

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

**TRATADO DE SEDIMENTOLOGIA
DE LA CUENCA LIMON SUR – COSTA RICA
EVOLUCION TECTONO – SEDIMENTARIA, SECUENCIAS Y
RECONSTRUCCION PALEOGEOGRAFICA**

Tesis para optar por el grado académico de Licenciado en Geología

Giovanni Bottazzi Basti

Ciudad Universitaria Rodrigo Facio

Agosto, 2016

**Tesis de licenciatura en Geología de Giovanni Bottazzi Basti; con mención honorífica de la
Facultad de Ciencias de la Universidad de Costa Rica
10 de agosto de 2016**

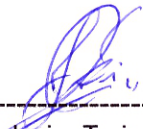
Universidad de Costa Rica
Facultad de Ciencias Básicas
Escuela Centroamericana de Geología

**TRATADO DE SEDIMENTOLOGIA
DE LA CUENCA LIMON SUR – COSTA RICA
EVOLUCION TECTONO – SEDIMENTARIA, SECUENCIAS Y
RECONSTRUCCION PALEOGEOGRAFICA**


Por: Giovanni Bottazzi Basti

Tesis sometida y aceptada por la Comisión del Programa de Estudios de Licenciatura en Geología y el Comité Evaluador de la Universidad de Costa Rica, como requisito parcial para optar por el grado académico de Licenciado en Geología

TRIBUNAL EXAMINADOR




Dr. Javier Trejos Zelaya.
Decano de la Facultad de Ciencias,
Presidente del Tribunal



MSc. Luis Guillermo Obando Acuña,
Director del Trabajo Final de Graduación



Dr. Kenneth Bolaños Irigaray.
Integrante del Comité Asesor



Lic. Alberto Fernández Solórzano,
Integrante del Comité Asesor



Dra. María Isabel Sandoval Gutiérrez.
Mienbro del Tribunal



Giovanni Bottazzi Basti
Postulante

REFLEXION

APOCALISSE (frammento)

*Ha detto la storia
che il mondo fu creato,
di un miracolo
negli occhi di Dio,
e che di un vulcano
germogliò un paese
e che le tempeste
fecero il mare.*

*Quindi le piogge
lavarono il monte,
si fecero i fiumi
e le sorgenti.
Le montagne si aprirono,
il vento soffiò,
e si fece un pomeriggio,
l'alba ...*

*Stava già la terra,
piena di vita,
allora un giorno
diede luce ad un fiore.
Nel continente
crebbero i boschi
e nel mare le alghe
vicino ai coralli...*

*E passò che un giorno
tra molto successo
quale clima perfetto
della perfezione;
un poeta pieno
di ingegno nacque
che in poco tempo
si fece signore.*

*Della cosa buona
col male all'interno
quello, l'ultimo successo
fu inizio del fine.
Ladro della vita,
parassito ostinato,
fatale matricida,
traditore...*

*C'è ora un mondo
ed in lui un vulcano,
ma manca un miracolo...
forse mai più.*

G. Bottazzi, 1990

**“Esta tierra -nos- pertenece a... - todos -
Algunos ya han muerto,
Otros todavía vivimos...
Pero la mayoría aún no han nacido.”**

– Anónimo – (modificado)

DEDICATORIA

A Leonardo Bottazzi H., quien me trasciende con su existencia.

Al Ingeniero Silvio Armando Bottazzi G., Maestro trascendental en mi formación.

A la señora Marietta Basti V., punto de fuga en el que inició mi búsqueda

Al Doctor Fernando Bottazzi B., quien verdaderamente trascendió...

AGRADECIMIENTO

Especialmente a todo el equipo de trabajo e investigación del Proyecto de Limón Sur en el área de sedimentología adscrito a la exploración petrolera por parte de RECOPE (1986 – 1989):

- **Dr. Harmut Seyfried – Director científico del proyecto de investigación (Universidad de Costa Rica - “Universität Stuttgart”)**
- **Lic. Alberto Fernández – Jefe de proyecto Limón Sur (RECOPE)**
- **Lic. José Francisco Rojas - Director de explotaciones (RECOPE) y revisor de este tratado.**
- **Geólogos German González, José Vargas, Cesar Laurito e Ignacio Bustos – Colaboradores en el trabajo de campo y procesado de información (RECOPE – UCR)**
- **Asistentes, auxiliares y operadores de equipo - “Coqui”, “Mairena”, Enrique, “Juanzón”, “Memo”, Manuel, “Azulito”... (personal de apoyo de RECOPE).**

En fin; a todas aquellas personas que de alguna forma contribuyeron con esta realización: Familiares, amigos, profesores, compañeros, críticos, detractores y actores omisos; sin la ayuda de los cuales no hubiera logrado mi objetivo...

...omito más nombres para no omitir más personas...

¡A TODOS!

RESUMEN

Las cuencas de tras arco relacionadas con el territorio costarricense, están diferenciadas según los eventos tectónicos que las han afectado durante su historia de colmatación y delimitadas por los rasgos estructurales resultantes de estos eventos.

La estructuración local, como consecuencia focalizada de varios componentes tectónicos a través de la historia geológica, principalmente durante el Terciario, ha provocado variantes importantes en los procesos y productos sedimentarios de colmatación, diferenciando el área de trasarco, en tres cuencas denominadas: San Carlos, Limón Norte y Limón Sur.

En el caso particular de la cuenca Limón Sur, el relleno sedimentario se inicia, a partir del Cretácico Superior, con sedimentación pelágica y eventos asociados a un ambiente abisal relativamente calmo, en cuanto a energía de transporte se refiere, prevaleciendo una depositación agradacional de finos en suspensión. A partir del Paleoceno, estos depósitos son rápidamente progradados por abanicos volcánicos provenientes de edificios submarinos que son coronados por el desarrollo de una discordancia regional en el límite Eoceno Medio - Eoceno Superior, en concordancia con el inicio de los efectos de una etapa tectónica compresiva y la caída relativa del nivel del mar en ese periodo.

Sobreyaciendo estos depósitos, de alta energía, se identifican calizas de plataforma y sus consecuentes productos de talud en el ambiente batial como abanicos turbidíticos y depósitos asociados que se intercalan con eventos similares pero que acusan una disminución en componentes carbonatados y un predominio volcaniclástico marcado. Esta sucesión culmina en el piso del Oligoceno Superior, mediante un límite secuencial coincidente con la fuerte caída global del nivel del mar en ese periodo y que define la discordancia de los 30 Ma.; definiéndose de esta forma el techo de la primera secuencia sedimentaria identificada para la cuenca.

A partir de la generación de depósitos de rampa carbonatada durante el Oligoceno Superior, da inicio una segunda secuencia que se desarrolla durante todo el Mioceno, caracterizada por la progradación de sedimentación nerítica de plataforma externa, que grada desde sus facies heterolíticas, durante el Mioceno Inferior, hasta depósitos litorales de barras arenosas que predominan en el Mioceno Medio y que a su vez son sobreyacidos por sedimentos estuarinos y prodeltaicos que fueron coronados por eventos deltaicos en el Mioceno Superior. El techo de

esta segunda secuencia lo constituye el límite Mioceno – Plioceno mediante una discordancia regional que se generó en asociación a una drástica caída del nivel del mar que culminó a finales del Mioceno Superior (5.5 Ma.) intensificada por los efectos de una segunda etapa tectónica compresiva que se relaciona con los inicios del levantamiento de la cordillera de Talamanca.

Una tercera secuencia sedimentaria se inicia a partir del Plioceno cuando la cuenca empieza a ser colmatada mediante espesos bancos de sedimentación continental, que se inicia con la intercalación de depósitos transicionales marinos muy someros con niveles conglomeráticos de origen continental que rápidamente pasan a potentes bancos de conglomerados y arenas de ambientes pie montanos y de llanura aluvial.

Dentro del conjunto de las tres secuencias sedimentarias definidas, se reconocen cinco secuencias de segundo orden, que sobrepasan los 8000 m de espesor y se muestran como ciclos progradacionales de orden menor. Es así como, la historia del relleno sedimentario, en la cuenca de Limón Sur que se inicia a partir del Campaniano Superior, refleja una somerización continua, hasta su colmatación final a partir del Plioceno.

INDICE

REFLEXION.....	i
DEDICATORIA.....	ii
AGRADECIMIENTO	ii
RESUMEN	iii
INDICE	v
1. INTRODUCCION.....	1
1.1 Presentación	1
1.2 Ubicación y análisis morfotectónico.....	2
1.3 Objetivos	5
1.3.1 <i>Objetivo General</i>	5
1.3.2 <i>Objetivos específicos</i>	5
1.4 Antecedentes:	6
1.5 Metodología.....	9
1.6 Marco conceptual:	10
1.6.1 <i>Definiciones y características de los ambientes sedimentológicos reconocidos en el área.</i>	11
1.6.2 <i>Factores regionales controlantes de la sedimentación de los diversos estadios de la evolución de la cuenca de Limón Sur.</i>	25
1.6.3 <i>Estratigrafía</i>	27
1.6.4 <i>Geología Estructural</i>	33
2. SEDIMENTOLOGIA	37
2.1 Sucesiones sedimentarias	37
2.1.1 <i>Sucesión sedimentaria abisal</i>	40
2.1.1.1 <i>Facies de plano de cuenca</i>	40
2.1.1.1.1 <i>Asociación de facies abisales</i>	42
2.1.2 <i>Sucesión sedimentaria batial</i>	44
2.1.2.1 <i>Facies de talud abrupto</i>	45
2.1.2.1.1 <i>Asociación de facies de delantales volcánicos (“volcanic apron”)</i>	48
2.1.2.3 <i>Facies de talud levemente empinado</i>	50
2.1.2.3.1 <i>Asociación de facies de talud deposicional (“slope apron”)</i>	60
2.1.3 <i>Sucesión sedimentaria nerítica</i>	68
2.1.3.1 <i>Facies de plataforma carbonatada</i>	68
2.1.3.2 <i>Facies de rampa carbonatada</i>	71
2.1.3.3 <i>Facies heterolíticas y lodosas de plataforma externa</i>	73
2.1.3.3.1 <i>Asociación de facies heterolíticas y lodosas y su relación con otras facies litorales.</i>	76
2.1.4 <i>Sucesión sedimentaria litoral o plataforma interna</i>	80
2.1.4.1 <i>Facies arenosas de barras costeras elongadas</i>	80
2.1.4.1.1 <i>Asociación de facies de barras costeras deformadas por corrientes marinas (“strand plain”)</i>	84
2.1.4.2 <i>Facies areno-conglomeráticas con mantos de carbón de ambiente lobulado (deltas)</i>	84
2.1.4.2.1 <i>Asociación de facies lobuladas (deltáicas)</i>	95

2.1.4.3	<i>Facies conglomeráticas, interestratificadas con lutitas y areniscas fosilíferas continental y parches aislados de calizas someras</i>	100
2.1.4.3.1	<i>Asociación de facies fan deltaicas, litorales y transicionales</i>	108
2.1.5	<i>Sucesión sedimentaria continental</i>	113
2.1.5.1	<i>Facies predominantemente conglomeráticas con cemento silíceo</i>	114
2.1.5.1.1	<i>Asociación de facies de abanico aluvial</i>	117
3.	ESTRATIGRAFIA DE SECUENCIAS	120
4.	PALEOGEOGRAFIA	130
5.	CONCLUSIONES	143
5.1	Definición de sistemas sedimentarios a partir de las sucesiones sedimentarias descritas	143
5.1.1-	<i>Sistema sedimentario abisal o plano de cuenca (Campaniano Superior y Maestrichtiano Inferior)</i> .	143
5.1.2-	<i>Sistema sedimentario batial o de talud (Paleoceno- Oligoceno).</i>	144
5.1.3-	<i>Sistema sedimentario nerítico carbonatado (Eoceno Superior- Oligoceno Superior</i>	145
5.1.4-	<i>Sistema sedimentario nerítico silicoclástico y barras de arena (Mioceno Inferior - Mioceno Medio</i> .	145
5.1.5 -	<i>Sistema sedimentario litoral deltaico (Mioceno Superior)</i>	146
5.1.6-	<i>Sistema sedimentario litoral - transicional caracterizado por depósitos de abanicos aluviales costeros, bahías y esteros (Plioceno-Pleistoceno)</i>	148
5.1.7-	<i>Sistema sedimentario continental (Plioceno-Pleistoceno)</i>	148
5.2	Correlaciones lito-estratigráficas.	149
5.3	Evolución tectónica (resumen):	154
6.	BIBLIOGRAFIA	156

1. INTRODUCCION

1.1 Presentación

El presente trabajo constituye el resultado de las investigaciones realizadas en la Cuenca de Limón Sur, iniciadas a finales del año 1986, a partir de un convenio realizado entre la Universidad de Costa Rica, representada por la persona del Dr. Harmut Seyfried y RECOPE cuya representación la asumió el licenciado José Alberto Fernández, jefe del proyecto Limón Sur en esos momentos.

Dicho convenio estuvo vigente hasta finales de 1998 y su objetivo original fue el de concluir con la elaboración de trabajos desde el punto de vista académico para la Universidad y una serie de informes técnicos con el fin de evaluar y definir el potencial petrolero del área para RECOPE.

Estos trabajos harían énfasis en la sedimentología y paleodistribución de los ambientes de cuenca profunda, talud, quiebre de plataforma, marino-someros y continentales y su relación con los con sedimentos depositados durante el Terciario.

Esta primera etapa concluyó con la presentación a RECOPE de dos informes internos de sedimentología con carácter preliminar (Bottazzi et al., 1987 y Bottazzi et al., 1988). Posteriormente los trabajos de campo y gabinete continuaron dentro del proyecto de análisis de cuenca y potencial petrolero del Limón Sur con un interés meramente empresarial.

Se presenta, en este estudio, una compilación de resultados de las investigaciones realizadas por el autor; inicialmente en una fase de exploración intensiva de trabajos de campo en las etapas de exploración petrolera, que culminó con una primera publicación de datos y conclusiones preliminares (Bottazzi et al., 1994) Las observaciones y argumentos desarrollados, fueron afinados durante las campañas de exploración y promoción del potencial petrolero a cargo de la Dirección de Hidrocarburos del MINAE (1995-2002). Posteriormente, durante las labores ordinarias de interés de RECOPE (2002-2015), en cuanto a geología aplicada, a lo largo del trayecto de la infraestructura empresarial (oleoducto) sobre el borde

norte de la cuenca de Limón Sur, se complementa la asimilación y funcionalidad de los conocimientos adquiridos con la realización de estudios específicos y localizado, tales como geofísica, geotecnia, y perforación de pozos, dentro del marco de las geoamenazas y su relación con los procesos sedimentológicos actuales. Esta compilación involucra además la integración de estudios afines de otros autores que puntualmente han desarrollado tratados complementarios en la cuenca de Limón Sur hasta la fecha.

En definitiva, debido a que en la actualidad se cuenta con poca información a nivel público en general, sobre la sedimentología de la Cuenca de Limón Sur, el presente tratado, engloba las principales características sedimentológicas de las rocas terciarias, ejemplarizando cada ambiente mediante las secciones estratigráficas más representativas.

1.2 Ubicación y análisis morfotectónico

El presente trabajo se centraliza en el estudio de la cuenca de Limón Sur la cual se ubica en la parte sur - oriental de Costa Rica en la costa caribeña (Figura 1).



Figura 1: Área de estudio. Ubicación de la Cuenca Limón Sur.

La zona de estudio corresponde con una franja rectangular de aproximadamente 50 Km. de ancho y se extiende desde Turrialba, al pie del arco volcánico, hasta el territorio de Panamá (hacia el sureste) en la provincia de Bocas del Toro, abarcando un área de aproximadamente 6500 Km².

Su límite noroeste, con la cuenca de Limón Norte, está definido por los altos estructurales de Moín, Parismina, Barbilla y Las Animas y se considera como tal, la extensión hacia tierra del Cinturón Deformado de Panamá el cual alcanza por el norte los altos estructurales mencionados que le sirven de contrafuerte.

Al suroeste limita con la cordillera de Talamanca, la cual corresponde con el arco magmático y se extiende costa afuera hacia el noreste, hasta el quiebre de la plataforma actual.

Específicamente, este trabajo centraliza como área de estudio, el sector de rocas aflorantes de la cuenca Limón Sur, en el cuadrante sureste del territorio nacional; propiamente la referenciada mediante las hojas cartográficas Amubri, Barbilla, Cahuita, Chirripó, Estrella, Matama (parte), Pejibaye (parte), Río Banano, San Andrés (parte), Sixaola (parte), Telire (parte) y Tucurrique; a escala 1:50.000, editadas por el I.G.N. (Figura 2)

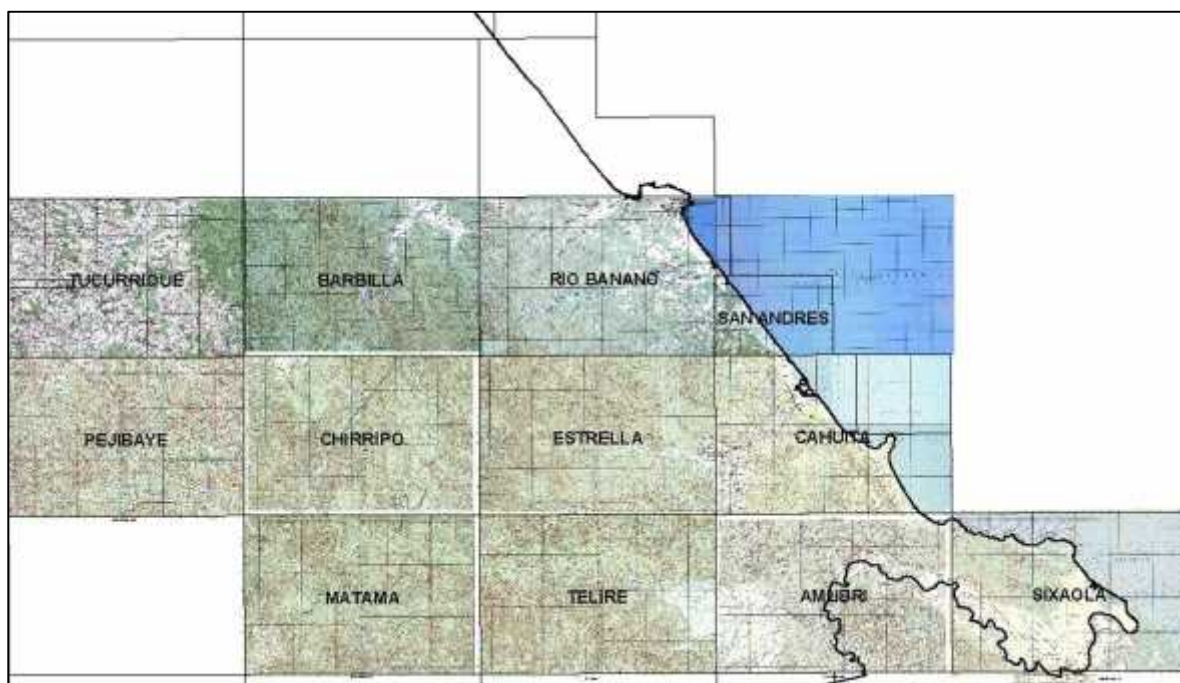


Figura: 2: Hojas cartográficas a escala 1:50.000 editadas por el I.G.N. que conforman el área de estudio.

Desde el punto de vista morfoestructónico las cuencas de trasarco, en Costa Rica, están representadas por la Cuenca de San Carlos, Cuenca de Limón Norte y Cuenca de Limón Sur, las cuales comprenden las llanuras de San Carlos y llanuras costeras del mar Caribe, que se extienden hacia el noreste a partir del arco magmático representado por las cordilleras volcánicas de Guanacaste y Central, y la Cordillera de Talamanca. (Figura 3)

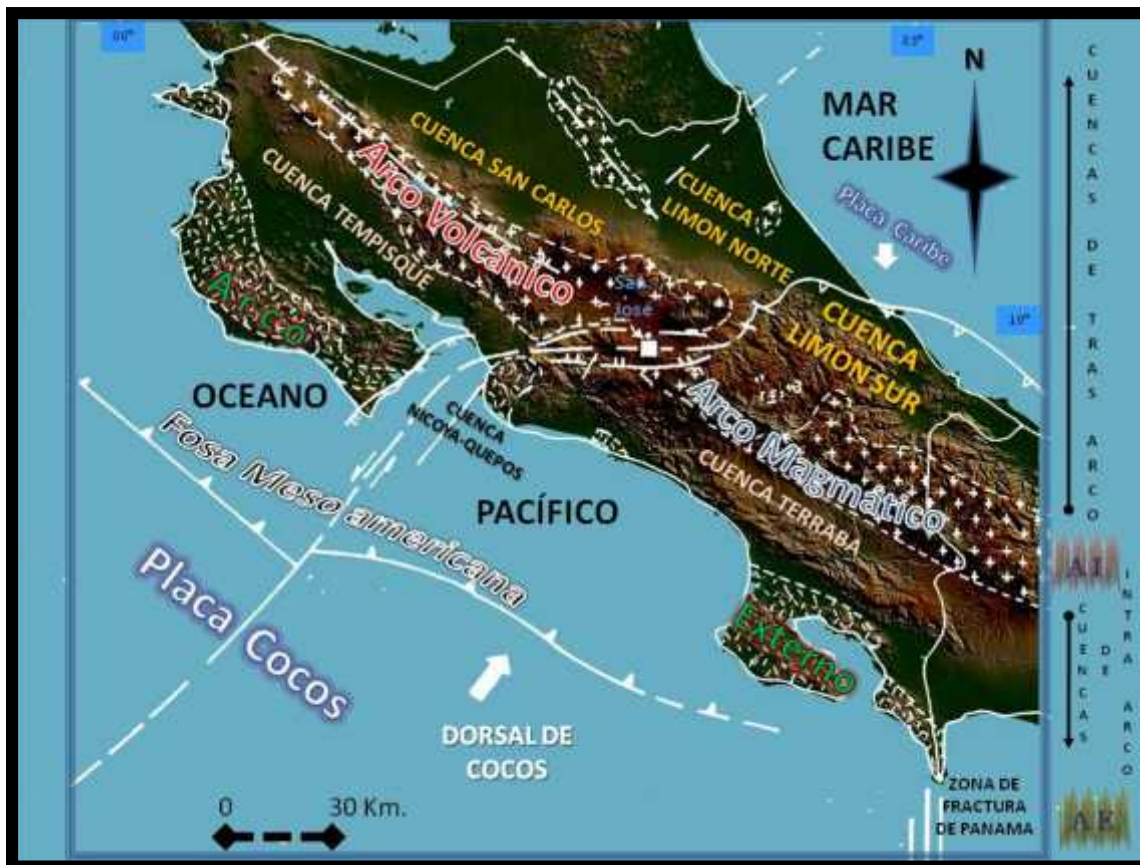


Figura 3: Mapa de cuencas sedimentarias y marco tectónico de Costa Rica.

La división del área de trasarco, en las tres cuencas mencionadas, se debe a que, durante su evolución, poseen estilos estructurales y patrones de sedimentación diferentes.

Las cuencas de Limón Norte y San Carlos evidencian una tectónica predominantemente distensiva mediante el desarrollo de fallas normales de alto ángulo y de tipo lístricas, que afectan sistemas de sedimentación progradantes, tipo deltaico y de barras de arena y rellenos clástico principalmente volcanogénico. Esta tendencia ha sido prevaleciente desde la instauración de las zonas tectónicas de trasarco, a partir del Cretácico, hasta la actualidad.

La cuenca de Limón Sur, por su parte a partir del Eoceno Superior se vio afectada por etapas compresivas relacionadas principalmente, con el desarrollo del Cinturón Deformado del Norte de Panamá y el levantamiento de la cordillera de Talamanca las cuales indujeron, tanto en el Eoceno Superior como a fines del Mioceno Superior, fuertes compresiones que plegaron y fallaron inversamente las rocas preexistentes, creando altos estructurales que a la postre actuaron como límites de cuenca y áreas de aporte sedimentario severo y discordancias erosivas (Fernández et al., 1991).

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo General

Realizar la sedimentología secuencial e interpretación geológica, con énfasis en la determinación de asociaciones de facies sedimentológicas, en la cuenca Limón Sur, con el fin de ampliar los conocimientos en cuanto a geología, a la evolución tectonosedimentaria y paleogeográfica de la cuenca.

1.3.2 Objetivos específicos

En cuanto a los objetivos específicos se enunciaron los siguientes:

- i. Compilar la información teórica existente, desde el punto de vista geológico con énfasis en estratigrafía, sedimentología y tectónica, con el fin de obtener un marco estratigráfico teórico como base para reconstruir el ligamen de eventos geológicos a identificar, desde el punto de vista sedimentológico, secuencial y tectónico.
- ii. Realizar e integrar levantamientos sedimentológicos de campo en áreas claves, enfatizando en la asociación de facies y determinación de ciclos sedimentarios, para lograr una sección sedimentológica, lo más completa posible, de las secuencias sedimentarias aflorantes en el área de estudio, desde la base hasta el techo
- iii. Correlacionar, la estratigrafía clásica mediante criterios de litología (composición y estructuras sedimentarias), ambiente y datación, con las secuencias sedimentarias determinadas y sus asociaciones de facies

sedimentológicas para verificar un marco de correlación ideal entre la estratigrafía clásica reconocida y las secuencias sedimentológicas y ambientes sedimentarios, reinterpretados y complementados durante este tratado.

- iv. Identificar rasgos y tendencias sedimentológicas que puedan corresponder a eventos tectónicos, locales y regionales documentados para las cuencas de tras arco en Costa Rica. Con este insumo, además, se podrá definir eventos sedimentológicos, secuenciales y estratigráficos, que puedan corresponder con cambios eustáticos a nivel mundial referidos en la literatura disponible, en ese sentido.
- v. Elaborar un modelo de reconstrucción paleogeográfica para la cuenca de Limón Sur que integre todos los elementos geológicos identificados e interpretados durante esta investigación.

1.4 Antecedentes:

Por su ubicación en el contexto tectónico (área trasarco), la litología y sedimentología que conforman su espesor sedimentario, así como las estructuras, esta cuenca ha presentado interés petrolero desde principios del siglo 20. A causa de esto Limón Sur, es sin duda la cuenca más estudiada, del país a nivel privado, y de la que más información no pública, se ha podido obtener, por lo que también en la actualidad atrae la atención de la mayoría de los personeros que se interesan en la exploración petrolera del país.

Diversas compañías han trabajado, en exploración petrolera en esta cuenca, estos trabajos han consistido en mapeos geológicos a nivel general, desarrollo de programas de sismica de reflexión y perforación de pozos someros y profundos.

El interés general se ha centrado en dos áreas principalmente:

Una en el borde norte o sea áreas de Turrialba, Barbilla y Victoria; en esta zona, entre 1957 y 1963, La Compañía Petrolera de Costa Rica inició actividades de exploración petrolera.

Estas consistieron principalmente, en geología de superficie en las montañas de su borde norte donde afloran secciones sedimentarias importantes.

El objetivo principal, en este tiempo, fue estudiar estructuras específicas así como los carbonatos ricos en materia orgánica presentes.

En ese mismo tiempo, la misma compañía, ejecutó un programa de sísmica de reflexión en el área de Parismina y fueron perforados los pozos Tigre #1, Limón #1 y Victoria #1.

Otra área interesante, para fines petroleros, la constituye Baja Talamanca, zona en la que se han presentado las mayores manifestaciones de hidrocarburos y por ende donde se han concentrado la mayoría de las exploraciones. En ella se han efectuado varias campañas geológicas, sísmicas y de perforación entre las que se destacan las perforaciones de los Cocolos, Sixaola, Telire, Uatsi y Patiño #1.

Otros pozos como el Cahuita #1, El Porvenir #1 y en 1989, el San Clemente #1, fueron perforados en el margen este de la cuenca.

La sísmica general realizada en la cuenca abarca un total de 1214 Km. En tierra se han realizado 593 Km, y en mar 621 Km.

Esta información fue obtenida por la Gulf Oil Co (1959), ELF (1967-1971), PETROCANADA (1986-1989) y RECOPE (1980-1982).

Dado este interés económico y el aporte científico necesario en el área de geociencias, dio inicio a partir de 1985, una campaña de tratados sobre las diferentes orientaciones de la geología que conforman la principal plataforma sobre la que se desarrollará este proyecto.

Entre estos tratados, enfocados o relacionados de alguna manera con la Cuenca Limón Sur se destacan: Evaluación Geológica de los depósitos carboníferos de Baja Talamanca para un estudio de prefactibilidad, provincia de Limón Costa Rica, (Bolaños, K., 1983), , Gradiente geotérmico del Pozo Matina No.1 (Ballesteros, L. & Dobrinescu, M., 1987), Proposal for a stratigraphical well in the Moin-Parismina área (Barboza, G. et al. 1987), Geología de la Fila Asunción y zonas aledañas, Atlántico Central, Costa Rica (Campos L., 1987), Geología de la hoja topográfica Tucurrique. (Fernández A., 1987) y Bioestratigrafía de la Formación Uscari (Costa Rica) con base en foraminíferos planctónicos (Pizarro D., 1987), Sedimentología del

borde norte y noreste de la cuenca Limón Sur. (RECOPE, technical report). San José, Costa Rica (Bottazzi B. et al. 1987), Sedimentología del borde Central-Este de la cuenca Limón Sur (Bottazzi B. et al. 1988), Incidencia de las fuentes sísmicas en la región Caribe de Costa Rica (Boschini, I. 1989), Cuencas Sedimentarias de Costa Rica: evolución Cretácico Superior - Cenozoica y Potencial de Hidrocarburos (Astorga, A. et al., 1989), Evolución tectono-sedimentaria de la cuenca Limón Sur, (Bottazzi G. et al. 1990), Sedimentología e historia tectono-sedimentaria de la cuenca Limón Sur (Bottazzi G. et al. 1994),

Otros tratados y publicaciones puntuales, que involucran aspectos sedimentológicos o relacionados y que se generaron posteriormente a las etapas de exploración, son considerados en esta compilación, de los cuales se destacan los siguientes:

Sedimentación y volcanismo tras-arco Plio– Cuaternarios en el área de Siquirres (Cervantes, J. F. & Soto, G. J., 1988), Base geológica para los análisis geotécnicos del proyecto hidroeléctrico Siquirres, provincia de Limón, Costa Rica (Cervantes, J., 1989), Cuencas sedimentarias de Costa Rica: Evolución geodinámica y potencial de hidrocarburos (Astorga A., et al., 1991), Anatomy of an evolving island arc: tectonic and eustatic control in the south Central American fore-arc area (Seyfried H. et al., 1991), Tectónica y estratigrafía de la cuenca Limón Sur (Fernández A. et al., 1991), Paleogeografía del Alto Guayacán. Formación Uscari,- Mioceno, Provincia de Limón, Costa Rica (Aguilar T., 1993), Bioestratigrafía del parche arrecifal de la quebrada Brazo Seco, Plio-Pleistoceno, Limón, Costa Rica (Aguilar T. & Denyer P., 1994), Stratigraphic chart of the sedimentary basin of Costa Rica, Central America (Sprechman P. et al., 1994), El género *Isistius* (Squalidae) en el Alto Guayacán. Formación Uscari (Mioceno Superior-Plioceno Inferior), provincia de Limón, Costa Rica (Laurito C., 1996), Costa Rica: Petroleum geology of the Caribbean margin (Barboza G. et al., 1997), Arrecifes Coralinos del Oligoceno Superior – Mioceno Inferior, de Turrialba, Costa Rica (Aguilar T & Cortés J, 2001), Middle Miocene to present plate tectonic history of southern Central American Arc (MacMillan et al., (2004), Deformation style and basin-fill architecture of the offshore Limón back-arc basin (Costa Rica) (Brandes C. et al., 2007), Fault controls on sediment distribution patterns, Limón Basin, Costa Rica (Brandes C. et al., 2007), Basin modelling of the Limón back-arc basin (Costa Rica): burial history and temperatura evolution of an island arc-related basin-system (Brandes C. et al., 2008), Peces fósiles de la localidad Lomas de Siquirres, cauce del río Reventazón, Formación Río Banano, Mioceno Superior, provincia de Limón, Costa Rica (Laurito C. et al.,

(2008), Palinología de la Formación Río Banano (Sección río Carbón Volio, río Sand Box y quebrada Veinticinco) Mioceno Superior, Costa Rica (Sandoval M., 2009), The Costa Rican Jurassic to Miocene oceanic complexes: Origin, tectonics and relations. *Journal of South American* (Denyer P. & Gazel E., 2009), The Moín High, east Costa Rica: Seamount, laccolith or contractional structure ?, (Brandes C. et al., 2009), Primer registro de un cetáceo fósil (Mammalia, Cetacea, Odontoceti, Squalodontidae) en la Formación Río Banano, Mioceno Medio de Costa Rica, América Central (Laurito C. et al., 2011), Síntesis geocronológica del magmatismo, metamorfismo y metalogenia de Costa Rica. América Central (Alvarado G. & Gans B., 2012), Ictiofauna del Mioceno Inferior de la localidad de Pacuare de Tres Equis, Formación Río Banano, provincia de Cartago, Costa Rica, y descripción de un nuevo género y una nueva especie de Scaridae (Laurito C. et al., 2014) y Foraminíferos bentónicos como indicadores paleoecológicos de la Formación Uscari (Mioceno Temprano-Medio), (Betancur J., 2014)

1.5 Metodología

Dado el estado del conocimiento geocientífico, sobre la cuenca Limón Sur y sus principales aspectos involucrados, la metodología a seguir fue:

- 1) Investigación bibliográfica de la literatura en geociencias, sobre los principales ambientes sedimentológicos que se espera, se hayan desarrollado en el contexto del progreso de una cuenca de trasarco expuesta a diferentes episodios tectónicos de compresión.
- 2) Integración de los tratados existentes, sobre la geología de la cuenca Limón Sur; con énfasis en la estratigrafía y tópicos sedimentológicos. En este sentido se destaca, que el trabajo de campo está sustentado en las campañas de exploración petrolera realizadas para RECOPE durante el proyecto de geología de Limón Sur entre 1986 y 1989, los cuales dieron como resultado los informes internos “Sedimentología del borde norte y noreste de la cuenca Limón (Bottazzi et al. 1987), Sedimentología del borde Central-Este de la cuenca Limón Sur (Bottazzi et al. 1988), Evolución tectono-sedimentaria de la cuenca Limón Sur, Costa Rica (Bottazzi et al. 1990); aunando los aportes de trabajos e investigaciones subsecuentes realizados a la luz de proyectos específicos de diferente índole e interés para RECOPE.

- 3) Levantamiento y verificación de campo de secciones sedimentológicas representativas y aptas geográficamente para su correlación con localidades tipo conocidas, estratigráficamente hablando y espacialmente distribuidas para una apropiada correlación y modelaje de la cuenca. La confección de las secciones a describir, dieron énfasis a la determinación de facies sedimentarias, su asociación y tendencia integral, identificado ciclos y secuencias sedimentológicas.
- 4) Correlación de datos litológicos, petrográficos, paleontológicos, secuencias sedimentológicas y sísmicas de la base de datos de exploración petrolera de Costa Rica, actualmente bajo resguardo del Ministerio de Ambiente y Energía.
- 5) Elaboración e integración de columnas sedimentológicas.
- 6) Elaboración y dibujo de modelos de correlación entre secuencias y ajuste según la estratigrafía clásica, los eventos tectónicos documentados y las tablas de estratigrafía de secuencias regionales y mundiales.
- 7) Reconstrucción paleogeográfica a partir de los ambientes sedimentarios definidos e interpretados durante esta investigación.
- 8) Correlación bibliográfica, recapitulación y elaboración del trabajo final.

1.6 Marco conceptual:

La cuenca de Limón Sur es una cuenca de trasarco, cuya conformación a partir del Cretácico Superior, presenta una estratigrafía predominantemente progradacional, cuya colmatación, durante el Cenozoico se documenta sedimentológicamente y secuencialmente, lo que se correlaciona con los principales eventos tectónicos regionales y locales en concomitancia con los cambios eustáticos, lo que le imprime características particulares que inducen una evolución geográfica y ambiental diferenciada de otras cuencas. Por lo tanto su evolución paleogeográfica debe ser consecuente con los sistemas sedimentarios que acusan esta progradación; iniciando en ambientes de cuenca abisal hasta su colmatación, durante el Terciario Superior e inicios del Cuaternario, mediante sistemas sedimentarios aluviales y marino someros.

1.6.1 Definiciones y características de los ambientes sedimentológicos reconocidos en el área.

Un ambiente sedimentario se define como un lugar de la superficie terrestre en el que se realizan procesos sedimentarios que pueden individualizarse por sus características físicas, químicas y biológicas que determinan las propiedades del sedimento o roca sedimentaria y es diferenciable de los ambientes adyacentes.

En términos generales, estas características se pueden diferenciar de la siguiente manera:

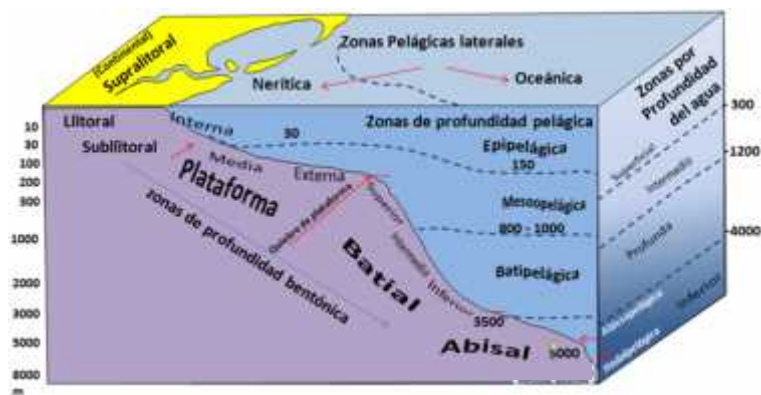
Las físicas incluyen aspectos dinámicos como velocidad, dirección y variaciones en el movimiento del fluido. Corrientes de agua, oleaje, mareas, vientos, etc., y parámetros geográficos y climáticos son aspectos a considerar en este apartado.

