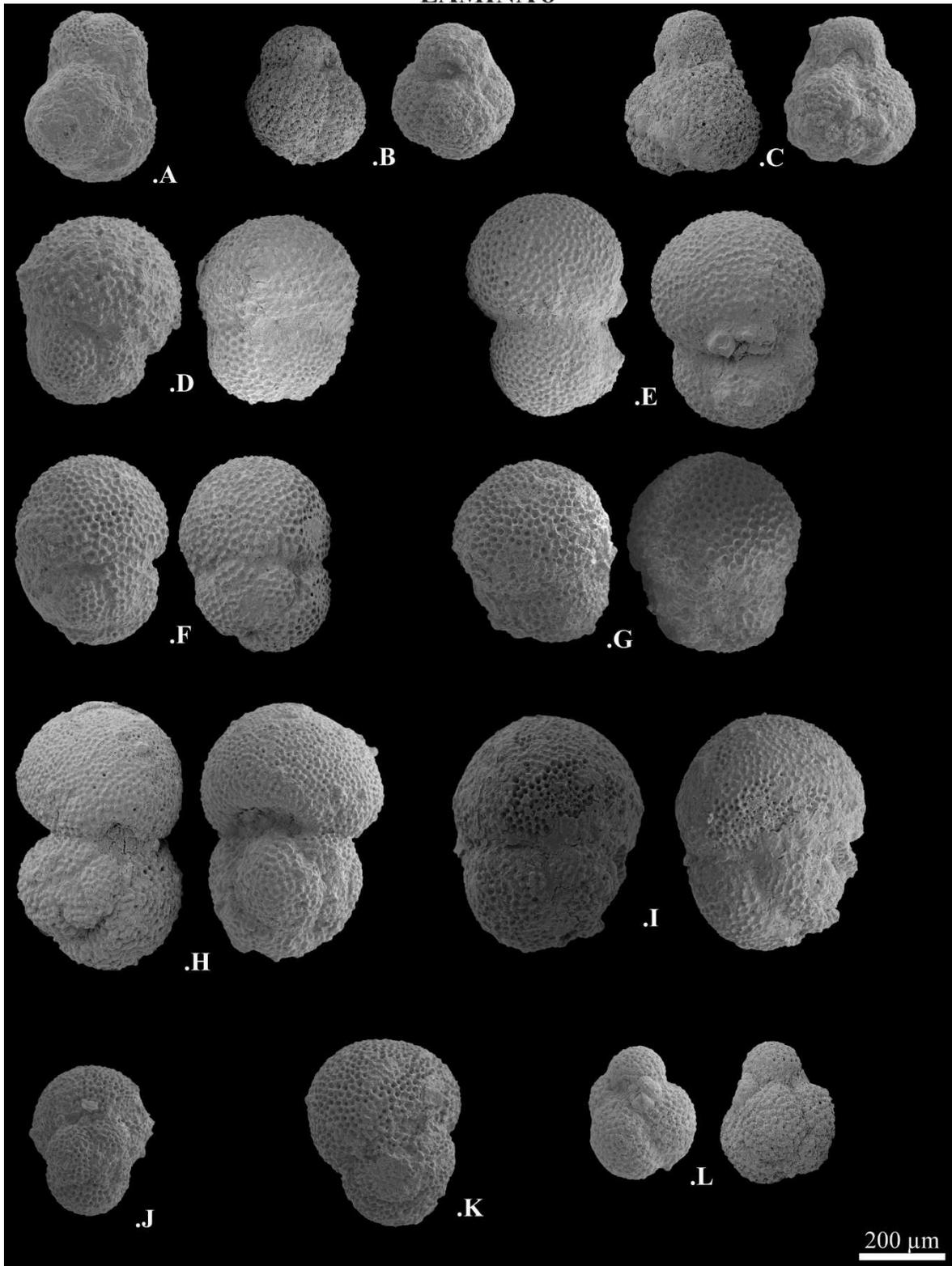
B: *Trilobatus subsacculifer*

C: *Trilobatus* cf. *subsacculifer*

D - J: *Trilobatus trilobus*

K - L: *Trilobatus* spp.

LÁMINA 8



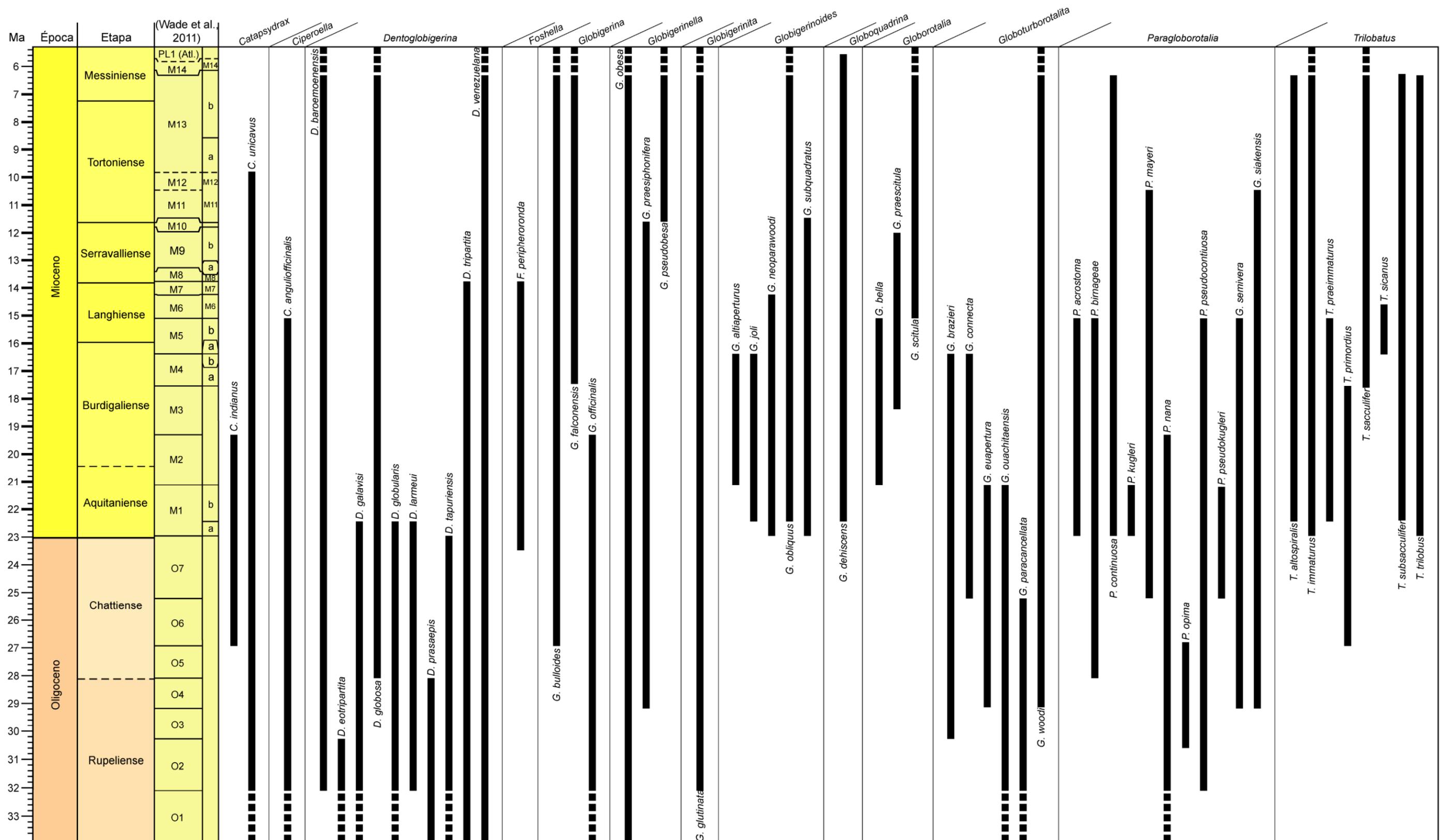


Figura 3.18: Lista de géneros y especies de foraminíferos planctónicos determinados. Las barras negras representan la distribución estratigráfica reportada para cada especie. La línea punteada indica que el período de apogeo continúa.

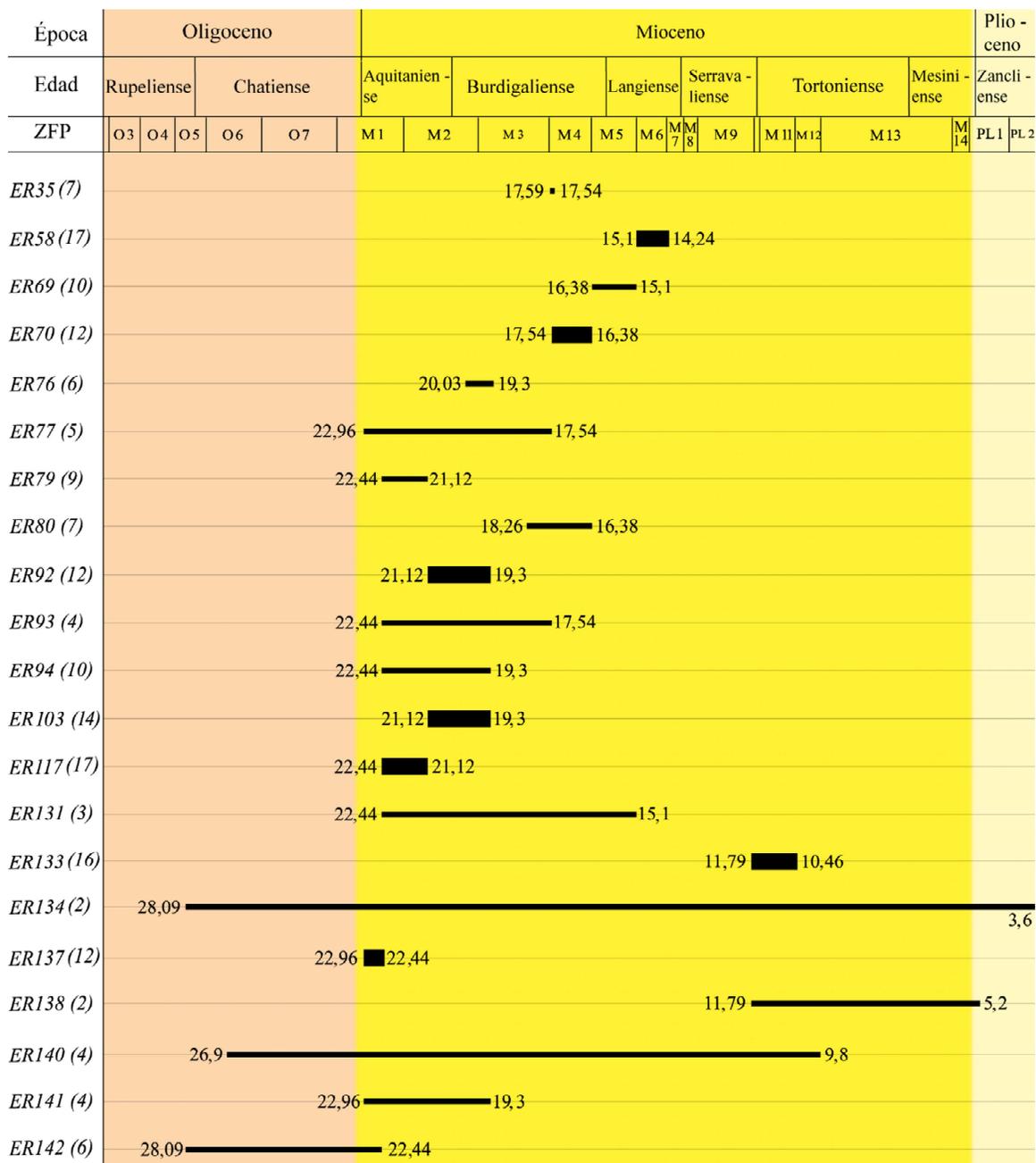


Figura 3.19: Biozonas concurrentes establecidas en cada muestra analizada. ZFP: Zonación de foraminíferos planctónicos, basado en Wade et al., (2011). Los números en los extremos de las barras indican el valor inicial y final. En el margen izquierdo se indican los códigos de muestras, entre paréntesis se muestra el número de especies utilizadas para establecer el rango de edad. Este último dato, se representa también de manera relativa por las diferencias de grosor de las barras.

Sistemática macropaleontológica

Filo MOLLUSCA Margulis, 1998

Clase BIVALVIA Linnaeus, 1758

Familia Psammobiidae J. Fleming, 1828

Género *Sanguinolaria* Lamarck, 1799

Sanguinolaria sp.

(No ilustrado)

Rango de edad: 48,6 – 2,58 Ma

Ambiente: Costero, lagunar y plataforma

Ecología: Se alimenta de organismos infaunales.

Familia Tellinidae Blainville, 1814

Género *Tellina* Linnaeus, 1758

Tellina sp.

Molde interno

(No ilustrado)

Rango de edad: 259 Ma al presente

Ambiente: Transicional, costero, lagunar, plataforma y aguas profundas

Ecología: Se alimenta de organismos infaunales.

Familia Arcidae Lamarck, 1809

Género *Arca* Linnaeus, 1758

Arca sp.

(Lám. B, Fig. c)

Rango de edad: 268 Ma al presente

Ambiente: Terrestre, parálico, transicional, costero, lagunar, plataforma y aguas profundas

Ecología: Se alimenta de organismos epifaunales estacionarios

Género *Anadara* Gray, 1847

Anadara sp.

(Lám. C, Fig. d)

Rango de edad: 23,03 – 0,781 Ma

Ambiente: Terrestre, parálico, transicional, costero, lagunar, plataforma y aguas profundas

Ecología: Se alimenta de organismos semi infaunales en suspensión

Subgénero *Grandiarca* Olsson, 1961

Anadara (Grandiarca) dolaticostata Pilsbry and Johnson, 1917

(Lám. B, Fig. a)

Rango de edad: Mioceno medio – Plioceno

Ambiente: Parálíco, transicional, costero, lagunar y plataforma

Ecología: Se alimenta de organismos semi infaunales en suspensión

Subgénero *Rasia* Gray, 1857

Anadara (Rasia) dariensis dariensis A Brown and Pilsbry, 1911

(Lám. C, Fig. a)

Anadara (Rasia) dariensis dariensis B Brown and Pilsbry, 1911

(Lám. C, Fig. b)

Rango de edad: 20,43 – 2,58 Ma

Ambiente: Transicional y costero

Ecología: Se alimenta de organismos semi infaunales en suspensión

Anadara (Rasia) sp.

(Lám. C, Fig. e)

Rango de edad: 140,2 Ma al presente

Ambiente: Transicional, costero, arrecifal, lagunar, plataforma y aguas profundas

Ecología: Se alimenta de organismos semi infaunales en suspensión

Familia Veneridae Rafinesque, 1815

Género *Chione* Mühlfeld, 1811

Chione sp.

(Lám. B, Fig. b)

Rango de edad: 99,7 Ma al presente

Ambiente: Transicional, costero, arrecifal, lagunar, plataforma y aguas profundas

Ecología: Se alimenta de organismos semi infaunales en suspensión

Subgénero *Lirophora* Conrad, 1863

Chione (Lirophora) sp. Conrad, 1863

(Lám. C, Fig. c)

Rango de edad: 33,9 Ma al presente

Ambiente: Transicional, costero, arrecifal, lagunar y plataforma

Ecología: Se alimenta de organismos semi infaunales en suspensión

Género *Dosinia* Scopoli, 1777

Dosinia sp.

(Lám. A, Fig. d)

Rango de edad: 99,7 Ma al presente

Ambiente: Transicional, costero, arrecifal, lagunar, plataforma y aguas profundas

Ecología: Se alimenta de organismos semi infaunales en suspensión

Género *Ventricolaria* Guppy, 1873

Ventricolaria sp.

(Lám. B, Fig. e)

Ventricolaria cf. *Blandiana*

(Lám. B, Fig. d)

Rango de edad: 20,43 – 2,58 Ma

Ambiente: Costero, plataforma

Ecología: Se alimenta de organismos semi infaunales en suspensión

Familia Crassatellidae Férussac, 1822

Género *Eucrassatella* Iredale, 1924

Eucrassatella sp.

(Lám. B, Fig. g)

Rango de edad: 55,8 – 0,012 Ma

Ambiente: Transicional, costero, arrecifal, lagunar, plataforma y aguas profundas

Ecología: Se alimenta de organismos semi infaunales en suspensión

Familia Semelidae Stoliczka, 1870

Género *Ervilia* Turton, 1822

Ervilia

(No ilustrado)

Rango de edad: 58,7 Ma al presente

Ambiente: Transicional, costero, arrecifal, lagunar y plataforma

Ecología: Se alimenta de organismos semi infaunales en suspensión

Familia Lucinidae J. Fleming, 1828

Género *Lucina* Bruguiere, 1797

Lucina sp.

(Lám. C, Fig. f)

Rango de edad: 388,1 Ma al presente

Ambiente: Transicional, costero, arrecifal, lagunar y plataforma

Ecología: Quimio simbiótico infaunal

Clase Gastropoda Cuvier, 1975

Familia Naticidae Guilding, 1834

Naticidae sp.

(Lám. A, Fig. b)

Naticidae sp.

(Lám. D, Fig. i)

Rango de edad: 388,1 Ma al presente

Ambiente: Transicional, costero, arrecifal, lagunar, plataforma y aguas profundas

Ecología: Carnívoro semi infaunal

Género *Stigmaulax* Morch, 1852

Stigmaulax guppiana A Toula, 1909

(Lám. B, Fig. p)

Stigmaulax guppiana B Toula, 1909

(Lám. B, Fig. r)

Rango de edad: 11,68 – 2,58 Ma

Ambiente: Transicional, costero y plataforma

Ecología: Carnívoro semi infaunal

Familia *Turritellidae* Lovén, 1847

Género *Turritella* Lamarck, 1799

Turritella mimetes Brown and Pilsbry, 1911

(Lám. C, Fig. n)

Rango de edad: 7,246 – 3,6 Ma.

Ambiente: Transicional, costero y plataforma

Ecología: Se alimenta de organismos semi infaunales en suspensión

Turritella sp.

(Lám. D, Fig. c)

Rango de edad: 235 Ma al presente.

Ambiente: Transicional, costero, arrecifal, lagunar, plataforma y aguas profundas

Ecología: Se alimenta de organismos semi infaunales en suspensión

Subgénero *Gatunensis*, Conrad, 1857

Turritella gatunensis Conrad, 1857

(Lám. C, Fig. l)

Rango de edad: 28,4 – 0,012.

Ambiente: Transicional, costero, lagunar y plataforma

Ecología: Se alimenta de organismos semi infaunales en suspensión

Turritella gatunensis rythodes, Woodring, 1957

(Lám. B, Fig. ñ)

Rango de edad: Mioceno medio

Ambiente: Transicional, costero, lagunar y plataforma

Ecología: Se alimenta de organismos semi infaunales en suspensión

Subgénero *Tórcula* Gray, 1847

Turritella (Torcula) atilira Conrad, 1857

(Lám. C, Fig. ñ)

Rango de edad: Oligoceno tardío – Mioceno.

Ambiente: Transicional, costero, lagunar y plataforma

Ecología: Se alimenta de organismos semi infaunales en suspensión

Turritella (Torcula) spp.

(Lám. D, Fig. b)

Rango de edad: 66,043 – 0,012 Ma

Ambiente: Transicional, costero, lagunar y plataforma

Ecología: Se alimenta de organismos semi infaunales en suspensión

Familia Architectonicidae Gray, 1850

Género *Architectonica* Röding, 1798

Architectonica nobilis Röding, 1798

(Lám. B, Fig. k – Lám. C, Fig. g)

Rango de edad: 23,03 – 0,012 Ma

Ambiente: Transicional, costero, lagunar y plataforma

Ecología: Carnívoro epifaunal

Architectonica sp.

(Lám. A, Fig. h – Lám. D, Fig. h)

Rango de edad: 164,7 Ma al presente

Ambiente: Transicional, costero, arrecifal, lagunar, plataforma y aguas profundas

Ecología: Carnívoro epifaunal

Familia Cancellariidae Forbes y Hanley, 1851

Género *Cancellaria* Lamarck, 1799

Cancellaria (Euclia) macdonaldi Olsson, 1964

(Lám. B, Fig. m)

Rango de edad: 15,97 – 0,7811Ma

Ambiente: Transicional, costero y plataforma.

Ecología: Carnívoro epifaunal

Cancellaria spp.

(Lám. B, Fig. n)

Rango de edad: 99,7 Ma al presente

Ambiente: Transicional, costero, arrecifal, lagunar, plataforma, prodelta y aguas profundas

Ecología: Carnívoro epifaunal

Familia Conidae J. Fleming, 1822

Género *Conus* Linnaeus, 1758

Conus sp.

(Lám. A, Fig. c – Lám. C, Fig. h)

Conus spp.

(Lám. B, Fig. q)

Rango de edad: 112,6 Ma al presente

Ambiente: Transicional, costero, arrecifal, lagunar, plataforma, prodelta y aguas profundas

Ecología: Carnívoro epifaunal

Conus spurius, Gmelin, 1791

(Lám. D, Fig. g)

Rango de edad: 23,03 – 0,012 Ma

Ambiente: Transicional, costero.

Ecología: Carnívoro epifaunal

Conus burckhardti, Böse, 1906

(Lám. D, Fig. f)

Rango de edad: 11,608 – 2,588 Ma

Ambiente: Transicional, costero.

Ecología: Carnívoro epifaunal

Conus symmetricus, Sowerby, 1850

(Lám. D, Fig. e)

Rango de edad: 23,03 – 3,6 Ma

Ambiente: Transicional, costero y plataforma

Ecología: Carnívoro epifaunal

Familia Terebridae Mörch, 1852

Género *Terebra* Bruguiere, 1789

Terebra sp.

(Lám. C, Fig. k)

Terebra spp.

(Lám. A, Fig. j)

Rango de edad: 66,043 Ma al reciente

Ambiente: Transicional, costero, arrecifal, lagunar, plataforma, prodelta y aguas profundas

Ecología: Carnívoro epifaunal

Subgénero *Strioterebrum* Sacco, 1891

Terebra (Strioterebrum) spp.

(Lám. B, Fig. i)

Rango de edad: 23,03 Ma al presente

Ambiente: Transicional, costero, arrecifal, lagunar, plataforma y aguas profundas

Ecología: Carnívoro epifaunal

Familia Nassariidae Iredale, 1916 (1835)

Género *Tritaria* (*Antillophos*) Woodring, 1928

Antillophos sp.

(Lám. B, Fig. h)

Rango de edad: 48,6 – 0,012 Ma

Ambiente: Transicional, costero, arrecifal, lagunar, plataforma, prodelta, aguas profundas

Ecología: Carnívoro epifaunal

Género *Nassarius* Duméril, 1805

Nassarius sp.

(Lám. B, Fig. j)

Rango de edad: 61,7 Ma al presente

Ambiente: Transicional, costero, arrecifal, lagunar, plataforma, prodelta, aguas profundas

Ecología: Carnívoro, se alimenta de organismos semi infaunales de movimiento lento

Familia Columbellidae Swainson, 1840

Género *Strombina* Mörch, 1852

Strombina sp.

(Lám. B, Fig. o)

Rango de edad: 15,97 Ma al presente

Ambiente: Deltaico, arrecifal, costero y plataforma

Ecología: Carnívoro epifaunal

Familia Ficidae Meek, 1864

Género *Ficus* Röding, 1798

Ficus carbacea Guppy, 1866

(deformado)

(Lám. A, Fig. i)

Ficus carbacea Guppy, 1866

(Lám. A, Fig. e – Lám. D, Fig. a)

Rango de edad: 20,43 – 0,012 Ma

Ambiente: Marino somero – litoral

Ecología: Carnívoro epifaunal

Familia Olividae Latreille, 1825

Género *Oliva* Bruguiere, 1789

Oliva sp.

(No ilustrado)

Rango de edad: 48,6 Ma al presente

Ambiente: Transicional y marino somero hasta profundo

Ecología: Carnívoro epifaunal

Familia Vermetidae Rafinesque, 1815

Género *Vermetus* Daudin, 1800

Vermetus sp.

(Lám. C, Fig. m)

Rango de edad: 164,7 Ma al presente

Ambiente: Transicional y marino somero hasta profundo

Ecología: Epifaunal, alimentado de organismos en suspensión

Familia Cassidae Latreille, 1825

Género *Cassis* (*Semicassis*) Mörch, 1852

Semicassis sp.

(Lám. C, Fig. i)

Rango de edad: 40,4 Ma al presente

Ambiente: Transicional, costero, arrecifal, lagunar, plataforma, prodelta y aguas profundas

Ecología: Carnívoro epifaunal

Clase SCAPHOPODA Bronn 1862

Familia Dentaliidae Gray, 1834

Género *Dentalium* Linnaeus, 1758

Dentalium sp.

(Lám. A, Fig. f)

Rango de edad: 422,9 Ma al presente

Ambiente: Transicional, costero, arrecifal, lagunar, plataforma, prodelta y aguas profundas

Ecología: Se alimenta de organismos semi infaunales de movimiento lento

Familia Gadilidae Stoliczka, 1868

Género *Cadulus* Philippi, 1844

Cadulus sp.

(No ilustrado)

Rango de edad: 140,2 – 0,012 Ma

Ambiente: Transicional, costero, arrecifal, lagunar, plataforma, prodelta y aguas profundas

Ecología: Se alimenta de organismos semi infaunales de movimiento lento

Clase MALACOSTRACA Latreille 1802

Familia Thalassinidae Latreille, 1831

Género *Thalassina* Latreille, 1806

Thalassinoides spp.

(Lám. C. Fig. j – Lám, E)

Rango de edad: 530 Ma al presente

Ambiente: Transicional, costero, arrecifal, lagunar, plataforma, prodelta, aguas profundas

Otros fósiles no determinados

Fragmentos de Tenazas de Cangrejo

(Lám. D, Fig. k)

Coral solitario

(Lám. D, Fig. j)

Concreciones con núcleo de *Thalassinoides* sp.

(Lámina F. Muestra ER121)

Clypeaster sp. (Deformado)

(Lámina F. Muestra VC126)

? *Pycnodonte* sp. (Fragmentos de valvas)

(Lám. G)

Con el estudio taxonómico de los macrofósiles, no es posible interpretar biozonas concurrentes detalladas para cada localidad o muestra, ya que la mayoría de estos fósiles poseen rangos de vida muy amplios. No obstante, algunas de las especies determinadas permiten interpretar una edad Oligoceno tardío – Mioceno. Los fósiles descritos en este apartado, se han encontrado en las facies F3, F4 y F7. También se incluyen algunos individuos encontrados en las facies calcáreas correspondientes con los depósitos carbonatados aislados.

Lámina A: muestra ER82

Lista de géneros y especies

- a. *Strombinophos* sp. A
- b. *Naticidae* sp.
- c. *Conus* sp.
- d. *Dosinia* sp.
- e. *Ficus carbacea*
- f. *Dentalium* sp.
- g. *Strombinophos* sp. B
- h. *Architectonica* sp.
- i. *Ficus carbacea* (deformado)
- j. *Terebra* spp.

LÁMINA A

Muestra ER82



Lámina B: muestra ER131

Lista de géneros y especies

- a. *Anadara (Grandiarca) delaticostata*
- b. *Chione* sp.
- c. *Arca* sp.
- d. *Ventricolaria* cf. *blandiana*
- e. *Ventricolaria* sp.
- f. Roca con partes de *Nática* sp. (izquierda) y *Eucrassatella* sp. (derecha)
- g. *Eucrassatella* sp.
- h. *Antillophos* sp.
- i. *Terebra (Striterebrum)* spp.
- j. *Nassarius* sp.
- k. *Architectonica nobilis*
- l. Gasterópodo indeterminado.
- m. *Cancellaria (Euclia) macdonaldi*
- n. *Cancellaria* spp.
- ñ. *Turritella gatunensis rythodes*
- o. *Strombina* sp.
- p. *Stigmaulax guppiana* A
- q. *Conus* spp.
- r. *Stigmaulax guppiana* B

LÁMINA B

Muestra ER131



Lámina C: muestra ER134

Lista de géneros y especies

- a. *Anadara (Rasia) dariensis dariensis* A
- b. *Anadara (Rasia) dariensis dariensis* B
- c. *Chione (Lirophora)* sp.
- d. *Anadara* sp.
- e. *Anadara (Rasia)* sp.
- f. *Lucina* sp.
- g. *Architectónica nobilis*
- h. *Conus* sp.
- i. *Semicassis* sp.
- j. Fragmentos de *Thalassinoides* spp.
- k. *Terebra* sp.
- l. *Turritella gatunensis*
- m. *Vermetus* sp.
- n. *Turritella mimetes*
- ñ. *Turritella (Torcula) altilira*

LÁMINA C

Muestra ER134



Lámina D: muestra OR36

Lista de géneros y especies

- a. *Ficus Carbacea*
- b. *Turritella (Torcula) spp.*
- c. *Turritella sp.*
- d. *Conus spurius*
- e. *Conus symmetricus*
- f. *Conus burckhardti.*
- g. *Conus spurius*
- h. *Architectonica sp.*
- i. *Naticidae sp.*
- j. Coral solitario (indeterminado)
- k. Tenazas de cangrejo (Fragmentos)

LÁMINA D

Muestra OR36



Lámina E: muestras ER85 y ER83

Lista de géneros y especies

Thalassinoides spp.

LÁMINA E

Muestra ER85



Muestra ER83



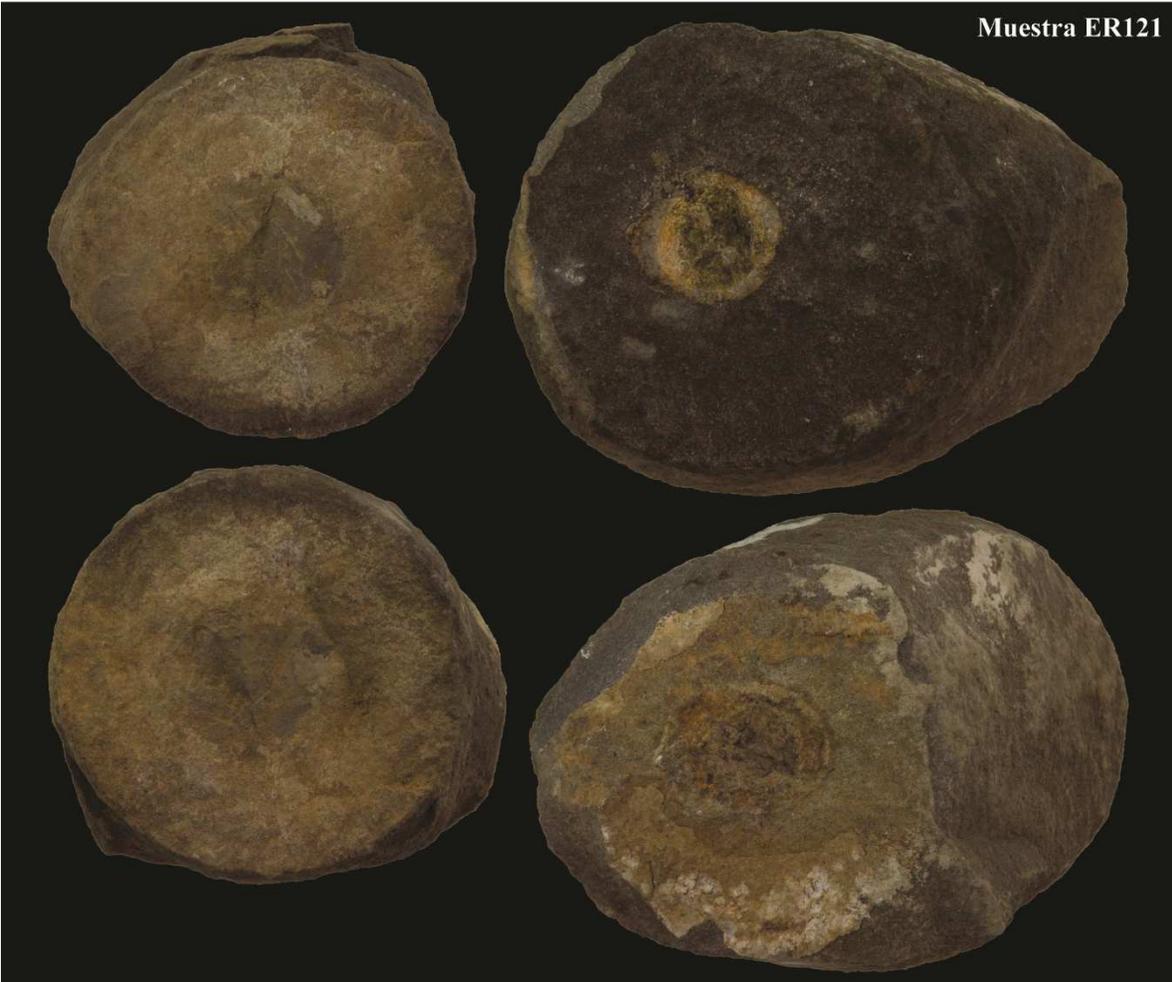
Lámina F: muestras ER121 y VC126

Concreciones con núcleo de *Thalassinoides* spp.

Clypeaster sp. (deformado)

LÁMINA F

Muestra ER121



Muestra VC126



Lámina G: muestra OR34

? *Pycnodonte* sp. (fragmentos de valvas)

LÁMINA G

Muestra OR34



Análisis palinológico

Se desarrolló un estudio palinológico a cuatro muestras de limolitas finas, procedentes de afloramientos aislados correspondientes con las facies F4, F5, F6 y F7, recolectadas en los cauces de los ríos Claro y Abrojo. Este análisis se realizó gracias a la colaboración del palinólogo Ángel Plata-Torres, investigador del Centro de Investigaciones en Estratigrafía (IIEs) de la Universidad de Caldas, Manizales, Colombia.

Las muestras analizadas fueron ER35, ER44, ER70 y ER72. De forma general presentan dominio de materia orgánica continental, con presencia común de fitoclastos, cutículas, hongos y cúmulos de materia orgánica amorfa. También presentan algunos fragmentos de dinoflagelados y forros de foraminíferos que indican una posible influencia marina. Las muestras ER35, ER70 y ER 72 presentan más diversidad y cantidad de palinomorfos (figura 3.20) en comparación con la muestra ER44, esta última contiene únicamente *Zonocostites*.

Edad estimada de depósito

La presencia de *Clavainaperturites microclavatus*, *Echitricolporites (Malvacipolloides) maristellae*, *Bombacidites nacimientoensis*, *Nijssenosporites fossulatus*, *Malvacipolloides maristellae*, *Retipollenites crotonicolumellatus*, así como la ausencia de otros tales como *Crassoretitriletes vanraadshovenii* y *Grimsdalea magnaclavata*, permiten restringir la edad de estos depósitos al Mioceno medio (Langiense), de acuerdo con algunos autores que han trabajado con asociaciones palinológicas en el norte de Sur América (Jaramillo, Rueda y Torre, 2011; Hoorn, 1993; Lorente, 1986; Muller, Di Giacomo y Van Erve, 1987).

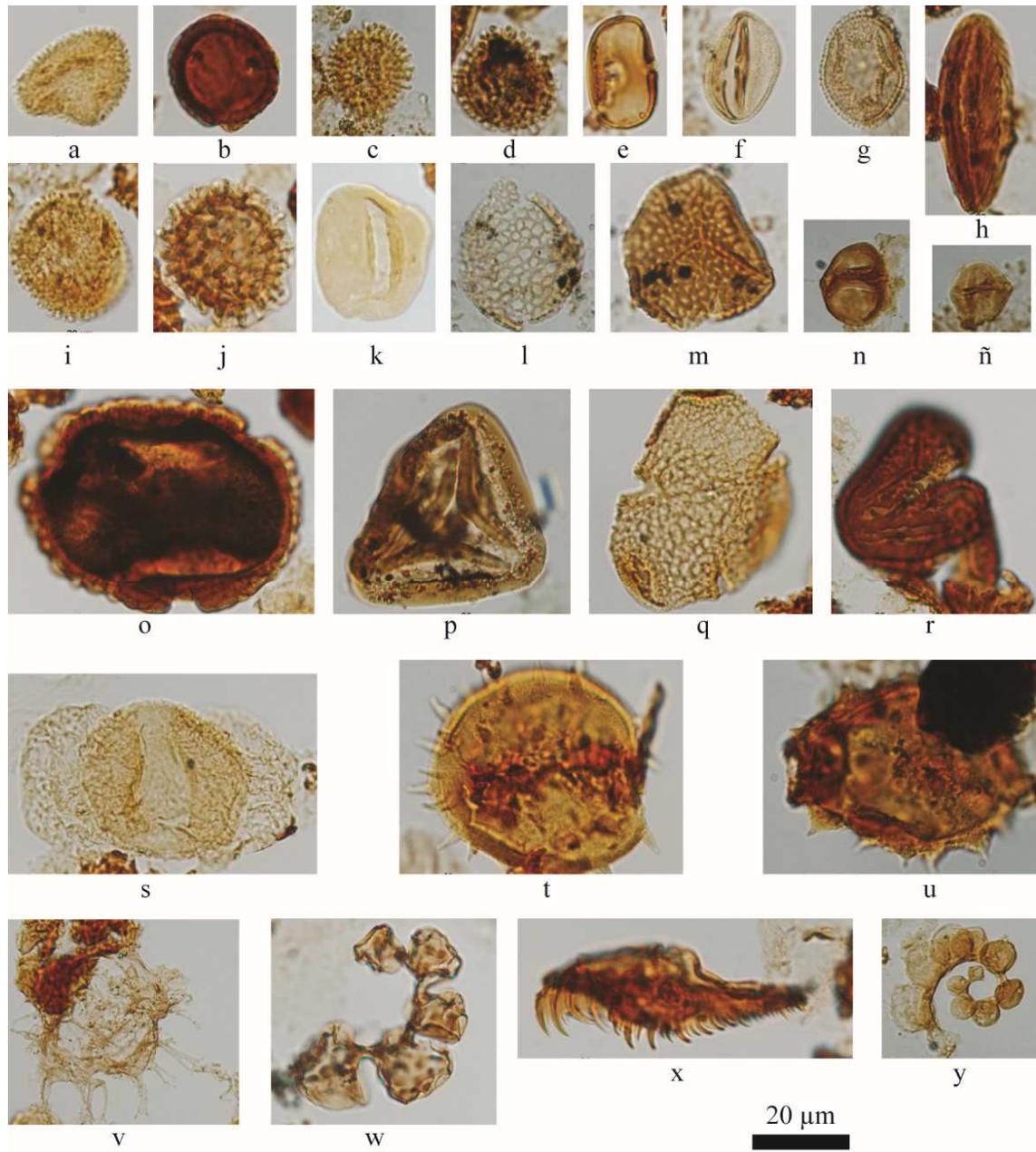


Figura 3:20: Principales palinomorfos y elementos marinos observados. a) *Clavainaperturites* sp. b) *Perisyncolporites pokornyi*. c) *Ilexpollenites* aff. *durani*. d) *Ilexpollenites* sp. e) *Psilatricolporites* sp. f) *Retitricolpites simplex*. g) *Clavainaperturites microclavatus*. h) *Striatopollis catatumbus*. i) *Clavatricolporites* sp. j) *Retipollenites crotonicollumelatus*. k) *Psilamonocolpites rinconi*. l) *Retipollenites* sp. m) *Retitriletes sommeri*. n y ñ) *Zonocostites ramonae*. o) *Lanagiopollis crassa*. p) *Psilatriteles peruanus*. q) *Bombacacidites nacimientoensis*. r) *Nijssenosporites fossulatus*. s) *Podocarpidites* sp. t) *Echitriporites nuriae*. u) *Malvacipolloides maristellae*. v) Quiste de dinoflagelado. w) Forro de foraminífero. x) Scolecodonte. y) Forro de foraminífero.

Ambiente del depósito:

La presencia de forros de foraminíferos y quistes de dinoflagelados en las muestras analizadas, indican una influencia marina en el ambiente de depósito. En el caso de la muestra ER44, con la presencia únicamente de *Zonocostites*, se evidencia un ambiente de depósito costero o posiblemente de manglar. Las muestras ER35, ER70 y ER72, presentan abundancia de fitoclastos, cutículas y palinomorfos continentales, lo que sugiere un alto aporte continental depositado en un ambiente marino costero, evidenciado también por la presencia de quistes de dinoflagelados, forros de foraminíferos y escolecodontes. En estas tres muestras destaca la presencia de palinomorfos autóctonos indicadores de tierras bajas, como lo son *Bombocacidites* (Malvaceae), *Malvacipolloides maristellae* (Malvaceae), *Psilamonocolpites Rinocnii* (Palmae), *Perisyncolporites pokornyi* (Malpighiaceae) *Striatopollis* (aff. Leguminosae, Caesalpinaceae), *Retriticolpites simplex* (Anacardiaceae?), o bien, de vegetación costera como *Zonocostites* (Rhizophoraceae, *Rhizophora*) y *Lanagiopollis crassa* (Tetrameristaceae, *Pelluciera*). En estas también se encuentran palinomorfos alóctonos propios de bosques de montaña, como *Clavainaperturites microclavus* (Chloranthaceae, *Hedyosmun*), *Podocarpites* (Podocarpaceae, *Podocarpus*) e *Illexpollenites* (Aquifoliaceae, *Ilex*).

Capítulo IV: Correlación estratigráfica

IV. I Secuencias estratigráficas

Las secuencias sedimentarias se elaboraron por medio del levantamiento de ocho secciones estratigráficas, cada una de estas secciones contempla la ubicación de las muestras recolectadas, datos sobre rumbo e inclinación y las facies correspondientes a cada depósito. Se destacan los sitios con dataciones previas y las muestras involucradas en el análisis petrográfico y bioestratigráfico (foraminíferos, microfósiles invertebrados y palinología). Con la integración de los datos bioestratigráficos, se indican de manera detallada los posibles períodos de depositación de cada sucesión de facies. Además, se muestra el arreglo estructural del área de estudio, pues se exponen las principales fallas y pliegues observados.

La simbología general empleada en las secciones estratigráficas se muestran en la figura 4.1.



Figura 4.1: Simbología general empleada en las columnas estratigráficas

A continuación se describen cada una de las secciones estratigráficas, partiendo del noroeste con las secciones Río Claro Norte y Río Claro Sur, hacia el sureste, culminando con la sección Quebrada El Brujo.

Sección Río Claro Sur (figura 4.2):

Esta sección se realizó lo largo de 2950 m sobre la parte sur del cauce del río Claro. Expone una secuencia de aproximadamente 1500 m de espesor, en la que se encuentran depósitos relacionados con las asociaciones de facies AF III y AF IV.

En la parte inferior, se observan 350 m de espesor de la facies F5, correspondiente con intercalaciones finas de limolitas y areniscas, con abundancia de icnofósiles tipo *Thalassinoides* y superficies con ripples centimétricos. Los foraminíferos planctónicos obtenidos de la muestra ER141, sugieren una edad Aquitaniense – Burdigaliense (Biozonas M1-M3 de Wade, Pearson, Berggren y Pälike, 2011).

Esta parte de la secuencia es monótona y estrictamente concordante. Sin embargo, hacia la parte superior no se observan afloramientos por al menos 450 m sobre el cauce, debido a la existencia de una falla inversa cubierta. Esta falla expone la secuencia calcárea de aproximadamente 700 m de espesor, que corresponde con la rampa carbonatada de edad Eoceno superior – Oligoceno inferior. Al final de esta secuencia carbonatada, existe otra ausencia de afloramiento de 900 m sobre el cauce del río, esta vez coincide con la planicie aluvial causada por el arreglo de fallas de rumbo dextral y sinistral que convergen en esta zona.

Finalmente, la parte superior de la sección presenta una secuencia invertida y plegada, de al menos 450 m de espesor, compuesta por depósitos carbonatados y las facies superiores F7, F6 y F4. Las facies carbonatadas contienen fósiles de moluscos (Lámina D y G) que pueden sugerir una edad Mioceno, coincidente con los de la facies F4 (Lámina A). Además, el análisis de microforaminíferos planctónicos arrojó que los depósitos prodeltaicos, correspondientes con la facies

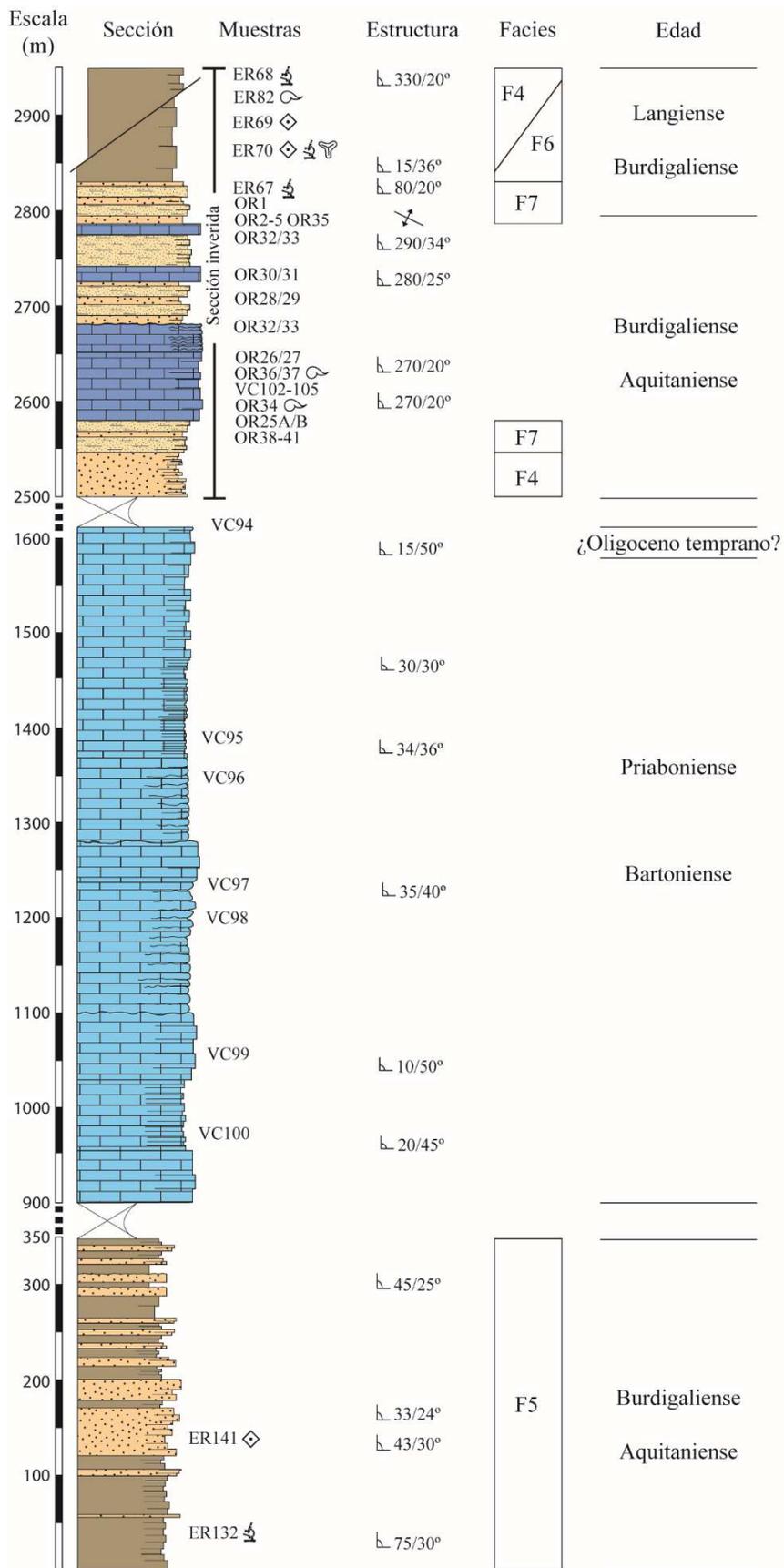


Figura 4.2: Sección estratigráfica Río Claro Sur.