Las químicas que se refieren a la salinidad, las condiciones de potencial óxido/reducción y nivel de acidez del medio, la geoquímica de la roca madre y la interacción química entre el sedimento y el ambiente.

Las biológicas en las que hay que destacar todo lo referente a la flora y fauna, y su influencia en los procesos sedimentarios, formación de suelos, erosión y las correspondientes interacciones con el ambiente.

Es así como los sedimentos pueden ser depositados en los continentes, en el mar y en zonas de transición tierra y mar, definiéndose como Continentales, Transicionales y Marinos; pudiéndoseles asignar ambientes sedimentarios particulares. (Figura 4)

SITIO PRIMARIO	ZONIFICACION	Ambiente sedimentario
CONTINENTAL	SUPRA LITORAL	Fluvial
		Desértico
		Lacustre
		Glacial
		Volcániclastico
TRANSICIONAL (MARINO-MARGINAL)	ZONA LITORAL	Deltaico
		Lagunar
		Estuario
		Playa
		Barras de arena
		Planicies de marea
MARINO	NERITICA (SUBLITORAL)	Plataforma Carbonatada
		Plataforma siliciclástica
	BATIAL	Abanicos submarinos
	ABISAL	Planicies Abisales



DIFERENTES ZONIFICACIONES DE AMBIENTES SEDIMENTARIOS

Figura 4: Clasificación de ambientes sedimentarios y diferentes zonificaciones. Modificado de Nahle, Nasif (2008)

a) Ambiente Abisal o de Cuenca:

Según Prothero & Schwab, (2004) y Reading, (1986), desde el punto de vista morfosedimentario, la cuenca o “llanura abisal” representa el ambiente marino profundo que se desarrolla a continuación del margen continental.

Morfológicamente, son áreas relativamente planas, donde pueden llegar a prolongarse los valles submarinos desarrollados inicialmente en los márgenes continentales.

Desde el punto de vista sedimentológico representan las áreas donde tiene lugar la depositación final de aquellos sedimentos que son transportados desde el continente y desde el propio margen continental. En estos ambientes sedimentarios se dan principalmente depósitos turbidíticos, de flujos de escombros, hemipelágicos y pelágicos, donde predomina la depositación de limolitas y lutitas con estratificación cruzada y tabular, y laminación horizontal y cruzada, asociadas a eventos aleatorios y esporádicos de mayor granulometría.

b) Ambiente Batial o de Talud:

En términos generales los sistemas sedimentarios pertenecientes a este ambiente, se originan en aguas relativamente profundas más allá del quiebre de la plataforma.

Los taludes modernos, se inician a profundidades entre 45 y 300 m., y tienen inclinaciones de uno a tres grados aunque localmente pueden alcanzar 10 grados (Galloway & Hobday, 1983).

La geometría del talud varía de acuerdo al ambiente tectónico, historia progradacional y modificación erosional. Así, se puede diferenciar entre taludes deposicionales o progradantes y taludes predominantemente erosivos, con un lecho rocoso aflorante (Cleary & Connolly, 1974).

Los taludes antiguos y los sistemas de cuenca proveen corrientemente una relación ideal, entre rocas fuentes ricas en hidrocarburos y las rocas almacén. La mayoría de las unidades de reservorio, están selladas por lodos depositados durante periodos de no agradación.

Cuerpos arenosos que se adelgazan talud abajo y se indentan con lodos marinos, constituyen excelentes trampas estratigráficas, mientras que las fallas de crecimiento, "slumps" y diapiros generan trampas estructurales (Galloway & Hobday, 1983).

Los sistemas subacuáticos de talud, están caracterizados por una dominancia de transporte gravitacional y corrientes densas de fondo y sus productos deposicionales.

En resumen hay tres categorías de mecanismos de resedimentación gravitacional (Galloway & Hobday, 1983):

- 1- Transporte gravitacional,
- 2- Corrientes de densidad relacionadas a la salinidad.
- 3- Corrientes de densidad originadas por cambios de temperatura.

No obstante, depósitos originados mediante estos mecanismos, pueden generarse en cualquier tipo de declive subacuático coronado por grandes acumulaciones de sedimentos, ya sea, relacionados con volcanes emergentes cuyos productos son acumulados como delantales a lo largo de sus faldas (“volcanic aprons”), en cuencas estructurales sobre la plataforma y el talud (“slope aprons”) o, incluso, como se verá luego, asociados a cliniformes deltaicos (Seyfried, 1987. com. oral).

En general un sistema de “volcanic apron” se relaciona con un extenso depósito subacuático progradacional de productos volcánicos y sedimentos volcanoclásticos, en las laderas y al pie de un edificio volcánico.

Las facies volcanoclásticas varían en gran medida en función de la proximidad a la fuente y los tipos de rocas resedimentadas. El método de transporte dominante lo constituyen corrientes de turbidez de alta densidad, con menores contribuciones de avalanchas de escombros, flujos de escombros y corrientes de turbidez diluidas (Allen et al., 2006)

Esos delantales submarinos implican una rápida y voluminosa sedimentación de diferentes densidades y orígenes, pudiendo incluir productos directos de vulcanismo. La arquitectura de facies, puede ser claramente dividida en proximal, media y distal en el entorno de los delantales volcánicos.

El abanico proximal está dominado por los clastos más gruesos. Las pendientes pronunciadas, las tasas de sedimentación rápidas, y la actividad sísmica en la plataforma proximal empinada promueven este tipo de depósitos.

Escorias resedimentadas, lavas, y diques transversales; suelen estar presentes en depósitos de este origen.

Los abanicos medio y distal son más propensos a registrar la actividad explosiva, eventos de “debrisflow” e hiatos eruptivos debido a las pendientes más suaves y entorno sedimentario menos erosivo.

Los sistemas de "slope aprons" están estrechamente relacionados a sistemas turbidíticos en zonas donde el aporte de sedimentos al talud, se efectúa a través de numerosos focos muy cercanos entre sí. En otras palabras, existe una fuente de alimentación múltiple o lineal directamente a través de un talud no canalizado y que por lo tanto no forman abanicos submarinos, ni radiales ni elongados.

Estos sistemas están caracterizados por una tasa de aporte de sedimentos de media a baja y un tipo de sedimento que puede ser arena y aún arena rica en grava, en cuencas muy pequeñas tectónicamente activas, o principalmente lodo a lo largo de taludes continentales lodosos.

c) Ambiente de plataforma externa:

Una plataforma continental es un margen continental sumergido que se inclina suavemente, desde el borde externo de la zona de costa, hasta una profundidad de 100 a 250 m, en la cual hay un abrupto incremento en la inclinación.

Según el régimen hidrodinámico prevaleciente, se pueden diferenciar dos tipos o modelos para la sedimentación de plataforma:

1- Plataformas dominadas por marea ("Tidal - dominated shelf"), donde se dan principalmente las facies arenosas ("Sand Facies") y las facies heterolíticas ("Heterolitic Facies") con estructuras asociadas a procesos mareales, como dunas, ondas de arena ("Sand waves") y "Strata bundles" (Galloway & Hobday, 1983; Reading et al. 1981; Seyfried, 1987 com. oral).

2- Plataformas dominadas por oleaje y tormentas ("Storm & Wave - dominated shelf") se dan en regiones donde el régimen mareal está subordinado al oleaje y las corrientes meteorológicas como las tormentas. Las principales estructuras primarias están estrechamente ligadas a tales procesos. Por dicho motivo, los depósitos de estas plataformas carecen o son pobres en algunas estructuras relacionadas generalmente con

los procesos mareales. Sin embargo son ricas en estructuras producidas por oleaje, como "ripples" simétricos y asimétricos, y depósitos relacionados con corrientes desaceleradas, en cuya parte superior muestran un claro retrabajo por oleaje.

La estratificación es de tipo "hummocky cross", aunque suele ser no muy evidente debido a que los depósitos son de grano muy fino y homogéneo.

Galloway & Hobday, (1983) exponen que las plataformas actuales, tienen una evolución deposicional y erosional compleja, a partir del Mesozoico (Swift, 1969), pero a causa del rápido levantamiento, del nivel del mar en el Holoceno, los depósitos de las plataformas modernas, no proveen modelos ideales, para hacer una extrapolación estratigráfica directa con los sistemas sedimentarios antiguos. En el presente caso, por ejemplo, depósitos del Mioceno Inferior, aun cuando presentan características propias de este ambiente, no corresponden a plataformas continentales "según strictu", sino a plataformas insulares relacionadas con el desarrollo del arco de islas centroamericano (Seyfried, 1987.).

d) Ambiente de plataforma interna y transicional:

En este ambiente se incluyen todos los depósitos neríticos someros con influencia terrígena directa, tales como bahías, estuarios, deltas, manglares, dunas, playas y barreras arenosas).

Según McBride & Moslow, (1991), esta variabilidad de ambientes depende de los siguientes factores:

- Factores o efectos locales tales como el rango mareal, la energía de las olas y las tormentas, lo que influye directamente en la geometría de los cuerpos arenosos.

- Los factores o efectos regionales se refieren a la velocidad de subsidencia de la cuenca, velocidad de sedimentación y los cambios eustáticos del nivel del mar, influyendo en la relación de facies y el potencial de preservación.

d.1- Barreras arenosas:

Son cuerpos arenosos producidos por el retrabajo de sedimentos por parte del oleaje y las corrientes marinas. Este retrabajo puede bien darse, al momento de la sedimentación o a posteriori.

Dependiendo de los factores antes mencionados, estas barreras pueden ser de dos tipos:

- Barreras arenosas transgresivas. Tienden a ser estrechas fajas arenosas, excepto donde están desarrollados depósitos de tormenta de pocos centímetros de espesor ("Washovers") o montículos arenosos someros, originados por marea ("tidal sand shoals"). Algunas tienen una amplia rampa de tormenta cubierta de vegetación, que buza suavemente hacia el lado de la laguna (Galloway & Hobday, 1983).

Las secuencias antiguas de este tipo se reconocen por no ser muy espesas, estar asociadas a sedimentos de laguna ricos en materia orgánica y ser arenas bien lavadas y seleccionadas, con laminación paralela y una porosidad primaria buena.

Las barras arenosas transgresivas poseen un muy bajo potencial de preservación, por lo que son muy escasas en el record geológico (Mcbride & Moslow, 1991).

-Barreras arenosas regresivas o "stranplains". Se dan en aquellos lugares en donde los sedimentos alóctonos, aportados hacia la plataforma por los sistemas fluviales mediante el "river mouth bypassing", no pueden ser acomodados por compactación o levantamiento del nivel del mar, o ser acarreados por corrientes mareales o tempestuosas, de manera que se produce un avance de la línea de costa en dirección al mar (Nummedal et al. 1987).

El avance de la línea de costa, se da mediante deltas dominados por oleaje y trae como consecuencia una concomitante plataforma regresiva. Estos deltas se caracterizan por tener un frente deltaico que consiste de una serie de bermas de playa, facies de "upper, middle y lower shoreface", bien desarrolladas, formando conjuntos que se describen como facies de barreras costeras (Nummedal et al. 1987).

Esas barreras costeras regresivas y progradantes se les asigna el nombre de "strand plains" que consisten, según Nummedal et al. (1987) de una serie de bermas de playa estrechamente espaciadas, producidas mediante la adición sucesiva de secuencias de playa separadas por superficies de erosión.

Nummedal et al., (1987), describe las facies típicas de "strand plain" de la siguiente manera:

- Una interestratificación de areniscas y lutitas con espesores de 1 a 100 cm. Las areniscas tienen contactos basales erosivos, se hacen más finas hacia arriba y tienen techos bioturbados o con ripples. Hacia el techo, estas facies presentan típicamente "hummocky cross stratification".

Esta facies es depositada en el "lower shoreface" y plataforma interna.

- Areniscas amalgamadas, que sobreyacen a la interestratificación de areniscas y lutitas, que consisten de areniscas finas a muy finas con "ripples" en sus techos, interpretados como depósitos de "middle shoreface". El espaciamiento horizontal de los "hummocks & swales" tiende a aumentar hacia arriba en la sección. Los estratos con "hummocks" son por lo común sobreyacidos, por conjuntos de estratos con "trough cross stratification" depositados en la zona de "surf" ("upper shoreface") y pueden ser cubiertos por conjuntos de estratos con "trough cross stratification", con forma de cuña, depositados en los ambientes de playa y dunas.

De estas facies, las que tienen más alto potencial de preservación son las de "shoreface", especialmente el "middle & lower", pues las facies superiores son retrabajadas por "tidal inlets" que migran a lo largo de la costa, y por los canales mareales del "backshore". Después de las facies de "shoreface", también son susceptibles a ser preservadas las facies de relleno de los "tidal inlets" (Mcbride & Moslow, 1991).

d.2- Deltas:

Los deltas son discretas protuberancias de la línea de costa, formadas donde los ríos entran a los océanos, lagos o lagunas y suplen de sedimentos más rápidamente de lo que estos pueden ser redistribuidos por los procesos propios de la cuenca receptora. (Reading et al. 1981)

En general, este tipo de ambiente de sedimentación depende del aporte de sedimento, régimen hidrodinámico de la cuenca, subsidencia relativa de la misma y los cambios eustáticos. Por ejemplo: La mayoría de los deltas de aguas someras, están situados dentro de cuencas deposicionales estables, donde los procesos fluviales dominan a los procesos marinos y donde el aporte de sedimento es más grande que la subsidencia por compactación (Nummedal et al., 1987).

En cuencas más profundas se pueden desarrollar deltas con una progradación fuerte, si la subsidencia es menor o igual que el descenso del nivel del mar, (Seyfried et al., 1987).

Por otra parte, la principal condición para la formación de deltas y la preservación de las secuencias correspondientes, es un descenso generalizado del nivel del mar (regresión) o bien el nivel del mar esté estable y el ambiente esté sometido a una intensa tasa de sedimentación.

Así se puede resumir en cuatro los corolarios más importantes que se deben de considerar, en una definición de delta (Galloway & Hobday, 1983):

1. La arquitectura deposicional de un sistema deltaico es característicamente progradacional.
2. Los sedimentos son derivados de una o varias fuentes puntuales, aunque las mismas pueden estar muy lejos tierra adentro.
3. El desarrollo de un sistema deltaico se da en los contornos periféricos de una gran cuenca marina, aunque la progradación deltaica puede terminar finalmente rellenándola.

4. Siendo que el sistema fluvial es usualmente la principal fuente de sedimentos que entran en una cuenca, el sistema deltaico comúnmente define el sitio de máxima depositación.

De acuerdo a su morfología un edificio deltaico, puede ser dividido en tres zonas (Wright, 1985):

-Planicie deltaica ("delta plain"). Es la zona más proximal y en ella se da una relativa dominancia de los procesos fluviales con respecto a los procesos de cuenca definiéndose un patrón radial o semi radial de canales distributarios, con áreas interdistributarias relativamente tranquilas y parcialmente influenciadas por procesos de cuenca, como oleaje y mareas.

Las velocidades y patrones del transporte y depositación del sedimento, por los procesos marinos subsecuentes a la depositación inicial, en la desembocadura del río, afectan tanto la evolución a largo plazo la forma de la planicie deltaica, como el arreglo de las características deposicionales que comprenden su superficie. Donde el río es dominante sobre las fuerzas marinas, la forma del delta podría simplemente expresar el patrón de la progradación y ramificación de los distributarios con rasgos interdistributarios como bahías abiertas, manglares y pantanos.

No obstante, donde está presente una significativa energía marina en forma de olas, mareas o corrientes costeras, los sedimentos deltaicos son distribuidos y remodelados en patrones y formas que están próximos al equilibrio con los procesos marinos en particular. En gran escala y a largo plazo, la configuración deltaica general, está también influenciada por controles menos dinámicos tales como la geometría de la cuenca receptora, la estabilidad tectónica y la velocidad de subsidencia a causa de la compactación (Wright, 1985).

- Frente deltaico ("delta front"). Se ubica inmediatamente después de la planicie deltaica, mar adentro. Esta es el área en la cual, las corrientes fluviales cargadas de sedimentos, entran en la cuenca y son dispersadas, mientras interactúan con los procesos de cuenca. El cambio radical en las condiciones hidráulicas que ocurren en las bocas de los canales

distributarios, causa que el flujo se expanda y se desacelere, decreciendo así la competencia del flujo y causando que la carga de sedimentos sea depositada.

Los procesos de cuenca, pueden también ayudar en la dispersión y eventual depositación de sedimentos o retrabajar y redistribuir el sedimento depositado directamente como resultado de la dispersión del flujo, esto imprime características especiales en cuanto la secuencia sedimentológica propia, del tipo de delta tratado (Reading, et al., 1981; & Wright, 1985).

La sedimentación del frente deltaico ("delta front"), está representada principalmente, por los depósitos de barra de desembocadura de los canales distributarios ("distributary mouth bar"), que característicamente son muy espesos y homogéneos.

Wright, (1985) menciona que según la textura de los sedimentos y las estructuras sedimentarias, el frente deltaico puede ser dividido en tras barra ("bar back"), cresta de la barra ("bar crest"), frente de la barra ("bar front") y barra distal ("distal bar").

- El prodelta, es el subambiente que se presenta con más regularidad y el que varía menos en los diferentes sistemas deltaicos. Está caracterizado por depósitos oscuros de arcillas altamente enriquecidas en materia orgánica, cuyo contenido diferencial le da una apariencia bandeada y en general sobreyacen a los sedimentos típicos de plataforma.

Estas arcillas corresponden a los últimos vestigios de la carga fluvial que llega al mar, manteniéndose en suspensión hasta que lentamente son depositadas por decantación, en las áreas más internas de la cuenca receptora, o más alejadas radialmente del depocentro deltaico.

Así, en general los depósitos de prodelta tienen una alta continuidad lateral, espesores relativamente pequeños y una baja variabilidad litológica (Wright, 1985).

d.3- Bahías:

Las bahías son cuerpos acuáticos, someros, localizados entre islas de barrera, penínsulas y el continente, el intercambio de aguas está restringido por "tidal inlets" entre las islas de barrera y algunas pueden tener influencia de agua dulce. Esta restricción en el intercambio de aguas, es su principal diferencia con los estuarios, propiamente dichos.

Las bahías junto con los estuarios, islas de barrera y otros sistemas deposicionales asociados, son característicos de costas transgresivas. Algunas bahías en particular, ocupan valles de ríos profundizados que han sido invadidos por el mar, durante las transgresiones (Nummedal et al. 1987).

Los materiales depositados, hacia el centro de la bahía, son por lo general lodos y lodos arenosos, mientras que hacia los bordes son de características más arenosas.

La fauna es abundante pero poco diversa debido a la salinidad anómala imperante, siendo comunes los arrecifes de ostras y corales. La bioturbación está controlada por la energía del medio, dándose con mayor intensidad en medios tranquilos.

e) Ambiente continental:

e1- Abanicos aluviales de pie de monte.

En el continente, los abanicos aluviales son acumulaciones cónicas, lobuladas o arqueadas, predominantemente de clastos de grano grueso que se extienden desde un frente montañoso o escarpe, a lo largo de una tierra baja adyacente (Reading, et al., 1981).

Ellos representan la más gruesa y más pobremente seleccionada unidad proximal, en el rango de los sistemas deposicionales subaéreos y comúnmente pasan a los sistemas fluviales de grano más fino y de gradiente más bajo característicos de las zonas más distales. Algunos abanicos, no obstante, terminan directamente en lagos o cuencas oceánicas como "fan deltas", los que generalmente muestran algún grado de modificación

distal por corrientes u olas. Los abanicos se forman en respuesta a una reducción abrupta en el gradiente y la capacidad de transporte del río, comúnmente acompañada por inestabilidad gravitacional. Consecuentemente, los abanicos son más numerosos en áreas tectónicamente activas, tales como en "pull - apart basins" relacionadas a "rifting" y fallamiento de salto en dirección (Galloway & Hobday, 1983).

Según Galloway & Hobday, (1983) de acuerdo con las condiciones climáticas, de las regiones donde se presentan, los abanicos aluviales, se clasifican en dos tipos:

-Los abanicos aluviales húmedos ("Stream dominated") son los mejor documentados. Ellos están activos estacionalmente, en respuesta a las avenidas de los monzones y al deshielo, en el área receptora. Son típicos de áreas donde la precipitación va desde 1500 a 2500 mm, anuales.

Estos abanicos están normalmente caracterizados por una descarga perenne pero en algunos casos, estos riachuelos perennes tienen una pequeña influencia en la sedimentación del abanico, la cual está dominada por raras y excepcionales avenidas.

En el récord geológico, las secuencias típicas de este ambiente, presentan una gran variedad de texturas y estructuras de origen fluvial, que generalmente permiten la identificación de los componentes proximal, medio y distal del abanico.

La extensión, espesor y forma, de un abanico aluvial, depende, en gran parte del ambiente tectónico imperante al que obedece el delicado equilibrio entre subsidencia y aporte que gobierna la conformación y preservación del cono principal (Galloway & Hobday, 1983).

-Abanicos de regiones áridas.

Estos abanicos tienden a ser más pequeños que los anteriores y se apilan en forma de cono con un perfil convexo o cóncavo radial. Están formados de depósitos de flujos de escombros, depósitos típicos de patrón anastomosado y depósitos de avenida, pero sus proporciones varían de un abanico a otro. Los depósitos de abanicos de regiones áridas, pueden generalmente ser distinguidos, en el récord estratigráfico, por sus dimensiones limitadas, pobre selección de grano, inmadurez textural y composicional y la escasez de

estructuras producidas por corrientes en sus partes proximales (Galloway & Hobday, 1983).

e.2- Abanicos aluviales costeros o "Fan deltas":

Según Ricci Lucchi et al., (1981) y Nemec et al., (1988), por definición un "fan delta" es un abanico aluvial, que desemboca directamente y prograda dentro de un cuerpo acuoso perenne situado en las zonas adyacentes a tierras altas

Al igual que los deltas de grano fino, los "fan deltas" se dividen en tres partes principales establecidas:

La parte proximal ("fan plain") es subaérea y principalmente afectada por procesos fluviales, siendo básicamente un abanico aluvial húmedo. El medio sedimentario está caracterizado por canales fluviales ramificados, activos e inactivos, con barras longitudinales, canales abandonados y a veces, crestas eólicas. En sí, los depósitos característicos son: rellenos de canal, depósitos de flujos de escorrentía y depósitos de avenidas catastróficas.

El sector intermedio o costero ("fan delta distal"), es el más crucial, donde la interacción fluvio - marina, resulta en una delicada y compleja diferenciación ambiental. Los límites internos y externos de esta zona son sensitivos, no solamente a los cambios estacionales, sino también a la interrelación de los controles climáticos, tectónicos y eustáticos a largo plazo. Los sedimentos típicos suelen ser arenas y lodos y en algunos casos hasta gravas (Ricci Lucchi, 1981).

La parte distal es subacuosa y formada por procesos marinos. La influencia fluvial, puede ser revelada por la alta tasa de aporte o por esporádicas avenidas catastróficas (Ricci Lucchi, 1981).

1.6.2 Factores regionales controlantes de la sedimentación de los diversos estadios de la evolución de la cuenca de Limón Sur.

En esta sección se hará referencia principalmente, a los factores tectónicos y eustáticos.

Desde el Maestrichtiense al Eoceno inferior se define una etapa de desacople entre las placas Cocos y Caribe, produciéndose una extensión en el margen caribeño y se forma el arco de islas andesítico primitivo, posiblemente desarrollándose plataformas carbonatadas efímeras y locales, cerca de este arco (Seyfried et al. 1987 y Fernández et al., 1991).

Para las Cuencas de Limón, en este periodo, se da una sedimentación hemipelágica o de cuenca seguida por la progradación de facies volcaniclásticas de talud asociada a la instalación del arco de islas mencionado (Fernández, 1987).

Es probable que las facies volcaniclásticas, más gruesas, correspondan a depósitos localizados al pie de los aparatos volcánicos, los cuales proporcionaron una superficie inclinada que funcionó como el talud al que se asocia la sedimentación correspondiente (facies de la Formación Tuís).

A partir del Eoceno Medio/Superior, según Gursky et al., (1988), el arco de islas primitivo fue sometido a una etapa compresiva, que provocó un levantamiento del mismo y concomitantemente, la erosión de antiformas y acumulación de "slumps" en las sinformas (Seyfried et al. 1987). Estas antiformas pudieron haber constituido altos y cuencas estructurales en las cuencas tras arco, con su respectiva sedimentación turbidítica ("slope aprons").

Inicialmente los sedimentos eran, eminentemente, de origen volcánico, pero conforme decrecía la actividad volcánica en el arco, se fueron desarrollando rampas carbonatadas asociadas a los altos estructurales (Eoceno Medio tardío a Eoceno Superior).

En el Oligoceno Inferior se continúa el levantamiento por compresión y se da una fuerte caída del nivel del mar; el arco andesítico comienza a ser erosionado y la erosión alcanza

incluso, hasta el nivel de las intrusiones subvolcánicas (Seyfried et al. 1987; Vail & Mitchum, 1979).

Los sedimentos de "slope aprons" acusan un incremento en el carácter carbonatado, lo que obedece al incremento en el aporte de sedimentos carbonáticos producto de la erosión de las plataformas o rampas carbonatadas (Fernández, 1987; Fernández et al., 1991 y Bottazzi et al., 1994).

Tal y como está expuesto en el cuadro sinóptico en Sprechmann et al., (1994), el levantamiento del nivel del mar, en el límite del Oligoceno Superior produjo un plano de erosión marina que trunca todas las secuencias anteriores (Seyfried, et al. 1987).

En el Mioceno Inferior temprano la caída del nivel del mar (Vail & Mitchum, 1979) facilitó un mayor aporte de sedimentos, contribuyendo a la colmatación de las cuencas estructurales mencionadas. Por el levantamiento subsecuente, del nivel del mar, en el Mioceno Inferior tardío, en estas áreas se dio una sedimentación más típica de plataforma heterolítica (Bottazzi et al., 1994).

Estas características prevalecen hasta el Mioceno Medio tardío donde la caída del nivel del mar, provoca la progradación de deltas y barreras arenosas asociadas ("strand plains").

La sedimentación de plataforma arcillosa, es restablecida, durante y luego de la transgresión del Mioceno Medio tardío hasta el Mioceno Superior temprano; justo por encima de una superficie de erosión marina producida por el retroceso de las barreras arenosas durante la transgresión ("ravinement surface" según Nummedal et al., 1987).

El levantamiento de la cordillera de Talamanca, la concomitante subsidencia de la cuenca de Limón (Rivier, 1985) y la fuerte regresión marina en el Mioceno Superior temprano (Vail & Mitchum, 1979), conforma un ambiente sedimentológico apropiado para el desarrollo de costas progradantes de tipo lobuladas, implicando así un régimen erosivo activo en las zonas emergidas y una alta sedimentación en las cuencas marginal - marinas por medio de "river mouth bypassing" (deltas dominados por oleaje).

El periodo Mioceno Superior - Plioceno Temprano, está caracterizado por una transgresión marina a nivel mundial (Vail & Mitchum, 1979).

Los cauces profundizados, durante la regresión precedente, cortaron las secuencias deltaicas preexistentes y formaron valles los cuales fueron invadidos por el mar y se transmutan en estuarios alargados que se internan en el continente (Nummedal et al., 1987), lo cual implica una segunda superficie de "ravinement" documentada en el récord sedimentológico en el límite Mio/Plioceno de la cuenca de Limón Sur (Bottazzi et al., 1994).

Estas condiciones, junto con el levantamiento continuo, de la cordillera de Talamanca y la subsidencia de la cuenca de Limón, reúnen los elementos necesarios, para el desarrollo de "fan deltas" y bahías. Ambientes estuarinos pudieron desarrollarse en períodos de mínimo ascenso de la Cordillera.

La progradación de los abanicos aluviales plio/pleistocénicos sobre los sedimentos preexistentes, debe estar en relación directa con la respectiva fase regresiva.

1.6.3 Estratigrafía

La estratigrafía de la cuenca de Limón Sur adoptada, está basada en la propuesta por Sprechman (1984), modificada por Fernández (1987), la cual fue resumida en Bottazzi et al., (1994).

Tomando en cuenta el cuadro sinóptico de Sprechmann et al., (1994) y consideraciones apuntadas por Aguilar et al., (2001), la estratigrafía asumida puede transcribirse brevemente de la siguiente manera:

FORMACION CALIZAS CHANGUINOLA

Campaniano Superior - Maestrichtiano Inferior

Incorporadas a la Formación Sabana Grande por Sprechmann et al., (1994) se refiere a calizas y calcilitas que incluyen varias secuencias volcanosedimentarias definidas originalmente por Fisher & Pessagno, (1965). Son facies calcáreas micríticas con fauna pelágica e intercalaciones tobáceas e intervalos volcanosedimentarios de ambiente de talud (Fernández, 1987).

Su espesor es de aproximadamente 1280 m y su localidad tipo se encuentra en el río Changuinola en el territorio panameño.

Se consideran las rocas sedimentarias aflorantes más antiguas de la cuenca y su contacto superior es transicional con rocas volcanosedimentarias del Paleoceno y Eoceno de la Formación Tuis (según Fernández, 1987).

FORMACION RUDITAS Y ARENISCAS TUIS

Paleoceno - Eoceno Medio

De acuerdo a Fernández, (1987) se describen como ruditas de composición volcánica con intervalos interestratificados de areniscas y lutitas, depositadas por flujos de detrito, corrientes de turbidez y flujos de granos en ambiente hemipelágico.

El espesor total es de 3000 m (Rivier, 1973) y sus localidades tipo son río Tuís, río Pacuare, quebradas Danta y Alcantarilla situados hacia el sector noroeste de la cuenca en el cantón de Turrialba (Fernández, 1987).

El contacto inferior es concordante y transicional con la Formación Changuinola, mientras que el contacto superior puede presentarse concordantemente con areniscas calcáreas y calizas alodápicas suprayacentes de la Formación Senosri y discordante con las Calizas Las Animas.

Lateralmente, Sprechmann et al., (1994) establecen una relación con secuencias de sedimentación fina que intercala areniscas y lutitas pelágicas y hemipelágicas aflorantes en la sección de río Lari en la parte sur de la cuenca sobre las estribaciones de la cordillera de Talamanca.

FORMACION CALIZA LAS ANIMAS

Eoceno Medio - Oligoceno

Las calizas del Eoceno Superior, son incluidas dentro la Formación Fila de Cal en Sprechmann et al., (1994). En general son calizas con macroforaminíferos asociadas a facies de plataforma carbonática con abultamientos frontales bioacumulados o hidrodinámicamente acumulados de corales, macroforaminíferos, hidrozoos y algas (Fernández, 1987).

Los cuerpos carbonatados tienen de 150 m a 200 m de espesor y su localidad tipo es el Tajo Las Animas, en el área de Turrialba.

Sobreyace discordantemente a facies de la Formación Tuís e infrayace también discordantemente a las formaciones Uscari y Río Banano. Lateralmente se interdigita con facies de las formaciones Tuís y Senosri.

FORMACION LUTITAS Y ARENISCAS SENOSRI

Eoceno Medio - Mioceno Inferior

Fernández, (1987) y Bottazzi et al., (1994) las describen como una alternancia de calcilutitas y limolitas (lutitas hemipelágicas) con intercalaciones frecuentes de areniscas volcanoclásticas y calcarenitas depositadas por flujos de granos de material carbonatado nerítico. Esporádicamente se presentan eventos de gravas lodosas con predominancia de material carbonatado nerítico, interpretadas como flujos de detrito en el ambiente hemipelágico.

Se interpreta como una sucesión de facies de talud deposicional con bajíos en el margen de la plataforma (Fernández, 1987 y Bottazzi et al., 1994).

Su espesor es de 700 m y la localidad tipo se encuentra en el área más sureste de la cuenca de Senosri en territorio panameño, aunque en Costa Rica pueden ser observadas en la región del anticlinal Victoria, en el río Blanco, en la Fila Asunción muy cerca de la ciudad de Limón y en el área de Turrialba, sobre la quebrada Grande (Fernández, 1987).

Sobreyace discordantemente o paraconformemente a la Formación Tuís y es sobreyacida transicionalmente por la Formación Uscari y en forma discordante por las Calizas Barbilla (según Barboza et al., 1987).

FORMACION CALIZAS BARBILLA

Oligoceno Superior

Referidas inicialmente por Barboza et al., (1987) como calizas alodápicas de rampa carbonatada constituidas por depósitos de flujos de grano y escombros de macroforaminíferos, oncoides algales y otros fragmentos bioclásticos.

Las calizas del Oligoceno Superior en la cuenca de Limón Sur, corresponden con la Formación Punta Pelada, según el criterio de Aguilar et al., (2001) en concordancia con Sprechmann et al., (1994), las cuales se definen como paquetes de calizas brechosas, fracturadas y masivas sobreyacidas por materiales clásticos finos con lentes conglomeráticos y pequeños eventos de calizas arrecifales.

Afloran en la parte alta del cauce del río Barbilla en el cantón de Siquirres según Baboza et al., (1987) y Bottazzi et al., (1987). Aguilar et al., (2001) se refiere a los afloramientos de calizas del Oligoceno Superior en las localidades de Jesús María y Tajo San Martín, como pertenecientes a la Formación Punta Pelada.

Estos depósitos, sobreyacen paraconformemente, secuencias calcilutíticas de talud y transicionan, tanto lateralmente como en la vertical a sedimentos neríticos atribuidos a la Formación Uscari.

FORMACION LUTITAS USCARI

Mioceno Inferior - Mioceno Superior

Arcillolitas y limolitas con intercalaciones de areniscas de grano fino, calcilutitas y lentes conglomeráticos las cuales, según Fernández, (1987) y Bottazzi et al., (1994), se interpretan como depósitos de plataforma silicoclástica interna y externa.

Su espesor es 1000 m aproximadamente y sus contacto infrayacente es transicional con la Formación Senosri y discordante con la Formación Las Animas (Pizarro, 1985; Fernández, 1987, Fernández et al., 1991 y Bottazzi et al., 1994).

Es sobreyacida concordantemente por la Formación Río Banano.

Su localidad tipo es la Quebrada Uscari y está bien expuesta en los ríos Banano y Peje.

FORMACION RIO BANANO

Mioceno Superior - Plioceno

En Bottazzi et al., (1987) y Bottazzi et al., (1994) se refiere a esta formación como una sucesión de areniscas, lutitas, arcillolitas, y conglomerados, todos muy volcanogénicos, asociadas a un ambiente de depositación deltaico y fan deltaico.

Son característicos los paquetes arcillosos hacia la base, paquetes arenosos con mantos de carbón en el medio y conglomerados intercalados con lutitas hacia el techo (Bottazzi et al., 1994).

El espesor total es de alrededor de 1800 m y sobreyace transicionalmente a la Formación Uscari y es sobreyacida transicionalmente por la Formación Suretka.

Su localidad tipo es el curso inferior del río Banano y río Peje, en el área de Limón y está ampliamente representada en las áreas de Zent y Uatsi.

FORMACION SURETKA

Plio-Pleistoceno al Reciente

Conglomerados y brechas polimícticos y areniscas medias con cemento silicio dispuestos en banco de decenas de metros de espesor, asociados a un ambiente aluvial.

Su contacto inferior es transicional con la Formación Río Banano y discordante con las formaciones Senosri y Uscari. Se interdigita con las formaciones volcanogénicas del Cuaternario y se relaciona lateralmente con limos y lutitas de ambiente marino somero de la Formación Limón (Fernández, 1987; Campos 1987 y Bottazzi et al., 1994).

Su espesor es mayor a los 1500 m y su localidad tipo se ubica en el sector de Suretka en la región de Baja Talamanca y está bien representada en las secciones del río Hitoy – Cerere, en el parque del mismo nombre.

FORMACION LIMON

Plio-Pleistoceno al Reciente

Fernández (1987); Bottazzi et al. (1987); Fernández et al. (1991) y Bottazzi et al. (1994) se refieren a esta formación como limolitas, arcillolitas y areniscas finas con cuerpos carbonatados de origen arrecifal interestratificados y aislados. Su ambiente de depositación se interpreta como lagunar muy somero con aguas limpias y cálidas.

El espesor no es mayor a los 100 m y se interdigita lateralmente con conglomerados de la Formación Suretka.

Aflora a lo largo de la costa sur de la provincia de Limón y en algunas localidades de la Fila Asunción (Campos, 1987).

1.6.4 Geología Estructural

Estructuralmente se destaca el Cinturón de Empuje y Corrimiento en el Mioceno Superior (Fernández et al., 1991 y Bottazzi et al., 1994), el que constituye una extensión del Cinturón Deformado del Norte de Panamá (Vitali et al., 1985) el cual afecta a todas las rocas de las formaciones antes mencionadas (Figura 5).

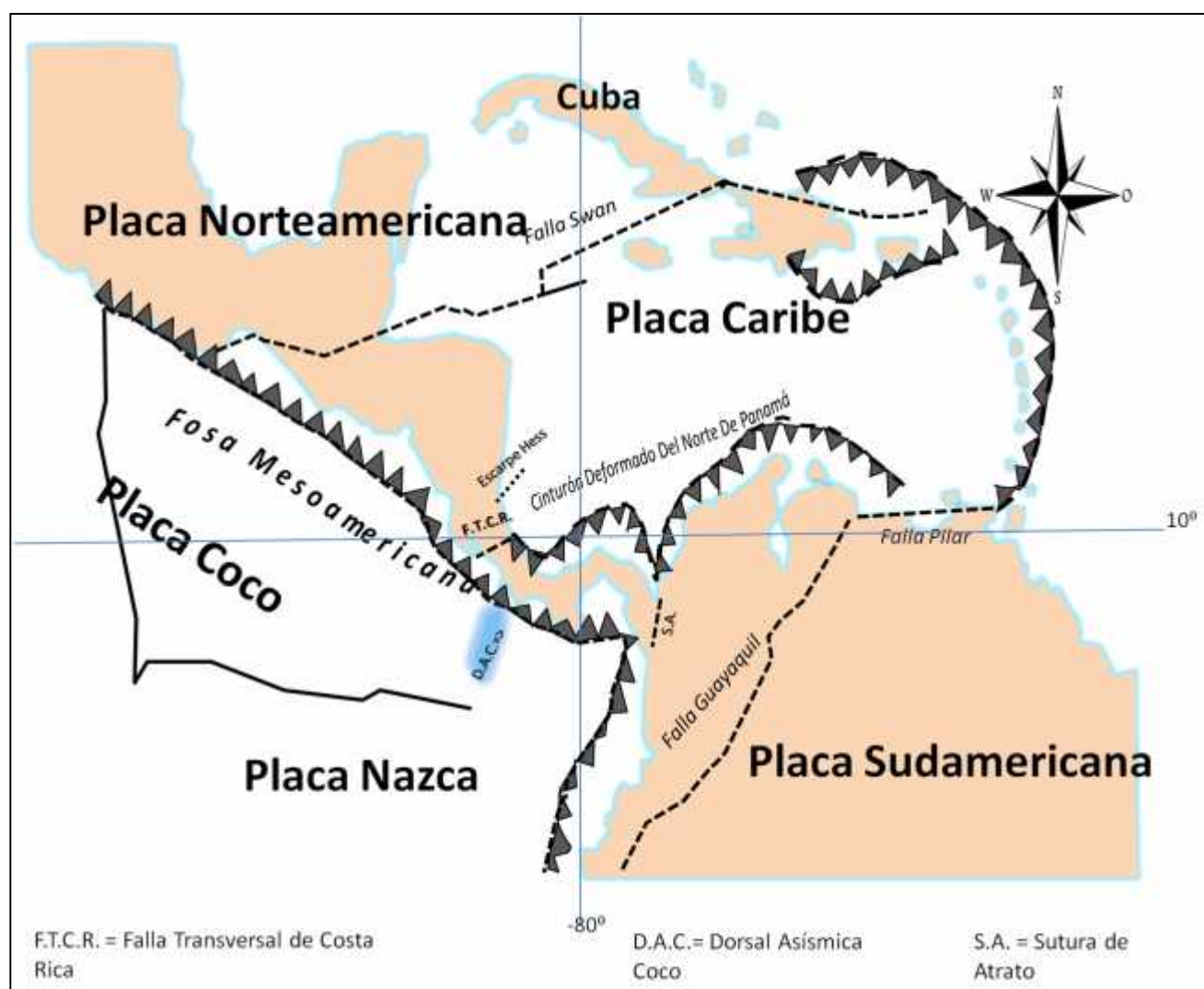


Figura 5: Contexto tectónico regional destacando el Cinturón Deformado Del Norte de Panamá afectando compresivamente el área de cuenca estudiada. (Modificado y simplificado de Fernández et al. 1991)

En este sentido, los ejes de pliegues y trazos de fallas inversas tienen una orientación noroeste-sureste, mientras que fallas de desgarre se orientan noreste-suroeste. (Figura 6)

Este cinturón está conformado por dos fajas de deformación, donde se concentran los principales pliegues anticlinales y fallas asociadas; pudiéndose diferenciar una faja de deformación interna que se extiende tierra adentro en sentido noroeste-sureste y una faja de deformación externa desarrollada paralelamente costa afuera en el mismo sentido.

La existencia y disposición de estos cinturones de sobrecorrimiento así como la existencia de altos estructurales de edad eocénica es inferida a partir de la correlación de datos de geología de superficie, registros de pozos y estudios de sismica de reflexión.

En el límite norte de la cuenca de Limón Sur con la cuenca de Limón Norte, se desarrollan altos estructurales generados durante la tectónica compresiva del Eoceno los cuales delimitan el Cinturón de Empuje y por ende conforman en conjunto el límite norte – noreste, a partir del cual, hacia las cuencas de Limón Norte y Moin, se atenúan los efectos y evidencias sísmicas de estos sobrecorrimientos (Figura 7).

En otras palabras, estos altos sirven de contrafuerte para las estructuras miocénicas asociadas al Cinturón Deformado Del Norte de Panamá, las cuales, en el borde norte cambian su orientación en forma suroeste-noreste.

En forma complementaria, secciones perpendiculares a la línea de costa y por ende a los cinturones de corrimiento (Figura. 8), documentan interpretativamente la existencia de paquetes sedimentarios delimitados mediante horizontes bien definidos que están deformados y fallados en forma inversa, viniendo a corroborar la presencia de dos frentes de sobrecorrimiento denominados: el Cinturón de Empuje Externo y el Cinturón de Empuje Interno. Tal y como fue expuesto en Fernández et al., (1991) y Bottazzi et al., (1994), secciones sísmicas interpretadas se correlacionan con la estratigrafía asumida para la cuenca (Figuras 8 y 9), de forma que el reflector púrpura se hace coincidir con la base del Eoceno dentro de la Formación Tuis, el reflector azul con el tope del Eoceno y límite superior de la Formación Tuis, el reflector magenta con el piso de Oligoceno Superior de la Formación Senosri, el reflector verde con el piso del Mioceno y límite inferior de la Formación Uscari, y el horizonte rosado con el límite superior del Mioceno – Plioceno en la Formación Río Banano.

CORRELACION ESTRATIGRAFICA: TU = Fm. Tuis - SR = Fm. Senosri - US = Fm. Uscari - RB = Fm. Río Banano - SK = Fm. Suretka

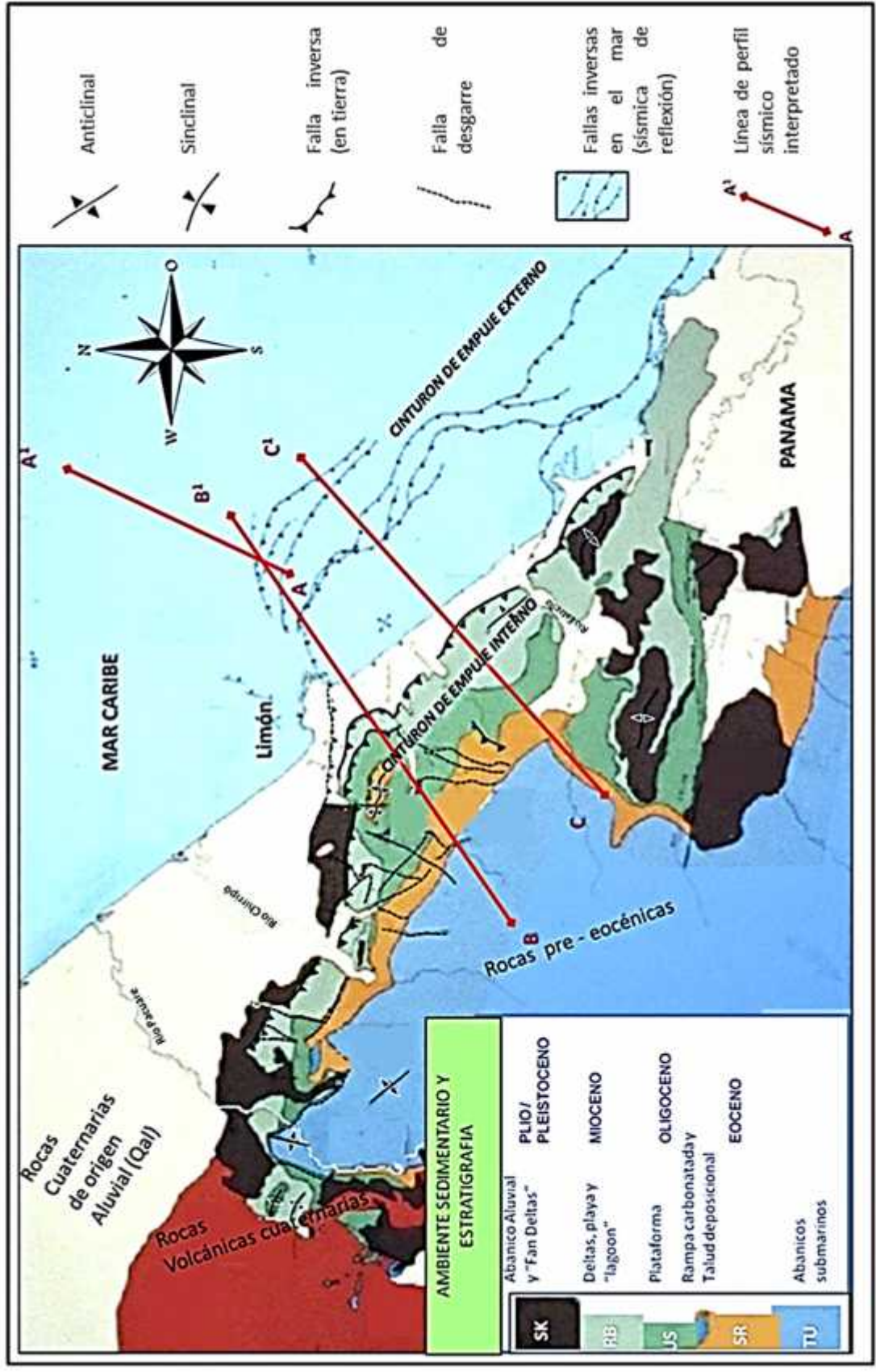


Figura 6: Mapa geológico de la cuenca Limón sur donde se presentan los cinturones de empuje y ubica algunos de los perfiles sísmicos interpretados (Fernández et al. 1991; Bottazzi et al. 1994)

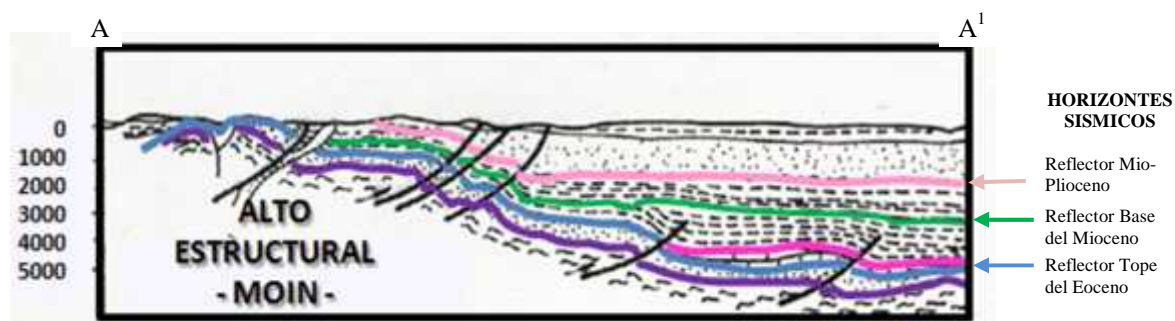


Figura 7: Sección sísmica interpretada, costa afuera, donde se destacan altos estructurales de edad eocénica que delimitan por el norte-noreste a la Cuenca de Limón Sur. Las formaciones post-eocénicas se acuñan contra altos estructurales del Eoceno (modificado de Fernández et al. 1991 y Bottazzi et al. 1994).

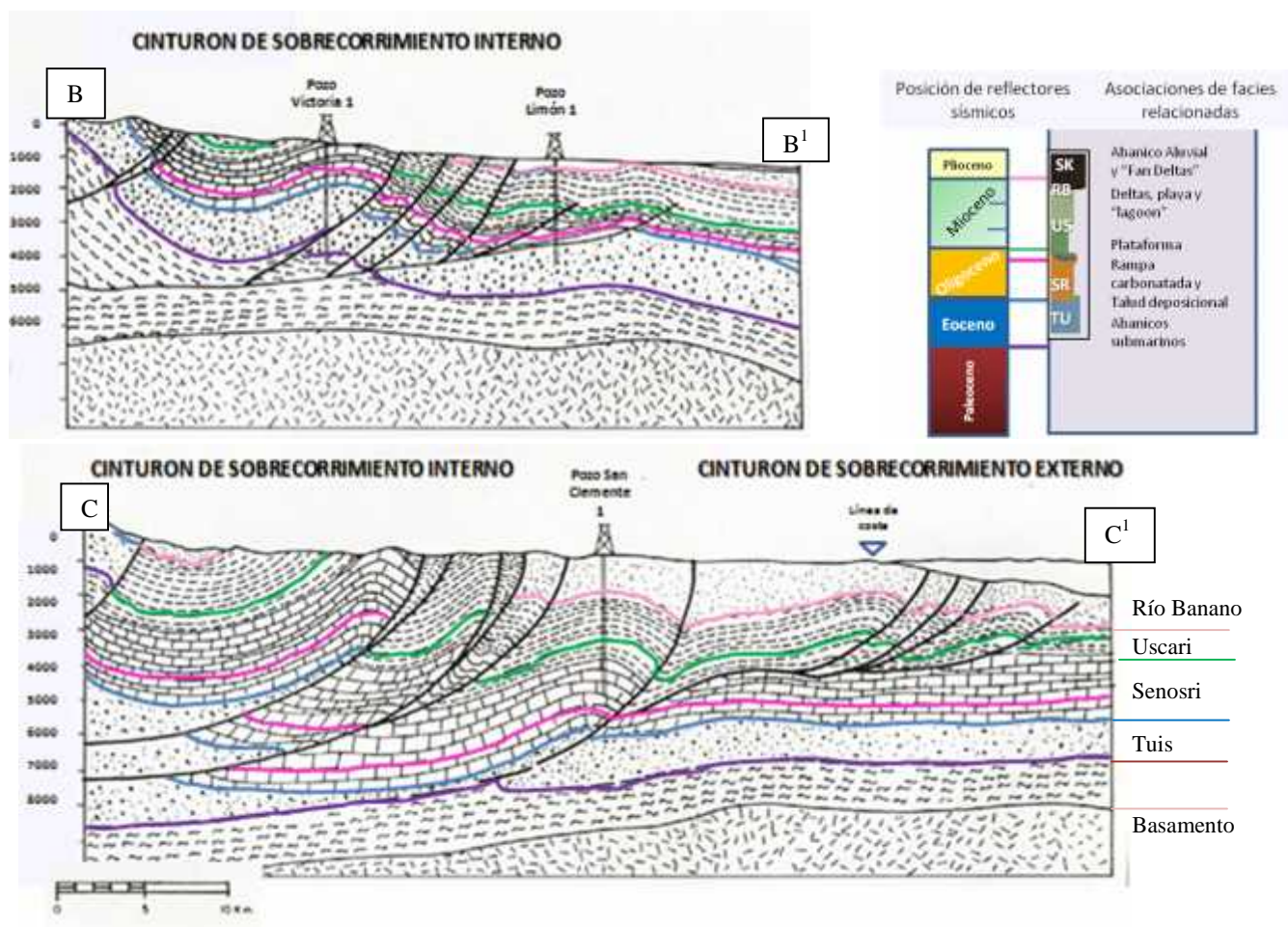


Figura 8: Secciones sísmica interpretadas a partir de correlación con geología de superficie y de pozos, trazadas en forma perpendicular a la línea de costa; en las cuales se destacan los cinturones de sobrecorrimiento interno y externo (modificado de Fernández et al. 1991 y Bottazzi et al. 1994).

2. SEDIMENTOLOGIA

2.1 Sucesiones sedimentarias

Tal y como ha sido definida en el pasado y en concordancia con la literatura referenciada como fuente de esta compilación (Fernández, 1987; Bottazzi et al. 1994), las sucesiones sedimentarias que conforman el relleno de la cuenca de Limón Sur, se pueden agrupar en secuencias que representan una somerización desde la base, en el Campaniano Superior, con sedimentación abisal, hasta su colmatación a partir del Plioceno, mediante sedimentación marino somera y continental.

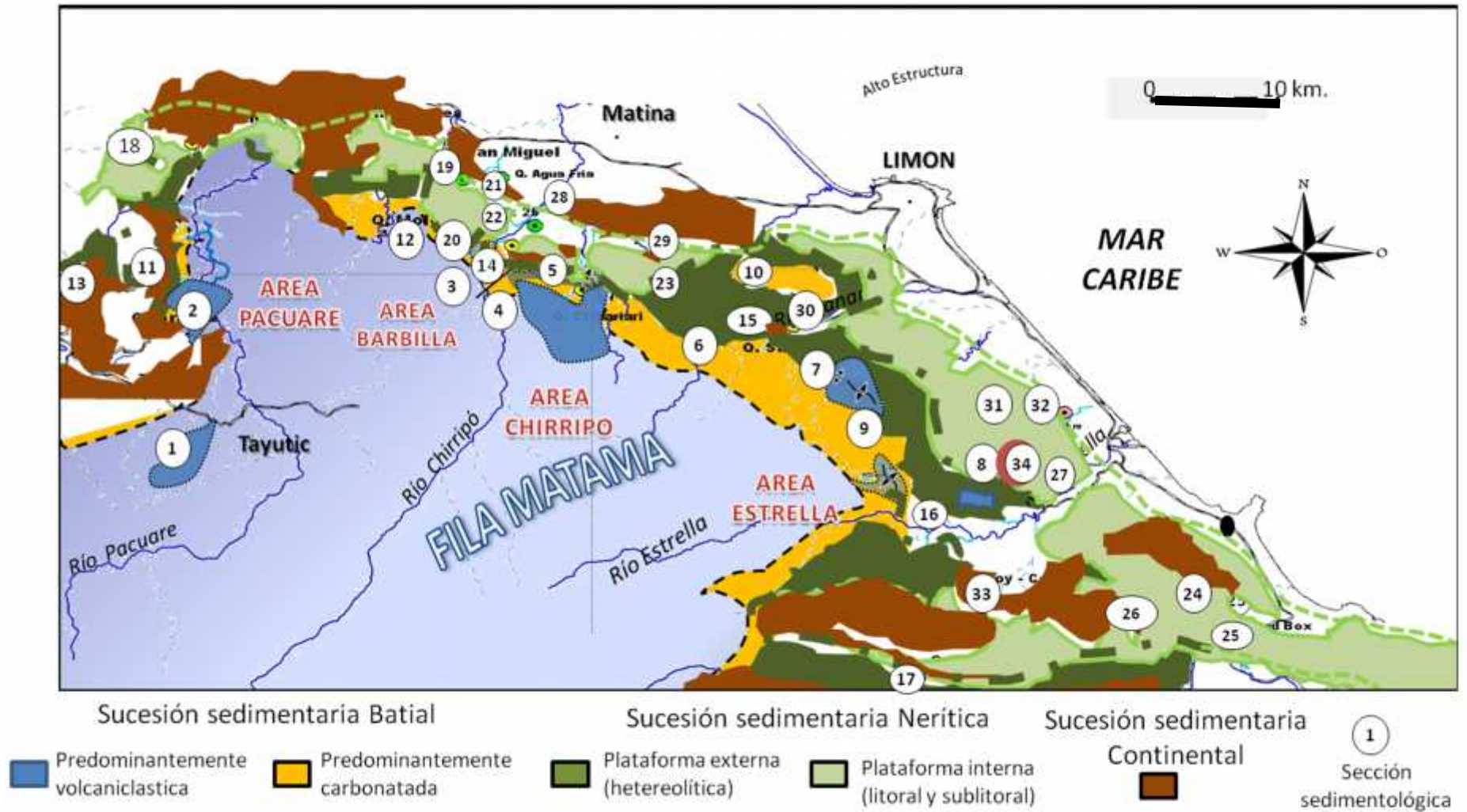
En concordancia con estos trabajos de compilación, se pueden agrupar y clasificar diferentes sucesiones de facies sedimentológicas, en secuencias sedimentarias que a la postre puedan ser asociadas a ambientes particulares de sedimentación.

Esta compilación agrupa y reinterpreta las secciones sedimentarias levantadas, descritas y datadas en los tratados realizados durante el proyecto “Geología de Limón Sur de RECOPE” (Bottazzi et al., 1987 y Bottazzi. et al., 1988), y lo expuesto en otros tratados afines, desarrollados durante la etapa de exploración petrolera por parte de RECOPE como Bolaños (1983), Fernández (1987), Barboza et al., (1987), , Campos (1987), (Pizarro (1987), Aguilar et al., 2001 y en forma predominante, Bottazzi et al., (1994) ya que constituye la base sedimentológica fundamental de esta tesis. Como base cartográfica se utilizó Mapa Geológico de Costa Rica editado por el Ministerio de Ambiente y Energía (Fernández et al., 1977).

De tal forma que las secciones estudiadas en el campo, según su descripción, interpretación (asociación de facies) y correlación estratigráfica, son clasificadas internamente de acuerdo con las sucesiones sedimentarias documentadas dentro del área de estudio como batial, nerítica y continental.

Las secciones y afloramientos referidos y ubicados mediante la figura 9, son los siguientes:

- 1. Cerro El Silencio
- 2. Quebrada Alcantarilla
- 3. Cerro Azul
- 4. Río Blanco
- 5. Quebradas Xirinach/Chitariari
- 6. Río Victoria (arriba)
- 7. Río Gobán
- 8. Ríos Suruy/Dos Bocas
- 9. Río Bananito
- 10. Río Victoria (abajo)
- 11. Quebradas Danta y Grande
- 12. Río Barbilla
- 13. Tajos Las Animas y San Martín
- 14. Quebrada Guabina
- 15. Quebrada San Antonio
- 16. Río Ley
- 17. Quebrada Uscari
- 18. Alto Guayacán
- 19. Río San Miguel
- 20. Quebrada Molejón
- 21. Quebrada Agua Fría
- 22. Quebrada Veinticinco
- 23. Quebrada Zopilota
- 24. Río Carbón/Volio
- 25. Río Sand Box
- 26. Quebrada Campo Diablo
- 27. Quebrada Gamboa
- 28. Quebrada Palma
- 29. Quebrada Aguilucho
- 30. Río Peje
- 31. Río Dekutí
- 32. Camino San Clemente
- 33. Río Cerere/Quebrada Lucha Sin Fin
- 34. Quebradas Dixibre/Guaba



Fiura.9: Ubicación y relación espacial de las secciones sedimentarias y afloramientos descritas y correlacionadas en la zona de estudio.

2.1.1 Sucesión sedimentaria abisal

Campaniano Superior - Maestrichtiano Inferior

Dado que las asociaciones de facies asignadas a esta sucesión sedimentaria, no han sido descritas en el área de estudio propiamente dicha, pero sí interpretadas como las rocas sedimentarias que conforman la base conocida de la columna litoestratigráfica de la cuenca, descritas en territorio panameño por diferentes autores y reinterpretadas posteriormente (Fisher & Pessagno, 1965; Fernández, 1987; Bottazzi et al. 1994), se transcribe su descripción y definición de la siguiente manera:

2.1.1.1 Facies de plano de cuenca (DB= "Deep Basin Facies")

-Facies de calizas pelágicas y hemipelágicas [DB1]

Tal y como se expone en Fernández (1987) y Bottazzi et al. (1994), son calcilitas y biomicritas de microforaminíferos planctónicos dispersos en una matriz submicroscópica de micrita (según Fisher & Pessagno, 1965), bien estratificadas o como densos paquetes homogéneos y masivos de hasta 50 metros de espesor.

Presentan laminación paralela planar milimétrica y laminación "flaser" marcada por pequeños lentes de limos calcáreos, oscuros, ricos en materia orgánica. Es frecuente encontrar horizontes con laminación lenticular y laminación convoluta que incluyen pequeños niveles de arenisca fina.

-Facies de lodolitas terrígenas y tobilas hemipelágicas. [DB2]

Arcillolitas negras con cemento calcáreo muy ricas en materia orgánica, sobreyacidas por lutitas negras ricas en materia orgánica (Champlin Oil & Refining Company, Fort Worth, 1958 y Compañía Petrolera, 1960 en Fernández 1987), con laminación fina (no mayor a los 0.5 cm de espesor), interestratificadas con las calizas pelágicas y delgados niveles de tobilas pardo amarillentas de 1 a 3 mm de espesor" (Fernández, 1987).

-Facies de turbiditas de plano de cuenca. [DB3]

Niveles volcanosedimentarios, gradados desde areniscas medias a areniscas finas (Tbcd & Tcd de Bouma en Fernández 1987).

Son litoarenitas, verdes, bien seleccionadas, con cemento calcáreo en la mayoría de los casos, aunque este puede no estar presente.

Se presenta en estratos de hasta 30 cm de espesor que internamente tienen una fina laminación milimétrica marcada por los cambios de granulometría. Estos estratos están intercalados con las calizas pelágicas y están presentes a lo largo de toda la sección.

-Facies de conglomerados y areniscas de rellenos de canal. [DB4]

Según Fernández (1987), estas facies están constituidas, principalmente, por conglomerados no organizados, monomícticos de composición basáltica y areniscas basálticas muy gruesas.

En los conglomerados los clastos tienen diámetros de hasta 10 cm y están soportados por una matriz de arena basáltica gruesa muy compacta. Estos clastos pueden ser de subredondeados a angulosos.

Las areniscas pueden contener guijarros de areniscas calcáreas de grano medio, calizas negras y jaspe.

Internamente estas facies no poseen estructuras sedimentarias y los contactos son transicionales entre areniscas y conglomerados.

Estas facies, interpretadas como rellenos de canal, caracterizan tanto a la base como al techo de esta sucesión sedimentaria. La parte media de la sección no presenta este tipo de facies.

2.1.1.1.1 *Asociación de facies abisales*

En concordancia con las interpretaciones predecesoras (Fernández 1987 y Bottazzi et al. 1994) las sucesiones sedimentarias, descritas y asignadas a la parte basal de la columna litoestratigráfica de la cuenca de Limón Sur, cuya edad oscila entre el Campaniano Superior y Maestrichtiano Inferior, se hacen corresponder con un ambiente de sedimentación abisal de plano de cuenca. (Figura 10)

En este caso, una sección sedimentaria de aproximadamente 1500 m de espesor, que aflora en los ríos Changuinola y Peña Blanca (según Fisher & Pessagno 1965, Fernández 1987 y Bottazzi et al., 1994), se presenta en su conjunto, como una sucesión de paquetes de depositación cuyos espesores de estratificación se van haciendo mayores hacia el techo (“thickening upward”).

Internamente, estos paquetes, están representados por ciclos de progradación que asocian facies donde calizas y lodos pelágicos que representan la sedimentación de tras fondo, son sobreyacidos por facies de turbiditas y canales distales cuyo depósito se asocia a eventos energéticos mayores provenientes del talud y la plataforma circundante, los cuales van siendo más frecuentes y dominantes conforme evoluciona este patrón de sedimentación.

La asociación de facies de calizas y lodolitas terrígenas, pelágicas y hemipelágicas sobreyacidas por turbiditas de plano de cuenca y sus canales arenosos y conglomeráticos asociados, son indicadores de un ambiente abisal en el cual, hacia el techo de la sección, se va intensificando la influencia de procesos generados en ambientes más someros como lo son el talud y plataforma.

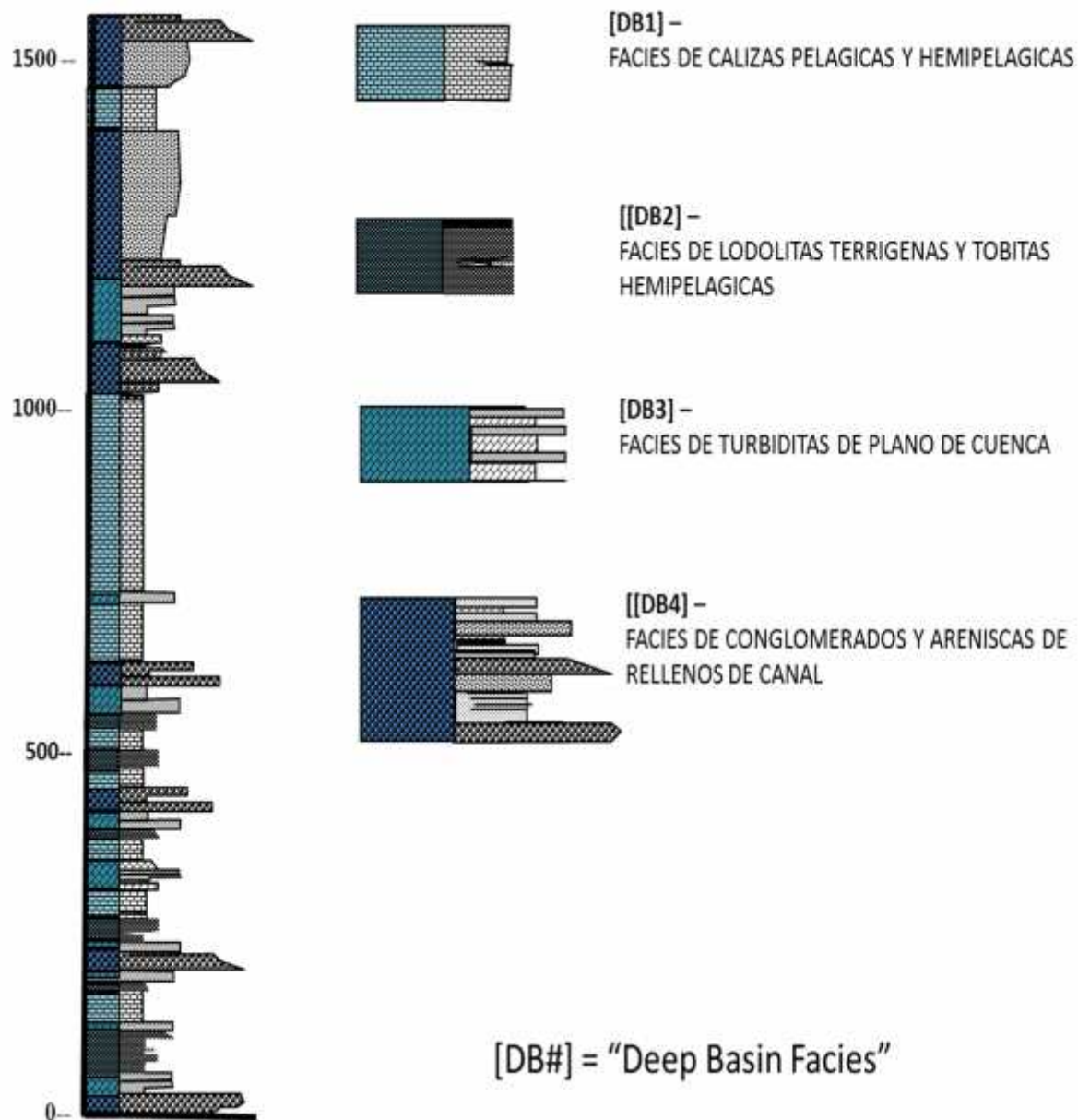


Figura. 10: Sección sedimentológica de la asociación de facies - Campaniano Superior - Maestrichtiano Inferior (facies de plano de cuenca) – Secciones en Ríos Changuinola y Peña Blanca (modificada de Fisher & Pessagno 1965 en Fernández 1987 y Bottazzi et al. 1994).

2.1.2 Sucesión sedimentaria batial

Paleoceno – Oligoceno

Las sucesiones de sedimentos, que por sus características descriptivas inducen a conceptualizar procesos de sedimentación relacionados con corrientes turbidíticas de baja y alta concentración y otros flujos tractivos canalizados o no, así como depósitos caóticos no organizados, son agrupados dentro esta sucesión sedimentaria.

Afloramientos asignados a estas series se encuentran en el margen suroeste de la cuenca, en el núcleo de la fila Matama en las secciones de quebrada Alcantarilla y cerro El Silencio, en el área de Turrialba. (Fig. 10). También se pueden ver en las secciones de – Cerro Azul, río Blanco, quebradas Xirinach/Chitariari, río Victoria (arriba), río Gobán y ríos Suruy/Dos Bocas, en las áreas del Chirripo, Victoria y Río Banano en el borde norte y este de la cordillera de Talamanca.

Según Fernández (1987 y Bottazzi et al. (1994), las facies sedimentarias de edad Paleoceno a Oligoceno, representadas en esta sucesión, son descritas, agrupadas e interpretadas (según Pickering et al., 1986), como sigue:

Grupo (A) que corresponde a gravas y areniscas guijarrosas, (B) al grupo de areniscas de grano medio a grueso, (C) al grupo de las parejas de arena y lodo, (D y E) al grupo de lodos de suspensión o de sedimentación de tras fondo y (F) más bien se refiere a estratos deformados o rotos sinsedimentariamente de areniscas y lodolitas.

Consecuentemente con la clasificación de Pickering et al., (1986), estos grupos pueden ser subdivididos en 1 y 2, según sea su organización. El numeral 1 sucediendo a la letra del grupo implica que la litología referida no se presenta con ninguna organización en cuanto a estructuras sedimentarias y tendencias granulométricas; mientras que el numeral 2, implica una organización bien definida como gradación, laminación y otras estructuras típicas de flujo.

Bajo la misma nomenclatura, un tercer número, a partir del guión se refiere a otros aspectos relevantes de la facies como lo es su estratificación, fina, media o gruesa, que se evalúa relativamente de acuerdo con el patrón general de las secciones descritas.

Como ejemplo se puede decir que A2-8 es una facies que se describe como:

(A) Areniscas Guijarrosas (2) gradadas normal o inversamente, con laminación centimétrica y (-8) dispuesta en estratos de un metro o más de espesor.

Por lo tanto, las facies pertenecientes a esta sucesión, se describen y agrupan de la siguiente manera (según Pickering et al., 1986 en Bottazzi et al. 1994):

2.1.2.1 Facies de talud abrupto

Paleoceno – Eoceno Inferior

[Sva= “Slope volcanic apron”]

-Facies A1.1: Gravas desorganizadas [Sva 1]. Están constituidas por paquetes de 2 a 5 m de espesor, de una grava cuyos clastos, angulares o subredondeados, pueden llegar a tener aristas entre 5 y 30 cm, presentando contacto por grano puntual o planar (Bottazzi, 1986).

Estos clastos son predominantemente basaltos y andesitas y el cemento es de tipo autigénico, radial argillítico o tardío diagenético de composición silíceo (Fernández, 1987).



Figura. 11: Gravas desorganizadas (A1.1) – Quebrada San Bernardo al sureste de Tavutic. Turrialba

Estos niveles no tienen ninguna organización interna presentándose en bancos que llegan a medir hasta los 100 m de espesor.

Por su alto grado de cementación silíceea (Figura 11), estos depósitos son extremadamente duros y su contacto inferior generalmente es erosivo.

En algunas secciones se presentan “rip up clast” (clastos arrancados del fondo) con diámetros hasta métricos muy deformados de origen sedimentario, aunque predominan los clastos ígneos.

El origen de estos depósitos es a partir de flujos tractivos tipo flujos de escombros (“debris flow”) asociados a corrientes turbidíticas de alta concentración o a la carga de fondo en flujos canalizados que inicialmente se depositan como gravas caóticas que rápidamente son progradadas por facies arenosas (según Pickering et al. 1986).

-Facies A1.4: Areniscas guijarrosas volcanoclasticas no organizadas [Sva 2]. Se caracterizan por ser areniscas desorganizadas con cantos y gránulos de composición basálticas dispersos en una matriz arenosa y bloques alodápicos (“out side clast”) de areniscas turbidíticas mas distales con forma tabular que pueden superar el metro de arista (Figura 12).

El espesor de los paquetes de estratos varía desde 0.5 m hasta los 15 m y se caracterizan por estar muy bien cementados

El depósito resultante involucra el transporte por largas distancias a partir de corrientes turbidíticas de alta concentración y la consecuente precipitación de granos y guijarros, debido al incremento de la fracción intergranular (según Pickering et al., 1986 en Bottazzi et al., 1994).

Genéticamente este tipo de sedimentación se relaciona con flujos de detrito submarinos de matriz arenosa (“debris flow”).



Figura 12: [Sa1] Asociación de facies A1.1 y A1.4 correspondiente a la carga de fondo en rellenos de canal. Brechas caóticas sobreyacidas por cuñas arenosas guijarrosa – Desembocadura del río Yorkin (R. Sixaola)

-Facies E2.1: Calcilutitas y limolitas hemipelágicas [Sva 3]. Son facies gradadas desde arenas muy finas hasta limos (gradación positiva), con laminación paralela, planar milimétrica y estratificación de 3 a 5 cm de espesor que conforman paquetes de hasta 10 m.

Específicamente son paquetes con alternancias rítmicas de limolitas y calcilutitas con intercalaciones de areniscas finas dispuestas en estratos milimétricos gradados positivamente (Ta de Bouma en Bottazzi et al. 1994), que están densamente bioturbados indiferencialmente.

Su depositación se relaciona con corrientes turbidíticas de baja concentración y sedimentación hemipelágica de tras fondo (según Pickering et al. 1986 en Bottazzi et al. 1994).

2.1.2.1.1 Asociación de facies de delantales volcánicos (“volcanic apron”)

La aparición de facies volcanoclásticas de ruditas y areniscas gruesas asociadas a facies de lodolitas, así como su intercalación con mantos de lavas andesíticas y basálticas y/o intruidas por diabasas (Bottazzi G., 1986) conlleva a interpretar que esta asociación de facies, Sva1, Sva2 y Sva3 (A1.1, A1.4 y E2.1 según Pickering et al., 1986) relacionadas con mantos y diques de origen ígneo, está acorde con la instauración de un arco volcánico cuyos aparatos introdujeron al ambiente marino de depositación, una topografía abrupta caracterizada por empinados taludes, una eficiente área de aporte de origen volcánico y un escenario energéticamente extremo.