F6 y F4, son de edad Burdigaliense – Langiense (muestras ER69, ER70).

También, el análisis palinológico realizado a la muestra ER70, permite interpretar un ambiente de depósito marino costero, con un alto aporte continental.

La secuencia superior de esta sección es correlacionable con la primera parte de la sección Río Claro Norte.

Sección Río Claro Norte (figura 4.3):

Esta sección se realizó a lo largo de 5 km sobre la parte norte del cauce del río Claro. Muestra una secuencia de 1250 m de espesor, en la que se pueden observar depósitos pertenecientes a las asociaciones de facies AFII, AF III y AF IV.

La base de la sección muestra una secuencia de 300 m de espesor, en la que se encuentran expuestas las facies carbonatadas de edad Mioceno, las areniscas calcáreas masivas de la facies mixta F7 y la sucesión de facies pertenecientes al sistema deltaico (F2, F3, F4 Y F6), sucesión que indica un período de somerización de los depósitos durante el Mioceno temprano.

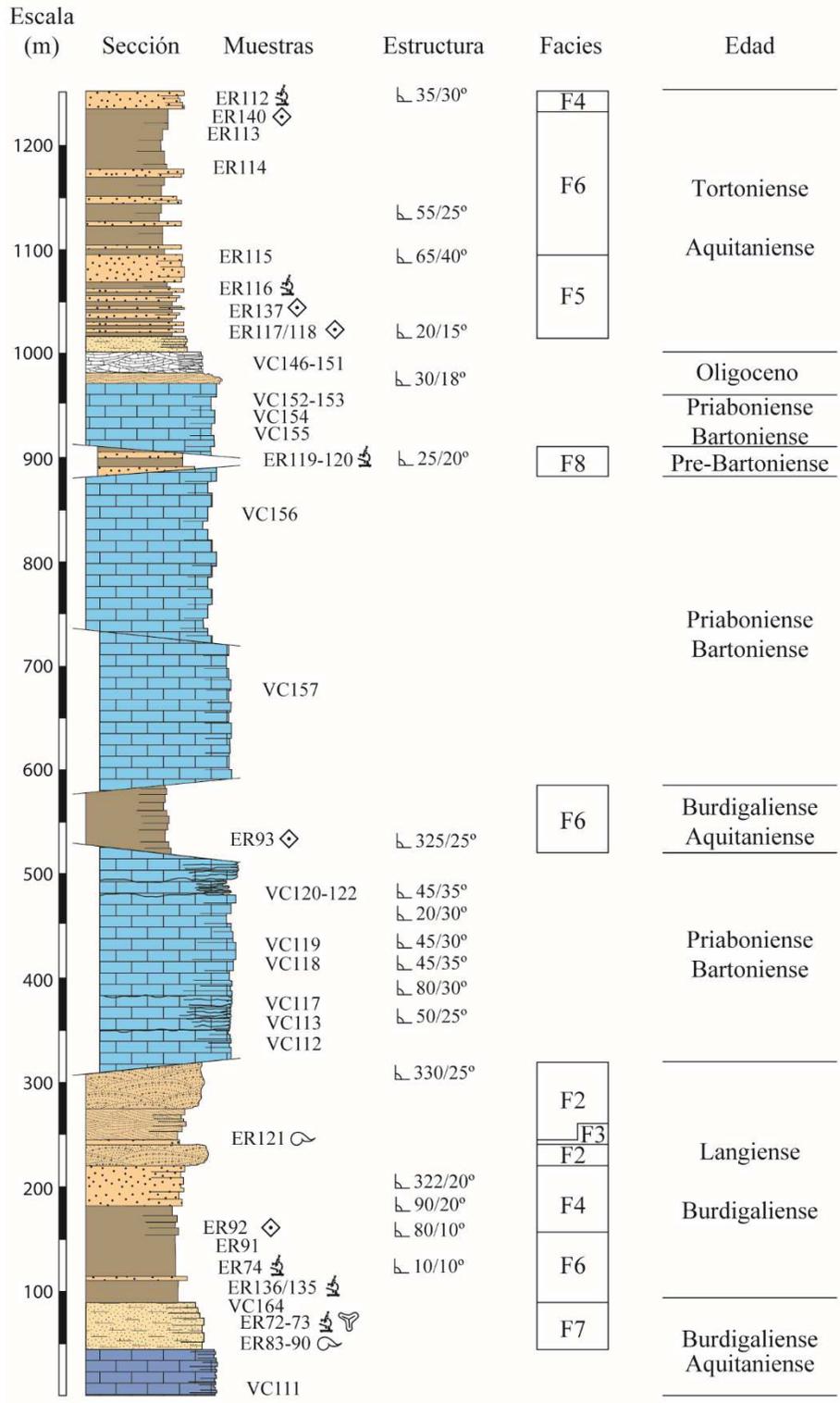


Figura 4.3: Sección estratigráfica Río Claro Norte.

Las muestras ER83 y ER85 de la facies F7, presentan abundancia de icnofósiles tipo *Thalassinoides*, los cuales se encuentran rellenos de arenisca calcárea rica en foraminíferos bentónicos planiespirales (Lámina E). También en la muestra ER121, de la facies F3, se encuentran concreciones alargadas y centimétricas con núcleos de *Thalassinoides* (Lámina F). El análisis palinológico realizado en la muestra ER72, sugiere un ambiente de depositación marino costero bajo un alto aporte continental. Por otra parte, en la muestra ER92 se registra la aparición de foraminíferos planctónicos que sugieren una edad Aquitaniense – Burdigaliense (M2 – M3 de Wade et al., 2011).

Un arreglo de fallas dextrales con componente inverso, de rumbo aproximadamente norte-sur, provoca el desplazamiento de la falla inversa principal y por ende el afloramiento de la rampa carbonatada del Eoceno superior – Oligoceno inferior. Esta secuencia calcárea se puede observar con al menos 650 m de espesor, con algunos afloramientos intermedios de la facies F6 y F8, expuestos por el sistema de fallamiento dextral con componente inverso. El afloramiento de la facies F6 consiste en poco más de 50 m de limolitas gris oscuras, ricas en foraminíferos. En la muestra ER93 se encontraron especies de foraminíferos planctónicos que indican una edad Aquitaniense – Burdigaliense (M1 – M3 de Wade et al., 2011). Por otra parte, el afloramiento de la facies F8 es de aproximadamente 30 m de espesor; para estas rocas se ha interpretado una edad pre – Bartonense.

En la parte superior de la sección, se encuentra el contacto de la rampa carbonatada del Eoceno superior– Oligoceno inferior, con calizas bioclásticas con estratificación cruzada, de edad Chattiense. Las cuales presentan un contacto superior transicional con la sucesión de facies del prodelta. Esta sucesión de facies de prodelta presente, hacia la base, limolitas ricas en foraminíferos planctónicos (muestras ER117 y ER 137); estas contienen especies que indican una edad Aquitaniense (M1 – M2 de Wade et al., 2011). Mientras que hacia la parte superior (muestra ER 140), la datación realizada indica un rango estratigráfico muy amplio, hasta Tortoniense (M12 de Wade et al., 2011).

Sección Río Nuevo – Caño Seco (figura 4.4):

Esta es una sección compuesta, levantada a través de 8 km de recorrido en los cauces de los ríos Nuevo y Caño Seco. Abarca una secuencia de aproximadamente 1900 m de espesor, compuesta por la mayoría de las facies descritas, a excepción de la facies F2.

La secuencia inferior consiste en una sucesión de facies deltaicas de aproximadamente 150 m de espesor. Esta sucesión indica un período de profundización del sistema, pasando de facies deltaicas someras (F1 – F3) a profundas (F4 – F5). La muestra ER131, corresponde con depósitos del frente deltaico distal, esta contiene abundantes fósiles de moluscos con moderada preservación (Lámina B), así como foraminíferos planctónicos que permiten precisar una edad Aquitaniense – Langiense (M1 – M5 de Wade et al., 2011).

La falla inversa principal, sobrepone los depósitos de la facies F8 a la sucesión de facies deltaicas. Esta facies turbidítica (F8) presenta un espesor aproximado de 600 m, sin embargo, se puede observar por más de 800 m sobre el cauce del río, debido al plegamiento sinforma de la parte superior. Con la colaboración de los Doctores Claudio Calvo y Angela Bolz, se realizó el análisis microscópico de las muestras ER48 y ER49, para la determinación de especies de foraminíferos planctónicos. Preliminarmente, se observaron ensamblajes mixtos de foraminíferos planctónicos y bentónicos, entre los que destaca la presencia de especímenes del género *Globigerinatheka*, indicando una edad del depósito mayor o igual que Luteciense Medio.

Hacia la parte superior de la secuencia turbidítica, existen 50 m de recorrido sin afloramiento. Posteriormente, aflora una secuencia calcárea de aproximadamente 600 m espesor, que corresponde con la parte inicial de la rampa carbonatada del Eoceno superior – Oligoceno inferior. Esta secuencia calcárea presenta un límite superior marcado por una superficie de erosión sub aérea, la cual se encuentra cubierta por un depósito calcáreo somero de edad Oligoceno tardío, de apenas unos 20 metros de espesor. En estos depósitos destaca la aparición de fósiles de erizos bien preservados (Lámina F, muestra VC126).

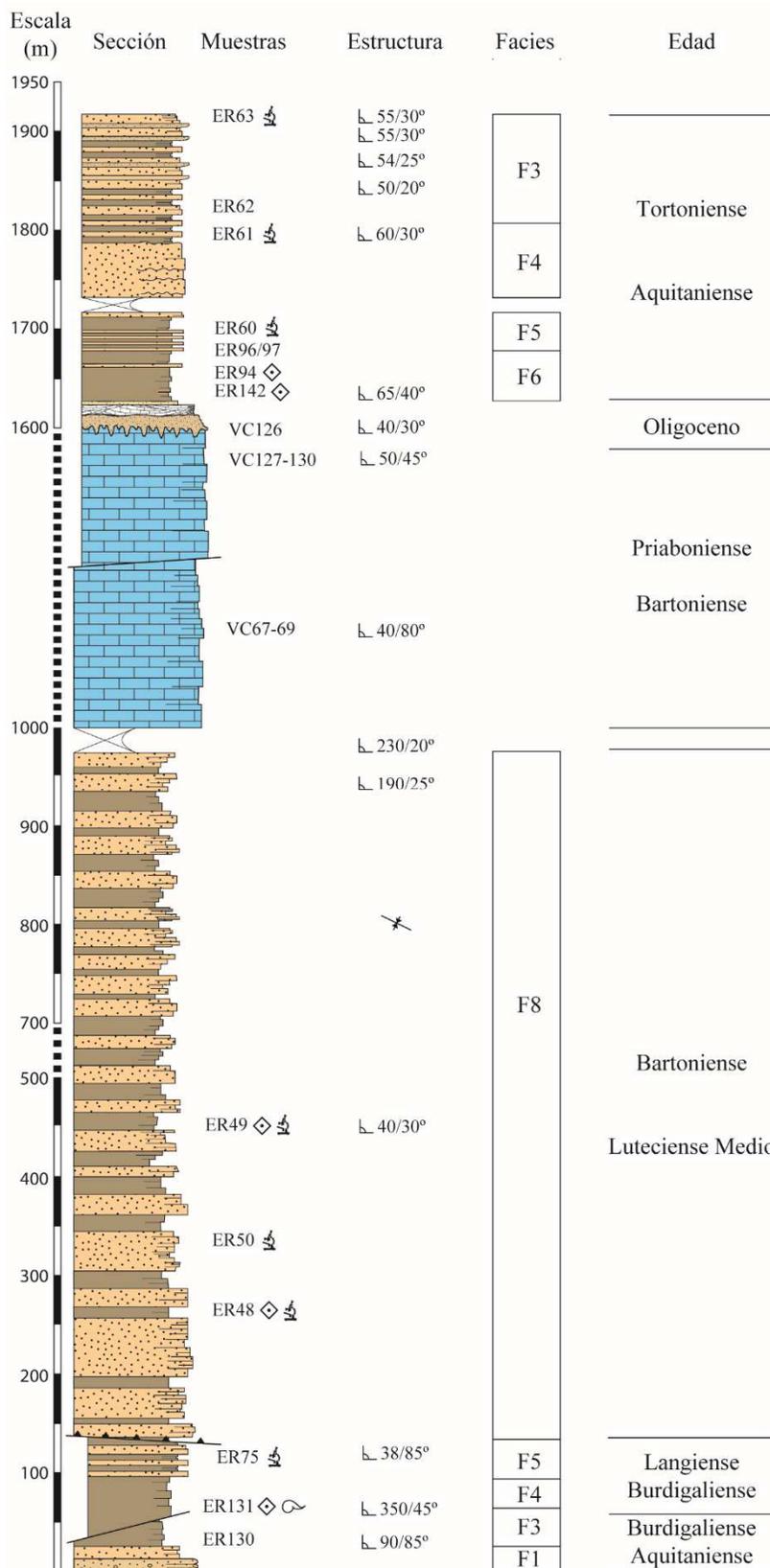


Figura 4.4: Sección estratigráfica Río Nuevo - Caño Seco

En contacto transicional con los depósitos calcáreos del Oligoceno tardío, se observa una secuencia de 100 m de espesor, compuesta por las facies F6 y F5, que conforman la base de la sucesión deltaica mostrada en la parte superior de esta sección estratigráfica. Esta sucesión, indica la somerización de los depósitos a partir del Aquitaniense – Burdigaliense (Muestras ER94 y ER142). El final de esta sección presenta una secuencia de más de 150 m de espesor, compuesta por las facies F4 y F3. Esta última parte representa los depósitos más someros de la sucesión deltaica superior, depositada posiblemente durante el Mioceno medio – tardío. (Tortonense?).

Sección Río Corredor (figura 4.5):

Esta sección se registró a lo largo de 8,3 km aproximadamente, sobre el cauce del río Corredor. Contempla una secuencia de 2800 m de espesor que alberga todas las facies descritas en esta investigación.

En la parte inferior, se observa una secuencia de 1200 m de espesor en la que se encuentran conglomerados, brechas, areniscas y limolitas asociadas con las facies F1, F3, F4 y F5, formando una sucesión de facies deltaicas que sugiere la profundización de los depósitos durante el Mioceno temprano - medio. Investigaciones previas, determinaron que estos depósitos corresponden con facies deltaicas de edad Aquitaniense – Burdigaliense (Yuan, 1984; Aguilar et al., 2010).

La falla inversa principal, produce el sobrecorrimiento de las facies turbidíticas de edad Luteciense Medio – Bartonense, sobre la sucesión antes descrita. Esta secuencia turbidítica presenta un espesor cercano a los 600 m, representada por la facies F8, sin embargo, también se encuentran brechas finas, areniscas y limolitas calcáreas de la facies F7 hacia la parte superior. Se interpreta un contacto transicional entre la facies F7 y la rampa carbonatada de edad Bartonense – Oligoceno temprano. No obstante, este contacto no se observa con claridad debido a la falta de afloramiento por al menos 50 m sobre el cauce del río.

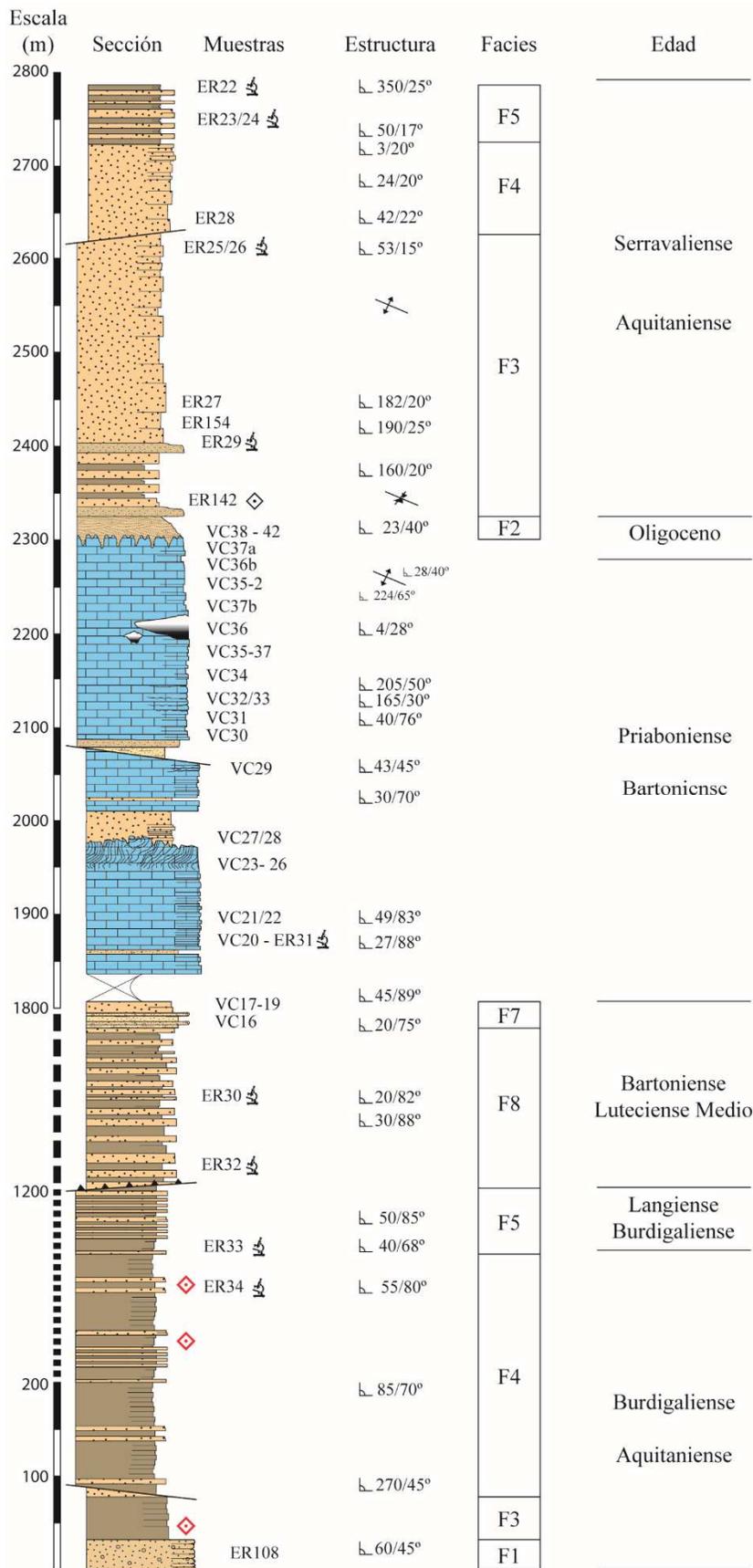


Figura 4.5: Sección estratigráfica Río Corredor

La rampa carbonatada es de al menos 450 m de espesor. Presenta plegamiento sinsedimentario bajo la primera superficie de erosión subaérea (Muestras VC27/28). Hacia la parte alta de esta secuencia se pueden observar cavernas o estructuras de disolución. Esta secuencia culmina con una segunda superficie de erosión, sobre la que se encuentran sedimentos de la facies F2.

La facies F2, con apenas 30 m de espesor, representa un período de alta energía, en un entorno somero y un alto aporte continental, durante el Oligoceno tardío. Esta facies establece el inicio de la sedimentación deltaica, representado por la sucesión de facies F3, F4 y F5, lo cual indica la profundización de los depósitos. La Facies F3 se observa a través de 270 m sobre el cauce del río, debido a la existencia de pliegues abiertos sinforma y antifforma, sin embargo, se ha calculado que el espesor total es cercano a los 150 m de espesor. Las facies F4 y F5 muestran poco menos de 250 m de espesor. Estas son las facies más profundas de esta sucesión deltaica, y fueron depositadas posiblemente hacia el Mioceno medio (Serravaliense).

Sección Río Abrojo Sur – Quebrada Lajas (figura 4.6):

Esta es una sección compuesta de 1500 m de espesor, levantada a través de 3,8 km sobre la parte sur del cauce del río Abrojo, y 1,8 km sobre la quebrada Lajas. En esta fue posible registrar las asociaciones de facies AF III y AF IV.

La primera parte de la sección contiene las facies más profundas del sistema deltaico (F6 – F5), mientras que la parte superior, muestra la facies mixta F7 y la facies F4 en contacto con los depósitos carbonatados de edad Mioceno. El final de la sección contiene a la facies F8, producto del desplazamiento provocado por la falla inversa principal.

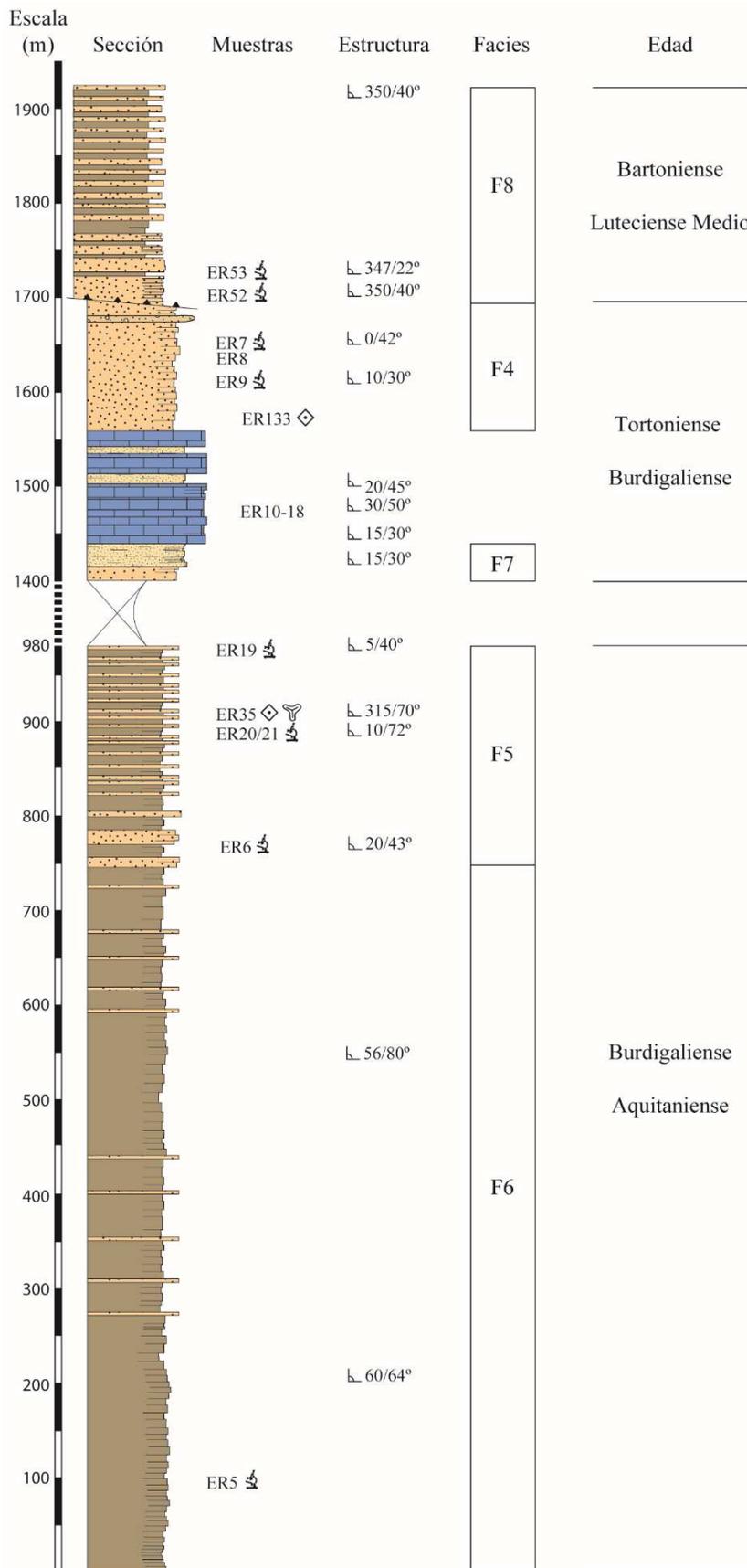


Figura 4.6: Sección estratigráfica Río Abrojo Sur – Quebrada Lajas

La parte inicial de la sección, corresponde con una sucesión deltaica que indica la somerización del sistema, durante el Aquitaniense – Burdigaliense. La muestra ER35, ubicada en la parte final de esta sucesión, contiene foraminíferos planctónicos que sugieren una edad Burdigaliense. Dicha determinación fue respaldada por el análisis palinológico realizado a la misma muestra. Además, el estudio palinológico permitió conocer la presencia de palinomorfos continentales de tierras bajas, fitoclastos y algunos restos de elementos marinos, que sugieren la depositación de la facies F5 en un entorno marino costero.