Tratados previos, por ejemplo Alvarado & Gans (2012) que se manifiestan sobre el magmatismo del área de estudio (Cordillera de Tamanca), refuerzan esta interpretación principalmente cuando se refieren al vulcanismo basáltico submarino de Tamanca con una posición estratigráfica entre Eoceno Inferior a Medio denominándolo Vulcanismo Basáltico de Fondo Oceánico del Eoceno.

Bajo la perspectiva de asociación de facies sedimentológicas, dataciones paleontológicas y correlación con eventos magmáticos documentados, es válido interpretar que a partir del Paleoceno la instauración del arco volcánico primitivo indujo al ambiente de sedimentación un patrón progradante donde taludes volcanogenéticos sirvieron como rampas para el transporte y depositación de los materiales eruptivos; conformándose espesos depósitos en forma de delantales volcánicos (“volcanic aprons”). (Figura 13)

Se infiere que facies predominantemente gravosas dispuestas masivamente en bancos fuertemente sílicificados interrelacionados con rocas ígneas, volcánicas e intrusivas, representan el edificio volcánico principal y son correspondientes a las asociaciones de facies del abanico proximal.

Asociaciones de facies gruesas tipo A1.1, con areniscas gujarrosas del tipo A1.4 y en menor escala, lodos gradados menormente afectados por magmatismo; sugieren un ambiente de abanico medio.

La prevaencia de facies gradadas representadas por calcilitas y limolitas hemipelágicas, casi sin ninguna influencia volcanogénica, es indicativa de un ambiente de abanico distal.

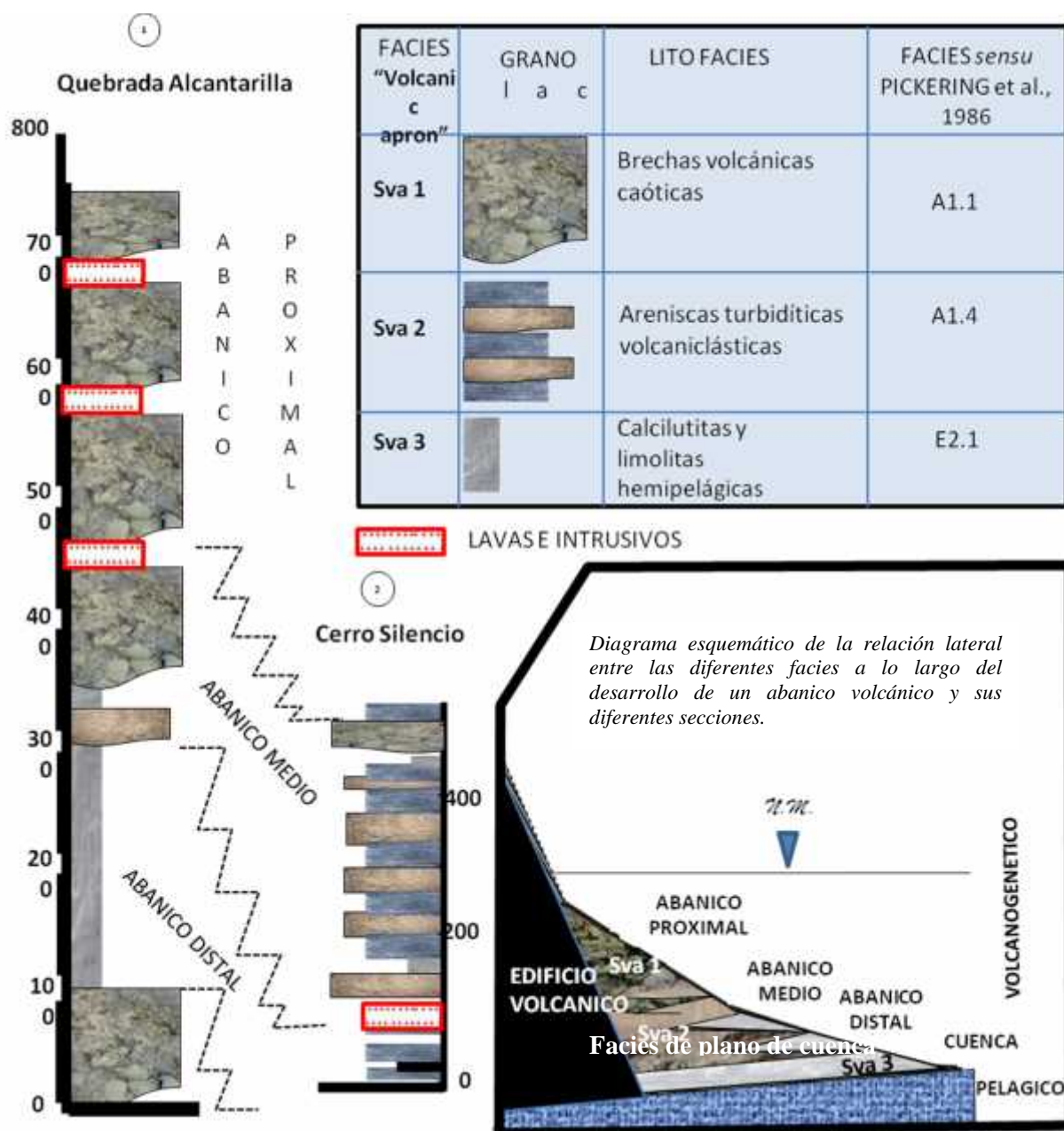


Figura 13: Secciones sedimentológicas interpretadas como asociación de facies de delantales volcánicos ("Volcanic apron"), relación de facies y distribución espacial esquematizada. (modificado de Bottazzi et al. 1994).

2.1.2.3 *Facies de talud levemente empinado*

[Sa = “slope apron”]

Eoceno Medio - Oligoceno Superior

-Facies A1.2: Gravas desorganizadas y Areniscas guijarrosas no organizadas volcanoclasticas y/o calcáreas [Sa1]. Su descripción es análoga a la referida en el apartado anterior referente al grupo A1, con la diferencia que sus cantos son de diámetro menor y de composición más heterogénea (volcanoclásticas y calcáreas). Es además relevante su asociación frecuente con facies organizadas de grano medio a grueso y la ausencia de contactos abruptos con facies lodosas de trasfondo.

Este tipo de depósitos corresponde con flujos de escombros (“debris Flow”) según Pickering et al. (1986).

-Facies A2.7: Areniscas guijarrosas normalmente gradadas [Sa2]. Son niveles de areniscas guijarrosas organizadas que presentan una gradación normal bien definida.

Los bancos asociados a estas facies presentan estructuras tipo “foresets” (Figura 14), en paquetes delimitados discordantemente por lentes de lutitas y otras facies de areniscas organizadas (Bottazzi et al., 1987, Bottazzi et al., 1988 y Bottazzi et al., 1994).

Cuando el componente volcanoclástico es prevaleciente, los estratos contienen concentraciones diferenciales de guijarros en la base que paulatinamente pasan a areniscas gruesas homogéneas con laminación planar paralela y/o de bajo ángulo.

En el caso de que más bien composicionalmente se trate de calizas alodápicas, hacia la base se dan acumulaciones de macroforaminíferos, oncoides algales, bivalvos y otros fragmentos esqueléticos y, en menor proporción, fragmentos de coral y guijarros líticos dispersos; mientras que hacia el techo se presentan areniscas calcáreas gruesas enriquecidas de macroforaminíferos que rápidamente transicionan a areniscas medias y finas hasta limos calcáreos.



Figura 14: Estructuras en “foresets” asociadas con estratos de areniscas normalmente gradadas con laminación paralela y niveles lutíticos lenticulares. (Sección superior del río Victoria) Facies A2.7 – Areniscas guijarrosas normalmente gradadas [Sa2].

Las secuencias de Bouma predominantemente reconocidas son las de tipo Tabcd, Tbcd y Tbcd (Fernández, 1987 y Bottazzi et al., 1994).

Los estratos presentan espesores entre 1 y 3 m y están bien expuestos en la sección del río Victoria, donde se aparecen como intercalaciones asociadas a otras facies organizadas de arenas y lodos.

Estos depósitos se dan a partir de la decantación de la fracción más gruesa en suspensión la cual precede al enterramiento rápido y el transporte tractivo de una corriente turbidítica de alta concentración. Al pasar muy rápidamente el flujo de turbulento a laminar se inhibe el transporte tractivo y los granos son transportados como carga de fondo (según Pickering et al., 1986).

-Facies A2.8: Areniscas guijarrosas gradadas y estratificadas [Sa3]. Areniscas guijarrosas con cemento calcáreo, estratificadas y gradadas ya sea inversa o normalmente.

La parte inferior está caracterizada por areniscas guijarrosas las cuales están sobreyacidas por areniscas gruesas con cintas de guijarros dispersos y aislados.

Sus constituyentes son de naturaleza volcánica con mala redondez y esfericidad, presentando incluso cristales bien preservados de piróboles.

Por lo general el espesor de los estratos varía entre 3 y 5 m y sus principales afloramientos pueden ser vistos en las secciones de Cerro Azul, río Suruy, en el área del río Chirripó, y quebrada Dos Bocas y río Gobán, en el área los de ríos Banano y Bananito, en el sector central y este de la cuenca.

Estas facies se ubican en la sección media de la secuencia turbidítica y están asociadas a parejas de arena y lodo y a areniscas de grano grueso.

El proceso que origina estas facies está relacionado con la sedimentación de la fracción más gruesa en suspensión desde una corriente turbidítica de alta concentración.

Al igual que las facies A2.7, inicialmente la sedimentación es tan rápida que no se da el subsecuente transporte tractivo; una vez que el flujo pasa de turbulento a laminar, los granos son transportados como carga de fondo formándose una estratificación antes de que se dé el enterramiento (según Pickering et al. 1986).

-Facies B1.1: Areniscas desorganizadas con estratificación media a gruesa [Sa4]. Areniscas de grano grueso sin ninguna estructura interna, dispuestas en estratos de 0.75 a 1 m de espesor, muy bien cementadas (cemento carbonatado) y ricas en macroforaminíferos.

La sección más representativa de estas facies, puede ser observada en la quebrada Chitariarí, quebrada Cerro Azul y en el río Victoria (Figura 15), donde afloran asociadas a areniscas guijarrosas desorganizadas (A1.4), a parejas de lodo-arena con estratificación gruesa (de más de 1 m de espesor), a areniscas de grano grueso con estratificación fina, a areniscas con estratificación paralela y a láminas irregulares de lodo y limo.

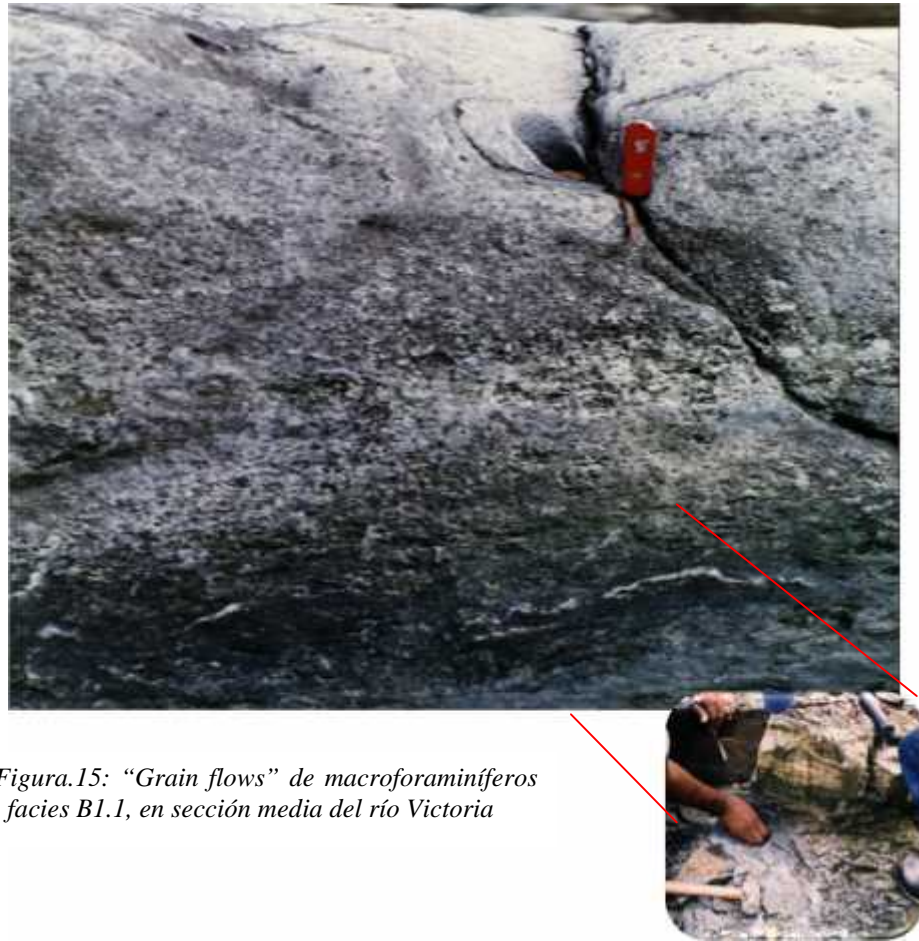


Figura.15: “Grain flows” de macroforaminíferos, facies B1.1, en sección media del río Victoria

Estas areniscas desorganizadas se forman en taludes poco empinados debido a procesos climáticos (tempestades) o disparadores sísmicos y se asocian a flujos de grano (“grain flow” según Pickering et al. 1986).

-Facies B1.2: Areniscas desorganizadas de grano grueso con estratificación fina [Sa5]. En estas facies se clasifican las areniscas de grano grueso a muy grueso con algunos guijarros dispersos y sin ninguna estructura interna ni gradación.

Se presentan es estratos decimétricos frecuentemente acuñaados.

Los principales afloramientos se encuentran en la quebrada Cerro Azul en el área baja del río Chirripó, donde aparecen como paquetes de hasta 40 m de espesor asociada a flujos de granos y de escombros, siendo su aparición más frecuente en la parte media de las secciones.

Su depositación se da bajo procesos de tracción asociados a fuertes corrientes de fondo (Pickering et al. 1986).

-Facies B2.1: Areniscas organizadas con estratificación paralela [Sa6]. Areniscas que gradan desde grano grueso a medio, dispuestas en estratos de hasta 1 m de espesor cuyas bases son erosivas.

Internamente los estratos pueden incluir niveles con gradación inversa y niveles de guijarros alongados.

Composicionalmente pueden ser predominantemente volcaniclásticas con un leve cemento calcáreo, caracterizando así las secciones más basales e intermedias; mientras que coronando la secuencia pueden ser predominantemente calcáreas incluyendo restos de fósiles como macroforaminíferos y fragmentos variados de conchas.

Sus mejores exposiciones se dan en las secciones del río Victoria y Cerro Azul (cuena del río Chirripó), estando representadas tanto en la parte media de las secuencias de talud como en la parte superior, donde se asocia a sedimentos neríticos.

El proceso de depositación de estas facies se asocia a carpetas o láminas tractivas generadas sucesivamente en la base de corrientes turbidíticas de alta concentración (según Pickering et al. 1986).

-Facies C2.1: Parejas de lodo-arena con estratificación gruesa a muy gruesa [Sa7]. Conformadas por alternancias de niveles de arenisca gradadas normalmente, coronadas individualmente por niveles muy delgados de limolitas o areniscas finas. En algunos casos son abundantes las acumulaciones de macroforaminíferos.

Otras estructuras relevantes son la laminación milimétrica o centimétrica paralela pudiendo variar a cruzada.

El espesor de los estratos varía entre 1 y 3 m y están bien representadas en las secciones de las quebradas Xirinachs, Chitariarí y Cerro Azul, en la cuenca del río Chirripó (Bottazzi et al., 1994).

Estas facies están presentes a lo largo de toda la secuencia turbidítica y en general afloran como estratos métricos separando paquetes de facies organizadas de granulometrías más finas.

Su depositación se da a partir de corrientes turbidíticas de alta concentración (según Pickering et al. 1986).

-Facies C2.2: Parejas de lodo-arena con estratificación mediana [Sa8]. Son secuencias rítmicas de estratos constituidos por parejas de areniscas muy finas a medias y limolitas, genéticamente relacionadas con corrientes turbidíticas de alta concentración. Los niveles arenosos presentan gradación normal y bases erosivas.

Los espesores de los estratos son muy constantes y siempre están comprendidos entre los 10 y 30 cm conformando paquetes de 30 a 50 m separados entre sí por parejas de lodo y arena de estratificación gruesa a muy gruesa y otras facies areno-lodosas organizadas.

En cuanto a la serie de Bouma, estas facies pueden presentar divisiones Tabcde completas aunque por lo general se presenta como Tbcd (Fernández 1987 y Bottazzi et al. 1994).

Los afloramientos típicos se encuentran en la quebrada Chitariarí en la cuenca del río Chirripó (según Bottazzi et al., 1988).

-Facies C2.3: Parejas de lodo-arena con estratificación fina [Sa9]. Al igual que en el caso anterior, son estratificaciones constituidas por parejas de limolitas y areniscas que conforman paquetes rítmicos separados por facies C2-1. La granulometría en este caso, va desde areniscas finas limosas normalmente gradadas hasta limos, presentándose en series de Bouma tipo Tbcd.

Los estratos tienen espesores centimétricos (menores a 20 cm.) y sus contactos son planares y tabulares. El espesor de los paquetes puede llegar a los 200 m, aunque los más frecuente es encontrarlos en forma decamétrica, interestratificados con parejas de lodo-arenas con estratificación gruesa a muy gruesa y otras facies de los grupos areno-lodosos.

Facies carbonatadas, así clasificadas afloran en las quebradas Xirinachs y Chitariari y en los río Victoria y algunos afluentes del río Chirripó caracterizando las secciones inferiores y altas de la secuencia turbidítica (según Bottazzi et al., 1988).

En las secciones inferiores de la quebrada Danta, río Gobán y río Bananito su composición es predominantemente volcanoclástica.

Su sedimentación se da a partir de corrientes turbidíticas de baja concentración (según Pickering et al. 1986).

-Facies C2.4: Parejas de arena-lodo con dominancia de lodo y estratificación gruesa a muy gruesa [Sa10] Se caracterizan por estratos de espesores métricos formados por parejas de areniscas de medias a finas y limolitas las cuales son dominantes. (Figura16)



Figura 16: Parejas de arena-lodo con dominancia de lodo y estratificación gruesa a muy gruesa—sección superior / media del Río Victoria.

Los niveles arenosos presentan gradación normal aunque la misma suele ser muy tenue. La base de los estratos es erosiva.

Estas facies han sido observadas en el río Victoria y la quebrada Xirinachs donde los rasgos sobresalientes son el espesor métrico de los estratos, la laminación paralela difusa, estructuras convolución y los “ripples” de corriente que se acentúan hacia el techo.

Los bancos constituidos por estas facies, tienen espesores de hasta 12 m y afloran en la parte baja de la sección sedimentaria.

La depositación se da a partir de corrientes turbidíticas de alta concentración y de gran volumen en las que se experimenta una rápida depositación de lodo una vez que ha cesado el flujo principal (según Pickering et al. 1986).

-Facies D2.2: Láminas de lodo y limo con estratificación irregular [Sa11]. Son predominantemente limos y areniscas limosas finas, dispuestos en estratos de 5 a 10 cm de espesor, conformando paquetes de hasta 3 m de espesor asociados a otras facies de los grupos C2 y A1.

Por lo general están restringidas a los niveles inferiores de la secuencia de talud.

Los niveles presentan una gradación positiva muy tenue y una laminación lenticular muy marcada.

Han sido descritas en las quebradas Xirinachs y Chitariari en la cuenca del río Chirripó.

Corresponden con una depositación relativamente rápida a partir de corrientes turbidíticas de baja concentración (según Pickering et al. 1986)

-Facies D2.3: Láminas regulares y delgadas de limo y lodo [Sa12]. Sucesiones limo-arcillosas, laminadas milimétricamente en forma paralela planar, marcada por el contenido diferencial de materia orgánica.

Estos limos calcáreos, representados en las series superiores de las secuencias turbidíticas pueden presentar, en forma esporádica, oncoides algales alineados y concentraciones anómalas de pirita y glauconítica asociadas a trazas fósiles tipo *Chondrites* sp.

Se presentan en paquete de 3 a 10 m de espesor y están intercaladas por facies del grupo B, anteriormente descritas.

La sección del río Victoria es típicamente representativa para esta facies.

El proceso de sedimentación es relativamente lento y uniforme, dándose a partir de corrientes turbidíticas de baja concentración (según Pickering et al., 1986).

-Facies E2.1: Láminas regulares y delgadas de arena y lodo [Sa13]. Corresponden con sedimentos cuya granulometría va desde areniscas muy finas hasta limos, gradados positivamente, con laminación paralela planar milimétrica y estratificación de 3 a 5 cm de espesor, conformando paquetes de hasta 10 m.

Paquetes con estas características, por lo general están separados entre sí, por facies organizadas C2-1.

Corresponden a la sedimentación de tras fondo (“background”) en el ambiente hemipelágico y relacionados con corrientes de turbidez de baja concentración (Pickering et al., 1986)

-Facies F2.1: Areniscas y calcilitas dispuestas en estratos deformados y rotos [Sa14]. El rasgo para su diagnóstico son las intercalaciones de areniscas bien cementadas y delgados niveles de calcilitas, dispuestos en estrato deformados sinsedimentariamente, en forma de pliegues y microfallas o basculados, contorsionados, dislocados o brechados.

Su origen se relaciona con deslizamientos inducidos por la fuerza de gravedad en el talud, presentándose deformaciones internas mayores (según Pickering et al. 1986).

2.1.2.3.1 Asociación de facies de talud deposicional (“slope apron”)
Eoceno Medio - Oligoceno Superior

Argumentándose con la clasificación de facies anteriormente propuesta (según Pickering et al. 1986), su descripción y proceso de sedimentación para las sucesiones sedimentarias de talud, se asume el modelo interpretado en tratados anteriores (Bottazzi et al. 1994; Fernández 1987) para conformar una lista de asociación de facies que engloba y ubica, dentro del modelo de un ambiente de talud submarino, los principales rasgos sedimentológicos diferenciables en el campo. (Cuadro 1)

Es así como se pueden definir cinco tipos de asociaciones de facies a saber:

1. Delantales al pie del talud. Una asociación predominantemente representada por parejas de arena y lodo con dominancia de lodo y estratificación media a gruesa (C2.4), láminas de lodo con estratificación irregular (D2), lodos gradados (E2) y areniscas dispuestas en estratos deformados y rotos (F2.1), así como eventuales episodios de flujos de grano representados por areniscas guijarrosas (A1.3/4), se interpreta como un ambiente de relativa calma donde la depositación se da por mecanismos agradacionales en mayor grado, con eventuales influencias de flujos distales suspendidos y muy poco frecuentes accesos de flujos caóticos como respuesta a disparadores temporales.
2. Depósitos de lóbulos. Parejas de arena y lodo con estratificación gruesa y fina (C2.1/3) relacionadas con procesos turbidíticos de alta y baja concentración, asociadas rítmicamente con depósitos hemipelágicos, se interpretan como lóbulos progradacionales sobre una superficie de baja inclinación.
3. Depósitos de desbordamiento y diques. Asociaciones de facies atribuibles a corrientes de alta y baja concentración, representados por parejas de arena y lodo con estratificación gruesa y fina (C2.1 y C2.3), con algunas estructuras sedimentarias particulares como “ripples” y estratificación cruzada y la ausencia de otros depósitos de mayor energía, se interpretan como el resultado de la

conformación de diques y los concomitantes depósitos de desbordamiento que constituyen finas laminas arenosas intercaladas con lodos.

4. Depósitos canalizados. Depósitos gruesos organizados correspondientes a areniscas guijarrosas y conglomerados, con gradación normal o inversa dispuestos en estructuras tales como “foresets” y ripples (A2.7 y A2.8), que por lo general se presentan sobreyaciendo gravas y areniscas guijarrosas desorganizadas (A1.1, A1.3 y A1.4), son representativos de procesos de relleno de canal implicando la depositación de la carga de fondo y la subsecuente sedimentación gruesa conforme el flujo canalizado pasa de turbulento a laminar.
5. Depósitos no canalizados. La asociación de facies de areniscas desorganizadas de grano medio a grueso dispuesta en estratos gruesos (B1.1 y B1.2) con areniscas organizadas de igual granulometría (B2.1), así como su aparición abrupta, repentina e independiente de la tendencia de los grupos de facies supra e infra yacente, se toma como el resultado de flujos no canalizados a partir de corrientes de fondo formadas en las partes más empinadas del talud y culminados por depósitos turbidíticos de alta concentración que generan sucesiones de paquetes tractivos.

Las sucesiones sedimentarias atribuidas a las Facies de Talud Levemente Empinado, están sobreyaciendo transicionalmente a los depósitos de “volcanic aprons” y se presentan como una serie que se alterna, en cuanto al predominio del componente carbonatado en contraposición al componente predominantemente volcánico.

SISTEMA SEDIMENTARIO DE TALUD SUBMARINO		CLASIFICACION DE PICKERING et al. (1986)			LITO FACIES (granulometría y estructuras E)		Ichnofosiles y fósiles	MOTOR O PROCESO DE TRANSPORTE Y SEDIMENTACION				
ASOCIACION DE FACIES		ORGANIZACION	DESCRIPCION	FACIES	Grados Ø 2 0 -2	E		INTERPRETACION				
Depósitos NO canalizados	Depósitos canalizados						Depósitos de desbordamiento y diques		Depósitos de Lóbulos	Delantales al pie del Talud	PROX. DIST.	NO
		Areniscas guijarrosas	A1-3/4									
							Areniscas guijarrosas dispuestas en estratos métricos con gradación normal perfectamente definida	A2-7				Sedimentación de la fracción más gruesa en suspensión, desde una corriente turbidítica de alta concentración, una vez que el flujo pasa de turbulento a laminar los granos son transportados como carga de fondo
							Areniscas guijarrosas gradadas normal o inversamente, con laminación centimétrica y estratificación métrica	A2-8				
						NO	Areniscas de grano medio a grueso con estratificación media a gruesa	B1-1				Fuertes corrientes de fondo formadas en taludes empinados, asociadas a procesos de flujos de granos ("grain flow")
								B1-2				
							Areniscas de grano medio a grueso con estratificación paralela gruesa	B2-1				Corrientes turbidíticas de alta concentración, que generan paquetes tractivos sucesivos.
							Parejas de lodo/arena con estratificación gruesa	C2-1/2				Corrientes turbidíticas de alta y baja concentración
							Parejas de arena/lodo con estratificación fina	C2-3				
							Parejas de arena/lodo con dominancia de lodo y estratificación media a gruesa	C2-4				Turbiditas de baja concentración y agradación de sedimentos hemipelágicos
							Láminas de lodo con estratificación irregular	D2-2/3				
							Lodos gradados	E2-1/2				
							Areniscas dispuestas en estratos deformados y rotos	F2-1				

Gradación negativa
 Laminación discontinua
 "Ripples" (l. cruzada)
 Macroforaminíferos
 Chondrites sp.
 Gradación positiva
 Laminación paralela
 Laminación inclinada
 Materia orgánica
 Rhizo Coralium sp.
 Estratos deformados
 "Slump"
 PROXIMAL -----DISTAL
 Zoophycos sp.

Cuadro 1: Resumen para la asociación de facies de talud, simbología y datos complementarios de estos depósitos.

Dentro de estas sucesiones se incluyen las asociaciones de facies volcanoclásticas y carbonatadas, conglomeráticas, arenoguijarrosas, arenosas y limolíticas, con edades que van desde el Eoceno Medio hasta el Oligoceno Superior.

En atención a dataciones paleontológicas por parte del Laboratorio de Paleontología, RECOPE, Gerencia de Producción Primaria, (1986-1989), su correlación a nivel de afloramiento con la estratigrafía clásica y al análisis de asociaciones de facies, su composición y sus tendencias cíclicas; se desarrolla un modelo sedimentológico donde las secciones medidas se hacen corresponder entre sí, a partir de los límites inferidos (Figura 17).

Dado que el tope del Eoceno (reflector sísmico azul, Fernández et al., 1991 y Bottazzi et al., 1994), corresponde con un horizonte sísmico bien documentado, asociado a la discordancia regional de ese periodo por los efectos del nivel bajo relativo del mar según Hardenbol et al., (1998) y Vail & Mitchum, (1979), los inicios de los efectos de la etapa compresiva D3 (según Astorga et al., 1991) y el consecuente levantamiento de altos estructurales (Bottazzi et al. 1994), aunado a la correlación cronoestratigráfica y sedimentológica (inicio de la predominancia de depósitos de talud deposicional) de la cuenca, se toma el mismo, como nivel horizontal base para esta correlación en la figura 17. En forma concordante el horizonte sísmico magenta (Fernández et al., 1991 y Bottazzi et al., 1994), se hace coincidir con los niveles datados como Oligoceno Medio superior (dataciones efectuadas por el Laboratorio de Paleontología, RECOPE, Gerencia de Producción Primaria, 1986-1989) y el horizonte verde con la base del Mioceno (según Bottazzi et al. 1994).

Estos criterios se ven reforzados, tomando en cuenta la consideración composicional de las áreas de aporte, que para el caso están referidas en tratados predecesores que fueron contemplados en esta compilación, ya sea en cuanto a los componentes volcanoclásticos o carbonatados (p.e. Alvarado & Gans, 2012 y Bottazzi et al., 1994).

Específicamente, Fernández, 1987, Barboza et al., 1987, Bottazzi et al. 1994; se refieren a la instauración de construcciones carbonatadas en las áreas neríticas del Eoceno Medio

y el Oligoceno Superior; mientras que en Alvarado & Gans, 2012, se refiere a un profuso vulcanismo subalcalino a partir del Oligoceno que se sobrepone a la serie de basaltos alcalinos del Paleoceno a Eoceno Inferior a Medio.

La sedimentación en el talud presenta una alternancia entre secuencias predominantemente carbonatadas y secuencias predominantemente volcánicas como consecuencia a los procesos sincrónicos, volcánicos o carbonatados, que prevalecían en las áreas de aporte.

En términos generales, tanto la interpretación de la asociación de facies como la correlación entre secciones, reflejan un ambiente de talud deposicional (“slope apron”) progradante hacia las áreas de cuenca.

La interpretación como depósitos de talud progradante levemente empinados, está basada en la presencia de secuencias turbidíticas (niveles Tabc y Tbcd de Bouma) en ciclos decamétricos en la base de la sección (hacia el tope del Eoceno), indicando el desarrollo de estos depósitos progradacionales.

Las asociaciones de facies canalizadas, desarrollo de ciclicidades métricas a decamétricas entre areniscas y lodos con estructuras sedimentarias asociadas a corrientes tractivas y sedimentación por suspensión, tales como superficies erosivas, gradación inversa o normal, laminación horizontal y laminación inclinada; a partir del tope del Eoceno, sugieren más bien la progradación de delantales sobre los taludes en forma de cuñas de sedimentación sobre los sedimentos del pie del talud (Cuñas de Progradación).

El estudio de paleocorrientes medidas en algunas secciones, principalmente a partir de “foresets” y laminaciones inclinadas, refleja un patrón radial cuyos vectores tienen direcciones norte, noreste y sureste, a partir de focos coincidentes con el eje central de la actual cordillera de Talamanca.

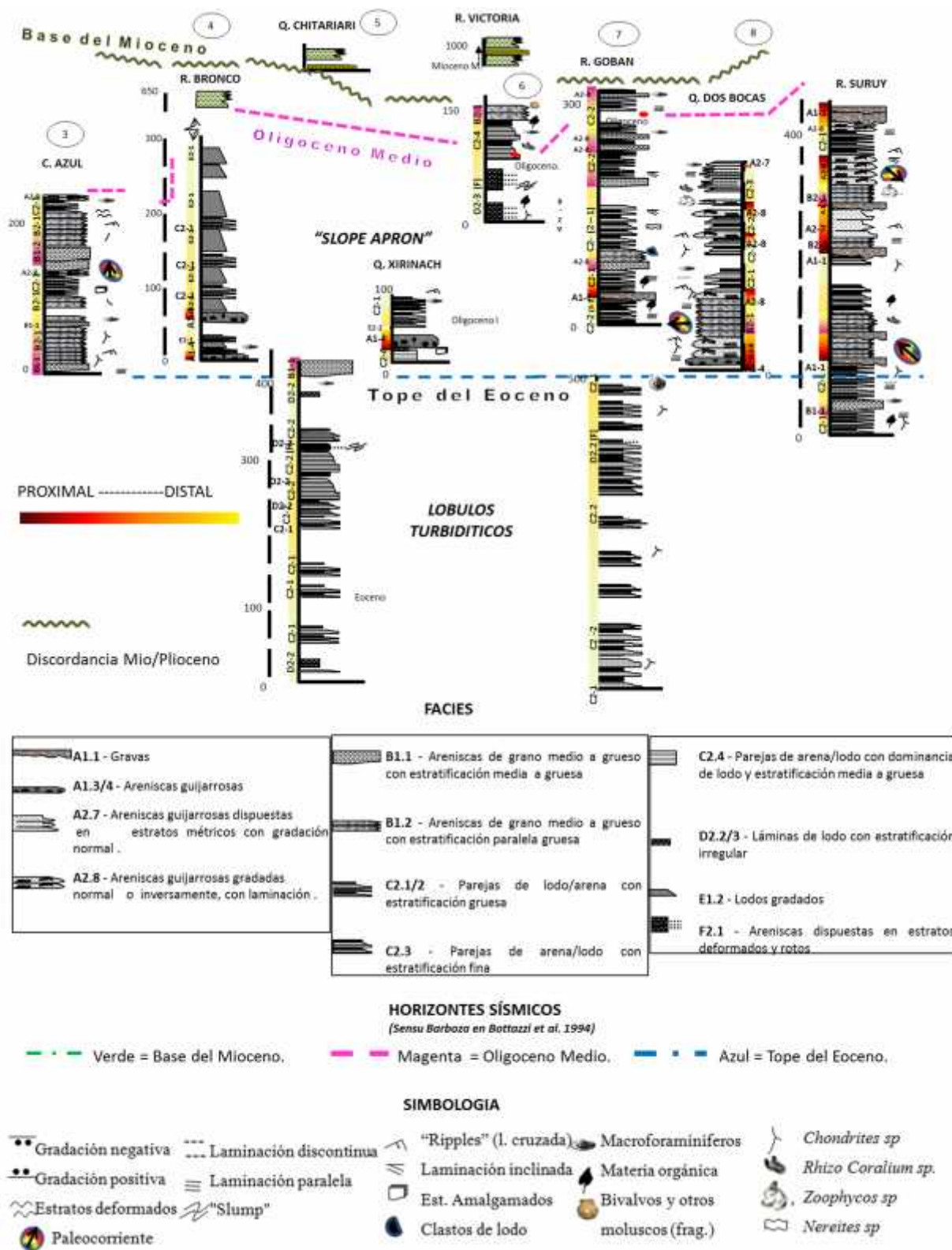


Figura 17: Correlación de secciones sedimentológicas de las asociaciones de facies correspondientes al ambiente de de talud (horizontalizado, al topo del Eoceno). Lóbulos turbidíticos y cuñas de progradación (“slope apron”) del Eoceno Superior – Oligoceno Superior, sobreyaciendo facies del Eoceno de delantales volcánicos (“Volcanic apron”).

En resumen, durante el Eoceno Superior, la cuenca de Limón Sur se empieza a rellenar a partir de lóbulos turbidíticos provenientes de los márgenes volcanogénicos, los cuales son rápidamente progradados a partir del Oligoceno por delantales de talud, cuyas áreas de aporte eran coincidentes con esos altos estructurales o volcánicos predecesores, y su destino deposicional lo constituían las cuencas someras resultantes.

Composicionalmente, estos depósitos de talud del Eoceno Medio-Superior y Oligoceno Superior que afloran en las áreas de Pacuare, Chirripó y Estrella; (Bottazzi et al. 1994), varían desde predominantemente carbonatados a predominantemente volcanoclásticos.

En otras palabras, tal y como se detalla en la figura 18, secuencias espesas de abanicos submarinos y cuñas de progradación presentan alternancias en cuanto a su composición volcanoclástica y calcárea; dominando estas últimas en las secciones basales y superiores, donde se caracterizan paquetes métricos, a veces amalgamados, de calizas alodápicas constituidas por macroforaminíferos, oncoides algales, bivalvos y otros fragmentos esqueléticos. (Figura 19)

Dando énfasis a esta particularidad, en cuanto al elemento composicional de las facies de talud, referenciadas al horizonte del tope del Eoceno (horizonte sísmico azul), se hace notable que su base, a partir del Eoceno Medio, es predominantemente carbonatada, la cual está sucedida por depósitos dominados por componentes volcanoclasticos a partir del vulcanismo acaecido a inicios del Oligoceno (Alvarado & Gans 2012) y que a su vez fueron sobreyacidos por eventos con una fuerte influencia carbonatada, a partir del Oligoceno Superior (Barboza et al. 1987, Fernández et. al. 1991 y Bottazzi et al. 1992).

Los niveles bien diferenciados asociados a estos eventos, están caracterizados por las secciones descritas de la quebrada Grande en el área Pacuare (sección 11) donde las calizas alodápicas abarcan un rango de edad muy amplio (Eoceno-Oligoceno) y el componente predominantemente volcanoclástico está ausente, en contraposición con la sección de la quebrada Dantas donde sobreyaciendo las calizas alodápicas del Eoceno, se describen secuencias volcanogénicas y volcanoclásticas del Oligoceno, en

concordancia con Fernández (1987) y Alvarado & Gans (2012), que a su vez están superpuestas por calizas alodápicas del Oligoceno Superior a base del Mioceno (Bottazzi et al. 1994); según dataciones obtenidas en la sección del río Victoria y las secciones de los ríos Gobán y Bananito.

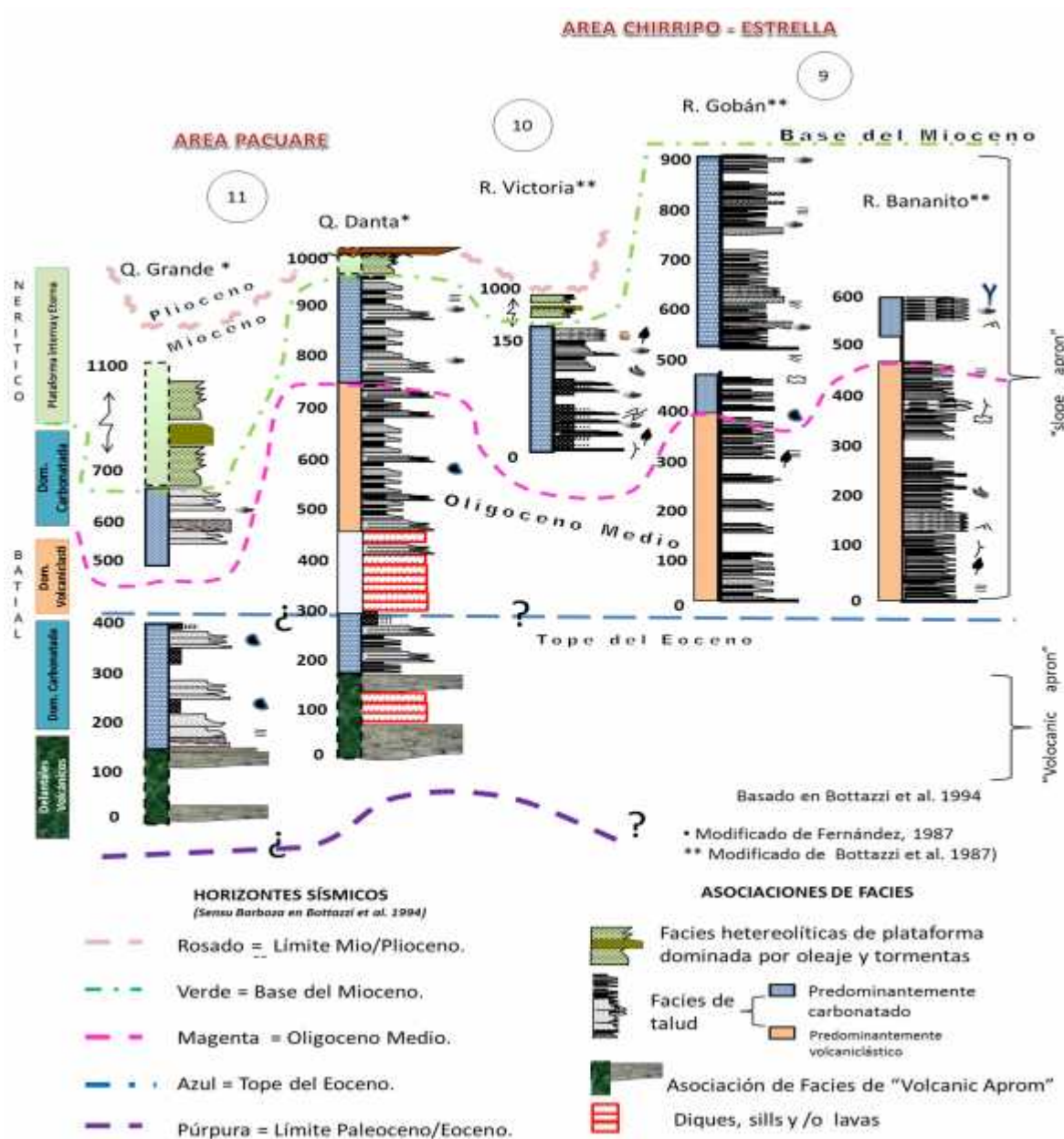


Figura 18: Esquema de relación entre asociaciones de facies de talud con fuerte influencia carbonatada y las predominantemente volcánico. Correlación horizontalizada al tope del Eoceno (horizonte sísmico azul).

2.1.3 *Sucesión sedimentaria nerítica*

Sucesiones de sedimentos atribuidas a procesos de sedimentación relacionados con ambientes desarrollados en la plataforma externa, ya sea carbonatada o siliciclástica.

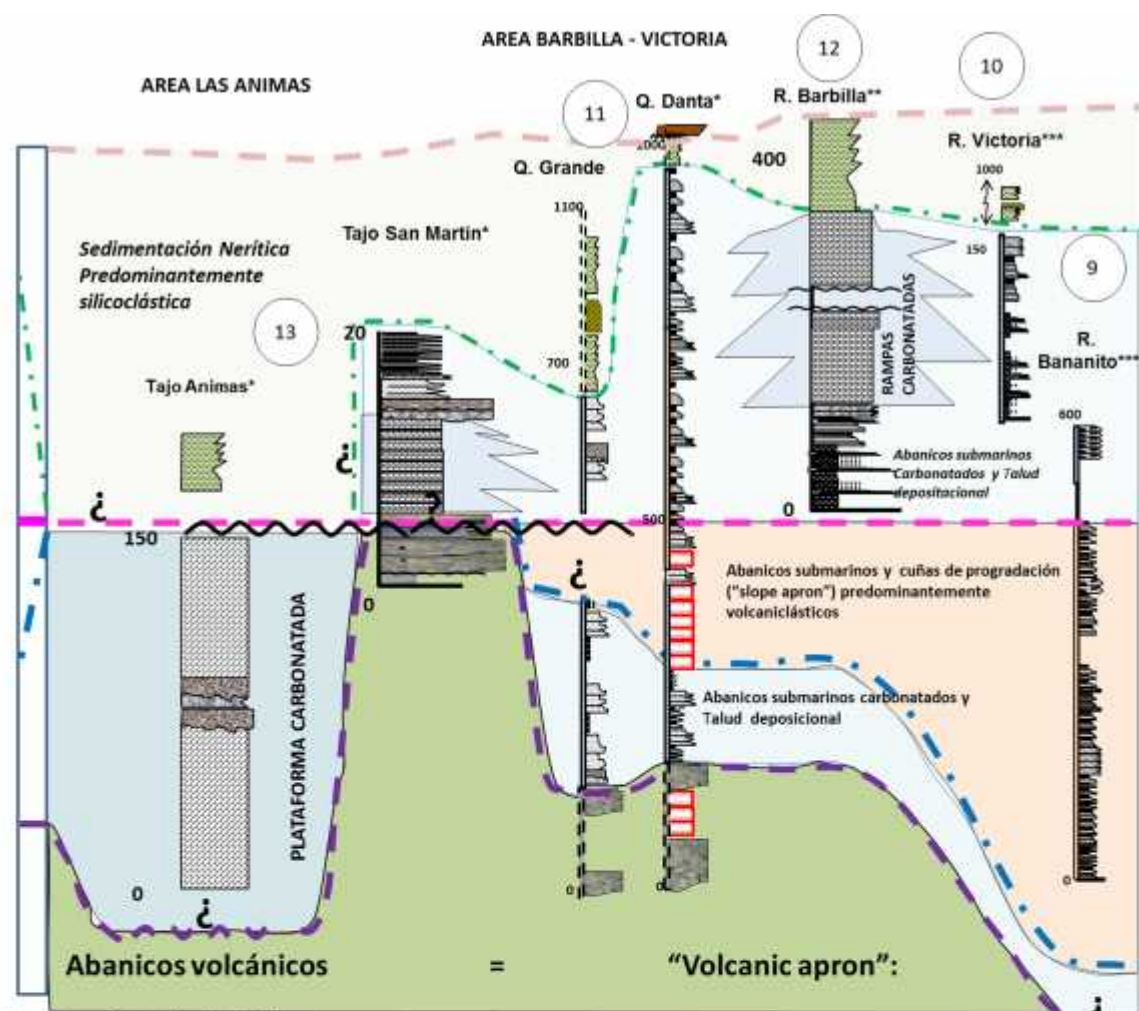
Las asociaciones de facies atribuibles a esta sucesión incluyen rocas carbonatadas correspondientes a abultamientos (“buildup”) ya sea bioconstruidos o hidroacumulados del Eoceno Medio/Superior y del Oligoceno Superior – Mioceno Inferior (Figura 19), lodolitas, lutitas, areniscas y conglomerados con estructuras sedimentarias que acusan un ambiente donde la sedimentación ocurre por agradación, acreción y progradación de los sedimentos terrígenos aportados desde las áreas continentales y son sometidos al retrabajo por parte de los procesos de cuenca tales como las corrientes marinas, el oleaje, las tormentas y las mareas; tal y como han sido clasificadas y descritas en Bottazzi et al. (1994).

2.1.3.1 *Facies de plataforma carbonatada* (Eoceno Medio - Superior)

Calizas con macroforaminíferos orientados con la estratificación asociados a corales, bryozoos, gastrópodos y algas calcáreas en colonias u oncoides, inmersos en una matriz intersticial micrítica, con una incipiente dolomitización durante la diagénesis tardía. (Fernández 1987 y Bottazzi et al. 1994).

Los principales constituyentes de estas calizas son nummulitidos, orbitoides, algas rojas, equinodermos, miliónidos, pellets y oncoides.

El afloramiento típico corresponde al tajo Las Animas (figura 20) en la zona de Turrialba (borde oeste de la cuenca) donde se presentan con un espesor total de aproximadamente 80 m en forma de bancos densos de estratificación decamétrica.











Basado en Bottazzi et al. 1994

* Modificado de Fernández, 1987

** Modificado de Barboza et al. 1987

*** Bottazzi et al. 1987 en Bottazzi et al. 1994)

ASOCIACION DE FACIES

-  Facies heterolíticas de plataforma dominada por oleaje y tormentas
-  Facies de rampas carbonatadas con abultamientos incipientes de macroforaminíferos Y algas rojas
-  Conglomerados volcanoclásticos
-  Facies neríticas carbonatadas con abultamientos frontales bioacumulados hasta hidrodinámicos
-  Facies de talud
 -  Predominantemente carbonatado
 -  Predominantemente volcanoclástico
-  Diques, sills y/o lavas

HORIZONTES SÍSMICOS

(Sensu Barboza en Bottazzi et al. 1994)






-  Horizonte rosado = Límite Mio/Plioceno.
-  Horizonte verde = Base del Mioceno.
-  Horizonte Magenta = Oligoceno Medio.
-  Horizonte Azul = Tope del Eoceno.
-  Horizonte púrpura = Límite Paleoceno/Eoceno.

Figura.19: Esquema sinóptico de las facies neríticas carbonatadas y su relación con las facies neríticas heterolíticas así como su relación cronoestratigráfica respecto a los sistemas sedimentarios de talud.

Según Fernández (1987), su formación se asocia a una tafenosis parautóctona de formas de vida del ambiente circa - litoral (Plataforma) según los siguientes criterios:

1. El rango de distribución paleobatimétrica determinado para las especies de foraminíferos bentónicos.
2. La abundancia relativa en horizontes de corales y briozoos muy bien preservados, sin evidencia de destrucción mecánica.
3. Orientación de macroforaminíferos paralela a la estratificación.

Fernández (1987) y Bottazzi et al. (1994) hacen corresponder estas facies con la Formación Las Animas (Figura 20), aunque otros tratados como Sprechmann et al., (1994), las correlacionan regionalmente con la Formación Fila de Cal del Eoceno Superior.



Figura 20: Las Animas en la zona de Turrialba - Caliza Las Animas correspondientes a las facies de plataforma carbonatada del Eoceno Medio a Superior.

2.1.3.2 ***Facies de rampa carbonatada***
(Oligoceno Superior - Mioceno Inferior)

Tal y como fueron descritas en Bottazzi et al. 1994 y Aguilar & Cortés 2001, esta asociación está representada por las siguientes facies:

- Parches arrecifales, descritas como estratos de calizas autóctonas, con intercalaciones de areniscas carbonatadas finas, con muchos moluscos, areniscas gruesas y conglomeráticas. (Aguilar & Cortés 2001)
- Facies lagunares o de “back reef”, representadas por wackestone y packstone, con oncoides de macroforaminíferos y algas rojas soportados por una matriz de lodo calcáreo (micrita).
- Biostromos de algas rojas y macroforaminíferos incrustados, compuestos de boundstone, oncoides de algas y macroforaminíferos y otros organismos sésiles tales como sepúlidos y bryozoos.
- Barras arenosas compuestas de packstone y grainstone construidas por esqueletos de macroforaminíferos y algas rojas. Tienen estratificación métrica e internamente los estratos presentan laminación paralela y ocasionalmente “foresets” planares bidireccionales.

Los afloramientos más notables donde se han descrito estas calizas se encuentran en las secciones del río Barbilla (Barboza et al. 1987) y, tajos San Martín (Fernández 1987) y Jesús María (Aguilar y Cortés 1999) en la zona de Turrialba (Figura 21).

En concordancia con Barboza et al. 1987 y Bottazzi et al. 1994, a partir del análisis de microfacies, esta asociación está relacionada con el desarrollo de rampas carbonatadas con abultamientos incipientes de macroforaminíferos y algas rojas. Por su parte, Aguilar y Cortés 1999, agregan las facies de arrecifes de parche asociadas a las facies lagunares desarrolladas en estrechas plataformas en áreas poco profundas y posiblemente marginales.

Barboza et al. 1987, Fernández et al. 1991 y Bottazzi et al. 1994, denominan Formación Barbilla a las calizas del Oligoceno Superior – Mioceno Inferior que afloran en las

secciones del río Barbilla y afluentes. Calizas del Oligoceno y Mioceno Inferior, correlacionadas con estos afloramientos, como las de los tajos San Martín y Jesús María, en el área de Turrialba son asignadas estratigráficamente a la Formación Punta Pelada por Sprechmann et al. (1994) y Aguilar & Cortés (2001) .



Figura. 21: Tajos: Jesús María y San Martín (respectivamente). Facies de calizas asociadas a plataformas carbonatadas. Depósitos bioacumulados e hidrodinámicos (alodápicos) [Oligoceno Superior]

2.1.3.3 *Facies heterolíticas y lodosas de plataforma externa*
(Mioceno Inferior – Mioceno Superior)

Bottazzi et al. 1994 agrupa las facies areno-lodosas del Mioceno Inferior al Mioceno Medio, según la clasificación propuesta por Reading (1981) la cual asigna al ambiente de plataforma silicioclástica las facies heterolíticas (H) según su granulometría, textura, relación entre arena y lodo, espesor de los estratos, estructuras sedimentarias, grado de bioturbación (trazas fósiles) y el contenido de fósiles.

Las facies heterolíticas se pueden clasificar como dominadas por arena (Ha), mixtas (Hb) y dominadas por lodo (Hc), según Reading (1981) dada la razón entre el contenido de arena y el contenido de lodo.

Las facies lodosas (Ma), según Reading (1981), pueden ser consistentes de lodos con delgadas intercalaciones de limos, arenas, concentraciones de conchas o limos bioclásticos o de lodos homogéneos con niveles dispersos ricos en fauna.

-Ha: Facies heterolíticas dominadas por arena. Areniscas barrosas de grano medio a fino. Se presentan en estratos con espesores que varían entre 3 y 5 cm que conforman bancos métricos que a veces definen estructuras tipo “hummocky cross stratification”. (Figuras 22 A y 22 B)

Otras estructuras sedimentarias frecuentes son la laminación milimétrica paralela o laminar y ondulada discontinua.

Las trazas fósiles son indiferenciadas siendo clara una densa bioturbación por parte de organismos sedimentívoros, dada la disposición errática acorde con los planos de estratificación.

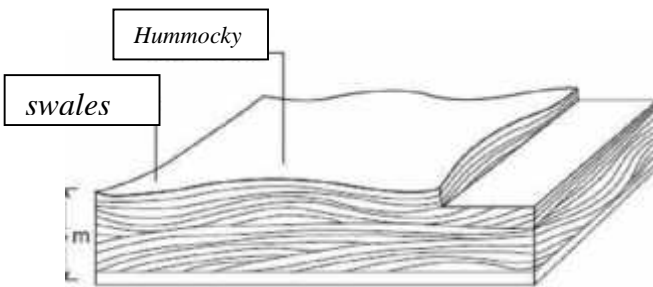


Fig 22 (A) : Diagrama de estructuras tipo “Hummocky” y “swales” en facies heterolíticas dominadas por arena según Reading (1978)



Fig 22 (B) : Sección superior de río Bananito: estas estructuras caracterizan a plataformas dominadas por tormenta

-Hb: Facies mixtas. Interestratificación de limolitas y areniscas de grano fino a medio dispuestas en estratos que varían entre 10 y 25 cm de espesor. (Figura 23)

Las areniscas se presentan normalmente gradadas, interestratificadas con limos homogéneos (laminación paralela planar) o dispuestos en estructuras lenticulares (laminación lenticular).

Es frecuente encontrar cuerpos arenosos más espesos que los circundantes, cuya base está constituida por areniscas gradadas (de grano medio a grano fino) que incluyen clastos anómalos, en cuanto a granulometría y tamaño, relacionados con los niveles inferiores (“rip up clasts”) que rápidamente están sobreyacidas por areniscas medias y finas con laminación planar que pasa a inclinada de bajo ángulos y finalmente a cruzada. En ocasiones la parte basal está compuesta únicamente por areniscas medias y gruesas.



Figura 23: Facies Heterolíticas mixtas de plataforma externa; carretera La Herediana

Las trazas fósiles más distintivas fueron *Condrites sp* y *Thalassinoides sp* en menor proporción (Bottazzi et al. 1987), que frecuentemente se manifiestan mediante concreciones calcáreas.

También se presentan concreciones calcáreas, redondeadas o subredondeadas (elongadas) de unos pocos centímetros de diámetro hasta de más de un metro. Su composición puede ser arenosa o limosa y están inmersas en una matriz de arena media o gruesa mal sorteada y poco cementada, aunque su entorno general es lodoso. Generalmente no tienen ninguna organización interna.

-Hc: Facies dominadas por lodo. Limolitas y areniscas de grano fino dispuestas en estratos de 2 a 3 cm de espesor, conformando bancos que van de los 2 a los 10 m.

La principal estructura en las areniscas es la laminación paralela plana, aunque estos estratos arenosos pueden presentarse en forma lenticular circundados por limolitas, con una extensión lateral hasta decamétrica y un espesor que puede superar los 15 cm.

Las trazas fósiles son menos evidentes pero si se distinguen *Condrites sp* y *Thalassinoides sp*.

Igualmente estas facies se asocian a niveles arenosos con concreciones calcáreas, esféricas que pueden superar el metro de diámetro. (Fig 24)



Fig. 24: Concreciones métricas redondeadas o en forma de huso características de los niveles superiores de la facies heterolíticas dominadas por lodo. Parte baja del río Aguas Zarcas (afluente del río Banano)

-Ma: Facies lodosas y/o prodeltaicas. Limolitas y arcillolitas con algunas intercalaciones ocasionales de areniscas finas o niveles enriquecidos de materia orgánica.

Se presentan en bancos de más de 5 m de espesor mediante una sucesión de estratos muy delgados que no superan los 2 cm de espesor. La estratificación está marcada por variaciones de color debidos a un mayor o menor contenido de materia orgánica. Esporádicamente se intercalan estratos lenticulares gradados de areniscas finas, con una extensión de decimétrica a métrica, y un espesor máximo entre 3 y 6 cm. Otras estructuras visibles son laminación ondulada discontinua y en “flame” y esporádicamente se presentan trazas fósiles atribuibles a *Condrites sp.*

2.1.3.3.1 Asociación de facies heterolíticas y lodosas y su relación con otras facies litorales.

(Mioceno Inferior - Mioceno Superior)

El conjunto de facies y su asociación (facies heterolíticas y lodosas), así como la presencia de estructuras debidas al oleaje y tormentas tales como “hummocky cross stratification”, depósitos gradados, “ripples” simétricos y asimétricos, laminaciones inclinadas y niveles de acumulaciones de restos fósiles y clastos arrancados del fondo; llevan a concluir que el ambiente de sedimentación corresponde a una plataforma dominada por oleaje y tormentas (“storm and wave dominated shelf” según Reading 1981) y/o a una plataforma lodosa más bien prodeltaica.

La sección de sedimentos asociados al sistema nerítico de facies heterolíticas y lodosas de plataforma, alcanza un espesor de hasta 2000 m (Bottazzi et al. 1994).

La distribución espacial de las rocas asociadas a este sistema se restringe a una delgada franja en su borde norte – noreste (figura 9), mediante una sucesión de afloramientos a lo largo de las estribaciones de la fila Matama y serranías bajas asociadas (Bottazzi et al. 1994).

Las secciones completas (Figura 25), que agrupan las diferentes asociaciones de facies características de los diferentes ambientes afines a la plataforma externa (Cuadro 2), puede ser dividida en dos ciclos sedimentarios claramente progradantes, coronadas por depósitos sublitorales que acusan eventos marinos someros descritos en los apartados subsiguientes).

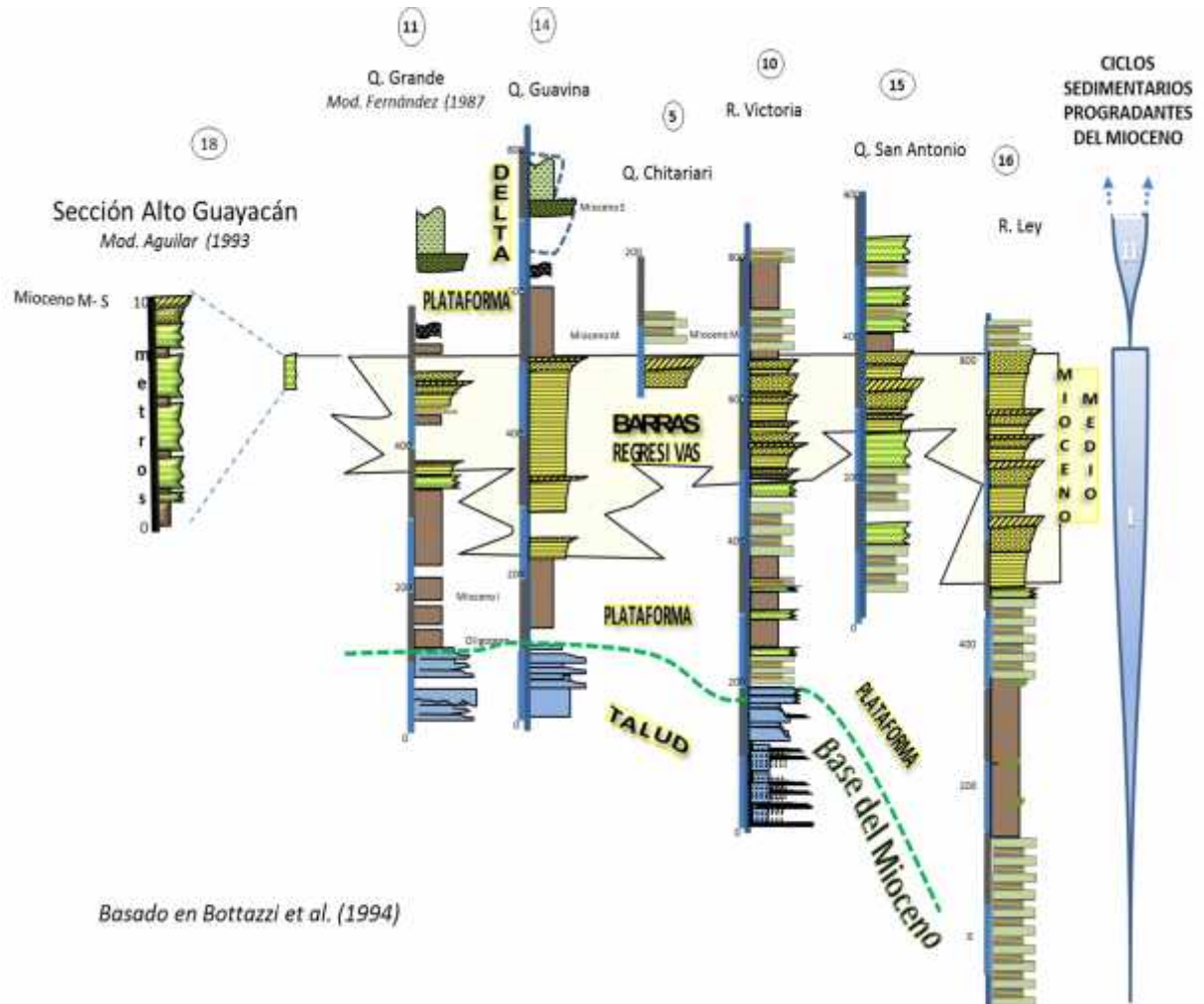


Figura .25: Secciones sedimentológicas del Sistema Sedimentario de Plataforma Externa e Interna (Mioceno Inferior –Superior). Horizontalizado al tope del Mioceno Medio (límite secuencial).

	SISTEMA SEDIMENTARIO	AMBIENTE	SIMBOLO	ASOCIACION DE FACIES	ESTRUCTURAS	
MIOCENO SUPERIOR	NERITICO HETEROLITICO	DELTAICO		PLANICIE Y FRENTE DELTAICO	B	
				PRODELTA	B	
MIOCENO MEDIO		PLATAFORMA DOMINADA POR OLAJE Y TORMENTA Y BARRAS ARENOSAS REGRESIVAS	Litoral		CRESTA DE BARRA	
					BARRA MEDIA	
BARRA BASAL					B	
MIOCENO INFERIOR			Plataforma externa		DOMINADA POR ARENA	
					DOMINADA POR LODO	
	MIXTAS ARENA/LODO					
OLIGOCENO	"SLOPE APRON" O NERITICO CARBONATADO	TALUD DEPOSICIONAL Y RAMPAS		SUCESIÓN SEDIMENTARIA CON FUERTE INFLUENCIA CARBONATADA		

Densa bioturbación no diferenciada	Estratificación tipo "hummocky" y "swalley"	Materia orgánica continental	Laminación paralela	Laminación ondulada
"slump" u otras estructuras afines	"ripples"	Laminación inclinada	Microplacers	Laminación lenticular
	Gradación normal	Ophiomorpha	Concreciones	Thalassinoides

Cuadro 2: Principales asociaciones de facies de plataforma externa dominada por tormentas y oleaje y facies prodeltaicas y su relación con otros sistemas litorales

Estos ciclos progradantes son definidos y descritos de la siguiente forma::

1. Plataforma dominada por oleaje y tormentas ("storm and wave dominated shelf"):
Este primer ciclo (Mioceno Inferior – base del Mioceno Medio), se caracteriza por asociar facies lodosas, con algunas intercalaciones y lentes de arenisca las cuales van en incremento hacia el techo, donde predominan las intercalaciones de areniscas y lutitas y facies dominadas por arena.

Según Bottazzi et al., (1994), hacia la base, los sedimentos son transicionales entre turbiditas y sedimentación por agradación de arcillas, mientras que hacia el tope, son comunes los niveles que acusan una alternancia entre ambientes de alta y baja energía, en cuanto a procesos de cuenca se refiere, implicando estructuras

sedimentarias típicas del retrabajo por olas, corrientes marinas y tormenta, interrelacionados con depósitos limosos homogéneos, que más bien refleja un ambiente relativamente calmo; incluso permitiendo la formación de concreciones con diámetros métricos como respuesta a la acumulación materia orgánica en el medio y la actividad biodigestora.

2. Plataforma lodosa o prodelta: El ciclo superior (Mioceno Medio – tope del Mioceno Superior) es predominantemente arcilloso en su base, con laminación paralela milimétrica marcada por contenidos diferenciales de materia orgánica. También se presenta estructuras tales como laminación convoluta, estructuras en flama (“flame”) y otras deformaciones sedimentarias fluidales.

Además de los contenidos diferenciales de materia orgánica de origen continental (carbón) en las litologías finas, según Bottazzi et al. (1994), ocasionalmente se encuentran acumulaciones de conchas de gastrópodos y bivalvos y trazas correspondientes a la ichnofacies *Cruziana* sp.

Estos sedimentos son rápidamente progradados por asociaciones de litofacies de conglomerados finos, areniscas, lutitas y arcillolitas, muy ricas en materia orgánica de origen continental, mantos de carbón de espesor variable, correspondientes a sucesiones sedimentarias costeras (tratadas adelante).

Todo lo anterior, induce a la interpretación de que las facies lodosas del Mioceno Superior corresponden a depósitos prodeltaicos, en la plataforma y áreas interlobulares relacionadas con el desarrollo de deltas.

En concordancia con esta distribución y asociación de facies, sus dataciones pertinentes y la determinación de los ciclos de progradación (1 y 2), Pizarro (1987) establece un diacronismo para rocas asignadas a la Formación Uscari que afloran en localidades coincidentes con la zona de estudio, principalmente en los ríos Uscari, Watsi, Banano, Viscaya, Victoria, Aguas Zarcas y Peje.

2.1.4 Sucesión sedimentaria litoral o plataforma interna

En esta sucesión se agrupan todas las facies que acusan un ambiente de depositación en las áreas de plataforma interna en sus zonas litorales.

De acuerdo con las variaciones de influencia en el equilibrio entre los procesos de cuenca y el área de aporte así como el régimen tectónico, estos ambientes pueden ser de barras costeras, deltas, bahías o estuarios y “fan deltas”.

2.1.4.1 Facies arenosas de barras costeras elongadas Mioceno Medio

En Bottazzi et al., (1994), se describe una sucesión de facies que se encuentran coronando el ciclo sedimentario inferior de la plataforma externa, mediante una secuencia “coarsening upward”, donde se puede observar el progresivo aumento del tamaño de grano, el mejor sorteo y limpieza de los depósitos, mediante una sucesión de areniscas medias y gruesas muy limpias con estructuras que acusan un ambiente somero fuertemente influenciado por oleaje, mareas, tormentas y corrientes marinas.

En general, el segmento basal, está definido por un paquete de 50 a 300 m de espesor, caracterizado por una intercalación de limolitas ricas en materia orgánica, limolitas y lutitas fosilíferas y areniscas finas, medias y gruesas; mientras que en los segmentos superiores predominan las areniscas de mayor granulometría con mejor sorteo y lavado y estructuras sedimentarias atribuibles a la acción del oleaje. (Figura 26)

Las principales facies de esta asociación son:

-Facies areno-lodosas de barra basal:

Tal y como se describe en Bottazzi et al. (1994), corresponden con limos y lutitas intercalados con niveles muy ricos en materia orgánica y lentes decimétricos intercalados de areniscas finas bien lavadas y sorteadas con laminación paralela planas alternándose con areniscas limosas. (Figura 26)



Figura 26. Facies areno-lodosas de barra basal en la sección media río Banano

Las estructuras sedimentarias características son la laminación lenticular representada por niveles arenosos concrecionados, laminación paralela demarcada por alternancias de limolitas, y areniscas finas y niveles enriquecidos con materia orgánica y magnetita.

La bioturbación es escasa, consistente de esporádicas excavaciones perpendiculares al plano de estratificación, probablemente asociada a organismos suspensívoros.

Estos depósitos se interpretan como el resultado de la agradación de finos que es interrumpida por eventuales corrientes de turbidez provenientes de los sectores altos de las barras arenosas y eventos tempestícos (Bottazzi et al., 1994).

-Facies arenosas de barra media:

Areniscas maduras de grano medio a grueso, bien sorteadas y dispuestas en estratos métricos internamente laminadas centimétricamente con niveles de microplaceros de magnetita o detrito orgánico. (Figura 27)



Figura 27: Facies arenosas de barra media en la sección media río Banano

Por lo general, los niveles arenosos más limpios presentan estratificación cruzada (“trough cross bedding”), mientras, estructuras de oscilación como “ripples” de oleaje, y estructuras tipo “swales”, son evidentes en los niveles enriquecidos por magnetita.

El mecanismo de depositación se da por asentamiento gravitativo a partir de flujos tractivos sometidos a retrabajamiento por corrientes bidireccionales las que en Bottazzi et al., (1994) se interpretan como facies de barra media.

-Facies arenosas de cresta de barra:

Areniscas de grano medio y grueso con laminación centimétrica paralela planar o inclinada de muy bajo ángulo demarcada por microplacers de magnetita. (Figura 28)



Figura .28 Facies arenosas de cresta de barra en la sección media del río Banano

Eventualmente se presentan acumulaciones subcentimétricas planares o lenticulares elongadas de fragmentos de moluscos.

Otras estructuras frecuentemente visibles son “ripples” asimétricos y simétricos.

Estas facies pueden estar relacionadas lateralmente con subfacies asociadas a ciclos mareales y tempestícos como:

- Depósitos mareales (según Bottazzi et al. 1994), que corresponden con areniscas muy gruesas, gruesas o medias con cemento carbonatado, cuyos principales componentes son restos fosilíferos de oncoides algales, moluscos, equinodermos y algunos macroforaminíferos, así como gránulos líticos, de cuarzo y de pedernal.

La estratificación cruzada es de alto ángulo, pudiéndose delimitar algunas estructuras tipo “foresets” bidireccionales, y estructuras de erosión y relleno.

El mecanismo de depositación se da a partir de flujos tractivos asociados a ciclos mareales de acuerdo a Bottazzi et al. (1994).

- Tempestitas según Bottazzi et al. (1994), están representadas por areniscas gruesas que gradan a medias y finas, dispuestas en estratos lenticulares con una extensión decamétrica, y un espesor decimétrico.

En la base de estos estratos predominan areniscas gruesas que gradan a areniscas medias. Aunque la parte basal puede ser más bien conglomerática, constituida por clastos de areniscas sublitificadas y fragmentos fósiles indiferenciados a nivel de afloramiento.

Las areniscas medias presentan laminación paralela planar a escala centimétrica.

El techo está constituido por areniscas medias o finas con laminación cruzada.

2.1.4.1.1 *Asociación de facies de barras costeras deformadas por corrientes marinas (“strand plain”).*

La asociación de facies arenosas que se relacionan con un ambiente litoral donde se pueden definir varios microciclos progradantes de depósitos de barra basal, barra media y cresta de barra (Cuadro 2 y figura 25); que en conjunto presentan espesores variables entre 1 m y 100 m y se distribuyen espacialmente como una delgada franja de afloramientos que delimitan y contornean los depósitos heterolíticos del Mioceno Inferior, según Bottazzi et al., (1994) se interpretan como generados a partir de un sistema de barras arenosas elongadas y deformadas por corrientes marinas (“strand plain”).

Tal y como se expone en la figura 25, esta asociación de facies, representa un límite secuencial de segundo orden en el tope del Mioceno Medio en correspondencia con dataciones efectuadas en los sedimentos finos que los delimitan (Proyecto Limón Sur, RECOPE 1986-1989). Este límite, probablemente está coronado por el desarrollo de una superficie de “Ravinement” representada por la amalgamación de facies de grano muy fino ricas en materia orgánica continental asignadas a ambientes prodeltaicos y de bahía, correspondientes estratigráficamente a la Formación Uscari (Pizarro 1987; Aguilar 1991)

2.1.4.2 *Facies areno-conglomeráticas con mantos de carbón de ambiente lobulado (deltas)* Mioceno Superior

A partir del tope Mioceno Medio hasta el techo del Mioceno Superior, la segunda secuencia del Mioceno representada en la figura 25, está definida por un paquete de alrededor de 1800 m. de espesor constituido por conglomerados finos, areniscas, lutitas y arcillolitas, muy ricas en materia orgánica continental. Los cuerpos arenosos suelen ser espesos con tendencias “coarsening and thickening upward” (la granulometría y el espesor de capas se incrementa hacia el techo de los bancos arenosos) y por lo general están coronados por mantos de carbón desde pocos centímetros a 2 m de espesor (excepcionalmente pueden llegar a los 7 m) o por intercalaciones de estos con delgadas

capas de arenisca media o con formas canaliformes de conglomerados finos y arenisca gruesas guijarrosas, tal y como fue descrito y documentados durante las exploraciones carboníferas de la década de 1980 efectuadas por RECOPE y en los tratado de Bolaños (1983) y Malavassi (1985).

Dado su potencial como recurso carbonífero, estas series han sido ampliamente estudiadas, reconociéndose y caracterizando dos áreas geográficas dentro la cuenca, donde los depósitos litorales son típicamente progradantes con una alta influencia de origen continental.

Por la distribución espacial de afloramientos y concentración de facies correlacionadas se pueden diferenciar dos edificaciones sedimentológicas relacionadas con sistemas lobulados de ambientes litorales y transicionales (Figura 29). La primera se denomina Zent por su localización respecto al sistema fluvial actual en el borde norte de la cuenca y, el segundo en el borde sureste, se denomina Volio por estar inscrito en la región del mismo nombre.

Cartográficamente estas dos concentraciones de facies se encuentran separadas por una extensa área en el borde central y este de la cuenca, donde están ausentes, lo que se interpreta sedimentológicamente como áreas de bahía interlobular o prodeltaicas.