Luego de 420 m de recorrido sin afloramiento, se encuentra aflorando la facies mixta F7 en contacto transicional con las calizas del Mioceno. La facies F7 es de apenas 40 m de espesor, mientras que la secuencia de caliza puede ser de hasta 100 m aproximadamente. La parte superior del depósito carbonatado presenta un contacto neto, el cual es difícil de observar sobre el cauce de la quebrada. Sin embargo, en un afloramiento ubicado directamente al oeste de la quebrada Lajas, se observan areniscas finas a muy finas y limolitas de la facies F4, en contacto con los depósitos distales del sistema carbonatado; estas limolitas contienen foraminíferos que sugieren una edad Serravaliense – Tortoniense (Muestra ER133).

La falla inversa principal, provoca la exposición de la facies F8 en la parte final de la sección. Esta facies presenta más de 200 m de espesor. La edad aproximada de depositación de esta secuencia es Luteciense Medio – Bartonense.

Sección Río Abrojo Norte – Limoncito (figura 4.7):

Esta sección es de 1840 m de espesor. Fue levantada a lo largo de 5,7 km sobre la parte norte del cauce del río Abrojo y su paso por el sector de Limoncito. En la parte inferior se encuentra una alternancia de facies del prodelta, depositadas en el Mioceno medio. La parte posterior, evidencia una secuencia continua que abarca depósitos del Eoceno tardío al Mioceno medio.

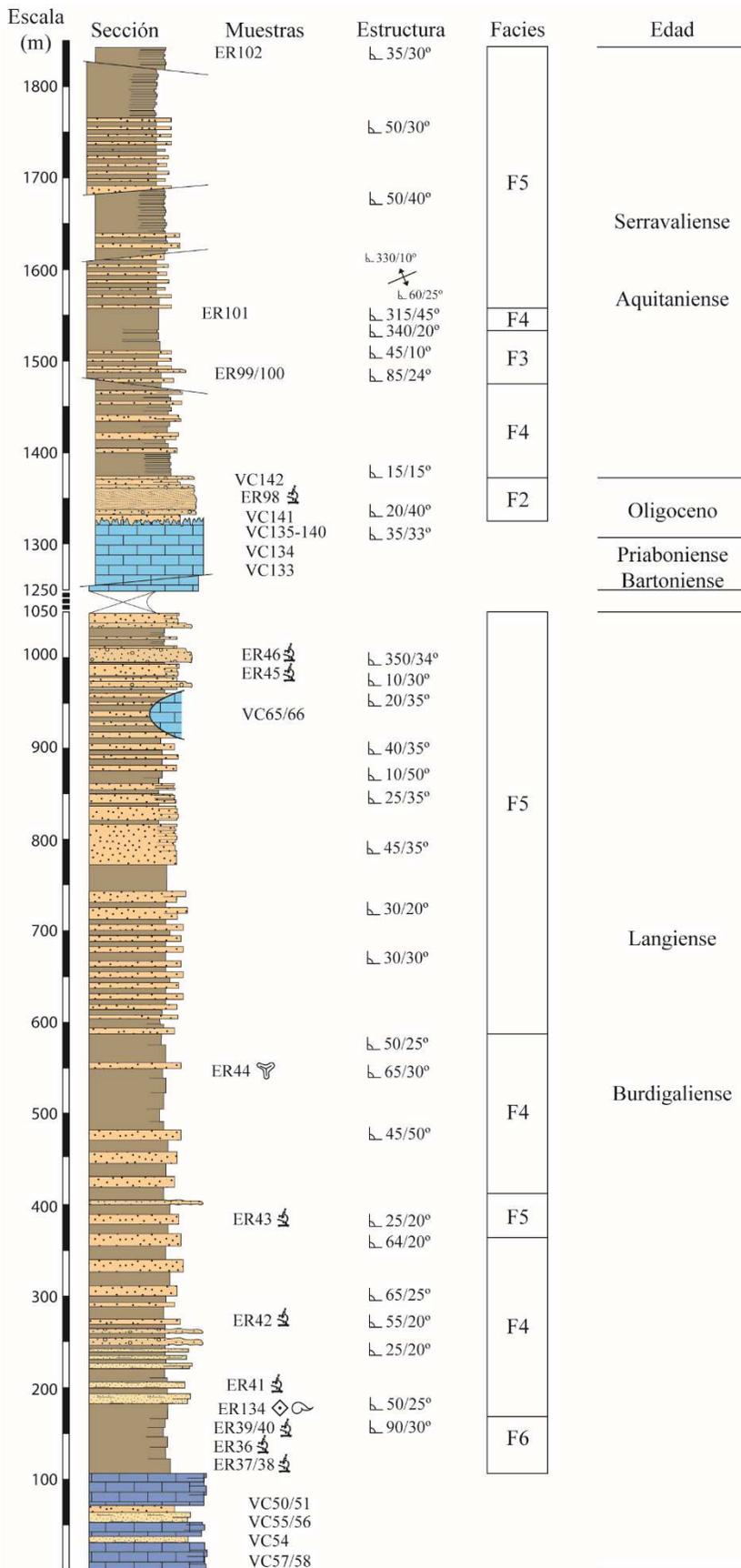


Figura 4.7: Sección estratigráfica Río Abrojo Norte - Limoncito

La sucesión de facies inferior presenta una intercalación de las facies distales, medias y proximales del prodelta. Esto indica un período (Burdigaliense – Langiense) con fluctuaciones en la tasa de sedimentación, la energía del medio y el aporte de sedimento desde el continente, al menos en este sector de la cuenca. Los estratos de caliza arenosa observados dentro de la facies F4, evidencian el posible retrabajo de las calizas del Mioceno que se encuentra en la base de la secuencia. El estudio de foraminíferos planctónicos obtenidos de la muestra ER134 no permite restringir la edad de este depósito, pues el rango stratigráfico es muy amplio (Oligoceno – Plioceno), sin embargo, el contenido fósil (bivalvos y gasterópodos, Lámina C) y las características faciales permiten correlacionar estos depósitos con los de la parte inferior de la sección Río Nuevo – Caño Seco, pertenecientes al Mioceno inferior – medio. Con el análisis palinológico realizado a la muestra ER44, se observó la presencia de *Zonocostites*, este es un indicador importante de un ambiente costero, específicamente de manglar. Hacia la parte superior de esta secuencia, se observa el trazo de una falla de rumbo dextral que expone una capa métrica de caliza.

Existe un paso encañonado de al menos 200 m sobre el cauce del río, que corresponde posiblemente con la parte baja de la rampa carbonatada del Eoceno tardío – Oligoceno temprano; debido a lo anterior, no es posible observar de forma clara el contacto entre la sucesión deltaica inferior y esta rampa carbonatada, sin embargo, es posible que este contacto ocurra por medio de la falla inversa principal.

El espesor máximo observado de la rampa carbonatada es de poco menos de 100 m. Esta secuencia se encuentra afectada, en la parte basal, por una falla de desplazamiento sinistral con componente normal, la cual no provoca un cambio stratigráfico importante. El techo de la secuencia calcárea presenta una superficie de erosión subaérea, correlacionable con las superficies de erosión mencionadas también en las secciones Río Nuevo – Caño Seco y Río Corredor (segunda superficie). Dicha superficie erosiva ocurre en depósitos de edad Oligoceno temprano. Por otra parte, el Oligoceno tardío está representado por la facies F2, con

un espesor de 30 m aproximadamente, correlacionable con lo expuesto en las secciones Río Nuevo – Caño Seco y Río Corredor.

La parte final de esta sección expone una sucesión deltaica de 470 m de espesor. Esta sucesión presenta facies de frente deltaico distal y de prodelta, con depósitos más profundos hacia la parte superior. Los primeros afloramientos de la facies F5 se encuentran deformados, pues se observa un pliegue antiforma abierto. Esta secuencia superior, es correlacionable con las secuencias superiores observadas en las secciones Río Claro Norte y Río Corredor, por tanto, se atribuye una edad posible Aquitaniense - Serravaliense.

Sección Quebrada Callejonuda (figura 4.8):

Esta sección se realizó a través de 4,5 km sobre el cauce de la quebrada Callejonuda. La primera parte consta de una sucesión deltaica del Mioceno inferior a medio. Mientras que la segunda parte corresponde con depósitos del Eoceno medio que se encuentran plegados y fuertemente fracturados, dicho plegamiento causa que una parte de la secuencia se encuentre invertida. Debido a la complejidad estructural de la parte superior de esta sección, se presenta dibujada en tres partes.

La primera secuencia (parte inferior de la sección) presenta intercalaciones de areniscas y limolitas de la facies F4. Las muestras ER76 y ER77 contienen asociaciones de foraminíferos planctónicos que indican una edad Aquitaniense – Burdigaliense. Posterior a esto, existen 500 m sobre el cauce de la quebrada en los que no se observa afloramiento.

Después de este vacío de afloramiento, continúa aflorando la secuencia deltaica. Se observa más de 150 m de espesor de la facies F3, con predominancia de areniscas y algunas limolitas en las que se encuentran fragmentos de moluscos fósiles. Hacia el final de esta secuencia, se observa 150 m de espesor de la facies F4, con algunos afloramientos ocasionalmente cubiertos por cortinas de travertino. Esta secuencia culmina con el trazo de la falla inversa principal.

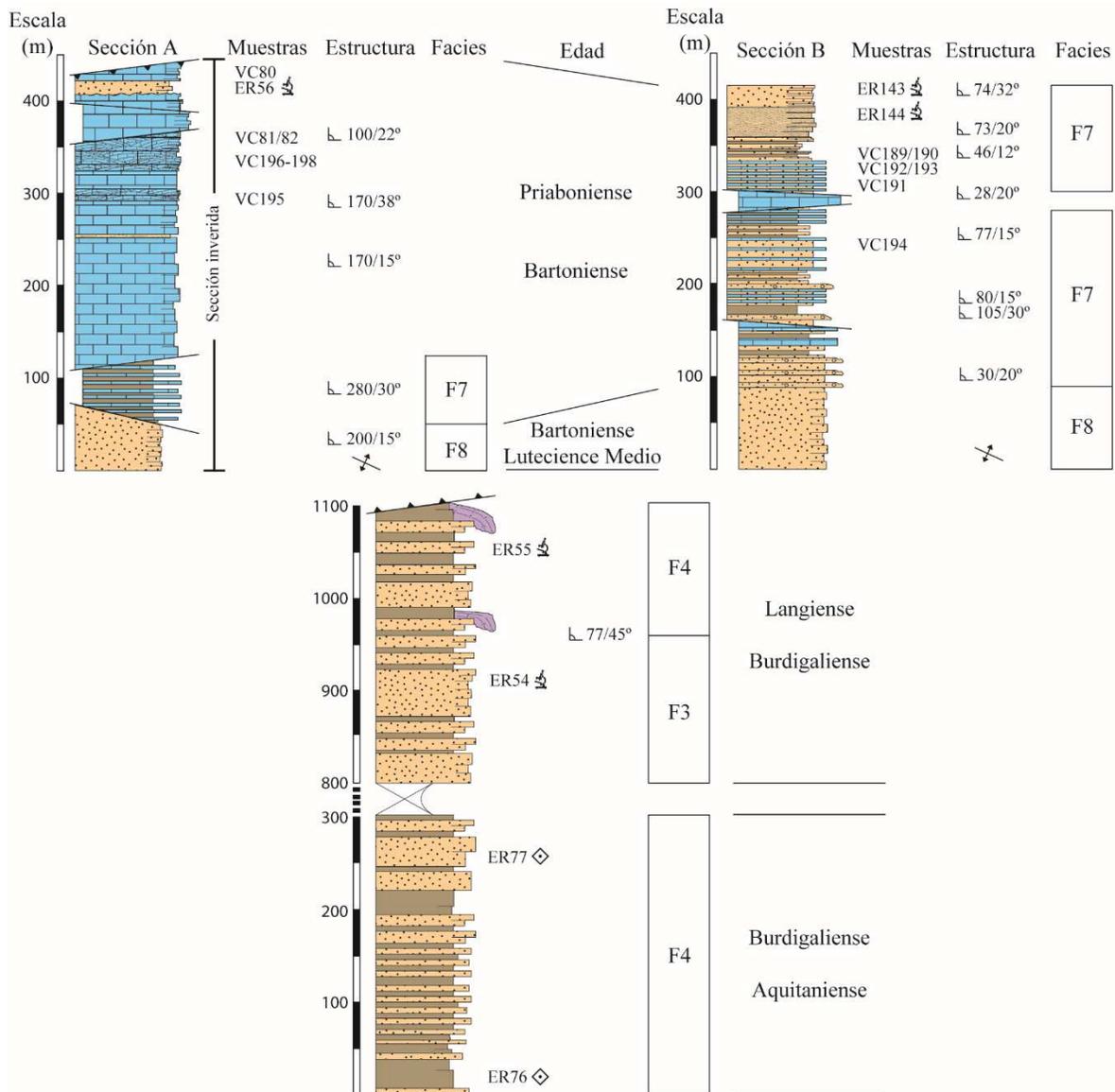


Figura 4.8: Sección estratigráfica Quebrada Callejonuda. Parte superior de la secuencia se representa con las secciones A y B.

Sobre la falla inversa principal, se encuentra una secuencia invertida de al menos 440 m de espesor, que conforma el flanco sur de un anticlinal (sección A, figura 4.7). Esta secuencia se compone, en la base, de areniscas estratificadas correspondientes a la facies F8, depositadas durante el Luteciense Medio - Bartoniense, mientras que, hacia la parte superior, se encuentra la facies mixta F7 y las facies propias de la rampa carbonatada de edad Bartoniense – Priaboniense.

El flanco norte del anticlinal comprende la parte superior de la secuencia, este se encuentra representado por la sección B (figura 4.7). Esta sección B contiene una secuencia de 415 m de espesor. En la base se observa la facies F8 como parte del núcleo del pliegue. Al igual que en las demás secuencias, esta facies comprende los depósitos turbidíticos del Luteciense Medio – Bartonense. Sobreyaciendo a la facies F8, se encuentran las intercalaciones centimétricas de facies calcáreas y siliciclásticas, típicas de la facies mixta F7. Esta parte superior de la secuencia se encuentra intensamente fracturada y fallada, debido al trazo de una falla de desplazamiento lateral sinistral.

Sección Quebrada El Brujo (figura 4.9):

Esta sección se realizó a lo largo de 2 km sobre el cauce de la quebrada El Brujo. Presenta una secuencia estrictamente concordante y continua, interrumpida únicamente por la falla inversa principal y una falla de rumbo sinistral. Está compuesta por la facies F4 y la rampa carbonatada del Eoceno tardío – Oligoceno temprano.

La facies F4 representa los depósitos deltaicos comprendidos en la primera parte de la secuencia. Esta consiste en al menos 400 m de areniscas y limolitas finas predominantemente masivas. Al inicio de la sección, se observan con frecuencia cortinas de travertino que cubren parcialmente los afloramientos. Esta secuencia se depositó durante el Burdigaliense – Langiense, según el estudio de los foraminíferos planctónicos obtenidos de la muestra ER58.

La falla inversa principal pone en contacto la rampa carbonatada del Eoceno tardío – Oligoceno temprano con la secuencia deltaica inferior. Esta falla inversa se encuentra desplazada por una falla de desplazamiento sinistral, provocando que la facies F4 se observe, al menos en parte, de forma lateral con las facies calcáreas sobre el cauce de la quebrada. La secuencia carbonatada presenta un espesor máximo observado de 350 m. El contacto superior de esta secuencia puede ser neto o erosivo, sin embargo, esto no es claro debido al alto grado de meteorización de

las areniscas que sobreyacen a la secuencia carbonatada. Estas últimas areniscas, han sido correlacionadas con los depósitos del Oligoceno superior aflorantes en las secciones Río Corredor y Río Abrojo Norte.

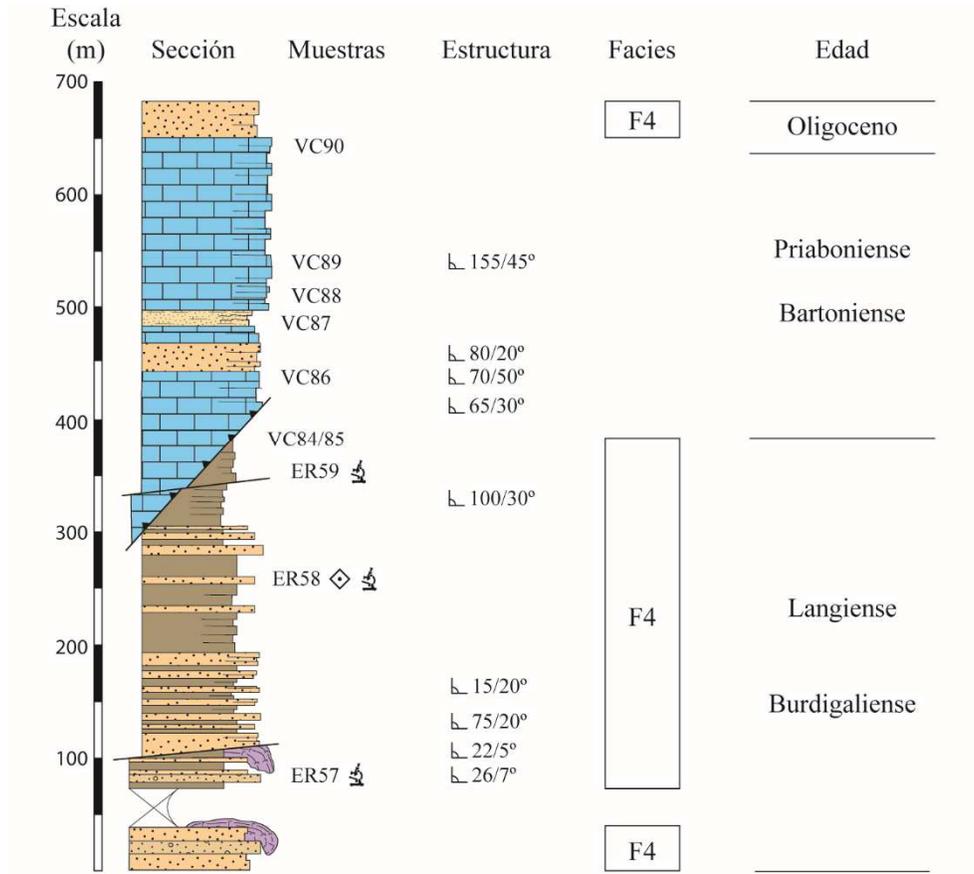


Figura 4.9: Sección estratigráfica Quebrada El Brujo.

IV. II Correlación estratigráfica

La integración de los análisis de facies y bioestratigráficos, permite establecer las sucesiones de facies presentes en cada sección estratigráfica, a la vez, faculta la correlación detallada entre estas, considerando los posibles cambios del nivel relativo del mar durante los intervalos de tiempo representados.

El arreglo estructural reconocido en esta investigación es un factor importante en esta correlación estratigráfica, siendo la falla inversa principal, utilizada como línea guía de correlación. En la figura de correlación (Apéndice II), se observa dicha guía como una línea recta con picos, de color rojo. Sobre esta línea se observan

flechas y números que indican la distancia entre cada sección consecutiva. Además, las líneas negras indican guías de correlación secundarias, que siguen un límite temporal en la evolución de los depósitos. En este sentido, las líneas negras discontinuas indican límites temporales supuestos. Esta falla inversa principal, separa las secuencias en dos grandes sucesiones (Sucesión inferior y Sucesión superior). En la sucesión inferior, correspondiente al piso de la falla inversa, se encuentran las facies deltaicas y las carbonatadas del Mioceno. Es posible reconocer también depósitos propios de la rampa carbonatada del Eoceno superior – Oligoceno inferior, únicamente en la sección Río Claro Sur, debido a la existencia de otra falla inversa. Por otra parte, las sucesiones de facies ubicadas sobre la falla inversa principal corresponden con depósitos de la rampa carbonatada del Eoceno superior (secciones: Río Claro Norte, Río Abrojo Norte – Limoncito y Quebrada El Brujo) o con las facies turbidíticas del Eoceno medio (secciones: Río Nuevo – Caño Seco, Río Corredor, Río Abrojo Sur – Quebrada Lajas, Quebrada Callejonuda).

Sucesión inferior:

La sucesión inferior se divide en dos partes. En la parte inferior está expuesto, únicamente, el sobrecojamiento observado al suroeste del área de estudio (ver mapa geológico en el Apéndice III), el cual provoca el desplazamiento de calizas de la rampa carbonatada del Eoceno superior – Oligoceno temprano, sobre las facies deltaicas profundas del Aquitaniense - Burdigaliense; esta falla inversa no se observa en las demás secciones estratigráficas, por ende, no es posible correlacionar dicho sobrecojamiento hacia otros sectores del área de estudio.

La parte superior de esta sucesión contiene depósitos asociados con las facies deltaicas y las facies carbonatadas, secuencias que fueron depositadas durante el Mioceno temprano – medio tardío (Nm-Cu en el mapa del Apéndice III).

Durante el Aquitaniense – Burdigaliense, se encuentran depósitos someros hacia el oeste del área de estudio (secciones río Claro Sur, río Claro Norte, río Nuevo – Caño Seco y río Corredor), estos depósitos corresponden con las facies carbonatadas encontradas en el cauce del río Claro, y las facies deltaicas F1 y F3 en la base de las secciones río Nuevo – Caño Seco y río Corredor. Por otra parte,

hacia el sureste, la sucesión comprende depósitos deltaicos profundos, representados por las facies del prodelta F4, F5 y F6, observadas en las secciones Río Abrojo Sur – Quebrada Lajas y Quebrada Callejonuda.

Durante el Burdigaliense – Tortoniense, se pueden observar las facies de frente deltaico y prodelta, así como las facies carbonatadas aisladas, observadas en el cauce del río Abrojo; estas secuencias presentan una tendencia hacia facies cada vez más profundas, aspecto que sugiere la ocurrencia de un período transgresivo a partir del Burdigaliense.

En resumen, del análisis anterior se interpreta la existencia de una variación lateral importante entre las secuencias estudiadas, las cuales evidencian ambientes de depositación marino somero e incluso fluvial hacia el oeste, y ambientes marinos más profundos (prodelta) hacia el este durante el Aquitaniense – Burdigaliense. Además, la tendencia hacia facies más profundas del sistema deltaico a partir del Burdigaliense, evidencia un entorno transgresivo hacia el Mioceno medio. Cabe señalar que la existencia de facies carbonatadas dentro de este período transgresivo, como la observada en el cauce del río Abrojo, puede ser manifestación de una variación lateral más localizada, generada posiblemente por efectos tectónicos dentro de la cuenca.