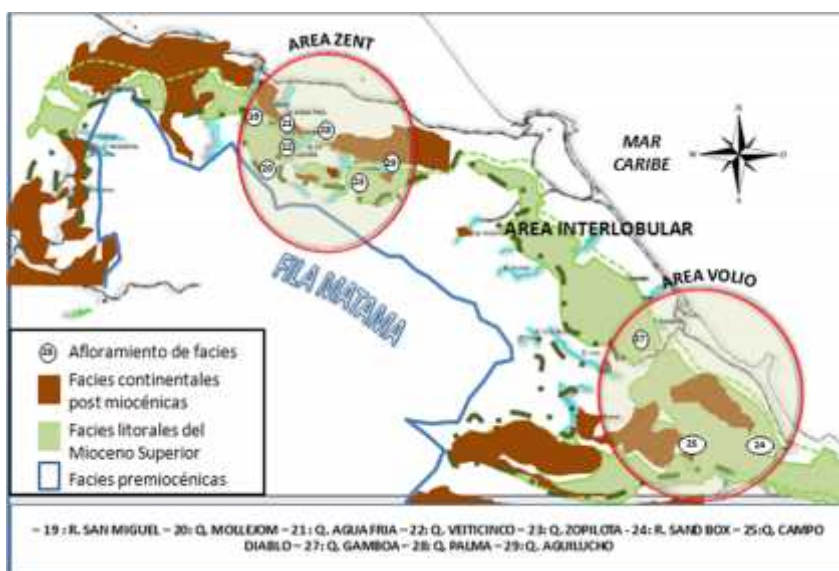


Figura 29: El Mioceno superior, aflora como secuencias progradantes tipo deltaicas en dos áreas bien delimitadas, las cuales se han denominado según la región donde se circunscriben como Area Zent y Area Volio

Según Bottazzi et al. (1994), las principales facies reconocidas que se resumen en el cuadro 3 son las siguientes:

-Limolitas y lutitas con desarrollo de ciclos de progradación:

Intercalaciones de láminas de limolitas y lutitas, y en menor grado, areniscas de grano muy fino, todas con cemento calcáreo y de colores gris claro y pardos. (Fig. 30)



Figura 30: Facies de limolitas y lutitas con delgados niveles enriquecidos con materia orgánica continental y a veces deformados. Sección superior de quebrada Zopilota

La tendencia estratigráfica general de estos depósitos es el aumento de la granulometría hacia el techo, donde prevalecen las areniscas finas ricas en materia orgánica.

Las estructuras sedimentarias relevantes son: laminación milimétrica paralela planar, laminación lenticular, y estructuras de convolución .

Paquetes sedimentarios constituidos por estas facies suelen presentar deformaciones y otras estructuras sinsedimentarias tales como plegamiento, fallamiento y deslizamiento, resultado de la alta tasa de sedimentación, la inclinación de la superficie de

sedimentación y al gran contenido de arcilla, en un medio acuoso. (Seyfried, 1987. com. verbal).

En las partes altas de la sección de la quebrada Zopilota (sección # 23 Figura 9 y Figura 30), se presenta un afloramiento de bancos masivos de más de 10 m de espesor constituido por bandas centimétricas de limolitas con contenidos diferenciales de materia orgánica y contactos bien definidos.

Estos depósitos se interpretan (según Bottazzi et al. 1994) como el producto de agradación de sedimentos finos en suspensión en las áreas distales de un delta y afectados posteriormente por procesos sinsedimentarios tales como deformaciones, deslizamientos y corrientes de turbidez (Barra de desembocadura distal).

-Areniscas finas organizadas con intercalaciones de limos :

Areniscas finas poco maduras composicionalmente, con estratificación decimétrica a centimétrica y con intercalaciones de limos.

Presentan estructuras sedimentarias tales como “ripples” de oscilación, laminación inclinada de bajo ángulo, laminación “flaser”, laminación lenticular y laminación festoneada.

Generalmente las areniscas finas, están muy fuertemente cementadas y tienen un tenue carácter lenticular correspondiente a elongadas concreciones calcáreas, esta facies está representada principalmente en la sección 23 correspondiente a la quebrada Zopilota.

Según Bottazzi et al., (1994), estos depósitos se originan a partir de eventos turbidíticos y tempestíficos en áreas frontales de un delta donde los sedimentos finos corresponden a la depositación de trasfondo. Las estructuras sedimentarias en las areniscas, acusan el retrabajo por parte de olas, corrientes costeras y tormentas (Frente de barra de desembocadura).

-Areniscas de grano grueso y medio, bioclásticas, organizadas y matriz limosa:

Entre sus constituyentes pueden ser distinguidos algunos gránulos de cuarzo, fragmentos de conchas, fragmentos de espinas de erizos y algo de materia orgánica como detritus vegetal y láminas de carbón.

Se presentan como bancos de hasta 2 m de espesor (Figura 31) y las estructuras sedimentarias internas son laminación centimétrica paralela planar, laminación inclinada de muy bajo ángulo, eventualmente laminación cruzada a pequeña escala ("wave ripples" centimétricos) y laminación lenticular de espesores centimétricos pero elongadas hasta los 50 cm.

También son comunes los pliegues sinsedimentarios ("slumps") de escala decimétrica.

Presentan intensa bioturbación tipo *Thalassinoides sp.* y *Ophiomorpha nodosa sp* con longitudes desde centimétrica hasta métrica, que se evidencia mediante concreciones calcáreas.

Estos depósitos se dan por el asentamiento y retrabajo de sedimentos en un medio de alta energía inducida por el oleaje que se desarrolla en la cresta de una barra de desembocadura.



Figura 31: Depósitos de areniscas de grano grueso y medio asociados a facies de cresta de barra. Río Carbón Volio (#34 en Fig.9)

-Areniscas limosas no organizadas con estratificación muy espesa:

Areniscas limosas inmaduras de grano medio muy ricas en detritus vegetal y fragmentos de madera carbonizada que incluyen gránulos de cuarzo, fragmentos de conchas y eventualmente guijarros ígneos.

Afloran masivamente en espesores de hasta decenas de metros y están completamente ausentes de estructuras sedimentarias e ichnofósiles, Sus principales afloramientos pueden ser vistos en la parte baja de la quebrada Zopilota (# 23) y quebradas Sand Box y Campo Diablo (# 24 y 25 respectivamente).

En algunas secciones están cortadas por depósitos métricos, canaliformes areno-guijarrosos con estratificación cruzada.

Genéticamente están asociadas a la depositación caótica y desordenada de la carga sedimentaria suministrada por el sistema aluvial en el frente de un delta y que por el cambio brusco en las condiciones químicas e hidrodinámicas se precipita rápidamente en el área de tras barra de desembocadura.

-Conglomerados con gradación normal:

Entre sus constituyentes predominan los clastos de entre 3 y 5 cm de diámetros, de origen volcánico (andesíticos o andesítico/basálticos), pudiéndose encontrar clastos aislados de areniscas y lutitas , y cantos de intrusivos en forma aleatoria.

Los bancos individuales, se caracterizan por presentar una gradación positiva de tal manera que mientras en la base predomina un conglomerado con soporte por grano, hacia el techo prevalece el soporte por matriz de arena media o una arenisca guijarrosa.

Las areniscas guijarrosas cuyos principales constituyentes son gránulos de cuarzo bien redondeados y esféricos, en menor cantidad guijarros subredondeados y pulidos de

origen volcánico y algunos fragmentos de madera carbonizada, presentan laminación cruzada y pequeños lentes conglomeráticos.

Se distinguen "foresets" bien desarrollados y superficies de amalgamación que generan formas acuñadas. Estas facies están muy bien representadas en las secciones de la quebrada 25 (#22), quebrada Agua Fría (#21), quebrada Sand Box (#24) y quebrada Campo Diablo (#25)

Los conglomerados pueden presentarse como cuerpos aislados con geometrías canaliformes.

Se interpretan como depósitos de rellenos de canal o carga de fondo en canales fluviales de ambientes parálicos.

-Areniscas gruesas organizadas en típicos ciclos "thinning and finning upward":

Areniscas gradadas desde grano grueso a fino. Tienen una matriz limosa, con un contenido variable de materia orgánica, micropalacos magnetíticos y es frecuente encontrar en ellas troncos de madera carbonizada y clastos exóticos subredondeados ("out size clasts") de origen ígneo y sedimentario en menor proporción y tamaño. En ocasiones en los niveles superiores se pueden diferenciar clastos redondeados de lodo y huellas de raíces de diámetros menores a los 3 cm.

Lo que caracteriza más a estos depósitos es su tendencia a disminuir la granulometría y el espesor de los estratos hacia el techo ("thinning and finning upward"), asociando secuencialmente, desde la base hacia el techo, estructuras tales como laminación milimétrica paralela planar, laminación inclinada de bajo ángulo, laminación cruzada a escala centimétrica ("trough cross bedding"), "ripples" de corriente, laminación ondulada discontinua y laminación lenticular. (Figura 32)

Estas facies afloran en casi todas las secciones, estando muy bien representadas en la parte baja del río Sand Box (#24) y quebrada Agua Fría (#21)

Por lo general afloran suprayaciendo, a través de un contacto gradacional, a conglomerados y arenas guijarrosas relacionadas con un canal.

Geométricamente corresponden a bancos tabulares persistente a escala de afloramiento y se asocian a procesos de acreción lateral de areniscas en un sistema de canales meandriformes. Corresponden a barras de punto asociadas a un ambiente parálico.

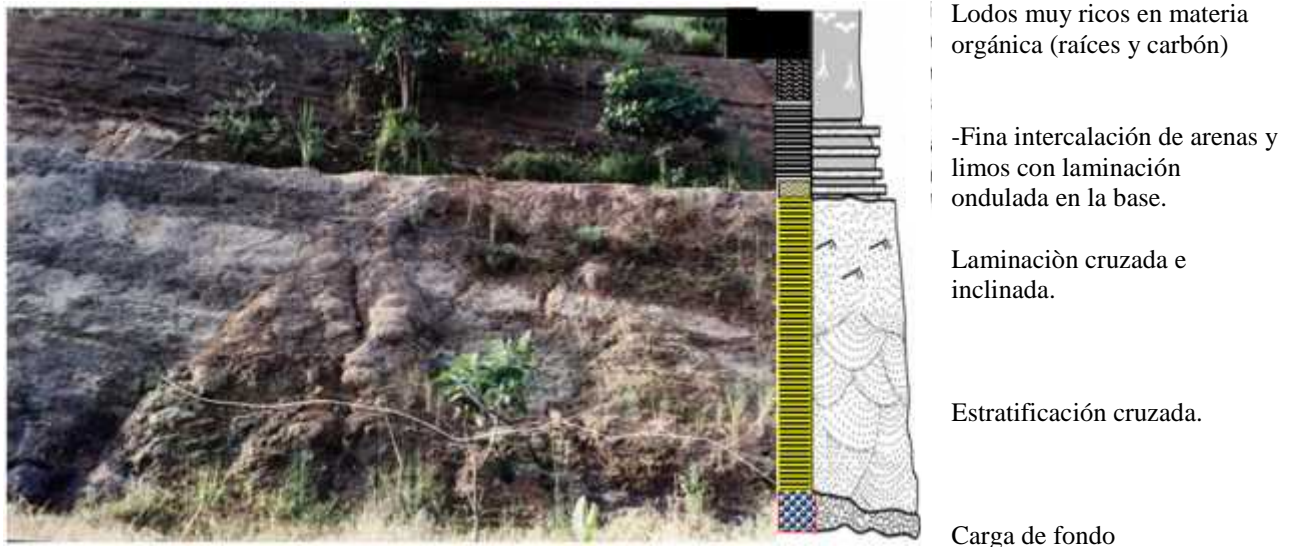


Figura 32: Facies de barra de Punto (“Point Bar”) sobreyacidas por depósitos de agradación correspondiente a la llanura de inundación.– Base del río Sand Box

-Alternancias de areniscas finas, limolitas y lutitas con estratificación fina (centimétrica):

Son rocas de granulometría predominantemente fina, tales como arcillolitas, limolitas, lutitas y areniscas de grano muy fino intercaladas mediante láminas milimétricas dispuestas en estratos de 10 a 30 cm de espesor. En general son rocas poco consolidadas en las cuales siempre predomina el carácter arcilloso.

La laminación puede ser paralela planar u ondulada discontinua y está marcada tanto por cambios granulométricos como por cambios de color, entre gris pardusco y negro, asociados al contenido diferencial en materia orgánica.

Contenidos en estos sedimentos, se encuentran fragmentos de madera de hasta 5 cm de largo, improntas de hojas, clastos redondeados de lodo y huellas de raíces.

Hacia el techo los estratos tienden a hacerse más espesos ("thickening upward") y suelen presentar estructuras de corte y relleno.

Bottazzi et al. (1994) interpreta estos depósitos como debidos a la acumulación de materia orgánica vegetal autóctona intercalada con eventos sedimentarios emplazados a raíz del desbordamiento del canal principal (inunditas) o la escorrentía superficial en las llanuras de inundación.

-Areniscas finas organizadas y con "climbing ripples":

Areniscas finas limosas con cemento calcáreo densamente bioturbadas o con huellas de raíces.

Hacia la base son muy masivas y densamente bioturbadas. Las trazas fósiles son *Ophiomorpha nodosa* sp., tubos de perforación con estructuras de fuga y bioturbación moteada.

Hacia el techo es característica la presencia de pequeños "ripples" sobrecrecidos ("climbing ripples").

La geometría de estos depósitos es lenticular a escala de decenas de metros.

Su formación se relaciona con la acreción lateral de sedimentos finos en los bordes de un canal (corriente unidireccional) en forma de diques o malecones subacuáticos (Bottazzi et al. 1994).

-Limolitas, lutitas y areniscas de grano fino ricas en carbón y detrito vegetal:

Normalmente son limolitas, lutitas interestratificadas y en menor proporción areniscas de grano muy fino, muy ricas en carbón y detritus vegetal. Por lo general estos niveles se encuentran delimitados por capas delgadas de areniscas de grano medio o grueso con clastos de cuarzo y cemento calcáreo.

Estos depósitos se presentan con una geometría tabular.

Las estructuras sedimentarias presentes, en los niveles más arenosos, son laminación cruzada a escala centimétrica ("trough cross bedding"), laminación inclinada de bajo ángulo y "ripples" de corriente.

En los niveles de granulometrías más finas es más común encontrar laminación ondulada paralela milimétrica y laminación paralela planar milimétrica, ambas demarcadas por concentraciones diferenciales de materia orgánica. También puede presentarse laminación lenticular, estructuras tipo "flame" y microfallas sinsedimentarias.

La bioturbación es de tipo moteada indiferenciada, trazas tipo *Ophiomorpha nodosa* sp y *Thalassinoides* sp.

Tal y como se expone en Bottazzi et al. (1994) estas facies se generan por agradación de sedimentos finos en suspensión y corrientes de turbidez en épocas de mal tiempo, en una bahía interdistributaria.

-Lutitas carbonosas, mantos de carbón y areniscas finas interestratificadas:

Las lutitas carbonosas son fosilíferas y están dispuestas en estratos decimétricos con láminas milimétricas de carbón y presentan estructuras tales como laminación ondulada o fuertemente convolucionada y pequeñas fallas sinsedimentarias.

Los mantos de carbón se presentan comúnmente en espesores variables entre 20 cm y 2 m, aunque esporádicamente pueden superar los 5 m de espesor (Figura 33), tal y como fue reportado en los informes de los proyectos de exploración carbonífera de las áreas de Zent y Volio, desarrollados por RECOPE durante la década de 1980-1990 y las tesis de Bolaños (1983) y Malavassi (1985).

Los estratos de areniscas limpias, medias y finas tienen espesores entre los 10 cm y 50 cm y presentan laminación cruzada, a mediana escala y "foresets" que terminan bruscamente sobre la superficie infrayacente.

Estas facies están bien expuestas en las secciones de la quebrada Veinticinco (#22) y quebrada San Miguel (#19)

Según Bottazzi et al., (1994), genéticamente estos depósitos se asocian a bahías marginales y facies de pantano (lagunas palustrinas) influenciadas estacionalmente por corrientes turbidíticas y de desbordamiento durante períodos de ruptura de los canales aluviales e invasiones mareales o tempestíficas (lóbulos de desbordamiento).



Figura 33: Mantos de carbón correspondientes a las facies de lagunas y bahías interdistributarias, sobreyacias por depósitos lobulares y de canal con niveles de carga de fondo, barra de punto y diques. Area de río Zent/Corina.

2.1.4.2.1 Asociación de facies lobuladas (deltáicas)

La asociación de facies lobuladas (deltáicas) se resume de la siguiente manera: (Cuadro 3)

ASOCIACION DE FACIES	FACIES E INTERPRETACION	SIMBOLOGIA	ESTRUCTURAS	OTROS COMPONENTES	
PLANICIE DELTAICA	Lutitas carbonosas, mantos de carbón y areniscas finas interestratificadas.	LAGUNAS PALUSTRINAS Y LOBULOS DE DESBORDAMIENTO			
	Alternancias de areniscas finas, limolitas y lutitas con estratificación delgada	LLANURA DE INUNDACION			
	Areniscas finas organizadas y con "climbing ripples"	DIQUES O MALECONES			β
	Areniscas gruesas organizadas en típicos ciclos "thinning and fining upward"	BARRA DE PUNTO			
	Conglomerados con gradación normal	RELLENO DE CANAL O CARGA DE FONDO			
	Limolitas, lutitas y areniscas de grano fino ricas en carbón y detrito vegetal	BAHIA INTERDISTRIBUTARIA			
FRENTE DELTAICO	Areniscas medias sucias	TRAS BARRA DE DESEMBOCADURA			β
	Areniscas de grano grueso, bioclásticas, organizadas y matriz limosa	CRESTA DE BARRA DE DESEMBOCADURA			
	Areniscas finas organizadas con intercalaciones de limos	FRENTE DE BARRA DE DESEMBOCADURA			
	Limolitas y lutitas con desarrollo de ciclos de progradación	BARRA DE DESEMBOCADURA DISTAL O PRODELTA			

ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS		OTROS COMPONENTES Y ESTRUCTURAS CARACTERISTICAS	
	Laminación ondulada continua		Materia orgánica continental (improntas de hojas y otros)
	Laminación ondulada discontinua		Fragmentos de madera o huellas de raíces
	Laminación paralela planar		Clastos de lodo
	Laminación inclinada de bajo ángulo		Gránulos redondeados de cuarzo
	Laminación lenticular		Clastos exótico subredondeados
	"Ripples" de corriente		Conchas o fragmentos de conchas (✓)
	"Ripples" de crecimiento		Concreciones calcáreas
	Estratificación cruzada		Láminas de carbón muy delgadas (milimétricas)
	"Foreset"		Trazas fósiles tipo <i>Thalassinoides</i> sp.
	Fallas y pliegues sinsedimentarios		Trazas fósiles tipo <i>Ophiomorpha nodosa</i> sp
	Estructuras "flame" y de convolución	β	Densa bioturbación indiferenciada
	Gradación inversa		
	Gradación normal		

Cuadro 3: Facies areno-conglomeráticas con mantos de carbón de ambiente lobulado y su asociación. Asociaciones Deltáicas del Mioceno Superior

Tal y como se expone en Bottazzi et al., (1994), las asociaciones de facies relacionadas con un sistema deltaico se pueden agrupar de la siguiente forma:

-Frente deltaico (“delta front”):

La asociación de facies representadas por espesos bancos arenosos muy homogéneos, pero que en conjunto muestran diferencias internas en cuanto a organización, lavado diferencial y presencia o no de estructuras asociadas a oleaje (p.e. "wave ripples"), corrientes marinas y tormentas ("hummocky cross stratification"), así como eventos atribuibles a flujos por gravedad ("slumps" y "mud flows"), es interpretada, de acuerdo a Wright (1985) como depósitos dados en la sección frontal de un delta (“delta front”) donde la interacción y grado de equilibrio entre los procesos de cuenca, el aporte sedimentario continental y la agradación de la sedimentación de tras fondo quedan documentados en el registro sedimentológico .

Tal y como las facies areno-conglomeráticas con mantos de carbón de ambiente lobulado fueron descritas en el apartado anterior y en Bottazzi et al., (1994), la asociación de facies de frente deltáico es la siguiente:

- Limolitas y lutitas con desarrollo de ciclos de progradación se relacionan con la depositación en una **barra de desembocadura distal (distal bar)**
- Areniscas finas organizadas con intercalaciones de limos y estructuras de “swales” y “hummocky stratification” y se interpreta como depósitos de **frente de barra de desembocadura (bar front)**.
- Areniscas de grano grueso, bioclásticas, organizadas y matriz limosa, las que se adjudican a una **cresta de barra de desembocadura (bar crest)**.
- Areniscas limosas no organizadas con estratificación muy espesa las que se interpretan como depósitos de **tras barra de desembocadura (bar back)**.
-

-Planicie deltaica ("delta plain"):

Se reconocen como tales aquellas que asocian litologías, estructuras e ichnofacies propias de ambiente marino somero con alta influencia fluvial.

De igual manera y en concordancia con Bottazzi et al. (1994) las principales facies sedimentológicas que en conjunto se asignan a depósitos propios de esta sección del delta, se relacionan con:

- Conglomerados con gradación normal interpretados como **rellenos de canal o carga de fondo** (“**fill channel or bed load**”) en un sistema de canales meandriformes.
- Areniscas gruesas organizadas en típicos ciclos “thinning and fining upward” asociados a depósitos de **barra de punto** (“**point bar**”).
- Alternancias de areniscas finas, limolitas y lutitas con estratificación delgada que se relacionan con depósitos de **llanura de inundación**.
- Areniscas finas organizadas y con “climbing ripples” correspondientes a **diques o malecones** (“**levee**”).
- Limolitas, lutitas y areniscas de grano fino ricas en carbón y detrito vegetal posiblemente depositadas en las áreas internas de una **bahía interdistributaria o áreas palustrinas**.
- Cuando prevalecen los mantos de carbón y se definen las facies de lutitas carbonosas, mantos de carbón y areniscas finas interestratificados se define ambiente de depositación relacionado con **lagunas palustrinas**, invadidas por **lóbulos de desbordamiento** (“**crevasse splay**”) a partir de canales distributarios hacia áreas marginales de las bahías interdistributarias o hacia suamos y pantanos (“**pounded**”).

Lo anterior es concordante con otros tratados que llegan a estas mismas interpretaciones, mediante otras herramientas de correlación cronoestratigráfica y paleoambiental, como

por ejemplo Sandoval, (2009), Laurito (2014); Laurito et al., (2011) y Laurito et al., (2008).

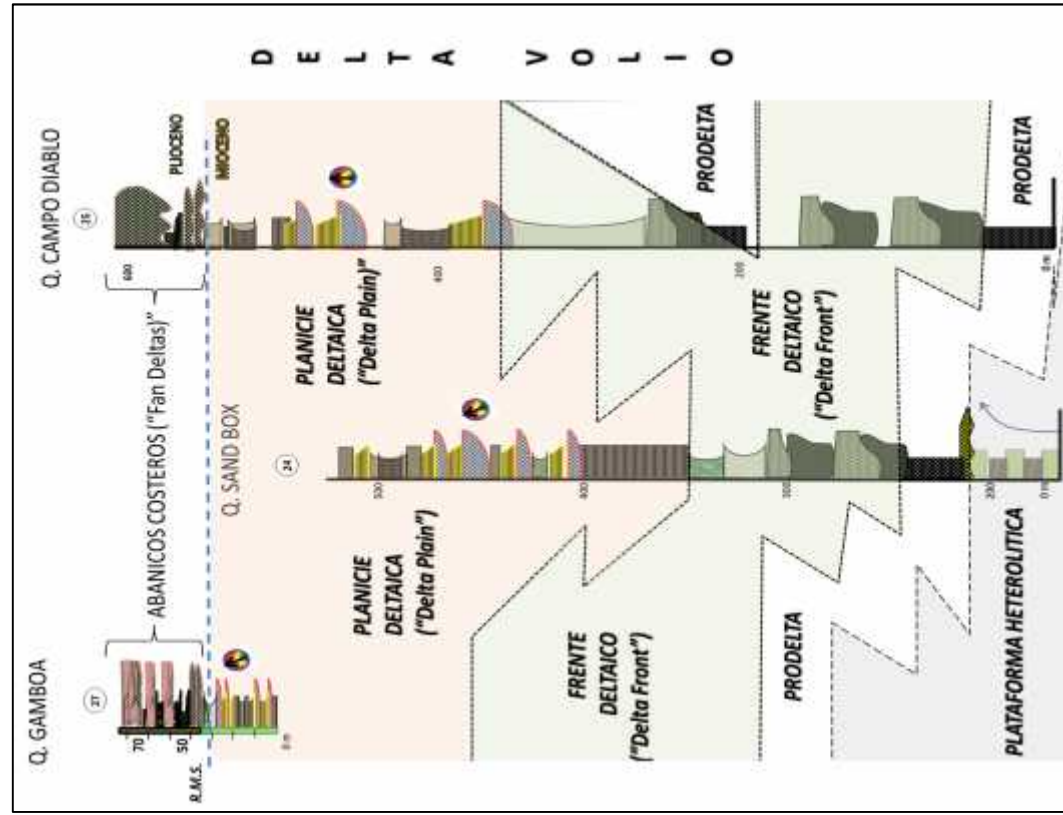
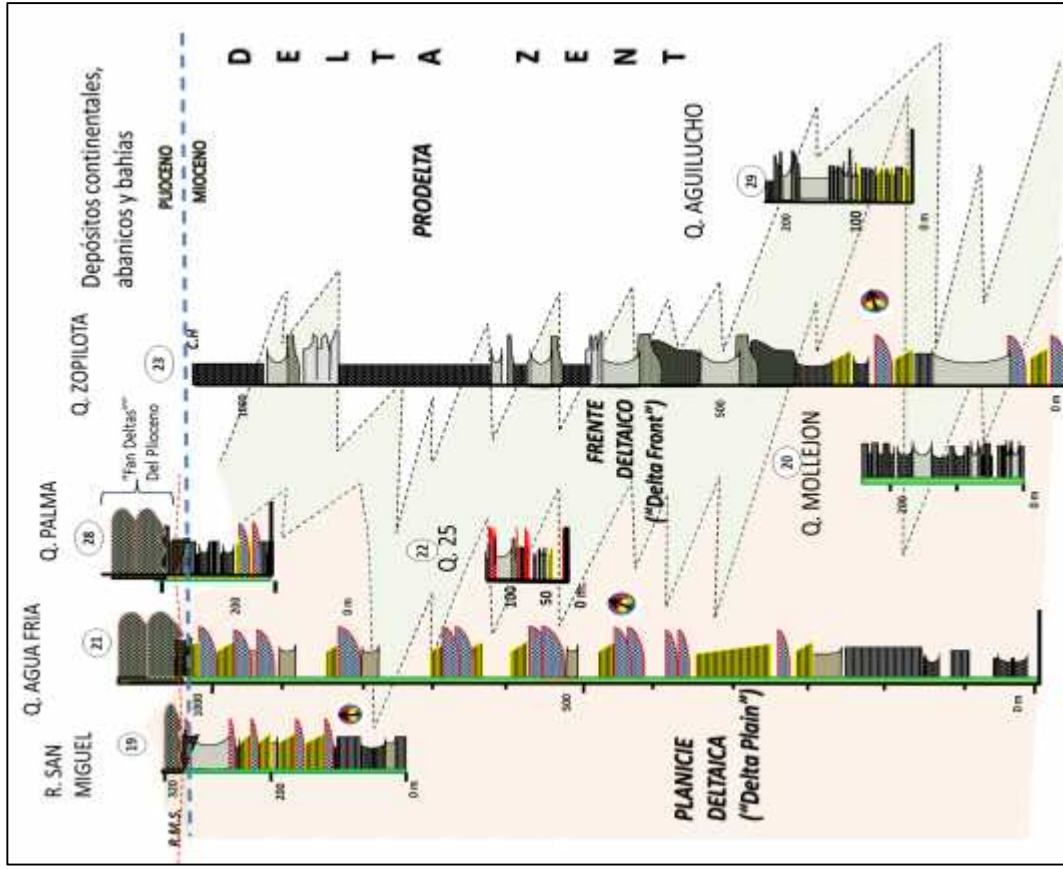
Sandoval (2009) por ejemplo, con base en estudios de palinología en las áreas de Zent (Quebrada Veinticinco #22) y Volio (río Sand Box #19) determina para las facies finas y carbonosas del Mioceno Superior; ambientes de depositación parálisos y bosques de manglares asociados.

Tomando en cuenta la variabilidad de facies, en el sistema deltaico, tanto vertical como lateralmente, se puede establecer una correlación ideal entre asociaciones de facies- (figura 34)

Esta correlación, horizontalizada al límite Mio-Plioceno (discordancia, “Ravinement surface” según Bottazzi et al. 1987; Bottazzi et al. 1994.), refleja claramente el desarrollo de dos edificios deltaicos durante el Mioceno Superior, en las áreas de Zent al noroeste de la cuenca y Volio al sureste de la cuenca (fig. 31), donde se documentan ciclos de asociaciones de facies que acusan depósitos arenosos de frente deltaicos sobreyacidos por depósitos de planicie deltaica (conglomerados finos, areniscas, lutitas y mantos de carbón), los cuales son cortados bruscamente por conglomerados de grano grueso y limos del Plioceno, estratigráficamente atribuidos a la Formación Río Banano.

Tomando en cuenta los datos de paleocorrientes obtenidos en las facies de grano grueso y reportados por Bottazzi et al., (1987), se infiere que la distribución espacial probable de los edificios deltaicos durante el Mioceno Superior fue tal que el área de aporte del delta Zent estuvo al sur – suroeste con el depocentro al norte – noreste, mientras que el delta Volio descargaba el aporte sedimentario al nor – noroeste desde las tierras emergidas en el sur.

Entre ambos cuerpos deltaicos, en las áreas emergidas en el extremo noreste, se encuentran afloramientos de lutitas del Mioceno Superior asignadas a la Formación Uscari, según Pizarro (1987) e interpretadas como facies prodeltaicas, de bahía o plataforma hetroolítica según Bottazzi et al., (1994), por lo que en esas áreas se interpreta el desarrollo de un ambiente interlobular, durante ese periodo.



Paleocorrientes (noreste)

R.M.S Ravinement Surface

Complementar simbología con el **cuadro 2** -

- Para ubicación referirse a la **figura 29**

Figura 34: Disposición correlativa posible de las asociaciones de facies de lóbulos deltaicos. Se distinguen dos edificios independientes atribuidos al ambiente litoral del Mioceno Superior. Denominados Delta Zent y Delta Volio .

2.1.4.3 *Facies conglomeráticas, interestratificadas con lutitas y areniscas fosilíferas continental y parches aislados de calizas someras*
Plioceno/Pleistoceno

Coronando la sucesión sedimentaria litoral o plataforma interna, en forma discordante, se identifica un paquete de facies areno - conglomerática de espesor variable entre 250 y 500 m que representa la transición del ambiente marino al continental.

Característicamente se presenta como una interestratificación grosera de bancos métricos de conglomerados (entre 0.5 m y 2 m de espesor), con areniscas fosilíferas de grano medio a grueso, lutitas y arcillas carbonosas fosilíferas, láminas milimétricas de carbón y parches aislados de calizas arrecifales.

Afloramientos típicos pueden ser observados en las siguientes secciones referidas en la figura 9:

- (#19) Río San Miguel Peje.
- (#30) Río Dekuti .
- (#31) Quebrada Agua Fría.
- (#28) Quebrada Palma.
- (#27) Quebrada Gamboa.
- (#32) Camino a San Clemente.
- (#33) En la parte basal del río Hitoy - Cerere

Tal y como lo expuesto por Bottazzi et al. (1987) y Bottazzi et al. (1994), las principales facies reconocidas y su interpretación se resumen en el cuadro 4.

SIST. SEDIMENTARIO	ASOC. DE FACIES	FACIES SEDIMENTARIAS E INTERPRETACION	SIMBOLOGIA, ESTRUCTURAS Y OTROS ELEMENTOS		
COSTERO TRANSICIONAL FAN DELTAS, BAHIAS Y ESTEROS	FAN DELTA PROXIMAL	Conglomerados organizados con gradación positiva y geometría <u>canaliforme</u> : Carga de fondo y rellenos de canal.			
		Conglomerados desorganizados caóticos matriz de arena arcillosa: Flujos de escombros			
		Areniscas inmaduras y limolitas muy ricas en materia orgánica vegetal: progradación de pequeños canales aluviales y turbiditas asociadas a procesos de "Washover" en el lagoon o esteros.			
	FAN DELTA MEDIO	Areniscas medias y finas poco maduras con laminación paralela planar: flujos turbulentos en la zona de tras playa cuando las olas de mal tiempo sobrepasan la berma de la playa ("washover fan" o lóbulos de tras playa)			
		Areniscas bioclásticas, maduras con laminación horizontal o inclinada; flujos muy rápidos cargados de sedimentos arenosos relacionados con la rompiente de las olas (Facies de playa, ("sand spit"))			
	FAN DELTA DISTAL O BAHIA INTERNA	Areniscas medias maduras con estratificación bidireccional: depositadas durante períodos de mareas entrantes y salientes (Canales mareales)			
		Areniscas inmaduras y limolitas muy ricas en materia orgánica vegetal: deposición de areniscas a partir del retrabajo por oleaje, tormentas y mareas en un ambiente de bahía interna (Tempestitas)			
	PARCHES ARRECIFALES	Depósitos carbonatados someros: Calizas arrecifales y alodápicas de ambiente somero de aguas cálidas limpias bajo influencia de oleaje y areniscas bioclásticas			

ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

	Laminación ondulada discontinua
	Laminación paralela planar
	Laminación inclinada de bajo ángulo
	Laminación lenticular
	"Ripples" de corriente
	"Ripples" bidireccionales
	Estratificación cruzada
	"Foreset"
	Estructuras "flame" y de convolución
	Gradación inversa
	Gradación normal

OTROS COMPONENTES

	Materia orgánica continental (improntas de hojas y otros)
	Fragmentos de madera o huellas de raíces
	Gránulos líticos
	Clastos exótico subredondeados
	Conchas o fragmentos de conchas (/)
	Concreciones calcáreas
	Láminas de carbón muy delgadas (milimétricas)
	Trazas fósiles tipo <i>Ophiomorpha nodosa</i> sp
	Densa bioturbación indiferenciada
	Almagamación

Cuadro 4: Principales facies conglomeráticas, interestratificadas con lutitas y areniscas fosilíferas, ricas en materia orgánica de origen continental, y parches aislados de calizas someras. . Asociación de facies fan deltaicas, litorales y transicionales

-Conglomerados organizados con gradación positiva y geometría canaliforme:

Bancos de conglomerados con clastos andesíticos, basálticos o gabroicos, bien redondeados de entre 3 y 10 cm de diámetro envueltos por una matriz de arenisca media a gruesa bien seleccionada. (Figura 35)

Se presenta como bancos amalgamados, muy compactos de geometría lenticular y contactos basales erosivos.



Figura 35: Conglomerados amalgamados dispuestos en estructuras canaliformes polimodales. Puerto Viejo de Limón.

Frecuentemente estos depósitos gradan a areniscas gruesas con estructuras de “foresets” progradacionales.

Internamente presentan lentes métricos de areniscas guijarrosas gradadas positivamente muy pobres en contenido arcilloso, con laminación horizontal paralela planar de centimétrica a decimétrica.

Según Bottazzi et al., (1994), se interpretan como depósitos de carga de fondo acarreados por corrientes aluviales constantes y canalizadas y se asocian al desarrollo de abanicos aluviales costeros (“fan deltas”).

-Conglomerados desorganizados, caóticos con matriz de arena arcillosa:

Estratos tabulares de conglomerados cuyos clastos angulosos son de composición ígnea (gabros y andesitas basálticas) y sedimentaria muy consolidadas (limolitas y areniscas finas) que no sobrepasan los 50 cm de diámetro. (Figura 36)

Se presentan como bancos con gradación inversa muy grosera y granuloselección caótica en una matriz de arena muy arcillosa.

Estos depósitos se dan a partir de flujos de escombros en un medio hidráulico muy denso que se da en las áreas medias y distales de un “fan delta”.



Figura. 36: Conglomerados con gradación inversa y matriz arenosa. Punta Mona.

-Areniscas medias y finas poco maduras con laminación paralela planar:

Bottazzi et al., (1994) identifica una interestratificación de areniscas medias y areniscas finas dispuestas en paquetes, con espesores que no sobrepasan los 50 cm, con geometría lobular y que se intercalan con depósitos de limos y arcillolitas fosilíferas ricas en materia orgánica continental.

Según el autor, las estructuras presentes son principalmente laminación paralela planar e inclinada de bajo ángulo a escala milimétrica.

Desde el punto de vista genético, se depositan como flujos turbulentos en la zona de tras playa cuando las olas de mal tiempo sobrepasan la berma de la playa (“washover fan” o abanicos turbidíticos en la zona de tras playa).

-Areniscas bioclásticas, maduras con laminación horizontal o inclinada:

Dentro de la clasificación expuesta por Bottazzi et al., (1994), estas facies corresponden con areniscas de grano medio, muy maduras, con cemento calcáreo que pueden gradar a areniscas de grano fino, dispuestas en estratos de 1 a 5 m de espesor que se acuñan lateralmente y que conforman bancos de hasta 50 m de espesor.

Las estructuras más típicas son la laminación horizontal o inclinada planar de bajo ángulo (centimétrica), laminación cruzada, estructuras “flasser”, pequeños lentes guijarrosos canaliformes y estructuras bolsón.

Los principales constituyentes son gránulos de cuarzo, fragmentos de conchas y fragmentos líticos de origen volcánico.