Sucesión superior:

La sucesión superior se encuentra exhumada debido al desplazamiento causado por la falla inversa principal. Los depósitos que se encuentran a la base de esta sucesión corresponden con la facies turbidítica F8, de edad Eoceno medio y la rampa carbonatada del Eoceno superior – Oligoceno temprano. Esta sucesión de facies marino – profunda y de rampa carbonatada ocupan la mayor parte de las secuencias observadas en la sucesión superior. De manera general, se puede establecer una línea de correlación en el límite superior de la rampa carbonatada, que corresponde con una superficie de erosión subaérea desarrollada sobre calizas bioclásticas del Oligoceno temprano. Esta superficie de erosión se observa con claridad en las secciones Río Nuevo – Caño Seco, Río Corredor y Río Abrojo Norte – Limoncito.

Sobre la superficie de erosión mencionada, se encuentran depósitos del Oligoceno tardío, los cuales presentan variaciones laterales muy marcadas, especialmente en litología y espesor. Hacia el oeste, estos depósitos corresponden con grainstones bioclástico, estratificación fina y cruzada, con un espesor máximo observado de casi 20 m, esta facies carbonatada es posible observarla en las secciones Río Claro Norte y Río Nuevo – Caño Seco. Por otra parte, hacia el este, en las secciones Río Corredor y Río Abrojo Norte – Limoncito, estos depósitos corresponden con conglomerados finos a medios fosilíferos, y brechas finas – areniscas gruesas con estratificación cruzada pertenecientes a la facies F2, puede encontrarse hasta de 40 m de espesor. Estos depósitos del Oligoceno tardío presentan un contacto transicional con las facies deltaicas del Mioceno temprano.

La parte final de la sucesión superior está representada por las facies del prodelta y frente deltaico distal (parte alta de la sección Río Nuevo – Caño Seco); las cuales podrían indicar el paso de un período transgresivo en el Mioceno temprano, hacia uno regresivo en el Mioceno medio – medio tardío, indicando un posible descenso del nivel relativo del mar. La edad de los depósitos encontrados en la base de esta secuencia superior es Aquitaniense, mientras que los depósitos superiores, presentan una edad aproximada Serravaliense – Tortoniense.

En resumen, esta sucesión superior ubicada sobre la falla inversa principal está constituida por la secuencia eocena, compuesta por la facies turbidítica F8 y la rampa carbonatada, que concluye hacia el Oligoceno temprano con una superficie de erosión subaérea; esta superficie de erosión permite interpretar la ocurrencia de un intervalo de tiempo no determinado, en el que ocurrió un proceso de regresión que provocó que la rampa se encontrara levantada, y por ende expuesta a los procesos de erosión / disolución. Se estima que hacia el Oligoceno tardío pudo iniciarse un período transgresivo que ocasionara la depositación de la secuencia deltaica sobre la rampa carbonatada. Mientras que las facies de frente deltaico observadas al término de las secciones Río Claro Norte y Río Nuevo – Caño Seco, evidencian una regresión hacia el Mioceno medio.

Capítulo V: Propuesta estratigráfica y modelo cartográfico

V.1 Propuesta estratigráfica

Cada una de las unidades sedimentarias cartografiadas, pueden correlacionarse con las formaciones empleadas en las propuestas estratigráficas previas de la región (figura 1.3). En este sentido, el estudio ha demostrado que gran parte de los depósitos observados, presentan rasgos sedimentológicos o estratigráficos que no concuerdan estrictamente con algunas de esas formaciones. Es por eso, que se establecen algunas modificaciones que pueden indicar cambios en los rangos de edad o en los posibles ambientes de depositación; en este sentido, también cabe la posibilidad de definir un nuevo miembro que represente dichas variaciones. Cabe destacar que las modificaciones realizadas, procuran facilitar el entendimiento estratigráfico y sedimentológico del extremo sureste de la fila Costeña, razón por la cual dichas modificaciones no son necesariamente aplicables en otros sectores de la cuenca.

Esta propuesta contempla la existencia de un basamento de afinidad oceánica, el cual no se ha observado dentro del área estudio, debido posiblemente a que este se encuentra cubierto por la secuencia sedimentaria. En esta ocasión, se considera que dicho basamento puede existir en forma de amplios bloques, de edad Eoceno inferior (Pre – Luteciense); estos bloques pueden corresponder con fragmentos de corteza oceánica acrecionados sobre el basamento regional (Hauff, Hoernle, van den Bogaard, Alvarado y Garbe-Schönberg, 2000) o incluso sobre un arco de islas incipiente de edad Cretácico tardío (Alvarado y Gans, 2012). Esta idea se sustenta en la existencia de terrenos acrecionados de edad Paleoceno – Eoceno medio, como el terreno de Golfito (Hauff et al. 2000; Denyer y Gazel, 2009), cercano al área de estudio, o bien, como los reportados hacia la raíz de la Cordillera de Talamanca por Tournon (1984); sin embargo, el origen de estos últimos es aún más incierto.

Las formaciones empleadas en esta propuesta estratigráfica, así como sus principales antecedentes y cambios se describen a continuación.

Formación Descartes:

La Formación Descartes fue definida por Astorga (1987) hacia el noroeste de Costa Rica, para agrupar las facies turbidíticas volcanoclásticas y carbonatadas de edad Paleoceno superior – Eoceno superior – Oligoceno. Esta formación ha sido empleada dentro de la Fila Costeña y zonas aledañas, para referirse a los depósitos turbidíticos de edad Paleoceno – Eoceno superior. Sprechmann et al., (1994) hace referencia a esta formación dentro de la cuenca de Térraba, como parte de una propuesta estratigráfica general, que sugiere por analogía, la posible existencia de depósitos similares a los aflorantes en la zona de Golfito, sin embargo, no aporta evidencias de esto. Esta formación también ha sido reconocida por Obando (2011), hacia el extremo noroeste de la fila Costeña, al reportar la ocurrencia de microfósiles del Paleoceno – Eoceno en una secuencia silicilástica de intercalaciones de areniscas y lutitas gris verdosas. Durán (2013), reporta depósitos turbidíticos aflorantes en el sector de Quepos, correspondientes con el Miembro Punta Serrucho de la Formación Descartes perteneciente al Eoceno superior.

En esta ocasión, se propone la conformación de un nuevo miembro de la Formación Descartes, el cual ha sido nombrado Miembro Caño Seco, debido a que su mejor exposición se encuentra en el cauce del río que lleva este nombre, cerca del poblado de Ciudad Neily. Este nuevo miembro alberga la secuencia silicilástica correspondiente con las facies F8 (turbidítica) descrita en el capítulo III.I; en esta localidad, se reporta el hallazgo de foraminíferos planctónicos del género *Globigerinatheka*, que permiten restringir la edad de estos depósitos entre el Luteciense Medio – Priaboniense. Además, este miembro se encuentra aflorando también en el cauce del río Corredor y la quebrada Lajas (Ver Apéndice 3). El contacto superior con la rampa Carbonatada del Bartoniense – Rupeliense, es transicional; esto permite interpretar que este miembro presenta un rango estratigráfico Luteciense Medio – Bartoniense, al menos en esta área de estudio.

Formación Fila de Cal:

Esta formación ha sido ampliamente utilizada en la fila Costeña para referirse a los depósitos carbonatados del Eoceno medio – superior (previamente denominada Unidad Cajón de la Formación Brito, figura 1.3). En este estudio, se atribuye a esta formación la secuencia carbonatada del Eoceno superior – Oligoceno temprano, rango estratigráfico propuesto por Chesnel (comunicación escrita) para el extremo sur de la Fila Costeña. Algunos autores han manifestado cambios en el rango estratigráfico de esta formación, por ejemplo, Olsson (1942), describe la ocurrencia de macroforaminíferos del Eoceno superior – Oligoceno inferior, en calizas de la parte superior de la Formación David (correlacionable con la Formación Fila de Cal pero en territorio Panameño), esto en las inmediaciones del Breñón, poblado fronterizo con Costa Rica. Malavassi (1961) al igual que Sprechmann et al., (1994) hacen referencia a esta únicamente en el Eoceno superior. Finalmente, en el sector central de la Fila Costeña, Bolz y Calvo (2018) describen el Miembro Palmar Sur de la Formación Fila de Cal, el cual corresponde con intercalaciones centimétricas de calizas margosas y limolitas, que marca el paso transicional con la Formación Térraba.

Formación Térraba:

Esta formación ha sido descrita y ampliamente reconocida en las inmediaciones del río Grande de Térraba, en donde se ha reportado una secuencia espesa de lutitas y areniscas, con conglomerados y brechas hacia la parte superior. Henningsen (1965, 1966) y Mora (1979) reportan que esta formación presenta mayor espesor (2000 m) hacia el noroeste de la fila Costeña, el cual decrece en las cercanías del río Grande de Térraba (1700 m). Particularmente en el extremo sureste de la fila Costeña, Yuan (1984) define el Miembro Río Claro, como la parte basal de la Formación Térraba (Oligoceno superior), con una extensión aproximada de 4000 m y apenas unos pocos metros de espesor. El autor también menciona que la parte superior de esta formación, contiene una secuencia siliciclástica profunda de edad Mioceno inferior – medio. En la presente propuesta, se contempla la

ocurrencia del Miembro Río Claro observado hacia el este del área de estudio, sobreyaciendo de forma concordante a la rampa carbonatada del Eoceno superior – Oligoceno inferior, aspecto que difiere a lo propuesto por Yuan (1984) quien sugiere la existencia de un hiato entre el Miembro Río Claro y las calizas del Eoceno Superior, al no considerar los depósitos carbonatados y de poco espesor del Oligoceno inferior, los cuales son recientemente conocidos dentro de la Fila Costeña. Este miembro se puede observar sobre el cauce del río Claro (río Zapote en la hoja cartográfica Piedras Blancas del IGN, escala 1: 50 000), sitio donde fue definido por Yuan (1984), y sobre la quebrada del mismo nombre; en dicha localidad, es posible observar un espesor de hasta 18 m, sin embargo, en la parte alta de la fila Zapote, cerca del río Caño Seco, se puede observar un espesor máximo de 7 m, interdigitado con conglomerados finos a medios fosilíferos, que varían lateralmente hacia el este, dando lugar a los depósitos métricos de areniscas brechosas con estratificación cruzada correspondiente con la facies F2, descrita por primera vez en el capítulo III.I de esta investigación. Esta facies equivalente lateral al miembro Río Claro, se define en esta propuesta como Miembro Corredor de la Formación Térraba. Este Miembro Corredor presenta la mejor exposición sobre el cauce del río del mismo nombre, sin embargo, también se observa bien expuesto en el cauce del Río Abrojo. Finalmente, cabe mencionar que en esta propuesta no se reporta la ocurrencia de las facies siliciclásticas profundas (turbidíticas) de la Formación Térraba, quedando restringida únicamente a las facies someras de los miembros Río Claro y Corredor.

Formación Curré:

Investigaciones previas, realizadas en su mayoría en las cercanías del río Grande de Térraba, atribuyen a esta formación una edad Mioceno medio – superior. Además, algunos autores han indicado que esta formación no se observa aflorando en el sector sureste de la fila Costeña, debido a que se encuentra cubierta por los depósitos volcaniclásticos del Plioceno; los mismos indican que la secuencia siliciclástica aflorante en este sector, corresponde con depósitos marinos profundos

de edad Mioceno inferior, pertenecientes a la formación Térraba. Sin embargo, Aguilar et al., (2010) realizan un análisis paleontológico en las inmediaciones de Ciudad Neily, donde reporta la existencia de foraminíferos planctónicos que sugieren una edad Mioceno inferior, para la secuencia siliciclástica que comprende facies deltaicas asociadas con la Formación Curré. En el presente estudio, se reafirma lo indicado por Aguilar et al., (2010), al constatar que las facies deltaicas F1 – F6 descritas en el capítulo III.I, presentan un rango estratigráfico Mioceno inferior a medio tardío. Por lo tanto, se propone ampliar el rango estratigráfico de esta formación, que contempla facies someras y profundas del sistema de depositación deltaico para el extremo sureste de la fila Costeña. Las facies deltaicas ocupan la mayor parte de los depósitos del área de estudio, por lo tanto, puede observarse esta formación a lo largo de todas las secciones estratigráficas. Finalmente, cabe destacar que dentro del área de estudio, no se encuentran los depósitos deltaicos del Mioceno superior descritos para la parte central y oeste de la fila Costeña, los cuales podrían aflorar hacia al noroeste del área, según el comportamiento de somerización de las facies.

Calizas del Mioceno inferior - medio:

Las propuestas estratigráficas previas realizadas en la cuenca de Térraba, no consideran la ocurrencia de depósitos carbonatados distintos a los correspondientes con la Formación Fila de Cal. Sin embargo, en el presente trabajo se reporta el hallazgo de dos depósitos carbonatados aislados, interdigitados con las facies deltaicas del Mioceno inferior – medio tardío, aflorantes en los cauces de los ríos Claro y Abrojo. Esta propuesta considera que estos parches calcáreos pueden componer un nuevo miembro dentro de la Formación Curré, sin embargo, para esto es necesario estudiar en detalle las facies que componen estos depósitos, para posteriormente proponer una definición estratigráfica formal.

V. II Modelo geológico cartográfico

Se ha desarrollado un modelo cartográfico del área de estudio a escala 1:50 000 (Apéndice 3). Esta cartografía muestra la ubicación de las distintas secciones estratigráficas, las muestras con datación paleontológica hechas en esta investigación y algunas aportadas en antecedentes, muestras con análisis palinológico, muestras con microfósiles reconocidos, el arreglo estructural y la información geográfica en general. El concepto utilizado en la elaboración de este mapa permite identificar las unidades geológicas en función de la edad y ambiente sedimentario; también se muestran las unidades volcánicas reconocidas, pero no detalladas en este estudio.

La unidad más antigua cartografiada, corresponde con los depósitos turbidíticos del Luteciense medio, correlacionados con la Formación Descartes. Se delimitó también la rampa carbonatada de edad Bartonense - Chattense, incorporada a la Formación Fila de Cal (Chesnel, comunicación escrita). Debido a la escala del mapa y al poco espesor observado en los depósitos del Oligoceno superior (Miembros Río Claro y Corredor de la Formación Terraba), estos aparecen cartografiados como polígonos discontinuos lateralmente y de poco grosor, ubicados siempre en la parte superior de la rampa carbonatada. Las facies deltaicas de edad Mioceno inferior – medio tardío, correspondientes con la Formación Curré, ocupan la mayor parte del área cartografiada; dentro de esta área, se encuentran también los parches carbonatados, situados sobre los cauces de los ríos Claro y Abrojo. Las unidades ígneas reconocidas dentro del área de estudio, también se encuentran delimitadas a partir de la observación de afloramientos en campo, estas corresponden con la unidad Cerro Bola y la Formación Paso Real.

La columna estratigráfica representada en esta cartografía se muestra en la figura 6.1.

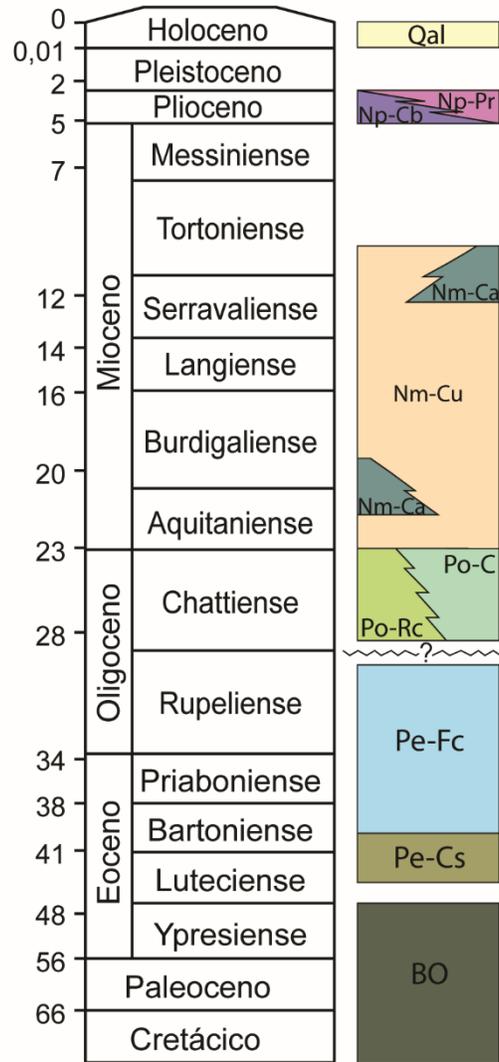


Figura 5.1: Columna estratigráfica del modelo cartográfico propuesto. BO: basamento oceánico no aflorante en el área de estudio. Pe-Cs: secuencia turbidítica del Luteciense Medio – Bartoniense, Nuevo Miembro Caño Seco, Formación Descartes. Pe-Fc: rampa carbonatada del Bartoniense – Rupeliense, Formación Fila de Cal (Chesnel, comunicación escrita). Po-Rc: calizas siliciclásticas someras del Oligoceno superior, Miembro Río Claro, Formación Terraba. Po-C: areniscas gruesas y brechas finas con estratificación cruzada, Nuevo Miembro Corredor, Formación Terraba. Nm-Cu: depósitos deltaicos del Mioceno inferior – Medio tardío, Formación Curré. Nm-Ca: Depósitos calcáreos aislados del Mioceno. Np-Cb: Depósitos lávicos del Plioceno, Unidad Cerro Bola. Np-Pr: Depósitos volcánicos del Plioceno, Formación Paso Real. Qal: depósitos aluviales del Cuaternario.

Capítulo VI: Historia geológica y reconstrucción de la cuenca

VI. I Historia y evolución sedimentológica de la cuenca, del Eoceno medio al Mioceno medio tardío.

Con la integración de los resultados, interpretaciones e información general obtenida de los análisis realizados, así como la comprensión de aspectos geológicos regionales descritos por otros autores, es posible proponer un modelo de evolución sedimentológica para el extremo sur este de la fila Costeña. A continuación se presentan los cinco episodios principales desde el punto de vista tectonoestratigráfico.

Eoceno medio – tardío (Luteciense Medio – Priaboniense, figura 6.1):

Durante el Eoceno medio, se depositó una secuencia siliciclástica marina profunda asociada con los productos de la actividad volcánica del arco externo. Este arco de islas corresponde con las penínsulas de Osa y Burica en la configuración geográfica actual; la secuencia siliciclástica también puede contener sedimentos provenientes de la erosión de dicho arco, pues se encontraba exhumado desde inicios del Eoceno (Corrigan et al., 1990). Hacia el Eoceno superior ocurrió la formación de un arco interno, como resultado de la subducción de la placa Farallón bajo la placa Caribe (Escalante y Astorga, 1994), este arco interno habría estado en una posición próxima a la actual Cordillera de Talamanca; en este escenario, se formó una cuenca elongada en sentido este – oeste, restringida por el arco interno y externo hacia el norte y sur respectivamente. Hacia el pie del incipiente arco interno y sobre la secuencia siliciclástica que conformó el fondo oceánico de la época (al menos de forma parcial), se desarrolló una rampa carbonatada espesa, proceso influenciado por el levantamiento regional ocasionado por un evento tectónico compresivo, mismo que pudo causar el estrechamiento de la cuenca (Escalante y Astorga, 1994). Durante el desarrollo de la rampa carbonatada, prevalecieron condiciones de estabilidad del nivel relativo del mar, debido a una baja

tasa de subducción (Phillips, 1983; Yuan, 1984; Obando, 1986), que coincide también con una mayor tasa de acreción de sedimentos en el arco externo (Corrigan et al., 1990).

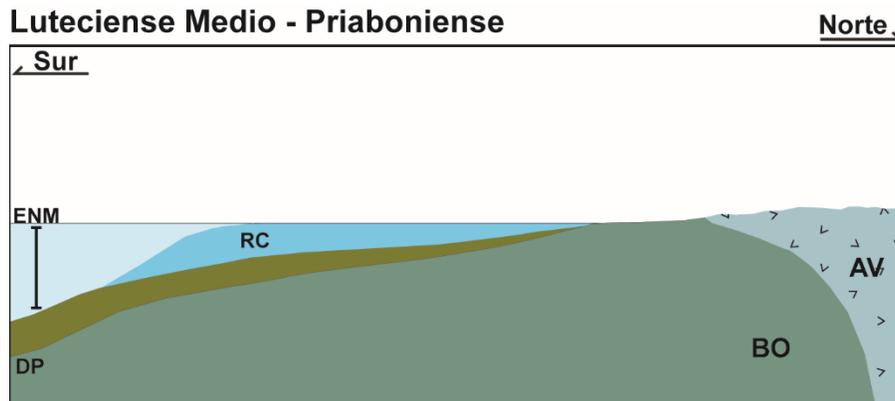


Figura 6.1: Modelo esquemático de los depósitos sedimentarios durante el Luteciense Medio – Priaboniense. ENM: estabilidad del nivel relativo del mar. BO: basamento oceánico. DP: depósitos profundos. RC: rampa carbonatada. AV: arco volcánico incipiente.

Oligoceno (figura 6.2 y 6.3):

Alvarado y Gans (2012) destacan que las evidencias del vulcanismo del arco interno, sugieren un claro desarrollo de la actividad volcánica a partir del Oligoceno, sin embargo, los productos de dicha actividad no se reflejan en este sector de la cuenca, al menos durante este período, durante el cual continuó el desarrollo de la rampa carbonatada. Posteriormente, hacia el Oligoceno inferior tardío, ocurrió un descenso del nivel del mar relativo que provocó la exposición subaérea de la rampa carbonatada, dando lugar a la formación de la superficie de erosión descrita en el capítulo IV. Il Correlación estratigráfica. Este cambio brusco del nivel relativo del mar, pudo estar asociado con los procesos de acreción ocurridos en el arco externo, los cuales pudieron propiciar cambios en la tasa de subducción, así como en la tasa de subsidencia de la cuenca. Cabe destacar que los procesos tectónicos pudieron provocar o resaltar los accidentes batimétricos localizados de la cuenca, provocando de este modo, cambios sectorizados en la tasa de subsidencia de la cuenca. Dichas variaciones locales también pudieron provocar la migración de los

depocentros. Esta hipótesis justificaría la no depositación de sedimentos siliciclásticos provenientes del arco volcánico interno, durante el Oligoceno temprano en este sector de la cuenca, tal y como si se observa hacia la parte central y oeste de la fila Costeña.

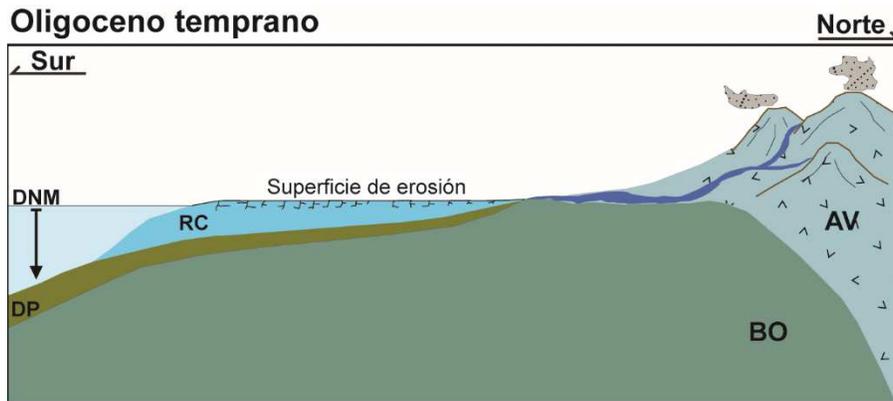


Figura 6.2: Modelo esquemático de los depósitos sedimentarios durante el Oligoceno temprano. DNM: descenso relativo del nivel del mar. BO: basamento oceánico. DP: depósitos profundos. RC: rampa carbonatada. AV: arco volcánico en desarrollo.

Sobre la superficie de erosión subaérea, se registran depósitos marinos someros, de edad Oligoceno superior, asociados posiblemente con un aumento del nivel relativo del mar, que coincide con el incremento de la actividad volcánica del arco interno, como respuesta al posible aumento de la tasa de subducción (Yuan, 1984; Phillips, 1983; Obando, 1986). Es posible que el aporte de sedimento ocurriera a una tasa similar que el aumento del nivel del mar relativo, dando lugar a la depositación de facies litorales, que marcan el inicio de un periodo transgresivo. En este sector de la cuenca, no se han encontrado facies profundas de edad Oligoceno superior.

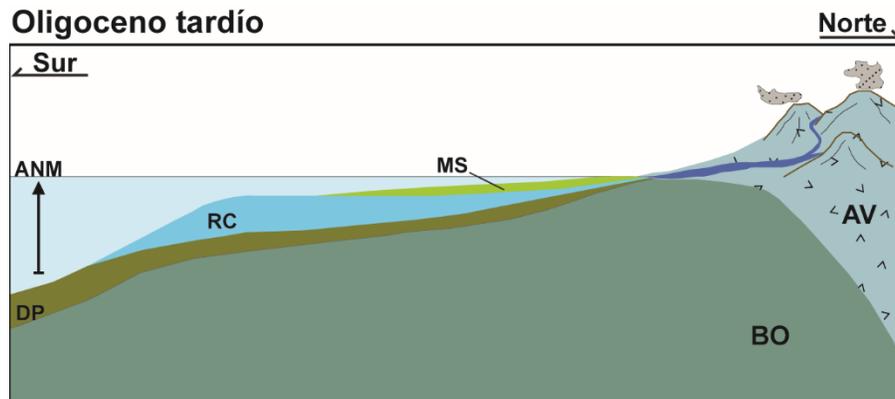


Figura 6.3: Modelo esquemático de los depósitos sedimentarios durante el Oligoceno tardío. ANM: ascenso relativo del nivel del mar. BO: basamento oceánico. DP: depósitos profundos. RC: rampa carbonatada. MS: depósitos marino someros. AV: arco volcánico.

Mioceno temprano (Aquitaniense – Burdigaliense, figura 6.4):

Hacia el límite Oligoceno superior – Mioceno inferior, Corrigan et al., (1990) interpretan que el aporte de sedimento a la cuenca desde el arco volcánico era mayor que la tasa de subsidencia, por lo tanto, el espacio de acomodación debió incrementarse con el ascenso relativo del nivel del mar. Es por esta razón, que durante el Aquitaniense - Burdigaliense se han registrado grandes espesores de facies deltaicas, en su mayoría facies profundas. Posiblemente existieron grandes ríos que acarrearón sedimentos hacia la cuenca, formando así un sistema deltaico compuesto por varios cauces y sitios de desembocadura. Entre estos cauces, podrían existir zonas con menor influencia de corrientes, menor aporte y por ende menor turbidez, que facilitarían la depositación de pequeños parches calcáreos aislados como las encontradas en los ríos Claro y Abrojo.

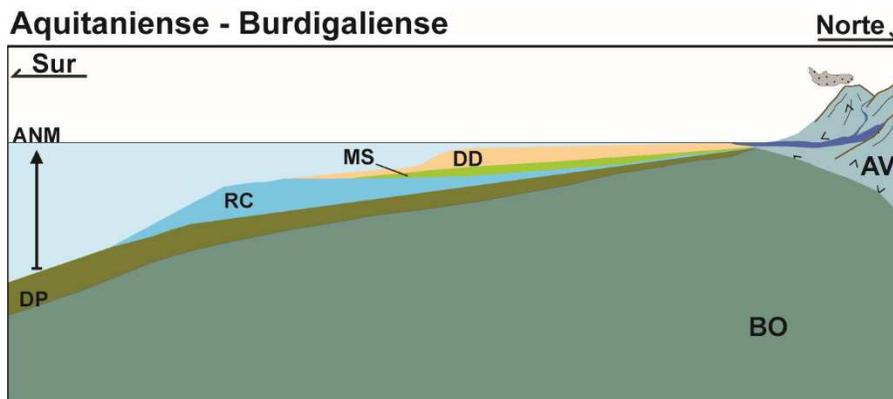


Figura 6.4: Modelo esquemático de los depósitos sedimentarios durante el Aquitaniense - Burdigaliense. ANM: ascenso relativo del nivel del mar. BO: basamento oceánico. DP: depósitos profundos. RC: rampa carbonatada. MS: depósitos marino someros. DD: depósitos deltaicos. AV: arco volcánico.

Mioceno medio – tardío (Burdigaliense – Serravaliense - ¿Tortonense?, figura 6.5):

Los depósitos más recientes encontrados en esta investigación corresponden con facies deltaicas del Mioceno medio – medio tardío. Estos depósitos corresponden con la continuación del desarrollo del sistema deltaico, que alcanzaría una etapa madura hacia el Mioceno medio tardío. Según Corrigan et al., (1990), en este momento se alcanzó el relleno de la cuenca, por ende, se encuentran facies más someras del sistema deltaico hacia el Mioceno tardío. Además, un indicio de este proceso de colmatación es el registro de depósitos volcánicos sub aéreos de edad Plioceno, como los encontrados al margen noreste del área de estudio. Ya para el límite Mioceno – Plioceno, se considera que la fila Costeña se encontraría levantada, mientras que el arco externo de Osa iniciaba un proceso de subsidencia (Corrigan et al., 1990). Esta hipótesis se evidencia al considerar que en la zona del arco externo no se encuentran depósitos propios de la sedimentación marina durante el Oligoceno – Mioceno, período en el que se encontraba expuesto, mientras que para el Plioceno y Pleistoceno, se encuentran facies marinas someras.

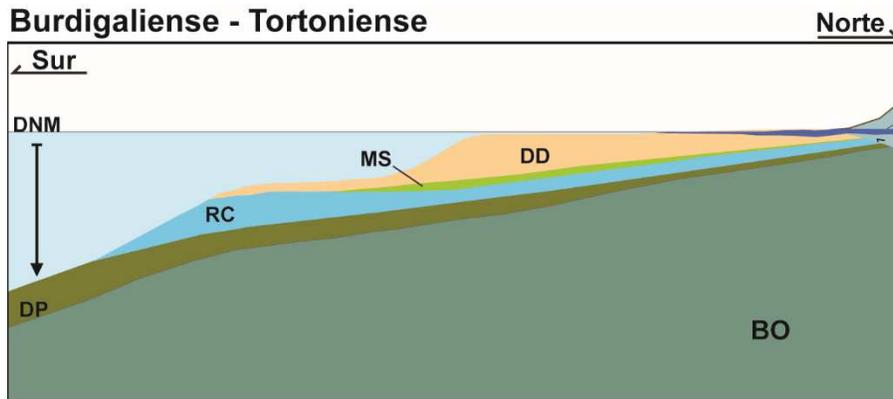


Figura 6.5: Modelo esquemático de los depósitos sedimentarios durante el Burdigaliense - Tortoniense. DNM: descenso relativo del nivel del mar. BO: basamento oceánico. DP: depósitos profundos. RC: rampa carbonatada. MS: depósitos marino someros. DD: depósitos deltaicos.

VI. II Reconstrucción de la Cuenca de Terraba

Con el entendimiento de la historia y evolución sedimentológica del sureste de la fila Costeña, es posible generar un modelo general sobre la construcción de la cuenca de Terraba, considerando también los aportes de las propuestas estratigráficas previas, realizadas hacia el sector central (río Grande de Terraba) y noroeste. Este modelo se muestra en la figura (figura 5.6), que muestra, de manera esquemática, una aproximación sobre la paleogeografía de la región, las regiones emergidas, la posición aproximada de la fosa y líneas con escala de color que simulan la profundidad aproximada de deposición de sedimentos.

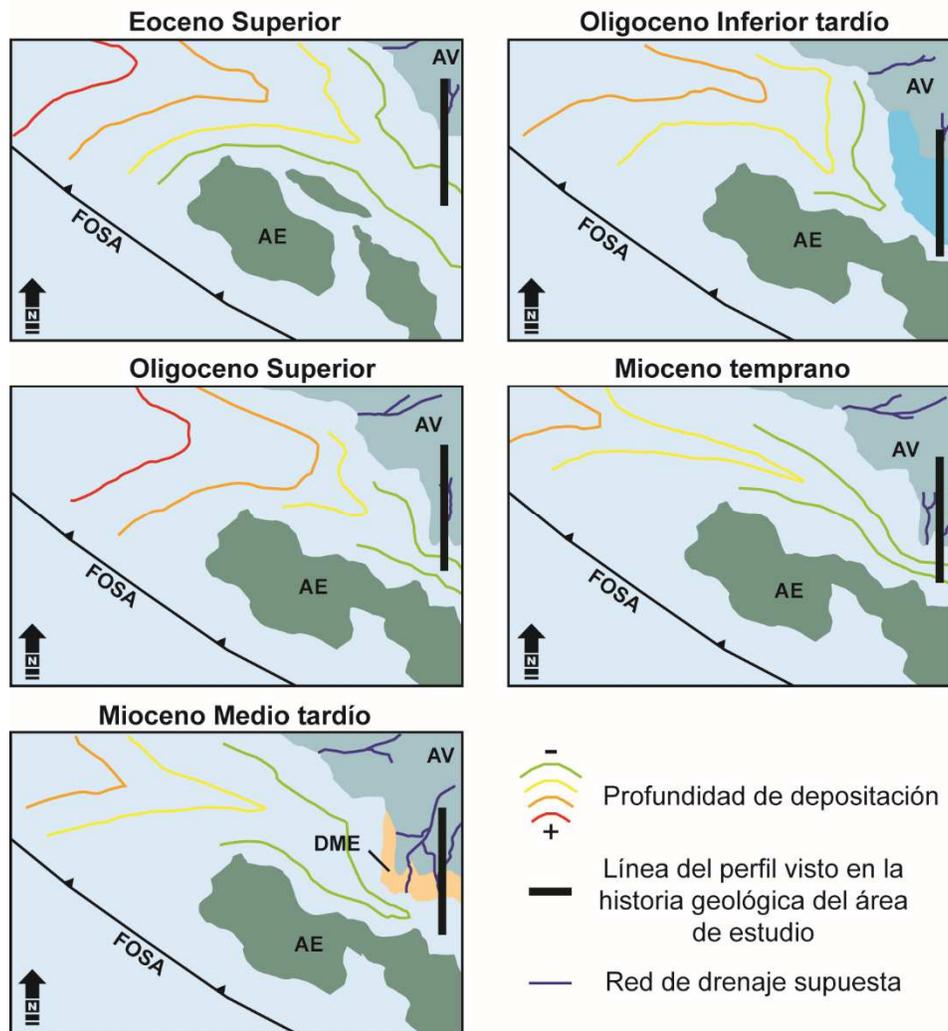


Figura 6.6: Modelo esquemático de la conformación de la cuenca durante los cinco episodios principales de la historia geológica. AE: arco externo. AV: arco volcánico. DME: depósitos deltaicos emergidos. NM: nivel del mar.

Es posible que hacia el margen noroeste de la fosa (figura 6.6), haya ocurrido la subducción de montes submarinos o asperezas que generaran una rápida actividad tectónica vertical, tal y como lo menciona Morell (2016). Este fenómeno pudo generar una mayor subsidencia en el sector noroeste de la cuenca. Lo anterior, aunado al levantamiento del arco externo, pudo generar que la cuenca de Térraba presente una forma elongada en sentido noroeste – sureste (figura 6.6), tal como lo sugiere Corrigan et al., (1990), quien a partir de mediciones de paleo corrientes, indican que durante el Paleógeno - Neógeno, la cuenca era paralela al arco volcánico, mientras que el arco externo actuaba como una barrera que no permitía

el paso de los sedimentos hacia la fosa (figura 6.6). También, debido a la cercanía del arco externo con el arco volcánico hacia el sureste de la cuenca (figura 6.6), y a los efectos tectónicos que causaron mayor levantamiento de este sector, se desarrollaron rasgos sedimentológicos correlacionables entre el noroeste y sureste de la fila Costeña, los cuales se enumeran a continuación:

I. *Rampa carbonatada del Eoceno superior:*

Bolz y Calvo (2018) destacan la presencia de facies carbonatadas de ambiente de plataforma abierta a talud de plataforma, en las cercanías del río Grande de Térraba. Estas facies contienen materiales que evidencian largos y fuertes procesos de transporte desde zonas someras. Según la presente propuesta, estos sedimentos pudieron ser acarreados desde el sureste, región somera de la cuenca en donde se desarrollaba la rampa carbonatada correspondiente con la Formación Fila de Cal.

II. *Superficie de erosión vs deposición profunda durante el Oligoceno inferior tardío:*

Mientras se formaba la superficie de erosión subaérea, en la rampa carbonatada expuesta en el sector sureste de la cuenca se depositaron las facies carbonatadas de plataforma profunda a pendiente de plataforma, pertenecientes a la unidad Palmar Sur de la Formación Fila de Cal (Bolz y Calvo, 2018), aflorante hacia el centro de la cuenca, en las cercanías de un posible cauce antecesor al río Grande de Térraba (figura 5.7).

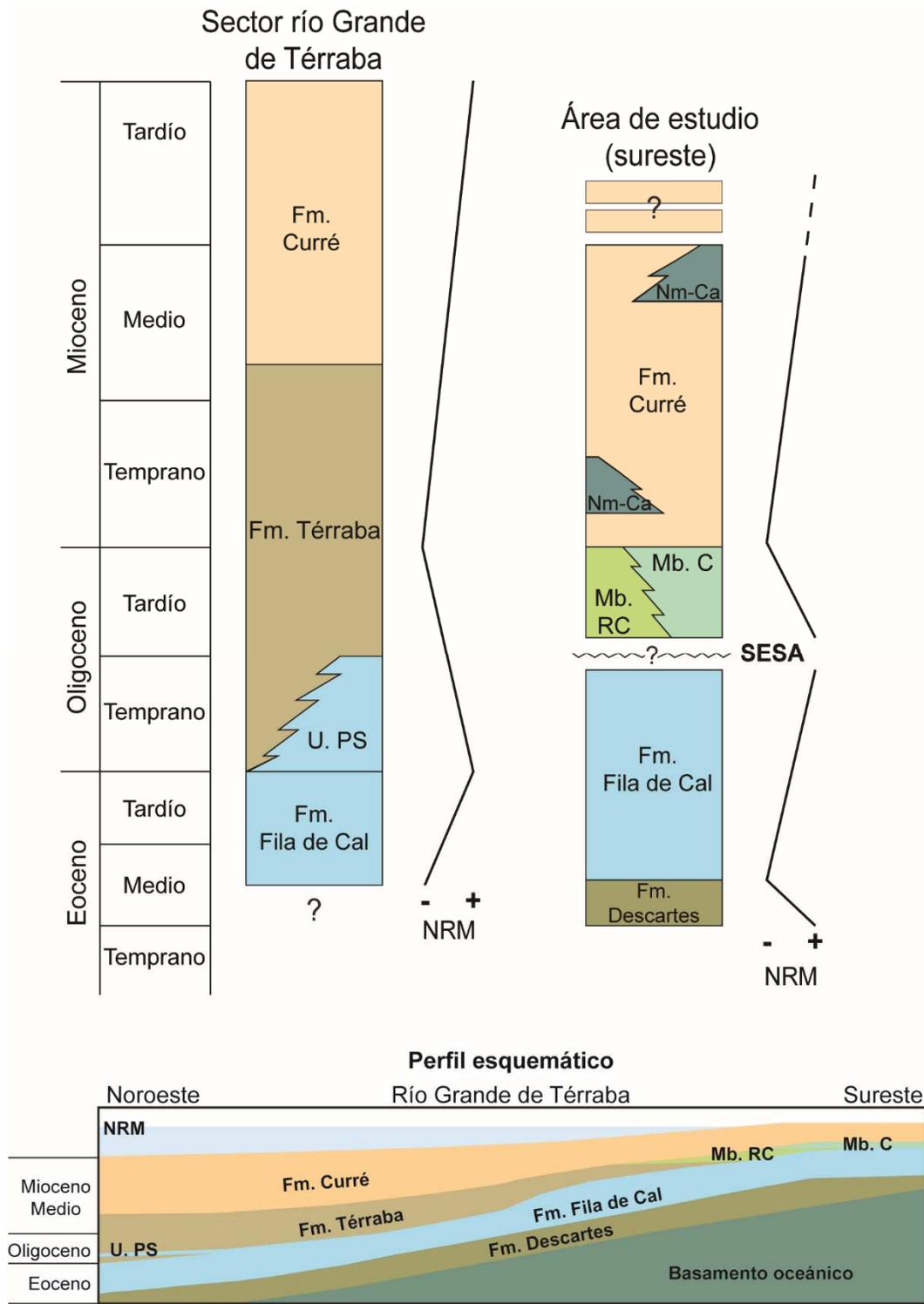


Figura 6.7: Correlación estratigráfica entre los miembros y formaciones sedimentarias aflorantes en la fila Costeña, entre el sector noroeste (río Grande de Térraba, propuestas estratigráficas previas) y el área de estudio (sureste, propuesto en este trabajo). U. PS: Unidad Palmar Sur. Mb. RC: Miembro Río Claro. Mb. C: Miembro Corredor. Nm-Ca: Calizas del Mioceno interdigitadas con depósitos deltaicos. NRM: nivel relativo del mar (+ alto, - bajo). SESA: Superficie de erosión subaérea.

III. *Depósitos someros vs profundos durante el Oligoceno superior.*

Esta propuesta considera que el sureste de la cuenca presenta depósitos someros litorales, siliciclásticos y calcáreos, pertenecientes a los Miembros Río Claro y Corredor (Nuevo) de la Formación Térraba (figura 5.7). Sin embargo, los depósitos encontrados hacia el centro y noroeste de la cuenca consisten en grandes espesores de lutitas y areniscas del Miembro Zapote de la Formación Térraba, el cual ha sido descrito como una secuencia turbidítica (Mora, 1979) o marina profunda con alto aporte volcaniclástico (Phillips, 1983).

IV. *Sedimentación deltaica del Mioceno:*

El incremento en la tasa de aporte de sedimento desde el arco volcánico, superior a la tasa de subsidencia de la cuenca, propició la depositación de facies deltaicas a partir del Mioceno inferior en el sector sureste de la cuenca (ampliamente descrito en este trabajo). Sin embargo, las propuestas estratigráficas previas señalan que la depositación deltaica en el sector del río Grande de Térraba, inició más bien en el Mioceno medio (figura 5.7). Estas propuestas indican que durante el Mioceno inferior, se depositó el Miembro Lagarto de la Formación Térraba, el cual consiste en areniscas y conglomerados depositados en la parte proximal de una turbidita y canales turbidíticos; mientras que durante el Mioceno medio – superior, se depositaron las facies someras del sistema deltaico (Mora, 1979).

Capítulo VII: Conclusiones

Dentro del área de estudio, en el extremo sureste de la fila Costeña, aflora una secuencia sedimentaria de edad Eoceno medio (Luteciense Medio) – Mioceno medio tardío (Tortonense), con aproximadamente 3500 m de espesor. Esta secuencia representa depósitos turbidíticos, de rampa carbonatada y deltaicos con parches carbonatados aislados.

Se establecieron cuatro asociaciones compuestas por 8 facies, las cuales representan distintos ambientes y procesos de depositación, tales como facies someras y distales dentro del sistema deltaico, así como una facies mixta calcáreo – siliciclástico y una turbidítica. Las facies determinadas fueron: **F1**: Conglomerados y areniscas de desembocadura; **F2**: Brechas y areniscas de frente deltaico proximal; **F3**: Areniscas y limolitas fosilíferas de frente deltaico distal; **F4**: Areniscas y limolitas masivas; **F5**: Intercalaciones de conglomerados, brechas finas, areniscas y limolitas; **F6**: Limolitas masivas con intercalaciones finas de areniscas; **F7**: Brechas finas calcáreas, areniscas calcáreas y limolitas calcáreas; **F8**: Intercalaciones de areniscas, limolitas y lutitas.

Con respecto al estudio bioestratigráfico, se procesaron 46 muestras para el análisis taxonómico de foraminíferos planctónicos, de las cuales, se obtuvo recobro en 21 de estas, todas pertenecientes a las facies deltaicas. En este análisis se reconocieron 55 especies de los géneros *Catapsydrax*, *Ciperoella*, *Dentoglobigerina*, *Foshella*, *Globigerinoides*, *Globoturborotalita*, *Globigerinella*, *Globigerina*, *Globigerinita*, *Globoquadrina*, *Globorotalia*, *Paragloborotalia* y *Trilobatus*. Las biozonas concurrentes establecidas permitieron conocer la edad de los depósitos en 21 localidades distintas, dentro de un rango estratigráfico Oligoceno tardío – Mioceno medio tardío. También se estudiaron los individuos fósiles de bivalvos, gasterópodos, erizos y otros, provenientes de los sitios fosilíferos encontrados en las facies deltaicas. Estos individuos fueron estudiados taxonómicamente, y presentados en forma sistemática. Por otra parte, el estudio palinológico permitió reconocer los principales palinomorfos contenidos en cuatro

muestras de las facies deltaicas; los cuales fueron transportados desde bosques de montaña y manglares, y posteriormente depositados en un ambiente marino costero durante el Mioceno medio temprano. Finalmente, cabe mencionar el potencial de otras herramientas bioestratigráficas, como el estudio de nanofósiles calcáreos y ostrácodos, las cuales se recomiendan para precisar los rangos estratigráficos y los posibles ambientes de depositación.

La correlación de las secuencias sedimentarias permitió establecer dos sucesiones de facies de forma general, separadas por la falla inversa principal que atraviesa el área de estudio en dirección noroeste – sureste. La sucesión inferior muestra predominantemente las facies deltaicas del Mioceno inferior – medio. También se encuentran en esta sucesión, las facies carbonatadas aisladas aflorantes en los cauces de los ríos Claro y Abrojo. Por otra parte, en la base de la sucesión superior se encuentra la facies turbidítica y la rampa carbonatada del Eoceno superior – Oligoceno temprano. El final de la plataforma está marcado por la superficie de erosión subaérea formado a finales del Oligoceno inferior tardío. Esta superficie de erosión está cubierta por facies calcáreas al oeste y siliciclásticas al este, ambas de ambiente marino somero. El final de esta sucesión presenta los depósitos deltaicos del Mioceno inferior – medio tardío.

Los depósitos turbidíticos se depositaron durante el Luteciense Medio – Bartonense, rango estratigráfico establecido a partir del estudio taxonómico de foraminíferos planctónicos en sección delgada, con la colaboración de los Dres. Claudio Calvo y Ángela Bolz.; también con el criterio sedimentológico, al observar estas facies en contacto transicional con la rampa carbonatada de edad Bartonense – Rupeliense. Este consiste en el primer reporte de depósitos siliciclásticos del Eoceno Medio dentro del sector sureste de la cuenca de Térraba, por lo que se propone la creación del nuevo Miembro Caño Seco de la Formación Descartes.

La rampa carbonatada del Bartonense – Rupeliense es estudiada en detalle dentro de otra investigación y corresponde con la Formación Fila de Cal (Chesnel, comunicación escrita). Los depósitos que sobreyacen la superficie de erosión formada al término de la rampa carbonatada, corresponden, hacia el oeste, con el

Miembro Río Claro descrito por Yuan (1984), mientras que hacia el este del área de estudio corresponde con el Miembro Corredor, propuesto en el presente trabajo como parte de la asociación de facies AF II de frente Deltaico. Ambos miembros pertenecen a la Formación Térraba.

Las facies deltaicas del Mioceno inferior – medio tardío, ocupan la mayor parte del área de estudio, estas han sido agrupadas dentro de la Formación Curré, es por eso que se propone ampliar el rango estratigráfico de esta formación a todo el Mioceno. Interdigitado con las facies deltaicas se encuentran las facies carbonatadas del Mioceno inferior – medio, estas por lo tanto han sido asociadas con variaciones laterales de facies dentro de la Formación Curré, sin embargo, es necesario realizar un estudio específico y detallado sobre estos depósitos con el fin de definir formalmente si corresponden a un nuevo miembro de la Formación Curré o si es necesario agrupar estas rocas dentro de un nuevo miembro.