También pueden presentarse niveles centimétricos (1 a 2 cm), muy ricos en arcillas y materia orgánica (láminas de carbón), improntas de hojas y fragmentos biogénicos, tales como conchas de *Córbula* sp., *Chione* sp., *Turritella* sp., *Conus* sp., *Oliva* sp., *Ostrea* sp.,

y otros moluscos, y algunas intercalaciones de areniscas guijarrosas que envuelven clastos provenientes de un substrato lutítico.

Son comunes niveles de concreciones asociados a trazas de *Ophiomorpha nodosa* sp. y estructuras de fuga.

Los depósitos se presentan en paquetes homogéneos con contactos planares con facies de granulometrías más finas.

El evento que los produce se asocia a flujos muy rápidos cargados de sedimentos arenosos relacionados con la rompiente de las olas (Facies de playa).

-Areniscas medias maduras con estratificación bidireccional:

Descritas por Bottazzi et al., (1994) como areniscas medias que gradan a areniscas finas, con estratificación cruzada bidireccional a escala métrica.

Son levemente calcáreas y están compuestas principalmente por fragmentos líticos con algunas acumulaciones de fragmentos de test de fauna marina tales como bivalvos y gastrópodos.

Los depósitos son métricos y por lo general el contacto inferior es erosivo presentando una geometría irregular.

Según Bottazzi et al., (1994), el proceso sedimentario se relaciona con flujos que obedecen a períodos de mareas entrantes y salientes que se canalizan meandriformemente (Canales de marea).

-Areniscas de grano muy fino y limolitas fosilíferas con “ripples” de oscilación:

Igual que en las facies anteriores, se transcriben las observaciones e interpretaciones apuntadas en Bottazzi et al., (1994).

Estas facies, por lo tanto, son areniscas levemente calcáreas, muy oscuras (gris azulado muy oscuro) con laminación ondulada discontinua, laminación paralela planar milimétrica, “ripples” de oscilación a escala centimétrica y laminación lenticular con espesores y elongaciones centimétricas (no mayor a 5 cm de extensión y 2 cm de espesor), conformando bancos de alrededor de 1 m de espesor.

Los contactos superiores, con facies más proximales, son erosivos y están caracterizados por presentar una intensa bioturbación indiferenciada (perforaciones).

A veces se encuentran lentes decamétricos compuestos completamente por fragmentos de ostras envueltos en una matriz de arena fina, alineadas horizontalmente, con una porosidad interparticular rellena por arena calcárea muy cementadas.

Su depositación se asocia al asentamiento de sedimentos en suspensión y la depositación de areniscas a partir del retrabajo por oleaje, tormentas y mareas en un ambiente de bahía interna.

-Areniscas inmaduras y limolitas muy ricas en materia orgánica vegetal:

Bottazzi et al., (1994 las describe e interpreta de la siguiente manera:

Areniscas de grano medio a muy fino muy inmaduras y limolitas de color gris muy oscuro con cemento levemente carbonatado. Son muy ricas en materia orgánica, presentando muchos fragmentos de madera, láminas de carbón, improntas de hojas, huellas de raíces y semillas concentradas en algunos niveles.

Las principales estructuras son laminación paralela milimétrica en las areniscas medias y laminación ondulada discontinua en areniscas finas y limolitas. Por lo general presentan niveles decimétricos de concentraciones lenticulares de gujarros arcillosos y algunos clastos ígneos de poca extensión lateral, con contactos basales erosivos y gradación normal bien marcada.

Otras características aleatorias son las pequeñas concreciones diseminadas, una densa bioturbación tipo *scolitos* sp. y bioclastos diseminados.

La geometría de estos depósitos es tabular, aunque lateralmente desaparecen entre sedimentos arenosos pertenecientes a otras facies asociadas ya descritas.

Esta sedimentación se produce a partir de la agradación de finos, progradación de pequeños canales aluviales y turbiditas asociadas a procesos de “washover” en el “lagoon” o bahía interna.

-Depósitos carbonatados someros:

Corresponden a calizas arrecifales, calcoareniscas y conglomerados fosilíferos, dispuestas en espesores decimétricos. (Figura 37)



Figura 37: Calizas someras con estratificación masiva con gran variedad de fragmentos biogénicos. Gandoca, - Manzanillo.

Estos depósitos no fueron detallados durante los trabajos de campo y su descripción e interpretación está basada en los tratados de Fernández (1987) y Aguilar et al. (1994).

Principalmente son construcciones arrecifales tipo “bafflestone” interestratificadas con paquetes de limolitas y areniscas fosilíferas. En general los bancos atribuibles a estas

facies intercalan depósitos aislados de “patch reef” constituidos predominantemente por corales coloniales interdigitados con limolitas ricas en fauna como bivalvos, gastrópodos y ostras.

Ocasionalmente se pueden distinguir niveles tabulares masivos, con base y techo planos los que pueden ser interpretados como tipo “Floatstone”, en cuyo caso se relacionan genéticamente con una tafocenosis alotípica de bivalvos, gastrópodos y corales coloniales indiferenciados y asociaciones de corales solitarios levemente orientados.

Desde el punto de vista de ambiente de depositación estas facies se formaron en un medio marino somero caracterizado por aguas limpias y cálidas con presencia de un fuerte oleaje.

2.1.4.3.1 Asociación de facies fan deltaicas, litorales y transicionales

Se refiere a series en las que se interestratifican facies de grano grueso correspondientes a abanicos aluviales costeros, cuyo ápice descarga directamente en cuerpos permanentes de aguas en las zonas marino litorales tales como bahías y esteros u otros ambientes permanentemente inundados.

Los principales criterios diagnósticos para la asignación de depósitos sedimentarios del Plioceno a esta asociación de facies, lo cual es congruente con un estadio marino de transgresión, son la aparición repentina de bancos hectamétricos representados por paquetes conglomeráticos de hasta 3 m de espesor, con base erosivas en contacto brusco e interestratificados con areniscas y lutitas fosilíferas y/o carbonosas, así como su relación lateral con calizas atribuibles a barras carbonatadas y arrecifes de parche;

Trabajos estratigráficos predecesores que se han referido a las formaciones Río Banano y Suretka como Bolaños (1983); Aguilar et al., (1994) y la campaña geológica de la Universidad de Costa Rica de 1986, sugieren que la aparición de estos depósitos hacia el

techo y base, respectivamente, obedece a la interdigitalización de dichas unidades estratigráficas mediante un contacto interformacional en forma transicional).

Al establecer un cuadro de correlación de las secciones descritas según Fernández (1987), Bottazzi et al. (1987) y Bottazzi et al. (1994) referido al horizonte limítrofe del Mio-Plioceno (discordancia del Mioceno Superior), según las descripciones de las principales facies y sus asociaciones (Cuadro 4); se pueden establecer las siguientes relaciones tanto lateral como verticalmente y que se asocia al desarrollo de abanicos aluviales costeros que descargaban directamente en cuerpos marinos costeros como esteros y estuarios. (Figura 38)

Al integrar esta competencia entre los efectos violentos de las áreas de aporte muy próximos a las costas y lo procesos marinos de cuenca, en los estuarios, esteros y bahías, la asociación de facies adoptada, se representa mediante la zonificación en el desarrollo de fan deltas.

-Fan Delta Proximal:

La interstratificación grosera de paquetes de conglomerados, amalgamados, con bases erosivas y geometrías lenticulares y/o tabulares; con cambios abruptos a areniscas inmaduras y limolitas muy ricas en materia orgánica vegetal; sugiere un ambiente de depositación donde los canales de desembocadura aluvial descargan mediante abanicos, directamente al sistema costero. Estos eventos deposicionales, estacionalmente son interrumpidos por aludes y torrentes caóticos provenientes de las tierras emergidas y derrumbes en el ápice del abanico, en temporadas climáticamente severas en el continente, implicando fuertes avenidas e inestabilidad de taludes o a su defecto, en periodos de relativa calma climática, cuando la sedimentación de finos (lutitas carbonosas con huellas de raíces e improntas de hojas y areniscas fosilíferas) se instaura en las áreas parálisis en lagunas y pequeños esteros desarrollados en las depresiones asociadas a canales fluviales que son invadidas por el ambiente marino en estos periodos, donde el sistema aluvial cede ante los procesos de cuenca (oleaje y mareas).

Por lo general, estas asociaciones de facies prevalecen hacia el techo de las secciones, coronando ciclos de progradación de espesor variable, aunque son más frecuentes en áreas marginales, donde se interpreta que las tierras emergidas estaban más cercanas a los sitios de depositación (borde de cuenca noroeste, río San Miguel y quebradas Agua Fría y Palma) mientras que en los sectores más distales, su presencia se relega a una fina intercalación con depósitos que acusan una mayor influencia marina (borde de cuenca norte y este, río Peje, camino San clemente y quebrada Gamboa). Al noreste, la parte central de la cuenca, más bien se caracteriza por eventos aislados en el techo de la sección del río Dekuti subyacidos por una espesa sucesión de ciclos eminentemente marino someros indicadores del depocentro estuarino o bahía. El borde sur, en las áreas del río Hitoy y Cerere, estas facies, más bien parecieran estar ausentes o son rápidamente suplantadas por los depósitos continentales subsecuentes (Formación Suretka).

-Fan Delta Medio:

Hacia el centro de cuenca, se hace más frecuente la asociación de facies arenosas que por sus estructuras sedimentarias y contenido fosilífero acusan un ambiente de playa donde son dominantes los procesos de cuenca como oleaje y tormenta y se genera la asociación de facies de “sand spit” (cresta de playa), y “washover fan” o lóbulos de tras playa.

-Fan Delta Distal (Bahía):

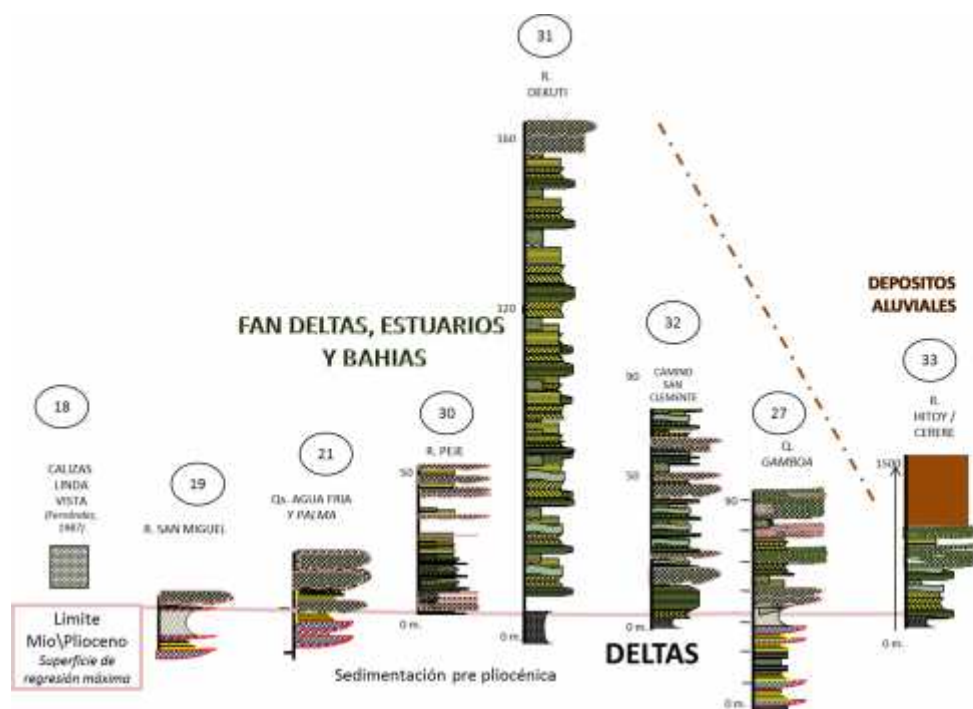
Asociación de facies de areniscas maduras, y limolitas fosilíferas con estructuras tales como estratificación bidireccional, estratificación cruzada, “ripples” de oscilación y laminación inclinada o planar, con contenido considerable de fragmentos de conchas, madera y gránulos líticos redondeados, sugieren un ambiente más influenciado por mareas, oleaje y tormentas, en el interior de la bahía.

Tanto la relación simétrica entre las facies de abanico medio y distal (espesores constantes de estratos entre las diferentes facies) así como la interrelación lateral con facies gruesas

proximales que prevalecen hacia el techo y se disipan lateralmente, denotan que el sistema fan deltaico se desarrolló radialmente desde las zonas emergidas a principios del Plioceno, donde prevalecieron los depósitos proximales (Fan delta proximal) hacia el nor – noreste, donde la depositación fue predominantemente marino somera en concordancia con el depocentro sedimentario.

-Arrecifes y barras carbonatadas:

En las áreas alejadas de la influencia de los procesos de aporte continental, calizas (depósitos carbonatados someros según Fernández 1987, Aguilar et al. 1994 y Bottazzi 1994) genéticamente asociadas a construcciones de arrecifes de parche o al desarrollo de barras carbonatadas, se implantaron concomitantemente con el desarrollo de los depósitos fan deltaicos.



Para la simbología referirse al cuadro 4.

Figura 38: Correlación de asociación de facies fan deltaicas, litorales y transicionales (descritas en Fernández 1987, Bottazzi et al. 1987 y Bottazzi et al. 1994), horizontalizada al límite Mio-Plioceno. Perfil hipotético de profundidad relativa y ubicación de zonas de depositación.

2.1.5 Sucesión sedimentaria continental (Plioceno - Pleistoceno)

De la descripción interpretativa de los depósitos, se reconoce y diferencia la zonificación relacionada con los abanicos de pie de monte, desde sus sectores más proximales hasta aquellos más distales y atribuibles a sistemas de llanura aluvial.

De esta forma, en Bottazzi et al., (1994) se reconoce cinco facies sedimentológicas, que de acuerdo a su asociación y prevalencia, definen los mecanismos de depositación particulares y por ende su ubicación dentro el abanico aluvial, ya sea Proximal, Medio o Distal. (Cuadro 5)

DESCRIPCION DE FACIES				ASOCIACION DE FACIES DE ABANICO ALUVIAL		
FACIES		PROCESO SEDIMENTARIO		PROXIMAL	MEDIO	DISTAL
Bancos amalgamados de conglomerados con geometría canaliforme, bases erosivas y clastos redondeados e imbricados		Canal rectilíneo	Depósitos de carga de fondo			
Areniscas gruesas guijarrosas con gradación inversa o normal		Barras longitudinales o de Punto	Anastomosado			
			Meándrico			
Areniscas finas, limolitas y lutitas con climbing ripples y geometría lenticular		Áreas de inundación	Depósitos de abanico de desbordamiento			
Limolitas, lutitas y areniscas muy finas con lentes carbonosos y geometría tabular			Depósitos de llanura de inundación			
Limolitas ricas en materia orgánica, improntas de hojas y huellas de raíces con geometría canaliforme		Áreas de abandono	Rellenos de canal abandonado			
				<p>-- disminución de granulometría →</p>		

Cuadro 5: Asociación de facies y proceso sedimentario de la sucesión sedimentaria continental

2.1.5.1 *Facies predominantemente conglomeráticas con cemento silíceo*

-Bancos amalgamados de conglomerados :

Los conglomerados están compuestos por clastos redondeados y elongados de hasta 10 cm de diámetro cuya composición es variable entre andesitas, riolitas, granodioritas, gabros y lutitas silicificadas.

Sus características más relevantes son su intensa consolidación, muy bien cementados (cemento silíceo), ausencia de fósiles, amalgamación de paquetes, imbricación de cantos y bancos decamétricos, lenticulares, elongados, con bases erosivas. (Figura 39)



Figura 39: Depósitos de canal en río Cerere. Parque Hitoy Cerere. Cuenca Limón Sur

Su mecanismo deposicional se asocia a flujos tráctiles de carga de fondo que depositan la fracción más gruesa del sistema aluvial

-Areniscas gruesas guijarrosas con gradación inversa o normal:

Areniscas guijarrosas hasta finas con “foresets” de progradación o de acreción lateral, laminación cruzada centimétrica, “climbing ripples” y laminación paralela horizontal o inclinada de bajo ángulo.

Es característico, en estos depósitos la ausencia absoluta de componentes carbonatados y su fuerte consolidación (cemento silíceo).

Los bancos de areniscas con estas características pueden o no estar sobreyacidos por depósitos de areniscas finas y limos ricos en detrito vegetal.

Estos se encuentran asociados, tanto lateral como verticalmente, con lentes conglomeráticos que prevalecen hacia la base de las secciones donde por lo general presentan gradación inversa, siendo más frecuente encontrarlos como paquetes homogéneos de areniscas medias y gruesas compactas que gradan a areniscas finas. (Figura 40)



Figura 40: Bancos de areniscas guijarrosas y medias asociadas a barras de punto. Quebrada Lucha Sin Fin.

El mecanismo de depositación de estos paquetes se relaciona con la acreción lateral de barras de arena o barras de punto (“point bar”) cuando característicamente son prevalecientes y presentan gradación normal (“foresets” de acreción) en las secciones meándricas del sistema aluvial, o a la progradación de barras longitudinales cuando se asocian más frecuentemente a lentes conglomeráticos y presentan gradación inversa (“foresets” de progradación) en el sector anastomosado del abanico.

-Areniscas finas, limolitas y lutitas con “climbing ripples” y geometría lenticular:

Intercalaciones de areniscas finas con laminación cruzada a escala centimétrica con estructuras sedimentarias tales como “climbing ripples” y laminación paralela inclinada, que gradan a limolitas y lutitas muy ricas en materia orgánica, con estructuras tales como laminación convoluta y ondulada muy fina. Generalmente se acuñan con depósitos arenosos relacionados con las facies de canal.

Tal y como fue expuesto por Bottazzi et al. (1994), genéticamente se interpretan como depósitos de abanico de desbordamiento, depositándose como corrientes de turbidez que generan lóbulos sobre los finos en las llanuras de inundación.

-Limolitas, lutitas y areniscas muy finas con lentes carbonosos y geometría tabular:

Estratos tabulares con espesores menores al metro que intercalan láminas de areniscas finas y lutitas con altos contenidos en detritus vegetal, huellas de raíces y pequeños lentes o niveles carbonosos.

Su depositación se da a partir de agradación de finos en zonas inundadas, emplazamiento de pequeños lóbulos de desbordamiento y agradación de materia orgánica proveniente de la vegetación autóctona, en la llanura de inundación (Bottazzi et al., (1994).

-Limolitas ricas en materia orgánica, improntas de hojas y huellas de raíces:

Estos depósitos muy finos, mal consolidados y homogéneos presentan una fina laminación ondulada o paralela irregular.

Son muy ricos en detrito vegetal y carbón, presentando huellas de raíces e improntas de hojas.

Característicamente se presentan sobreyaciendo directamente y a partir de contactos bruscos a bancos de conglomerados amalgamados.

Bottazzi et al. (1994) interpreta su mecanismo depositacional como agradación vertical de sedimentos finos y crecimiento de vegetación en un canal abandonado.

2.1.5.1.1

Asociación de facies de abanico aluvial

Los depósitos de origen continental que por su granulometría, grano-selección, composición y estructuras sedimentarias, se interpretan como diversos abanicos aluviales desarrollados al pie de las cadenas montañosas en correspondencia a diferentes focos de aporte aluvial, donde el aporte se da asociado a eventos de alta energía y los procesos de cuenca en general están ausentes y únicamente relacionados con una alta tasa de subsidencia; pueden agruparse y relacionarse entre sí mediante patrones de facies que acusan los sectores proximales, medios y distales de dichos abanicos. (Cuadro 5)

Dada la estrecha relación entre estas facies, tanto vertical como lateralmente, la correlación entre niveles puede hacerse en consideración a las tendencias granulométricas y cíclicas como respuesta a la energía del medio de depositación relacionada con la distancia al área de aporte (ápice del abanico) y la inclinación de la superficie de reposo. (Figura 41)

-Abanico aluvial proximal:

Cuando las facies de bancos amalgamados de conglomerados con geometría canaliforme, bases erosivas y clastos redondeados e imbricados, son prevalecientes y se asocian, en forma esporádica, con algunas apariciones lenticulares de areniscas gruesas guijarrosas con gradación inversa, se interpreta que la depositación se da en el sector más proximal del abanico, donde el medio energético es tan alto que solo permite la depositación de la fracción mas gruesa a partir del desarrollo de canales rectilíneos o semi ondulados, donde las cargas de fondo se amalgaman o esporádicamente permiten el desarrollo de pequeñas barras longitudinales.

-Abanico aluvial medio:

Si más bien los depósitos conglomeráticos corresponden a lentes aislados envueltos en espesos paquetes de areniscas gruesas guijarrosas con gradación inversa o normal, los

cuales van prevaleciendo hacia el techo, la interpretación se inclina a ubicar el área de depósito en la parte media del abanico, donde la paulatina pérdida de energía del medio obliga al sistema canalizado a serpentear desarrollando inicialmente la progradación de barras longitudinales a favor del flujo, sobreyacidas por barras de punto que se acrecionan lateralmente mediante patrones meándricos.

-Abanico aluvial distal:

La asociación de bancos de areniscas interpretadas como depósitos de barra de punto (areniscas guijarrosas con gradación normal) con facies de areniscas finas, lutitas y limolitas muy ricas en materia orgánica vegetal y otros rasgos consecuentes con la interpretación de depósitos de desbordamiento, inundación y abandono, es representativa de la sección distal del abanico aluvial, donde la energía del sistema es tan baja en la planicie aluvial, que se desarrollan meándros amplios delimitando extensas llanuras de inundación e incluso generándose el abandono de canales cuando los meándros se estrangulan dado el incremento en la amplitud de su sinuosidad.

Asociaciones de facies proximales y medias afloran en el área de Hitoy-Cerere (al suroeste del área de estudio) por mas de 1500 m de espesor, mientras que en la parte central, en el área del anticlinal Porvenir, se pueden observar secciones de hasta 270 m de espesor de facies de abanico medio y distal. Lo anterior es coincidente con el hecho de que durante el periodo Pleistoceno, las tierras levantadas (serranías) y por ende las áreas de aporte y abanico aluvial proximal, se situaban al oeste- suroeste de la cuenca (en concordancia con el levantamiento de la cordillera de Talamanca) y las parte medias y distales (llanura aluvial) se extendía hacia el este – noreste.

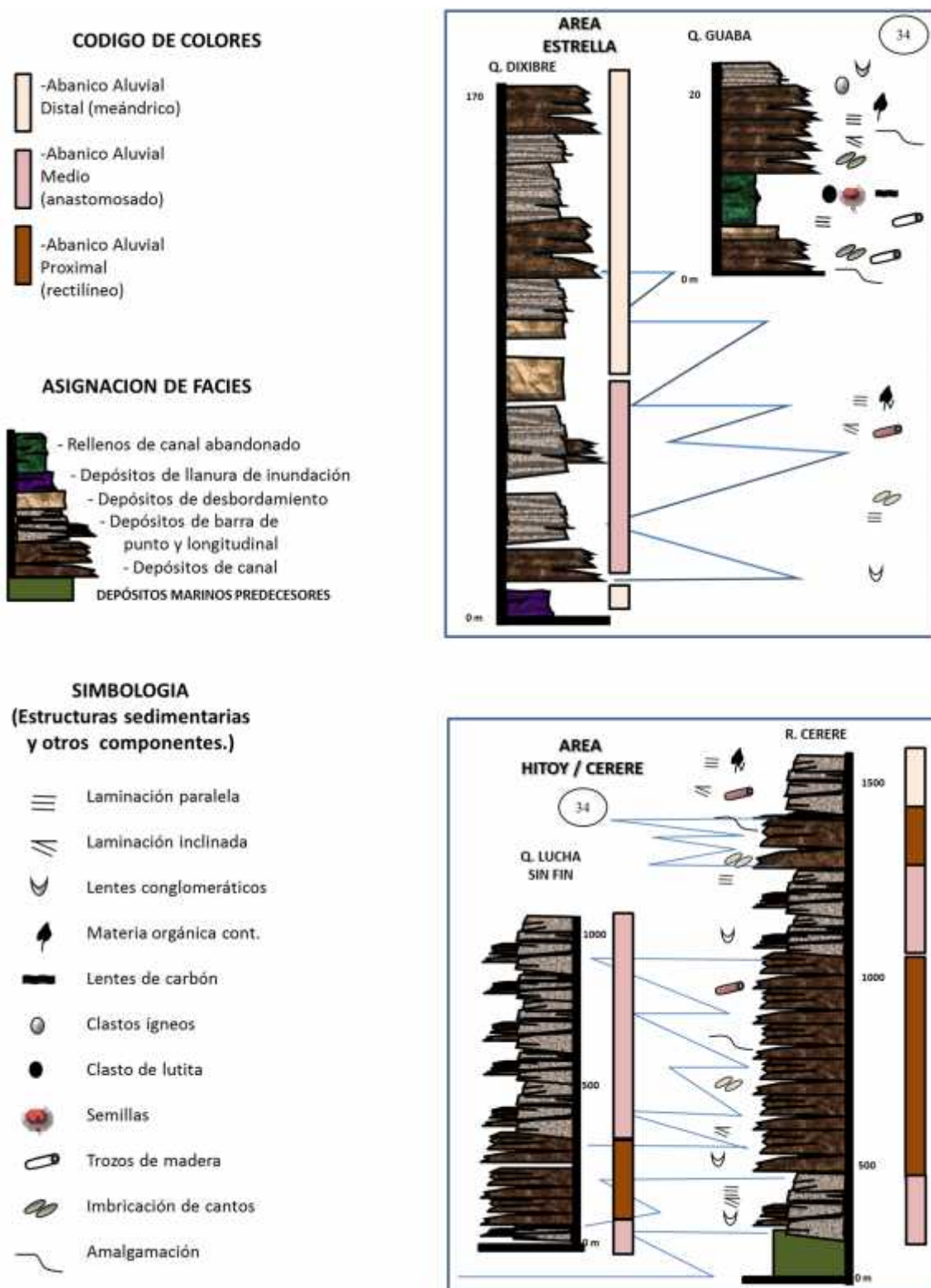


Figura 41: Secciones interpretadas para asociación de facies de abanico aluvial

3. ESTRATIGRAFIA DE SECUENCIAS

A partir de las evidencias de campo, se analiza este tópico identificando secuencias de primer y segundo orden, que pueden ser correlacionadas a nivel regional, tomando en cuenta los límites secuenciales identificados o deducidos localmente, dadas las tendencias de las asociaciones de facies y su integración bajo las perspectivas del efecto y causa que inducen determinados ambientes sedimentarios. Las sucesiones sedimentarias descritas en este tratado son ajustadas cronoestratigráficamente, dadas las dataciones logradas mediante micropaleontología, su ubicación estratigráfica relativa respecto a horizontes en localidades tipo conocidas y la correlación de tendencias de facies sedimentológicas y límites discordantes o paraconformes con los eventos tectónicos regionales y los cambios eustáticos durante el Cenozoico definidos a nivel mundial por Vail & Mitchum, 1979; Haq et al., 1988 y Hardenbol et al., 1998. (Figura 42)

En la cuenca Limón Sur se identifican tres secuencias mayores de primer orden con espesores medidos en secciones típicas que suman más de 8.000 m. Estas secuencias están separadas entre sí por las discordancias de la base del Oligoceno Superior y del Mioceno Superior, identificadas en el historial tectono-sedimentario de la región y que fueron definidas como B, C y D según Astorga et al., (1991).

- La secuencia de primer orden B inicia en el Cretácico superior y culmina, en concordancia con el descenso marcado del nivel del mar, en la base del Oligoceno Superior; (Vail & Mitchum, 1979; Haq et al., 1988; Hardenbol et al., 1998). Particularmente, en la cuenca de Limón Sur, el descenso relativo del nivel del mar en ese periodo (30.0 Ma), se ve incrementado y reflejado, en el comportamiento sedimentario, por el dominio tectónico compresivo que imperó durante Eoceno Medio-Oligoceno Superior, relacionado con la fase compresiva (D3) del Eoceno Medio-Superior (según Gursky, 1988).

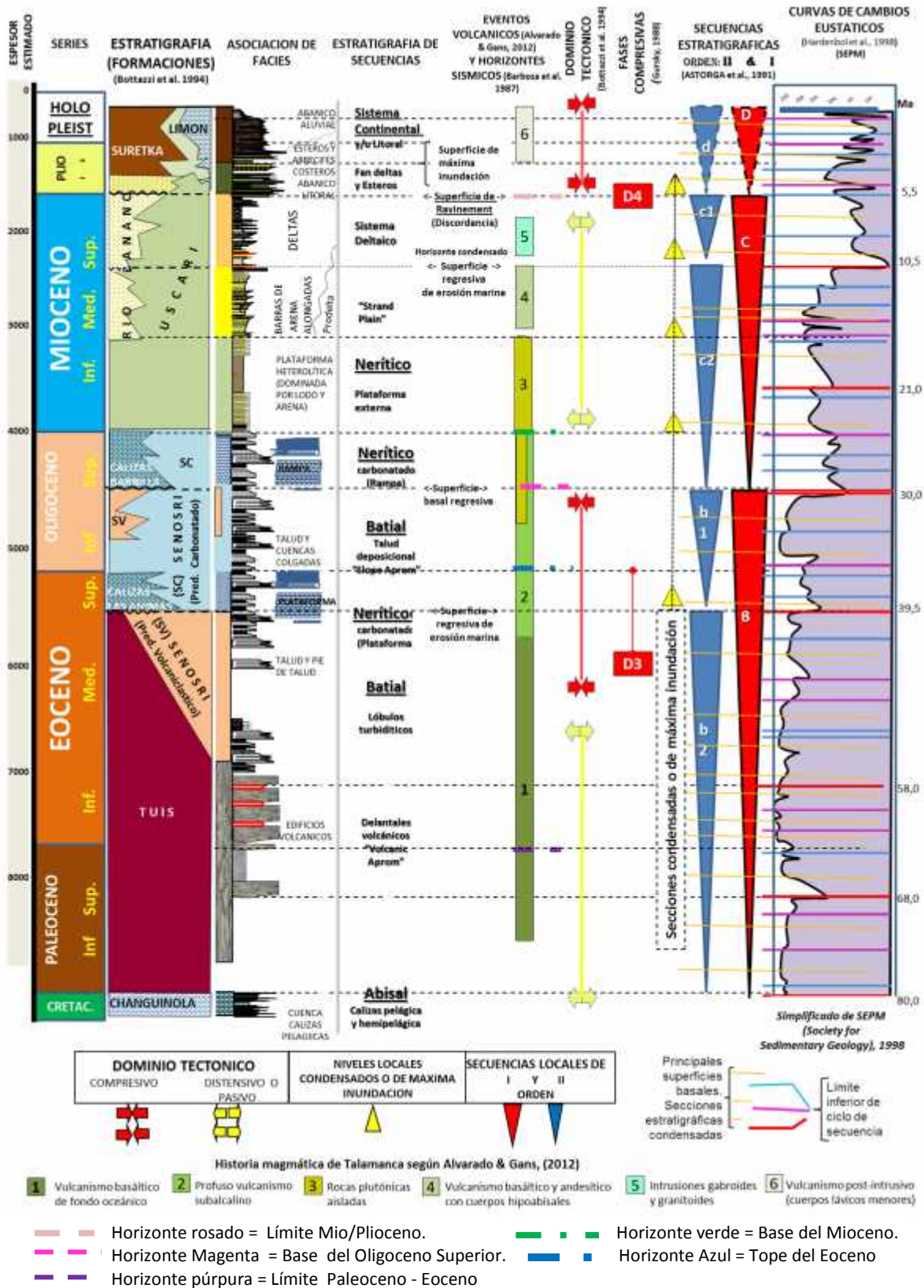


Figura 42: Integración correlativa. Estratigrafía convencional (Bottazzi et al., 1994) - Estratigrafía de secuencias y asociación de facies - Eventos tectono-volcánicos (Alvarado y Gans, 2012) e indicadores sísmicos (Barboza et al., 1987) - Secuencias estratigráficas (Astorga et al., 1991) y cambios eustáticos del Cenozoico (Harderbol et al., 1998).

Esta secuencia de primer orden (B) de acuerdo con las secciones medidas y su intercorrelación supera los 4000 m de espesor y está conformada por dos secuencias menores o de segundo orden (b1 y b2):

- A partir del Cretácico Superior, la secuencia de segundo orden b2, con más de 3000 m de espesor, se caracteriza en su base por rocas pelágicas de la Formación Changuinola (Cretácico/Paleoceno), tales como calcilutitas y biomicritas, constituidas de microforaminíferos planctónicos dispersos en una matriz micrítica, intercaladas con niveles turbidíticos volcanosedimentarios. Esta asociación de facies de cuenca marina profunda, prevalece en concordancia con un dominio tectónico pasivo o distensivo durante el Cretácico Superior y Paleoceno Inferior (dominio tectónico distensivo).

A partir del Paleoceno Inferior, estos depósitos, son rápidamente sobreyacidos por facies de la Formación Tuís del Paleoceno a Eoceno Medio constituidas por brechas, conglomerados, areniscas y limos (Fernández, 1987) depositados entre el quiebre de la plataforma y el pie del talud en la forma de delantales volcánicos (“volcanic aprons” según Bottazzi et al., 1994) y lóbulos turbidíticos que paulatinamente transicionan a depósitos de delantales sobre el talud predecesor (“slope aprons” según Bottazzi et al., 1994) atribuibles a facies volcanoclásticas del Eoceno Medio de la Formación Senosri (Fernández, 1987), cuando da inicio el dominio tectónico compresivo del Eoceno Medio-base del Oligoceno Superior, documentado, en su inicio, mediante la fase compresiva (D3) del Eoceno Medio-Superior (según Gursky, 1988) y culmina en la base del Oligoceno Superior.

La instauración de edificios volcánicos y desarrollo de delantales volcánicos en taludes empinados se da consecuentemente con la aparición de un vulcanismo basáltico de fondo oceánico entre el Paleoceno y Eoceno Medio (Alvarado & Gans, 2012). Probablemente el desarrollo e influencia en los procesos de sedimentación de este evento, corresponden con la identificación del horizonte sísmico púrpura del límite Paleoceno-Eoceno, definido por Barboza et al., (1987).

- La segunda secuencia de segundo orden (b1), con un espesor que ronda los 1000 m, abarca desde el piso del Eoceno Superior hasta el inicio del Oligoceno Superior.

El límite inferior lo constituye la discordancia del límite entre Eoceno Medio y Eoceno Superior (figura 41), relacionada con la caída del nivel del mar de los 39.5 Ma (según Vail & Mitchum, 1979; Haq et al., 1988; Hardenbol et al., 1998) y las etapas compresivas que actuaron en la cuenca los efectos del dominio tectónico compresivo (Eoceno Medio – base del Oligoceno Superior) que indujo la continuación en el desarrollo de altos estructurales en esa época (como el Alto de Moín según Fernández 1987, Seyfried et al., 1987).

Esta secuencia menor (b1), se inicia con facies de plataforma carbonatada atribuibles a la Formación Las Animas del Eoceno Superior (Fernández, 1987) y series carbonatadas de talud asociadas (facies carbonatadas de talud depositacional de la Formación Senosri según Fernández, 1987), que incluyen flujos de escombros y de granos (“debris and grain flows”) constituidos por macroforaminíferos, oncoides algales y fragmentos volcánico-clásticos (Bottazzi et al., 1994).

Hacia el techo de b1, facies de lóbulos arenosos o areno/guijarrosos, limos y rocas hemipelágicas de composición predominantemente volcánico-clástica (facies volcánico-clásticas de talud depositacional de la Formación Senosri, según Fernández, 1987) se presentan interdigitando y sobreyaciendo a los depósitos carbonatados (Bottazzi et al., 1994).

En otras palabras, en las áreas de cuenca, la secuencia de segundo orden b1, se caracteriza por una sucesión sedimentaria de turbiditas carbonatadas y depósitos volcánico-clásticos de “slope aprons” de la Formación Senosri (Fernández, 1987), obedeciendo a las diferencias composicionales en las áreas de aporte. De tal forma que cuando en los altos estructurales se desarrollaban construcciones carbonatadas, dado el nivel del mar alto, los depósitos turbidíticos fueron de composición predominantemente carbonatada; mientras que cuando el aporte se dio a partir de la

erosión de rocas volcánicas preexistentes (basaltos de fondo oceánico según Alvarado & Gans, 2012) durante periodos de caída del nivel del mar y/o profusa actividad volcánica subalcalina que se documenta a partir del Eoceno Superior (Alvarado & Gans, 2012), la composición de los depósitos de talud fue predominantemente volcanoclástica.

Consecuentemente, en los bordes de cuenca y altos estructurales, se nota un adelgazamiento de los depósitos carbonatados del Eoceno (Calizas Las Animas), e incluso la amalgamación de las discordancias del límite entre Eoceno Medio y Eoceno Superior y la del piso Oligoceno Superior, (conjunción de las discordancias de 39.5 Ma. y 30.0 Ma.), indicando una emersión parcial o total de estos altos y bordes de cuenca mencionados y por ende la exposición a la erosión de las rocas preexistente durante los descensos relativos del nivel del mar.

El límite superior de b1, está representado por la discordancia regional del piso del Oligoceno Superior, correlacionada con la fuerte caída del nivel del mar de esa edad (30 Ma. según Vail & Mitchum, 1979; Seyfried et al., 1987; Haq et al., 1988; Hardenbol et al., 1998) delimitada por una superficie basal regresiva correspondiente al horizonte sísmico magenta de la base del Oligoceno Superior según lo identifica Barboza et al., (1987).

- o La segunda secuencia de primer orden (C. en la figura 42), con un espesor que supera los 1800 m, está delimitada en su base, por la discordancia de la base del Oligoceno Superior (30 Ma. según Vail & Mitchum, 1979; Seyfried et al., 1987; Haq et al., 1988; Hardenbol et al., 1998) y por la discordancia del tope del Mioceno Superior en concordancia al descenso del nivel del mar durante ese periodo (5.5 Ma. según Vail & Mitchum, 1979; Seyfried et al., 1987; Haq et al., 1988; Hardenbol et al., 1998).