La historia geológica de este sector de la fila Costeña contempla la depositación de turbiditas durante el Eoceno medio, sobre un basamento oceánico. Estos sedimentos eran aportados desde el arco de islas incipiente, que conforma el arco externo. Hacia el Eoceno superior – Oligoceno inferior tardío se desarrolló la rampa carbonatada al margen sur del levantamiento que se formaba como parte de las raíces del arco volcánico interno, actual Cordillera de Talamanca, que apenas se formaba producto de la subducción de la antigua placa Farallón bajo la placa Caribe. El levantamiento tectónico propició la exposición de la rampa carbonatada, generando una superficie de erosión subaérea que se observa entre el centro y sureste del área de estudio. En el Oligoceno superior inició un período transgresivo, en el que se depositaron las facies más someras y posteriormente las más profundas del sistema deltaico, debido al creciente aporte de sedimentos volcanoclásticos provenientes desde el arco volcánico en desarrollo. Para el Mioceno temprano a medio, el sistema deltaico evolucionó, y se depositaron también algunos parches carbonatados aislados. Es posible que hacia el Mioceno tardío (fin del Tortoniense - Messiniense) ocurriera la colmatación de la cuenca, sin

embargo, no se observan evidencias sedimentológicas de esto dentro del área de estudio.

El modelo esquemático sobre la reconstrucción paleogeográfica de la cuenca de Térraba, entre el sector noroeste y el área de estudio, permite inferir las posibles profundidades de depositación a partir de la correlación de los depósitos descritos en propuestas previas y en este trabajo. De este modelo también se concluye que: **1)** Pudo ocurrir la subducción de asperezas como montes submarinos hacia el oeste de la cuenca, dando lugar a un margen erosivo, cuyos efectos causaron una mayor subsidencia hacia este sector. **2)** El arco externo figuraba como una barrera para los sedimentos volcanoclásticos, que no permitía el paso de estos hacia la fosa. Generando también que la cuenca de Térraba tuviera una forma elongada en sentido noroeste – sureste. **3)** El levantamiento constante del arco externo, sumado a la cercanía de este con el arco volcánico en desarrollo, generó posiblemente la migración constante del depocentro hacia el oeste - noroeste, produciendo que los espesores de los sedimentos del Oligoceno – Mioceno inferior a medio en ese sector, sean mucho mayores en comparación con el sureste. **4)** El levantamiento diferencial entre el noroeste y sureste de la cuenca, pudo estar influenciado también por los procesos de acreción frente al arco externo durante el Oligoceno – Mioceno inferior. También por la subducción temprana de asperezas asociadas a la cordillera submarina del Coco en el Mioceno.

El arribo de las principales estructuras submarinas como la Zona de Fractura de Panamá y la cordillera submarina del Coco, sería en gran medida causantes del arreglo estructural reconocido en este trabajo, en donde destacan por orden de formación, las siguientes estructuras: 1) Una falla inversa principal que expone los sedimentos más antiguos cartografiados y una falla inversa secundaria hacia el oeste del área de estudio, ambas con rumbo predominantemente noroeste - sureste; 2) Un sistema de fallas de desplazamiento dextral con rumbo predominantemente norte – sur; 3) Algunas fallas inferidas de rumbo predominantemente este – oeste, con un sentido de movimiento lateral posiblemente sinistral? y con componente inversa. De este modo, se puede inferir que los primeros arribos de cadenas

montañosas submarinas afines con la cordillera del Coco, pudieron ocurrir desde el Mioceno medio tardío o más joven, evidenciado por la falla inversa principal que rompe en superficie sobre las facies deltaicas del Serravaliense – Tortoniense. Este modelo difiere en gran medida con algunas investigaciones anteriores (p.e: Fisher et al., 2004; Morell et al., 2008; Morell, 2016), que señalan la existencia de entre tres y cinco fallas inversas dentro del área de estudio, las cuales, según los autores causan un acortamiento de la cuenca de varios kilómetros. Tales modelos tampoco contemplan la existencia de variaciones laterales importantes entre el noroeste y sureste de la fila Costeña como las descritas en este documento. Por lo tanto, desconocer estas variaciones dentro de la cuenca, puede significar un error mayúsculo en dichas interpretaciones.

Otro aporte importante de este trabajo es el hecho de proponer un modelo estratigráfico – sedimentológico detallado, que contempla las variaciones de facies durante la evolución de la cuenca. Caso contrario a lo manifestado en trabajos pioneros realizados en el sector del río Grande de Térraba, donde se asume la continuidad lateral de las facies o formaciones descritas (Henningesen, 1965, 1966; Mora, 1979; Phillips, 1983); esto ha provocado que trabajos posteriores no contemplen la ocurrencia de la Formación Curré en el extremo sureste de la cuenca, asumiendo que los depósitos del Mioceno medio – superior que conforman dicha formación, se encuentran cubiertos por depósitos volcanoclásticos pliocenos de la Formación Paso Real.

Finalmente, es importante destacar que la información derivada de los hallazgos realizados en esta investigación, corresponden estrictamente con el extremo sureste de la fila Costeña; por lo tanto, pretender su aplicabilidad hacia otros sectores dentro de la cuenca de Térraba, puede inducir al error repetido de publicaciones previas. Debido a esto, se recomienda más bien el desarrollo de investigaciones detalladas como la presente, en otras áreas del territorio nacional, con el fin de estudiar y comprender el contexto geológico en detalle, con sus posibles variaciones en función de los procesos y mecanismos ocurridos.

Referencias

- Abratis, M., & G. Wörner. (2001). Ridge collision, slab-window formation, and the flux of Pacific asthenosphere into the Caribbean realm. *Geology*, 29 (2), 127 – 130.
- Aguilar, T. (2014). Evolución de las investigaciones en paleontología de invertebrados marinos en la Revista Geológica de América Central. *Revista geológica de América Central* (Volumen especial: 30 aniversario), 157 – 163.
- Aguilar, T., Acevedo, B., y Ulloa, A. (2010). Paleontología de una sección del río Corredores, Formación Curré, Mioceno, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central* (42), 43-75.
- Akers, W. H. (1955). Some planktonic foraminifera of the American Gulf Coast and suggested correlations with the Caribbean Tertiary. *Journal of Paleontology*, 29 (4), 647-664.
- Alvarado, G. E., y Gans, P. B. (2012). Síntesis geocronológica del magmatismo, metamorfismo y metalogenia de Costa Rica, América Central. *Revista Geológica de América Central* (46), 7-122.
- Arche, A. (Ed.). (2010). *Sedimentología del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Madrid, España: Consejo Superior de Investigaciones Científicas.
- Arenillas, I., Alegret, L., Arz, J., y Molina, E. (2000). El uso didáctico de los foraminíferos en la enseñanza de ciencias de la Tierra: su distribución paleoceanográfica en el tránsito Cretácico – Terciario. *Enseñanzas de las Ciencias de la Tierra* (8), 108 – 118.
- Arias, O. (2003). Redefinición de la Formación Tulín (Maastrichtiano – Eoceno inferior) del Pacífico Central de Costa Rica. *Revista Geológica de América Central* (28), 47 – 68.
- Astorga, A. (1987). *El Cretácico Superior y el Paleógeno de la vertiente Pacífica de Nicaragua Meridional y Costa Rica Septentrional: origen y dinámica de las cuencas profundas relacionadas al margen convergente de Centroamérica* (Tesis de Licenciatura). Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica.
- Backert, N., Ford, M., y Malartre, F. (2010). Architecture and sedimentology of the Kerinitis Gilbert type fan delta, Corinth Rift, Greece. *Sedimentology* (57), 543 – 589. doi: 10.1111/j.1365-3091.2009.01105.x
- Bandy, O. L. (1972). Origin and development of Globorotalia (Turborotalia) pachyderma (Ehrenberg). *Micropaleontology* 18 (3), 94-318.
- Bermúdez, P.J. (1961). *Contribución al estudio de las Globigerinidea de la región Caribe-Antillana (Paleoceno-Reciente)*. Caracas, Venezuela: Sucre.

- Bhattacharya, J. (2006). Deltas. In Posamentier, H., y Walker, R. (Eds.), *Facies Models Revisited*. *Society for Sedimentary Geology* (84), 157 – 177. doi: 10.2110/pec.06.84.0237
- Blainville, H. M. (1814). Sur la classification méthodique des animaux mollusques, et établissement d'une nouvelle considération pour y parvenir. *Bulletin des Sciences, par la Société Philomatique de Paris*, 175-180.
- Blow, W. H. (1959). Age, correlation, and biostratigraphy of the upper Tocuyo (San Lorenzo) and Pozon Formations, eastern Falcon, Venezuela. *Bulletins of American Paleontology* 39 (178), 67-251.
- Blow, W. H. (1969). Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. En Brönnimann, P., y Renz, H. H. (Eds.). *Proceedings of the First International Conference on Planktonic Microfossils*. Geneva, Switzerland: E J Brill.
- Blow, W. H. (1979). *The Cainozoic Globigerinida: A study of the morphology, taxonomy, evolutionary relationships and stratigraphical distribution of some Globigerinida (mainly Globigerinacea)*. Leiden, Netherland: Brill.
- Blow, W. H., y Banner, F. T. (1962). The mid-Tertiary (Upper Eocene to Aquitanian) Globigerinaceae. En Eames, F. E., Banner, F. T., Blow, W. H., y Clarke, W. J. (Eds.). *Fundamentals of mid-Tertiary Stratigraphical Correlation*. Cambridge, England: Cambridge University Press.
- Blow, W. H., y Banner, F. T. (1966). The morphology, taxonomy and biostratigraphy of *Globorotalia barisanensis* LeRoy, *Globorotalia fohsi* Cushman and Ellisor, and related taxa. *Micropaleontology* 12 (3), 286-302.
- Bolli, H. M. (1954). Note on *Globigerina concinna* Reuss 1850. *Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research* 5 (1), 1-3.
- Bolli, H. M. (1957). Planktonic foraminifera from the Eocene Navet and San Fernando formations of Trinidad. En Loeblich, A. R., Tappan, H., Beckmann, J. P.; Bolli, H. M., Montanaro, E., y Troelsen, J. C. (Eds.). *Studies in Foraminifera*. Washington, DC, United States: U.S. Government Printing Office.
- Bolli, H. M., Loeblich, A. R., y Tappan, H. (1957). Planktonic foraminiferal families Hantkeninidae, Orbulinidae, Globorotaliidae and Globotruncanidae. En Loeblich, A. R., Tappan, H., Beckmann, J. P., Bolli, H. M., Montanaro, E., y Troelsen, J. C. (Eds.). *Studies in Foraminifera*. Washington, DC, United States: U.S. Government Printing Office.
- Bolz, A., Calvo, C., Denyer, P., Aguilar, T., Alfaro, A., Chesnel, V., y Rodríguez, E. (2019). Microfacies, Larger Benthic Foraminiferal Assemblages, and Age Determinations of Eocene and Oligocene Limestone Samples from the Fila de Cal and Térraba Formations, Southern Costa Rican Forearc. Data Reports, Mendeley Data, V1. doi: 10.17632/9z92cj7vx6.1

- Bolz, A., y Calvo, C. (2018). Carbonate platform development in an intraoceanic arc setting: Costa Rica's largest limestone sequence - the Fila de Cal Formation (middle Eocene to lower Oligocene). *Revista Geológica de América Central* (58), 85-114.
- Böse, E. (1906). Sobre algunas faunas terciarias de México. *Boletín Del Instituto Geológico de Mexico*, 22-96. Brown, A. P., and Pilsbry, H. A. (1911). Fauna of the Gatun Formation, Isthmus of Panama. *Acad. Nat. Sci. Philadelphia Proc*, 63, 336-373.
- Brady, H. B. (1877). Supplementary note on the foraminifera of the Chalk (?) of the New Britain group. *Geological Magazine*, 4 (12), 534-536.
- Brady, H. B. (1879). Notes on some of the reticularian Rhizopoda of the "Challenger" expedition. On new or little known arenaceous types. *Quarterly Journal of Microscopical Science*, 19, 20-63.
- Brönnimann, P. (1951). Globigerinita napparimaensis n. gen., n. sp., from the Miocene of Trinidad. *Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, 2 (1), 16-18.
- Brönnimann, P., & Todd, R. (1954). Appendix Descriptions of new species, en Todd, R., Cloud, P.E., Low, D., y Schmidt, R.G. (Eds.), Probable occurrence of Oligocene on Saipan. *American Journal of Science*, 252, 673-682.
- Brönnimann, P., & Resig, J. (1972). A Neogene Globigerinacean Biochronologic Time-scale of the Southwestern Pacific. Recuperado de: <https://books.google.co.cr/books?id=DKQxtAEACAAJ>
- Brotzen, F., & Pozaryska, K. (1961). Foraminiferes du Paleocene et de l'Eocene inferieur en Pologne septentrionale; remarques paleogeographiques. *Revue de Micropaléontologie*, 4, 155-166.
- Bruguière, J. G. (1789-1792). *Encyclopédie méthodique ou par ordre de matières. Histoire naturelle des vers*. Paris, Francia: Pancoucke.
- Calvo, C. (1987). Las calizas neríticas de la vertiente pacífica del norte de Costa Rica y sur de Nicaragua: épocas y sistemas asociados a la apertura y evolución del margen convergente de la América Central meridional (Tesis de Licenciatura). Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica.
- Carmona, N., Buatois, L., Ponce, J., & Mángano, M. (2009). Ichnology and sedimentology of a tide-influenced delta, Lower Miocene Chenque Formation, Patagonia, Argentina: Trace-fossil distribution and response to environmental stresses. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* (273), 75 – 86. doi: 10.1016/j.palaeo.2008.12.003
- Carpenter, W. B., Parker, W. K., & Jones, T. R. (1862). *Introduction to the study of the Foraminifera*. London: Published for the Ray Society by R. Hardwicke.
- Cavalier, T. (2017). Kingdom Chromista and its eight phyla: a new synthesis emphasising periplastid protein targeting, cytoskeletal and periplastid evolution, and ancient divergences. *Protoplasma* (255), 297 - 357. doi: 10.1007/s00709-017-1147-3

- Chapman, F., Parr, W. J., & Collins, A. C. (1934). Tertiary foraminifera of Victoria, Australia - The Balcombian deposits of Port Phillip. *Linnean Society's Journal, Zoology*, 38 (262), 553-577.
- Cifelli, R. (1982). Early Occurrences and some Phylogenetic Implications of Spiny, Honeycomb Textured Planktonic Foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research*, 12 (2), 105-115.
- Cita, M. B., Premoli, I., & Rossi, R. C. (1965). Foraminiferi planctonici del Tortoniano- tipo. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 71, 271-308.
- Collins, L. S., Coates, A. G., Jackson, H. E., & Obando, J. A. (1995). Timing and rates of emergence of the Limón and Bocas del Toro Basins: Caribbean effects of Cocos Ridge subduction? In Mann, P. (Ed.), *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America. Geological Society of America Bulletin* (295), 263 – 290. doi: 10.1130/SPE295-p263
- Conrad, T. A. (1857). Description of the tertiary fossils collected on the survey [Williamson's survey in California and Oregon]. *Idem*, 6, 69-73.
- Conrad, T. A. (1863). Catalogue of the Miocene shells of the Atlantic slope. *Proceedings of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia*. 14: 559-586.
- Corbí, H., y Soria, J. M. (2012). Guía ilustrada de los géneros de foraminíferos planctónicos del Mioceno Superior y Plioceno: Ejemplos de la cuenca del Bajo Segura (Sureste de España). *Cidaris* (31), 31 – 38.
- Corrigan, J., Mann, P., & Ingle, J. C. (1990). Forearc response to subduction of the Cocos Ridge, Panama–Costa Rica. *Geological Society of America Bulletin* (102), 628–652. doi:10.1130/0016-7606(1990)102<0628: FRTSOT>2.3.CO;2
- Coxall, H. K., & Spezzaferri, S. (2018). Taxonomy, biostratigraphy, and phylogeny of Oligocene Catapsydrax, Globorotaloides, and Protentelloides. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication*, 46, 79-124.
- Cushman, J. A. (1927). New and interesting foraminifera from Mexico and Texas. *Contributions from the Cushman Laboratory for Foraminiferal Research*, 3, 111-119.
- Cushman, J. A., & Bermudez, P. J. (1937). Additional new species of Eocene foraminifera from Cuba. *Contributions from the Cushman Laboratory for Foraminiferal Research*, 13, 106-110.
- Cushman, J. A., & Ellisor, A. C. (1939). New species of foraminifera from the Oligocene and Miocene. *Contributions from the Cushman Laboratory for Foraminiferal Research*, 15, 1-14.
- Cuvier, G. (1795). Second Mémoire sur l'organisation et les rapports des animaux à sang blanc, dans lequel on traite de la structure des Mollusques et de leur division en ordre, lu à la société d'Histoire Naturelle de Paris, le 11 prairial an troisième. *Journal des Sciences, des Lettres et des Arts*, 2, 433-449.

- Daudin, F. M. (1800). Nouveau genre de ver à tube calcaire, voisin des serpules et des dentales. *Bulletin Des Sciences, Par La Société Philomatique de Paris*, 145 (43).
- de Boer, J.Z., Drummond, M.S., Bordelon, M.J., Defant, M.J., Bellon, H., & Maury, R.C. (1995). Cenozoic magmatic phases of the Costa Rican island arc (Cordillera de Talamanca), in Mann, P. (Ed.), *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America: Geological Society of America Special Paper* (295), 35–55.
- Delage, Y., & Hérouard, E. (1896). *Traité de Zoologie Concrète. La Cellule et les Protozoaires*. Paris, Francia: Schleicher, Frères.
- Dengo, G. (1962). Estudio geológico de la región de Guanacaste, Costa Rica. 112 págs. Instituto Geográfico Nacional, San José.
- Denyer, P. y Alvarado, G. E. (2007). Mapa geológico de Costa Rica. Escala 1:400 000, Librería Francesa, San José.
- Denyer, P., & Gazel, E. (2009). The Costa Rican Jurassic to Miocene oceanic complexes: Origin, tectonics and relations. *Journal of South American Earth Sciences* (28), 429 – 442. doi:10.1016/j.jsames.2009.04.010
- d'Orbigny, A. (1826). Tableau methodique de la Classe de Cephalopodes. *Annals des Sciences Naturelles*, 7, 245-314.
- d'Orbigny, A. (1839). Voyage dans l'Amérique Meridionale. *Foraminiferes*, 5, 1-27
- Duméril, A.M.C. (1805). Zoologie analytique, ou méthode naturelle de classification des animaux, rendue plus facile à l'aide de tableaux synoptiques. Paris, Francia: Allais
- Durán, P. (2013). *Estudio vulcano – estructural y sedimentario del melange en el promontorio de Quepos, Pacífico Central, Costa Rica* (Tesis de Licenciatura). Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica.
- Egger, J. G. (1893). Foraminiferen aus Meeresgrundproben, gelothet von 1874 bis 1876 von S. M. Sch. Gazelle. *Abhandlungen der K. Bayerische Akademie der Wissenschaften, Cl. II, 18 (2)*, 195-457.
- Eide, C., Howell, J., Buckley, S., Martinius, A., Oftedal, B., & Henstra, G. (2016). Facies model for a coarse grained, tide-influenced delta: Gule Horn Formation (Early Jurassic), Jameson Land, Greenland. *Sedimentology* (63), 1474 – 1506. doi: 10.1111/sed.12270.
- Escalante, G., y Astorga, A. (1994). Geología del este de Costa Rica y el norte de Panamá. *Revista Geológica de América Central* (Volumen especial: 30 aniversario), 1 – 14.
- Férussac, A.E.J.P.F. (1822). *Tableaux systématiques des animaux mollusques classés en familles naturelles, dans lesquels on a établi la concordance de tous les systèmes; suivis d'un prodrome général pour tous les mollusques terrestres ou fluviatiles, vivants ou fossils*. París, Francia: P. Didot.

- Fielding, C. (2010). Planform and facies variability in asymmetric deltas: facies analysis and depositional architecture of the Turonian Ferron Sandstone in the western Henry Mountains, South-Central Utah. *Journal of Sedimentary Research* (80), 455 – 479. doi: 10.2110/jsr.2010.047
- Finlay, H. J. (1947). New Zealand foraminifera: Key species in stratigraphy. *New Zealand Journal of Science and Technology*, 28 (5), 259-292.
- Fisher, D. M., Gardner, T. W., Sak, P. B., & Sanchez, J. D. (2004). Active thrusting in the inner forearc of an erosive convergent margin, Pacific coast, Costa Rica. *Tectonics* (23), 1-13. doi: 10.1029/2002TC001464
- Fleming, J. (1822). *The philosophy of zoology: or a general view of the structure, functions and classification of animals*. Edinburgh, United States: Hurst, Robinson y Co. doi: 10.5962/bhl.title.40282
- Fleming, J. (1828). *A history of British animals, exhibiting the descriptive characters and systematical arrangement of the genera and species of quadrupeds, birds, reptiles, fishes, Mollusca, and Radiata of the United Kingdom; including the indigenous, extirpated, and extinct kinds, together with periodical and occasional visitants*. London, England: James Duncan.
- Forbes, E., & Hanley, S. C. T. (2011). *A history of British Mollusca and their shells / by Edward Forbes and Sylvanus Hanley. A history of British Mollusca and their shells / by Edward Forbes and Sylvanus Hanley*. London, England: J. Van Voorst, doi: 10.5962/bhl.title.12672
- Gardner, T. W., Verdnock, D., Pinter, N. M., Slingerland, R., Furlong, K. P., Bullard, T.F., & Wells, S.G. (1992). Quaternary uplift astride the aseismic Cocos Ridge, Pacific Coast, Costa Rica. *Geological Society of America Bulletin* (104), 219–232. doi:10.1130/0016-7606(1992)104<0219:QUATAC>2.3.CO;2
- Gazel, E., Carr, M., Hoernle, K., Feigenson, M., Szymanski, D., Hauff, F., & Bogaard, P. (2009). Galápagos OIB signature in southern Central America: Mantle refertilization by arc hot spot interaction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* (10), 1 – 32. doi: 10.1029/2008GC002246
- Gazel, E., Hoernle, K., Carr, M. J., Herzberg, C., Saginer, I., van den Boggaard, P., Hauff, F., Geigenson, M., & Swisher, C. (2011). Plume-subduction interaction in southern Central America: Mantle upwelling and slab melting. *Lithos* (121), 117–134. doi:10.1016/j.lithos.2010.10.008.
- Gmelin, J. F. (1791). Vermes. In: Gmelin J.F. (Ed.). *Caroli a Linnaei Systema Naturae per Regna Tria Naturae*. Leipzig, Germany. doi:10.5962/bhl.title.36932
- Gray, J. E. (1834). Exhibition of various undescribed shells. *Proceedings of the Zoological Society of London*, 57–58.

- Gray, J. E. (1847). A list of the genera of recent mollusca, their synonyms and types. *Zoological Society of London*, 129-219.
- Gray, J. E. (1850). *Catalogue of the Mollusca in the collection of the British Museum. II. Pteropoda*. London, England: Newman.
- Gray, J. E. (1857). A revision of the genera of some of the families of conchifera or bivalve shells. Part III. Arcadae. *Annals and Magazine of Natural History*, 2 (19), 366–373.
- Guilding, L. (1834). Observations on Naticina and Dentalium, two genera of molluscos animals. *Linnean Society of London*, 17 (1), 29-35.
- Guppy, R. J. L. (1866). On the terrestrial and fluviatile Mollusca of Trinidad. *Annals and Magazine of Natural History*, 17 (97), 42–56. doi: 10.1080/00222936608679474
- Guppy, R. J. L. (1873). On some new Tertiary fossils from Jamaica. *Proceedings of the Science Association of Trinidad*, 2 (2), 72-88.
- Hampson, G., Royhan, M., Sharman, K., Irfan, N., & Bracken, B. (2011). Along strike and down dip variations in shallow marine sequence stratigraphic architecture: upper Cretaceous star point sandstone, Wasatch Plateau, Central Utah, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research* (81), 159 – 184.
- Hauff, F., Hoernle, K., van den Bogaard, P., Alvarado, G., & Garbe-Schönberg, D. (2000). Age and geochemistry of basaltic complexes in western Costa Rica: Contributions to the tectonic evolution of Central America. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 1 (1), 1 - 41. doi: 10.1029/1999GC000020
- Hayes, C.W. (1899). Physiography and geology of region adjacent to the Nicaragua Canal route. *Bulletin of Geological Society of America* (10), 285–348.
- Hedberg, H. D. (1937). Foraminifera of the middle Tertiary Carapita Formation of northeastern Venezuela. *Journal of Paleontology*, 11, 661- 697.
- Hempel, J. C., Peacock, N. D., Werner, E., Storrick, G., Pirie, W., Febroriello, P., & Springer, T. (1993). Studies in the rio Corredor basin. *The National Speleological Society Bulletin - Journal of caves and karst studies* 55, 123 -134.
- Henningsen, D. (1965). La Fila Costeña del Pacífico en Costa Rica y su posición dentro del sistema montañoso centroamericano meridional. Dirección de Geología Minas y Petróleo. Ministerio de Industria y Comercio, San José, Costa Rica.
- Henningsen, D. (1966). Die pazifische Küstenkordillere (Cordillera Costeña) Costa Ricas und ihre Stellung innerhalb des süd-zentralamerikanischen Gebirges. *Geotekt. Forsch* (23), 3–66.
- Hey, R. N. (1977). Tectonic evolution of the Cocos – Nazca spreading center. *Bulletin of Geological Society of America* (88), 1404 – 1420.
- Hill, R.T. (1898). The Geological History of the Isthmus of Panama and Portions of Costa Rica. *Bulletin of the Museum Comparative Zoology* (28), 151–285.

- Hoffstetter, R., Dengo, G. O., Dixon, C.G., Meyer-Abich, H., Weyl, R., Woodring, W.P., Zoppis Bracci, L. (1960). *Amérique Latine, Amérique Centrale, Centre National de la Recherche Scientifique. ed, Lexique stratigraphique international. Paris, France.*
- Hofker, J. (1976). La famille Turborotalitidae. *Revue de Micropaléontologie*, 19, 47-53.
- Hoorn, C. (1993). Marine incursions and the influence of Andean Tectonics on the Miocene depositional history of northwestern Amazonia: results of a palynostratigraphic study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* (105), 267 – 309.
- Hornibrook, N. d. B. (1961). Tertiary Foraminifera from Oamaru District (N.Z.). Systematics and distribution. *Paleontological Bulletin* 34 (1), 1-192.
- Howe, H. V., & Wallace, W. E. (1932). Foraminifera of the Jackson Eocene at Danville Landing on the Ouachita, Catahoula Parish, Louisiana. *Bulletin of the Geological Survey of Louisiana*, 2, 1-118.
- Iredale, T. (1916). On some new and old molluscan names. *Proceedings of the Malacological Society of London*, 12 (1): 27-37.
- Iredale, T. (1924). Results from Roy Bell's molluscan collections. *Proceedings of the Linnean Society of New South Wales*, 49, 179-278.
- Jaramillo, C., Rueda, M., & Torres, V. (2011). A palynological zonation for the Cenozoic of the Llanos and Llanos Foothills of Colombia. *Palynology* (35), 46 – 84. doi: 10.1080/01916122.2010.515069
- Jenkins, D. G. (1960). Planktonic foraminifera from the Lakes Entrance oil shaft, Victoria, Australia. *Micropaleontology*, 6, 345-371.
- Jenkins, D. G. (1964). A new planktonic foraminiferal subspecies from the Australasian Lower Miocene. *Micropaleontology*, 10, 1-72.
- Jenkins, D. G. (1965). A re-examination of Globorotalia collactea Finlay, 1939. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 8, 843-848.
- Jenkins, D. G. (1967). Planktonic foraminiferal zones and new taxa from the lower Miocene to the Pleistocene of New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 10 (4), 1064-1078.
- Jorissen, E., Leeuw, A., Van Baak, C., Mandic, O., Stoica, M., Abels, H., & Krijgsman. (2018). Sedimentary architecture and depositional controls of a Pliocene river dominated delta in the semi isolated Dacian Basin, Black Sea. *Sedimentary Geology* (368), 1 – 23. doi: 10.1016/j.sedgeo.2018.03.001
- Joseph, J., & Patel, S. (2018). Facies characterisation of a shallow water deltaic succession: the Upper Jurassic Wagad Sandstone Formation of Kachchh, western India. *Geologos* 24 (2), 137 – 150. doi: 10.2478/logos-2018-0013
- Kennett, J. P., & Srinivasan, M. S. (1983). *Neogene Planktonic Foraminifera. Pennsylvania, United States: Hutchinson Ross.*

- Koch, R. (1926). Mitteltertiäre Foraminiferen aus Bulongan, Ost-Borneo. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 19 (3), 722-751.
- Kolarsky, R. A., Mann, P., & Montero, W. (1995). Island arc response to shallow subduction of the Cocos Ridge, Costa Rica. In Mann, P. (Ed.), *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America. Geological Society of America Bulletin* (295), 235 - 262. doi: 10.1130/SPE295-p235
- Lamarck, J. B. (1799). Prodrome d'une nouvelle clasificación des coquilles, comprenant une rédaction apropiada des caractères génériques, et l'établissement d'un grand nombre de genres nouveaux. *Memorias de la Sociedad de Historia Natural de París*, 1, 63-91.
- Lamarck, J. B. (1809). Philosophie zoologique. Paris, Francia: Duminil-Lesueur.
- Latreille, P. A. (1806). *Genera crustaceorum et insectorum secundum ordinem naturalem in familias disposita, iconibus exemplisque plurimis explicata*. Paris, Francia: A. Knig. doi: 10.5962/bhl.title.4819
- Latreille, P. A. (1825). *Familles naturelles du règne animal, exposé succinctement et dans un ordre analytique avec l'indication de leurs genres*. Paris, Francia: J. B. Baillière. doi: 10.5962/bhl.title.16094
- Latreille, P. A. (1831). *Cours d'entomologie, ou de l'Histoire naturelle des Crustacés, des Arachnides, des Myriapodes et des Insectes*. Paris, Francia: Roret.
- Leckie, R. M., Wade, B. S., Pearson, P. N., Fraass, A. J., King, D. J., Olsson, R. K., Premoli Silva, I., Berggren, W. A., y Spezzaferri, S. (2018). Taxonomy, biostratigraphy, and phylogeny of Oligocene and Lower Miocene Paragloborotalia and Parasubbotina. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication*, 46, 125-178.
- LeRoy, L. W. (1939). Some small foraminifera ostracoda and otoliths from the Neogene (Miocene) of the Rokan-Tapanoeli area, central Sumatra. *Natuurk Tijdschr*, 99 (6), 215-296.
- Linnaeus, C. (1758). *Systema Naturae per regna tria naturae, secundum classes, ordines, genera, species, cum characteribus, differentiis, synonymis, locis*. Estocolmo, Suecia: Laurentii Salvii . doi: 10.5962/bhl.title.542
- Lonsdale, P., & Klitgord, K. D. (1978). Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin. *Geological Society of America Bulletin* (89), 981-999. doi:10.1130/0016-7606(1978)89<981:SATHOT>2.0.CO;2
- Lorente, M. A. (1986). *Palynology and palynofacies of the upper tertiary in Venezuela*. Stuttgart, Germany: Schweizerbart Science Publishers.
- Lovén, S. (1847). *Malacozoologi. Öfversigt af Kongliga Vetenskaps Akademiens Förhandlingar*. Estocolmo, Suecia: P. A. Norstedt & Söner.

- Lowery, B. J. (1982). *Sedimentology and tectonic implications of the middle to upper Miocene Curré Formation, southwestern Costa Rica* (Tesis de Maestría). Louisiana State University, Baton-Rouge, Louisiana.
- MacMillan, I., Gans, P. & Alvarado, G. E. (2004). Middle Miocene to present plate tectonic history of the Central American Volcanic Arc. *Tectonophysics* (392), 325-348. doi: 10.1016/j.tecto.2004.04.014
- Malavassi, E. (1961). Some Costa Rican larger foraminiferal localities. *Journal of Paleontology*, 35 (3), 498-501.
- Margulis, L., & Schwartz, K.V. (1998). *Five Kingdoms: an illustrated guide to the Phyla of life on earth*. New York, United States: Freeman.
- Martini, I., & Sandrelli, F. (2014). Facies analysis of a Pliocene river dominated deltaic succession (Siena Basin, Italy): Implications for the formation and infilling of terminal distributary channels. *Sedimentology* (62), 234 – 265. doi: 10.1111/sed.12147
- Meek, F. B. (1864). Check list of the invertebrate fossils of North America. Miocene. *Smithsonian Miscellaneous Collections*, 183, 1–32.
- Megerle von Mühlfeld, J. C. (1811). Entwurf eines neuen Systems der Schalthiergehäuse. *Magazin für die neuesten Entdeckungen in der gesammten Naturkunde von der Gesellschaft Naturforschacht Freunde zu Berlin*, 5(1), 38-72.
- Montero, W. (2001). Neotectónica de la región Central de Costa Rica: Frontera oeste de al microplaca de Panamá. *Revista Geológica de América Central* (24), 29 – 56.
- Mora, S. (1979). *Estudio geológico de una parte de la región sureste del Valle del General, Provincia de Puntarenas, Costa Rica* (Tesis de Licenciatura). Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica
- Mörch, O. A. L. (1850). Catalogus conchyliorum quae reliquit C. P. Kierulf, MD. DR. nunc publica auctione X Decembris MDCCCL Hafniae dividenda. *Hafnia*. 1-33.
- Mörch, O. A. L. (1853). *Catalogus conchyliorum quae reliquit D. Alphonso d'Aguirra & Gadea Comes de Yoldi*. Copenhagen, Denmark: L. Klein. doi: 10.5962/bhl.title.12921
- Morell, K. D. (2015). Late Miocene to recent plate tectonic history of the southern Central America convergent margin. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16 (10), 3362 – 3382.
- Morell, K. D. (2016). Seamount, ridge, and transform subduction in southern Central America. *Tectonics*, 35 (2), 357-385. doi: 10.1002/2015TC003950
- Morell, K. D., Gardner, T. W., Fisher, D. M., Idleman, B. D., & Zellner, H. M. (2013). Active thrusting, landscape evolution, and late Pleistocene sector collapse of Barú Volcano above the Cocos-Nazca slab tear, southern Central America. *Geological Society of America Bulletin*, 125(7-8), 1301-1318. doi: 10.1130/B30771.1

- Morell, K. D., Kirby, E., Fisher, D. M., & van Soest, M. (2012). Geomorphic and exhumational response of the Central American Volcanic Arc to Cocos Ridge subduction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117 (B4). doi: 10.1029/2011JB008969
- Morell, K.D., Fisher, D.M., & Gardner, T.W. (2008). Inner forearc response to subduction of the Panama Fracture Zone, southern Central America. *Earth Planetary Science Letters* (265), 82–95.
- Muller, J., Di Giacomo, E., & Van Erve, A. (1987). A palynological zonation for the Cretaceous, Tertiary and Quaternary of northern South America. *American Association of Stratigraphic Palynologist Contribution Series* (19), 7 – 76.
- Norris, R. D. (1998). Planktonic foraminifer biostratigraphy: Eastern Equatorial Atlantic. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 159, 445-479.
- Norris, R. D. (1998). Planktonic foraminifer biostratigraphy: Eastern Equatorial Atlantic. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 159, 445-479.
- Obando, J. A. (1986). *Sedimentología y tectónica del Cretácico Superior y Paléogeno de la región de Golfito, península de Burica y península de Osa, provincia de Puntarenas, Costa Rica* (Tesis de Licenciatura). Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica.
- Obando, L. G. (2011). Estratigrafía y tectónica de la parte noreste de la hoja Dota (1:50 000), Costa Rica. *Revista Geológica de América Central* (44), 71 – 82.
- Olsson, A. (1961). *Mollusks of the tropical eastern Pacific; Panamic-Pacific Pelecypoda*. New York, United States: Paleontological Research Institution.
- Olsson, A. (1964). Neogene mollusks from northwestern Ecuador. New York, United States: Paleontological Research Institution. doi: 10.5962/bhl.title.6853
- Olsson, A. A. (1942). Tertiary deposits of northwestern South America and Panama. En Oehser, P. (Ed.), *Proceedings of the Eighth American Scientific Congress, Geological Sciences*. Washington, United States of America
- Olsson, R. K., Hemleben, C., Coxall, H. K., y Wade, B. S. (2018). Taxonomy, biostratigraphy, and phylogeny of Oligocene Ciperocella. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication*, 46, 215-230.
- Pawlowski, J., Holzmann, M., & Tyszka, J. (2013). New supraordinal classification of Foraminifera: Molecules meet morphology. *Marine Micropaleontology*, 100, 1–10. doi: 10.1016/J.MARMICRO.2013.04.002
- Pearson, P. N., Wade, B. S., y Huber, B. T. (2018). Taxonomy, biostratigraphy, and phylogeny of Oligocene Globigerinitidae (Dipsidripella, Globigerinita, and Tenuitella). *Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication*, 46, 429-458.
- Philippi, R. A. (1844). *Enumeratio molluscorum Siciliae cum viventium tum in tellure tertiaria fossilium, quae in itinere suo observavit*. Halle, Germany: Halis Saxorum.

- Phillips, P. J. (1983). *Stratigraphy, sedimentology and petrologic evolution of Tertiary sediments in southwestern Costa Rica* (Tesis de Maestría). Louisiana State University, Baton-Rouge, Louisiana.
- Pilsbry, H. A., and Johnson, C. W. (1917). New mollusca of the Santo Domingan Oligocene. *Acad. Nat. Sci. Philadelphia Proc.* 69, 150-202.
- Plummer, H. J. (1927). Foraminifera of the Midway Formation in Texas. *University of Texas Bulletin*, 2644, 1-206.
- Postuma, J. A. (1971). *Manual of planktonic foraminifera*. Amsterdam, Netherland: Elsevier.
- Poyatós, M. (2014). *Depositional processes and controlling factors of sediment dispersal from river mouth to base of slope settings* (Tesis de Doctorado). Universidad de Barcelona, Barcelona, España.
- Rafinesque, C. S. (1815). *Analyse de la nature ou Tableau de l'univers et des corps organisés*. Palermo, Italia. doi: 10.5962/bhl.title.106607
- Ranero, C. R., Grevenmeyer, I., Sahling, H., Barckhausen, U., Hensen, C.,...K. McIntosh. (2008). Hydrogeological system of erosional convergent margins and its influence on tectonics and interplate seismogenesis. *Geochemistry, Geophysics. Geosystems* 9 (3), 1 – 18. doi:10.1029/2007GC001679.
- Reuss, A. E. (1850). Neue Foraminiferen aus den Schichten des Osterreichischen Tertiärbeckens. *Denkschriften der Königlichen Akademie der Wissenschaften zu München*, 1, 365-390.
- Rivier, F., y Calvo, C. (1988). Terciario del sur del Valle Central: sección estratigráfica del Cerro Caraigres, provincia de San José, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central* (9), 61–74.
- Röding, P. F. (1798). *Museum Boltenianum sive Catalogus cimeliorum e tribus regnis naturæ quæ olim collegerat Joa. Fried Bolten*. Hamburg, Germany: Typis Johan. Christi. Trappii. doi: 10.5962/bhl.title.16250
- Sacco, F. (1891). *I Molluschi dei Terreni Terziarii del Piemonte e della Liguria*. Torino, Italy: Carlo Clausen.
- Sallarés, V., Charvis, P., Flueh, E., & Bialas, J. (2003). Seismic structure of Cocos and Malpelo Volcanic Ridges and implications for hot spot ridge interaction. *Journal of Geophysical Research* 108 (B12), 2564. doi: 10.1029/2003JB002431
- Salvatorini, G. (1966). Alcune nuove specie di foraminiferi del Miocene Superiore della Toscana Marittima. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat.* 73, 1-13.
- Scopoli, J. A. (1777). *Introductio ad historiam naturalem, sistens genera lapidum, plantarum, et animalium, hactenus detecta, caracteristibus essentialibus donata, in tribus divisa, subinde ad leges naturæ*. Praga, Czech Republic: Wolfgang Gerle.

- Sowerby, I. G. B. (1850). Description of new species of fossil shells found by J. Heniker. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*.
- Spezzaferri, S. (1994). Planktonic foraminiferal biostratigraphy and taxonomy of the Oligocene and lower Miocene in the oceanic record. *Palaeontographia Italica*, 81, 1-187.
- Spezzaferri, S., & Pearson, P. (2009). Distribution and ecology of *catapsydraxindianus*, a new planktonic foraminifer index species for the late oligocene-early miocene. *Journal of Foraminiferal Research*, 39, 112–119. doi: 10.2113/gsjfr.39.2.112
- Spezzaferri, S., Coxall, H. K., Olsson, R. K., & Hemleben, C. (2018). Taxonomy, biostratigraphy, and phylogeny of Oligocene Globigerina, Globigerinella, and Quiltyella n. gen. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication*, 46, 179-214.
- Spezzaferri, S., Kucera, M., Pearson, P. N., Wade, B. S., Rappo, S., Poole, C. R., Morard, R., & Stalder, C. (2015). Fossil and genetic evidence for the polyphyletic nature of the planktonic foraminifera "Globigerinoides", and description of the new genus *Trilobatus*. *PLoS one*, 10(5), 1-20. doi: 10.1371/journal.pone.0128108
- Spezzaferri, S., Olsson, R. K., Hemleben, C., Wade, B. S., & Coxall, H. K. (2018). Taxonomy, biostratigraphy, and phylogeny of Oligocene and Lower Miocene Globoturborotalita. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication*, 46, 231-268.
- Spezzaferri, S., Olsson, R. K., & Hemleben, C. (2018). Taxonomy, biostratigraphy, and phylogeny of Oligocene to Lower Miocene Globigerinoides and *Trilobatus*. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication*, 46, 269-306.
- Sprechmann, P. (Ed.). (1984). *Manual de Geología de Costa Rica: Estratigrafía*. San José, Costa Rica: Editorial Universidad de Costa Rica.
- Sprechmann, P., Astorga, A., Calvo, C. y Fernández, J. A. (1994). Stratigraphic chart of the sedimentary basins of Costa Rica, Central America. *Perfil* (7), 427-433.
- Starek, D., Pipík, R., & Hagarová, I. (2010). Meiofauna, trace metals, TOC, sedimentology, and oxygen availability in the Late Miocene sublittoral deposits of Lake Pannon. *Facies* 56 (3), 369 – 384.
- Stefani, T. De. (1952). Su alcune manifestazioni di idrocarburi in provincia di Palermo e descrizione di foraminiferi nuovi. *Plinia*, 3 (4), 1-12.
- Stichler, J. C., Fisher, D. M., Gardner, T. W. & Protti, M. (2007). Constraints on inner forearc deformation from balanced cross sections, Fila Costeña thrust belt, Costa Rica. *Tectonics* (26), 1 - 11. doi: 10.1029/2006TC001949
- Stoliczka, F. (1871). The Pelecypoda, with a review of all known genera of this class, fossil and recent. En T, Oldham. (Ed.). *Paleontologia Indica, being figures and descriptions of the organic remains procured during the progress of the Geological Survey of*

- India. Cretaceous Fauna of Southern India*. Calcutta, India: Geological Survey. doi: 10.5962/bhl.title.39566
- Subbotina, N. N. (1953). Foraminiferos fósiles d'URSS Globigerinidae, Globorotaliidae, Hantkeninidae. *Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 2239, 1-144.
- Swainson, W. (1840). *A treatise on malacology or shells and shell-fish*. London, England: Longman.
- Thomas, F. C., & Murney, M. G. (1985). Techniques for extraction of foraminifers and Ostracodes from sediment samples. *Canadian Technical Report of Hydrograph and Ocean Science* (54), 1 – 24.
- Tonkin, N. S. (2012). Deltas. In Knaust, D., y Bromley, R. (Eds.), Trace Fossils as indicator of sedimentary environments. *Developments in Sedimentology* (64), 507–528. doi: 10.1016/B978-0-444-53813-0.00017-4
- Toula, F. (1909). Eine jungtertiäre Fauna von Gatun am Panama-Kanal. *Jahrbuch der Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 58, 673–760.
- Tournon, J. (1984). *Magmatismes du Mésozoïque à l'Actuel en Amérique Centrale: L'exemple de Costa Rica, des Phiolites aux Andésites* (Tesis de Doctorado) Universidad Curie, París, Francia.
- Tucker, M. (2001). *Sedimentary petrology an Introduction to the origin of sedimentary rocks*. Durham, England: Blackwell Science.
- Turton, W. (1822). *Conchylia insularum britannicarum*. London, England: Combe.
- Villanueva, E. (2016). *Facies y secuencias deposicionales mixtas carbonático – siliciclásticas del Mioceno inferior de la cuenca de Falcón, (Noroeste de Venezuela) como modelo exploratorio en el Caribe* (Tesis de Doctorado). Universidad de Barcelona, Barcelona, España.
- Wade, B. S., Pearson, P. N., Berggren, W. A., & Pälike, H. (2011). Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. *Earth-Science Reviews* (104), 111 - 142. doi: 10.1016/j.earscirev.2010.09.003
- Wade, B. S., Pearson, P. N., Olsson, R. K., Fraass, A. J., Leckie, R. M., y Hemleben, C. (2018). Taxonomy, biostratigraphy, and phylogeny of Oligocene and Lower Miocene Dentoglobigerina and Globoquadrina. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication*, 46, 1-28.
- Walther, C. H. E. (2003). The crustal structure of the Cocos ridge off Costa Rica. *Journal of Geophysical Research* (108), 1 - 21. doi:10.1029/2001JB000888.
- Wegner, W., Worner, G., Harmon, R. S., & Jicha, B. R. (2010). Magmatic history and evolution of the Central American Land Bridge in Panama since Cretaceous times. *Geological Society of America Bulletin*, 123 (3-4), 703 – 724. doi:10.1130/b30109.1

- Wezel, F. C. 1966 "Globovalia" acrostoma nuova specie dell'Oligomiocene italiano. *Rivista Italiana di Paleontologia*, 72 (4), 1297-1312.
- Woodring, W. P. (1928). Miocene mollusks from Bowden, Jamaica. Gastropods and discussion of results. *Carnegie Institution of Washington Publication*, 385, 1-56.
- Woodring, W. P. (1957). Geology and Paleontology of Canal Zone and adjoining Parts of Panama. - Geology and Description of Tertiary Mollusks (Gastropods: Trochidae to Turritellidae). *Geological Survey Professional Papers*, 306 (A), 1-145
- Yang, B., Paik, S., Choi, & Dalrymple, R. (2019). Sedimentology of a wave dominated and tide influenced deltaic system, upper Middle Miocene, southwestern Ulleung Basin, Korea. *Marine and Petroleum Geology* (101), 78 – 89. doi: 10.1016/j.marpetgeo.2018.11.045
- Young, M., Gawthorpe, R., & Sharp, I. (2000). Sedimentology and sequence stratigraphy of a transfer zone coarse grains delta, Miocene Suez Rift, Egypt. *Sedimentology* (47), 1081 – 1104.
- Yuan, P. B. (1984). *Stratigraphy, Sedimentology, and Geologic Evolution of Eastern Terraba Trough, Southwestern Costa Rica* (Tesis de Doctorado). Louisiana State University and Agricultural & Mechanical College, Baton-Rouge, Louisiana.