La misma está conformada por dos secuencias de segundo orden (c2 y c1):

- A partir de la base del Oligoceno Superior, la secuencia de segundo orden (c2 en la figura 42) con un espesor promedio de 800 m, se inicia con depósitos de rampa carbonatada (Barboza et al., 1987) descritos como Calizas Barbilla del Oligoceno Superior (Barboza et al., 1987; Fernández, 1987 y Bottazzi et al., 1994) y depósitos de calizas alodápicas y turbiditas finas, asociados a sistemas de talud deposicional (“slope aprons” según Bottazzi et al., 1994) de la Formación Senosri (Fernández, 1987).

El techo de estos depósitos calcáreos es coincidente cronológicamente, con una superficie de máxima inundación documentada en la tabla eustática global (Vail & Mitchum, 1979; Seyfried et al., 1987; Haq et al., 1988; Hardenbol et al., 1998).

En forma transicional, a partir del Mioceno Inferior se inicia la progradación de facies someras relacionadas a un ambiente nerítico atribuido a la Formación Uscari del Mioceno (Bottazzi et al., 1994) representadas por areniscas finas que gradan a limos y limolitas con intercalaciones lenticulares de areniscas muy finas, relacionados con depósitos de plataforma externa. La aparición de niveles con un claro dominio lodoso con horizontes concrecionados y notoriamente bioturbados, en las sucesiones intermedias, se prestan para correlacionar estos eventos con un máximo del nivel del mar a fines del Mioceno inferior. Concomitantemente Seyfried et al., (1987) define un dominio tectónico distensivo o pasivo durante el Mioceno para las cuencas de tras arco en Costa Rica, el cual es coincidente con la aparición de un plutonismo pasivo (rocas plutónicas aisladas en la figura 42), en el Mioceno Inferior y un vulcanismos basáltico andesítico con cuerpos hipoabisaes durante el Mioceno Medio (Alvarado & Gans, 2012). La conjunción de estos elementos favoreció la conformación de amplias plataformas de composición heterolítica rápidamente progradadas por depósitos costeros con una fuerte influencia continental en las áreas de tras arco.

Hacia el techo la secuencia está coronada por lentes hectamétricos de areniscas medias y finas bien seleccionadas y limpias que se interpretan como facies de barras

de arena elongadas y se asocian a la generación de deltas deformados por corrientes marino costeras (“strand plain” según Bottazzi et al., 1994) durante el Mioceno Medio. El límite secuencial es coincidente con el tope del Mioceno Medio correlacionado con la caída del nivel mar en esa época (10.5 Ma.) y documentada por diferentes autores (Vail & Mitchum, 1979; Seyfried et al., 1987; Haq et al., 1988; Hardenbol et al., 1998).

Con respecto a los horizontes sísmicos definidos por Barboza et al., (1987), el piso de c2 está representado por el horizonte magenta de la base del Oligoceno Superior correspondiente al piso de las Calizas Barbilla (figura 42). Probablemente el horizonte verde definido por Barboza et al., (1987), del límite Oligoceno/Mioceno, representa el techo de los depósitos carbonatados y su transición a la sedimentación silicoclástica. La ausencia de un horizonte sísmico coincidente con el límite secuencial de segundo orden, en el Mioceno Medio, puede deberse a la condensación (baja tasa de sedimentación de granulometría muy fina) entre niveles de sedimentos finos de ambientes marinos someros de baja energía y aporte que se sucedieron entre sí (prodelta, estuarios, bahías, etc.), lo que inhibiría el contraste entre la repuesta sísmica de los diferentes paquetes de sedimentos.

En síntesis, a partir del Oligoceno Superior que se caracterizó por el desarrollo de rampas carbonatadas en las áreas marginales (Calizas Barbilla según Barboza et al., 1987; Fernández, 1987) y depósitos de flujos de calizas alodápicas hacia las áreas de centro de cuenca, en la secuencia de segundo orden (c2) se refleja condiciones tectónicas estables con una subsidencia general en toda la cuenca, que se tradujo en sedimentación de plataforma silicoclástica en toda la secuencia durante el Mioceno Inferior, la cual fue progradada durante el Mioceno Medio por depósitos litorales y sublitorales.

- La secuencia de segundo orden (c1), abarca desde el límite Mioceno Medio-Mioceno Superior hasta el límite Mioceno - Plioceno cuando se generó la discordancia regional asociada tanto, a la caída del nivel del mar, en el tope del

Mioceno (5.5 Ma. según Vail & Mitchum, 1979; Seyfried et al., 1987; Haq et al., 1988; Hardenbol et al., 1998) como por la etapa iniciada a fines del Mioceno Superior que se relaciona con la fase compresiva D4 (según Gursky, 1988) que marcó el inicio de un nuevo dominio tectónico compresivo asociado al inicio del levantamiento de Talamanca y conformación de los cinturones deformados del norte y este de Panamá. (Seyfried et al., 1987; Astorga et al., 1991).

Con un espesor de más de 1000 m, esta secuencia se caracteriza por el desarrollo de facies deltaicas. En la base dominan las lodolitas intercaladas por niveles ricos en materia orgánica correspondientes a las facies prodeltaicas de la Formación Uscari (Pizarro, 1987; Fernández, 1987; Bottazzi et al., 1994)). Algunas intercalaciones aleatorias de delgados niveles calcilutíticos y la desaparición repentina de los depósitos arenosos de la secuencia inferior, sugieren que el inicio de la secuencia de segundo orden (c1) concuerda con un episodio de máxima inundación que se refleja en horizontes carbonatados de litologías muy fina interestratificadas con contactos paraconformes entre los niveles propiamente prodeltaicos.

Hacia el tope, dominan las areniscas con algunos lentes de conglomerados finos y el techo es completamente arenoso con intercalaciones de mantos de carbón (Formación Río Banano del Mioceno Superior según Bottazzi et al., 1994) descritos ampliamente por Bolaños (1983) y Malavassi (1985) e informes relacionados con la exploración de recursos carboníferos por parte de RECOPE durante la década de 1980 y 1990..

Dada la asociación de facies y sus características, es determinante que esta secuencia de segundo orden culmina con el desarrollo de deltas durante todo el Mioceno superior.

Es así como la secuencia de segundo orden, c1 es típicamente deltaica y se caracteriza por 2 lóbulos (Formación Río Banano según Bottazzi et al., 1994), en las áreas marginales en virtud a su cercanía a las tierras emergidas (áreas de Volio y

Zent), mientras que la sedimentación prodeltaica atribuida a la Formación Uscari (Pizarro, 1987; Bottazzi et al., 1994) es persistente en las áreas interlobulares (áreas de Río Banano).

La discordancia entre el Mioceno y el Plioceno se reconoce en todas las secciones sedimentarias medidas (figuras 34 y 38) y está representada mediante el horizonte sísmico rosado (figura 42) propuesto por Barboza et al., (1987). Esta discordancia, corta las secuencias deltaicas del Mioceno Superior y marca el inicio de la secuencia de primer orden D, la cual refleja los efectos compresivos de esa época y el concomitante levantamiento del retropaís generando depósitos fan deltaicos que rápidamente son progradados por abanicos aluviales.

- o La tercera secuencia de primer orden (D) está representada por una sucesión sedimentaria que supera los 1500 m de espesor con la que se termina colmatando la cuenca de Limón Sur. Se inicia en el Plioceno a partir de la discordancia regional del Mio/Plioceno (Vail & Mitchum, 1979; Seyfried et al., 1987; Haq et al., 1988; Hardenbol et al., 1998) caracterizándose por depósitos de areniscas, limos y parches arrecifales interdigitados, asociados al desarrollo de estuarios y bahías que se intercalan, mediante contactos abruptos, con bancos conglomeráticos relacionados con abanicos aluviales costeros (“fan deltas” según Nemec, W., & Steel, R. J., 1988). Estos espesores sedimentarios constituyen las facies transicionales marino-continuales que coronan Formación Río Banano a inicios del Plioceno (Bottazzi et al., 1994) y representan el relleno sedimentario costero durante el periodo de máxima inundación a partir de la discordancia erosiva del tope del Mioceno (5.5 Ma. según Vail & Mitchum, 1979; Seyfried et al., 1987; Haq et al., 1988; Hardenbol et al., 1998) constituyéndose discordancia o superficie de “Ravinement” (“Ravinement surface” según Nummedal & Swift, 1987) sobre la cual se depositan sedimentos costeros (esteros, ensenadas, etc.) que rellenan las depresiones talladas al sustrato por el sistema aluvial y litoral predecesor (Bottazzi et al., 1994).

Seguidamente la cuenca de Limón Sur, continúa rellenándose a partir de la progradación de abanicos aluviales, representados por conglomerados y areniscas de la Formación Suretka del Plioceno y Pleistoceno (Fernández, 1987; Bottazzi et al., 1994) como respuesta al levantamiento del retropáís consecuentemente asociado a la etapa tectónica compresiva iniciada a partir del tope del Mioceno Superior (D4 según Gursky, 1988) y el vulcanismo post intrusivo del Plioceno y Pleistoceno (Alvarado & Gans, 2012).

Lateralmente los conglomerados de la Formación Suretka se correlacionan con limos calcáreos, arcillolitas y cuerpos arrecifales del Pleistoceno y Holoceno (Formación Limón según Bottazzi et al., 1994) que representan la sedimentación en las áreas marino - costeras.

4. PALEOGEOGRAFIA

Con base con las sucesiones sedimentarias establecidas, la definición de facies y la consecuente interpretación mediante la asociación de facies, la cuenca de Limón Sur puede ser reconstruida paleogeográficamente a partir de cinco etapas tectono – sedimentarias, identificadas desde el Cretácico Superior hasta el Cuaternario.

Estas etapas, ajustadas cronoestratigráficamente, se correlacionan adecuadamente con las secuencias de primer y segundo orden (Figura 42) establecidas regionalmente e identificadas como B (b2 y b1), C (c2 y c1) y D según Astorga et al., (1991), en concordancia con los cambios eustáticos del Cenozoico (Vail & Mitchum, 1979; Seyfried et al., 1987; Haq et al., 1988; Hardenbol et al., 1998).

Adicionalmente, ha sido posible establecer la relación entre la tendencia secuencial de las asociaciones de facies con las fases compresivas D3 del Eoceno Medio a Eoceno Superior y D4 del Mioceno Superior según Gursky et al., (1988) y complementándose con los eventos volcánicos establecidos por Alvarado & Gans, (2012) y Macmillan et al. (2004), para la región.

ETAPA 1: CRETACICO SUPERIOR - EOCENO MEDIO:

Según Fernández et al. (1991) y Astorga et al. (1991), dado el régimen tectónico distensivo imperante, en las cuencas de tras-arco a raíz de la subducción de la Placa Farallón bajo la Placa Caribe, durante el Cretácico domina una sedimentación pelágica carbonatada que se interrelaciona con eventos turbidíticos distales.

El establecimiento y desarrollo del arco magmático primitivo en concordancia con un vulcanismo basáltico de fondo oceánico que prevalece a partir del Paleoceno y culmina en el Eoceno Medio, tal y como lo establece Alvarado & Gans (2012), se induce el desarrollo de edificios volcánicos submarinos cuando se genera una depositación volcanogénica y volcanoclástica, caótica y turbidítica en forma de delantales volcánicos (“Volcanic aprons”

según Bottazzi et al., 1994) que se superponen a los carbonatos y lodolitas de aguas profundas. Esta conclusión es concordante con lo expuesto por Cervantes (1989) quien se refiere a la Formación Tuis como flujos de escombros, intercalados con lavas andesíticas con estructuras en almohadilla, como evidencia de una efusión marina.

Probablemente, este vulcanismo se vio diezmado, una vez que la fase tectónica compresiva D3 (según Gursky et al., 1988, ver Figura 42) del Eoceno Medio-Superior inició su influencia en la región a raíz del acercamiento relativo entre las placas Norteamericana y Sudamericana (Burke et al., 1978; Burke et al., 1984; Mann & Burke, 1984) y el movimiento relativo entre los diferentes segmentos de la Placa Caribe (Ladd, 1976; Pindell & Dewey, 1982; Pindell et al., 1988). En otras palabras, a partir del límite Cretácico - Paleoceno hasta el Eoceno Medio, el desarrollo del arco primitivo y su actividad volcánica concomitante, dio como consecuencia la instalación de abanicos volcánicos sobrepuestos sobre la sedimentación pelágica y hemipelágica en forma de delantales progradantes hacia el depocentro abisal. Estos depósitos volcanogénicos y volcanoclásticos fueron predominando en detrimento de la sedimentación de tras fondo, conforme se fue desarrollando este arco de islas primitivo. (Figura 43).

Esta etapa culmina con la atenuación de la actividad volcánica de fondo oceánico en concordancia con el inicio de la fase compresiva del Eoceno Medio – Eoceno Superior (D3), con la que se intensificó la deformación tectónica local como el caso del Cinturón Deformado del Sur del Caribe y del Norte de Panamá y del Sistema de Fallas Transcurrentes de Costa Rica (Duque-Caro, 1979; Vitali et al., 1985; Astorga et al., 1991).

El descenso del nivel del mar en el límite Eoceno Medio – Eoceno Superior (39.5 Ma según Vail & Mitchum, 1979; Haq et al., 1988; Hardenbol et al., 1998), aunado al efecto de la fase compresiva D3 (según Gursky et al., 1988) así como la atenuación de la actividad volcánica en concordancia con Alvarado & Gans (2012), trajeron como consecuencia el desarrollo de una fuerte discordancia erosiva, en las cúspides de los altos estructurales y edificios volcánicos emergidos, correlacionada con una superficie paraconforme desarrollada en las áreas de sedimentación que permanecieron sumergidas (taludes y cuencas someras).

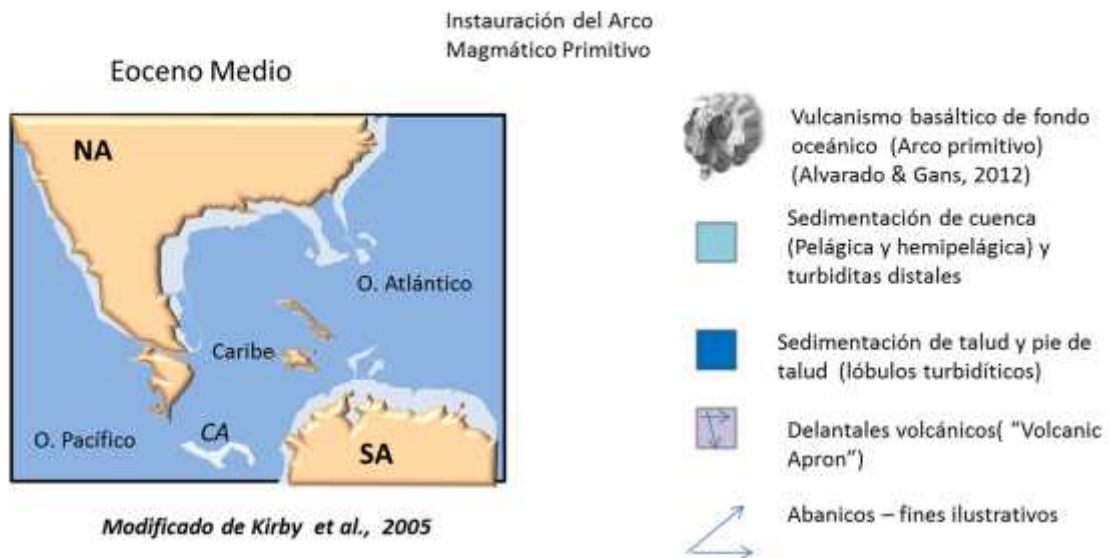
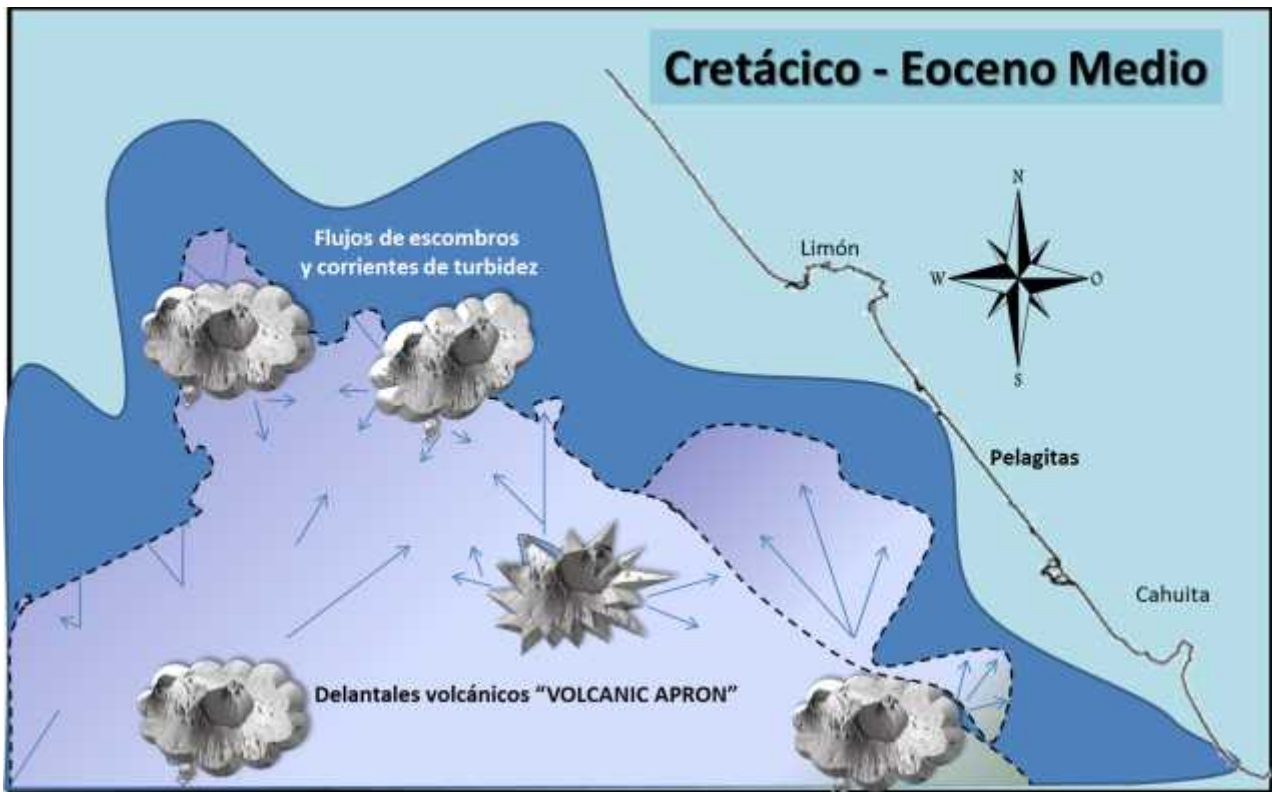


Figura 43: Instauración de un arco volcánico que sobrepuso facies asociadas a delantales volcánicos sobre la sedimentación típica de cuenca para el Eoceno Medio

ETAPA 2: EOCENO SUPERIOR – LIMITE OLIGOCENO MEDIO /SUPERIOR:

De acuerdo con Vitali, (1985); Vitali et al., (1985); Pindell et al.,(1988); Astorga et al., (1991) y Fernández et al., (1991), a partir del Eoceno Medio terminal, a raíz del ambiente tectónico imperante gracias a la convergencia de las placas norteamericana y suramericana y consecuente, la rotación relativa y ruptura de la Placa Caribe, en la región sur del tras-arco se desarrolla un régimen compresivo con esfuerzos N-S y NO-SE en concordancia con la fase tectónica D3 (Gursky, 1988), originándose una serie de altos estructurales delimitados por fallamiento inverso y fallamiento transcurrente siniestral asociado (Fernández et al., 1991 y Bottazzi et al., 1994).

Con la subsecuente transgresión marina luego del nivel bajo del límite Eoceno Medio – Eoceno Superior (39.5 Ma según Vail & Mitchum, 1979; Haq et al., 1988; Hardenbol et al., 1998) y la atenuación de la actividad volcánica submarina durante el Eoceno Superior temprano según Alvarado & Gans, (2012), se estimula la formación de plataformas carbonatadas insulares tal y como se interpreta a partir de Astorga et al., (1991), Fernández et al., (1991) y Bottazzi et al., (1994), en correspondencia con los altos estructurales desarrollados en el área de tras arco y relictos del vulcanismo predecesor que caracterizaron la etapa tectono – sedimentaria anterior.

A partir del Eoceno Superior hasta el límite Oligoceno Medio – Oligoceno Superior, la actividad volcánica correspondió a un vulcanismo subcalino (Alvarado & Gans, 2012), probablemente que contribuyó con el inicio de la emersión del retropaís y levantamiento de áreas marino someras. Es así como facies de talud deposicional, lóbulos y delantales turbidíticos fueron progradando hacia los centros de cuencas delimitadas por los altos estructurales del Eoceno; generando depósitos predominantemente carbonatados o predominantemente volcaniclásticos, en dependencia de la intensidad de la actividad volcánica, la erosión de los edificios carbonatados o la erosión de edificios volcaniclásticos. (Figura 44)

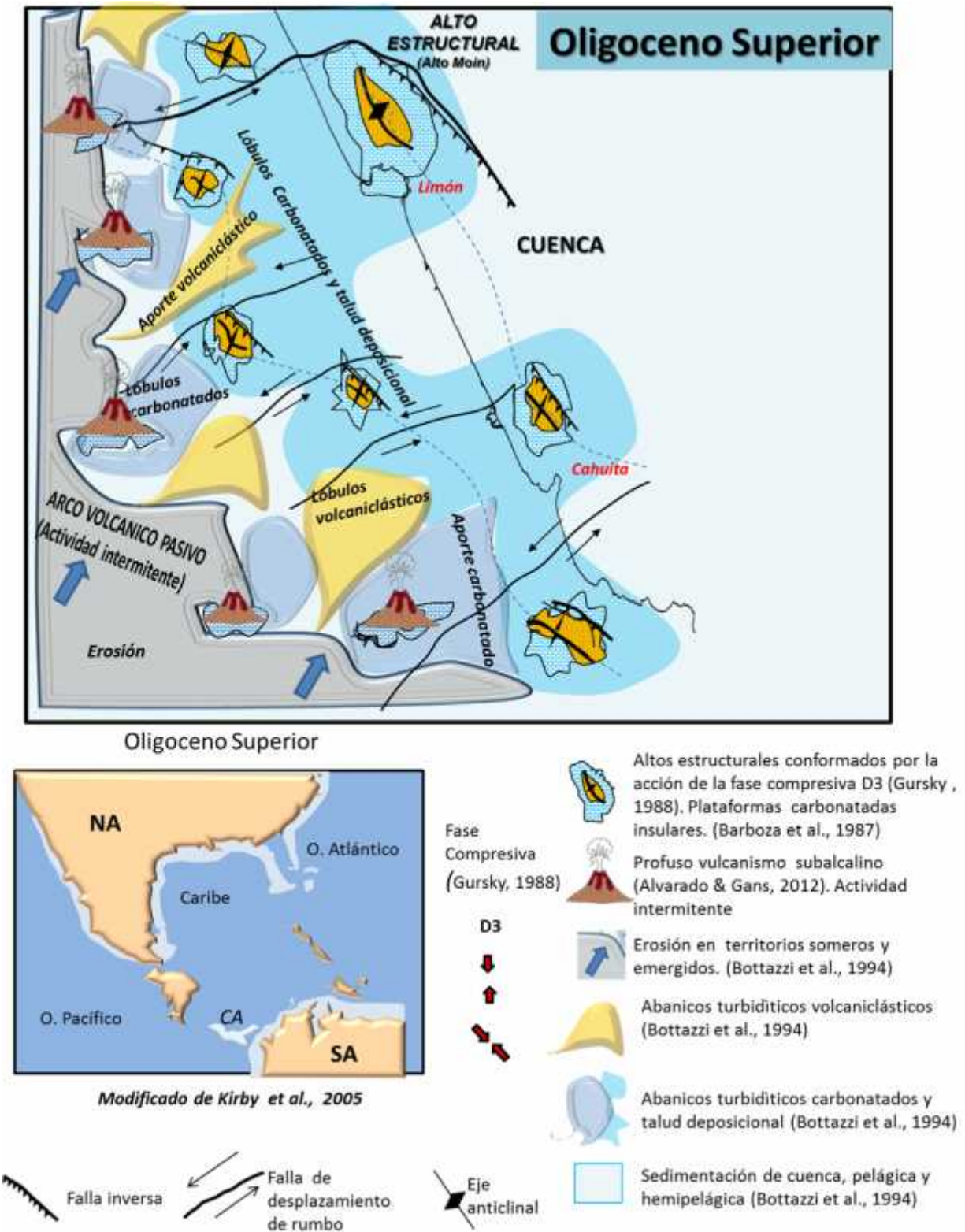


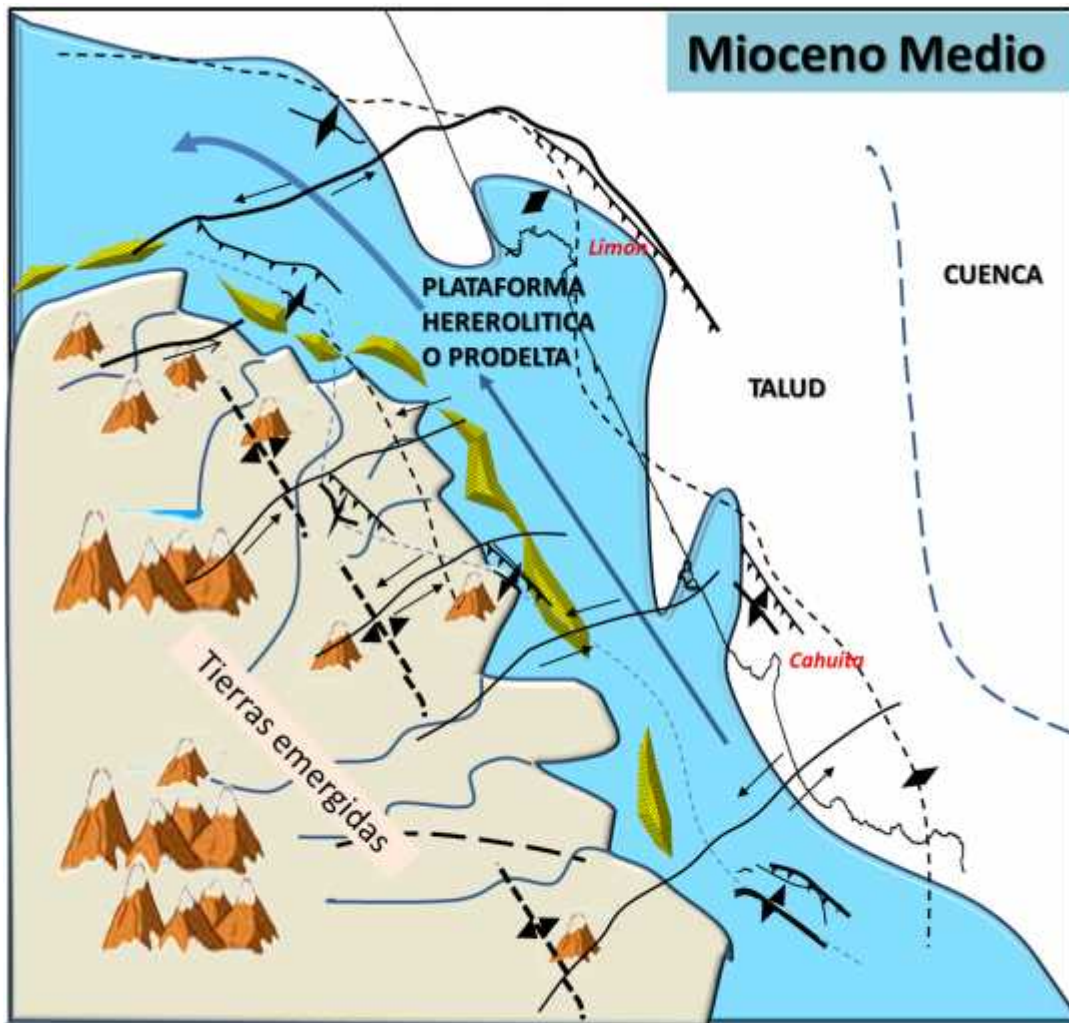
Figura 44: Construcciones carbonatadas en altos estructurales y edificios volcánicos inactivos y progradación de taludes hacia las áreas de cuenca.

La drástica caída del nivel del mar, que caracteriza al límite Oligoceno Medio – Oligoceno Superior, indujo la conformación de la discordancia regional de los 30 Ma (Vail & Mitchum, 1979; Seyfried et al. 1987; Haq et al., 1988; Hardenbol et al., 1998 y Sprechmann et al., 1994) la que representa el límite superior de la etapa tectono sedimentaria desarrollada entre el límite Eoceno Medio – Eoceno Superior y el límite Oligoceno Medio – Oligoceno Superior.

ETAPA 3: OLIGOCENO SUPERIOR – LIMITE MIOCENO MEDIO/SUPERIOR:

Según Bottazzi et al. (1994), luego de la discordancia del Oligoceno Medio – Oligoceno Superior (30 Ma según Vail & Mitchum, 1979; Seyfried et al., 1987; Haq et al., 1988; Hardenbol et al., 1998), a partir del subsecuente ascenso del nivel del mar en el Oligoceno Superior, se inicia una secuencia sedimentaria con la instauración de rampas carbonatadas, que posteriormente son cubiertas por una serie sedimentaria asociada al desarrollo de una plataforma heterolítica, que culmina, en el límite Mioceno Inferior – Mioceno Medio, con una sedimentación costera progradante (barras arenosas deformadas por corrientes costeras - “strand plain” en Bottazzi et al. (1994). (Figura 45)

Tal y como se expone en Fernández et al. (1991); durante el Mioceno Temprano, la subsidencia de la cuenca, relacionada con un amplio aporte de sedimentos, permitió el desarrollo de amplias plataformas silicoclásticas que quedaron parcialmente expuestas durante caídas relativas del nivel del mar a fines del Mioceno Medio (10.5 Ma según Vail & Mitchum, 1979; Seyfried et al. 1987; Haq et al., 1988; Hardenbol et al., 1998), generándose un ambiente costero cuyos depósitos de barras arenosas costeras asociadas a deltas deformados por corrientes costeras, quedaron preservados entre sedimentos propios de plataforma lodosa. Esta conformación de la sedimentación marino somera, mediante barras arenosas elongadas, obedeció probablemente al intercambio de corrientes marinas en el corredor interoceánico Atlántico-Pacífico (Kirby et al., 2005) que ya empezaba a estrangularse a finales del Mioceno Medio (Bottazzi et al. 1994)



Mioceno Medio



Modificado de Kirby et al., 2005

-  Tierras emergidas y vulcanismo andesítico basáltico en un ambiente distensivo de tras arco (Alvarado & Gans, 2012)
-  "Strand plain" Barras deformadas por corrientes marinas (Bottazzi et al., 1994)
-  Depósitos de plataforma heterolítica (Bottazzi et al., 1994)
-  Corrientes marinas. Intercambio Atlántico – Pacífico (Bottazzi et al., 1994)
-  Pliegues anticlinales y fallas inversas y de desgarre asociadas (Bottazzi et al., 1994)

Figura 45: Progradación de depósitos clásticos neríticos y conformación de barras arenosas elongadas o deltas deformados por corrientes marinas en el Mioceno Medio.

En cuanto a la actividad ígnea, para esta etapa, Alvarado & Gans, (2012), definen un plutonismo aislado durante el Mioceno Inferior coronado, a partir de inicios del Mioceno Medio por un vulcanismo basáltico y andesítico con cuerpos hipoabisales.

El límite secuencial en el límite Mioceno Medio – Mioceno Superior (c2 según Astorga et al., 1991) se ve representado por la superposición, en forma abrupta, de depósitos limosos prodeltaicos sobre los depósitos arenosos costeros (barras arenosas) en concordancia al continuo régimen subsidente de la cuenca.

ETAPA 4: MIOCENO SUPERIOR – LIMITE MIO/PLIOCENO:

Durante el Mioceno Superior con el arribo de la fase compresiva D4 definida por Gursky, 1988 y Astorga et al., 1991 (Figura 42), los esfuerzos con dirección NE-SW originaron un plegamiento y fallas de sobrecojamiento (de rumbo NW-SE), que junto al magmatismo asociado al intrusivo de Talamanca, representado por cuerpos gabroides y granitoides durante ese periodo (Alvarado & Gans, 2012), dieron como consecuencia la emersión generalizada del arco de islas.

Es así como durante el Mioceno Superior, la emersión de parte de la cuenca, debida a estos sobrecojimientos y al levantamiento de Talamanca (en sus estadios iniciales), permitió la progradación de sedimentos deltaicos sobre las áreas internas de la cuenca y la plataforma, provenientes de la erosión de rocas volcánicas preexistentes.

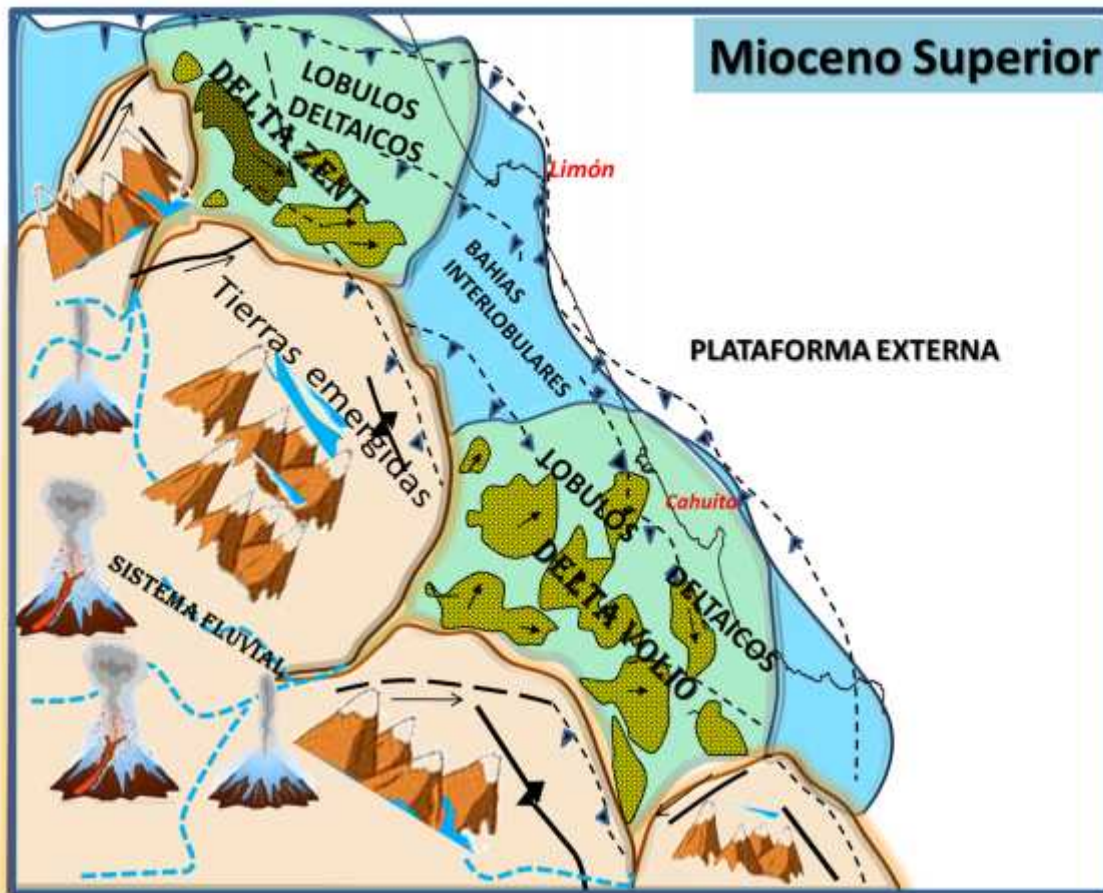
La sedimentación volcaniclástica muy rica en materia orgánica de origen continental, progradó intensamente desarrollando lóbulos deltaicos a partir del aporte fluvial proveniente desde las tierras más altas y en continuo levantamiento, en los bordes norte y sur de la cuenca, conformando dos edificios deltaicos, lo que hoy se llama Zent y Volio (Bottazzi et al., 1994).

Durante ese mismo periodo (Mioceno Superior), en el área central-este de la cuenca entre los edificios deltaicos de Zent y Volio, y otras zonas distales hacia el norte y noreste, se dio

una depositación prodeltaica o de bahías interlobulares consistente de sedimentos muy finos que composicionalmente se alternan entre limos muy ricos en materia orgánica continental y limos calcáreos muy ricos en restos de fauna marina tal y como fueron descritos por Bottazzi et al. (1994) y Sandoval (2009). (Figura 46). Esto se dio como respuesta a la baja intensidad en el aporte de sedimentos provenientes del continente y la tendencia del patrón de drenaje, en concordancia con el predominio de los procesos de cuenca (mareas, oleaje, corrientes marinas, etc.) en estas áreas interlobulares.

ETAPA 5: PLIOCENO - PLEISTOCENO

Como puede observarse en la figura 42, a partir de la discordancia del límite Mio-Plioceno, que separa las megasecuencias C y D (según Astorga et al., 1991), a raíz de los efectos de la fase tectónica compresiva D4 (Gursky, 1988; Astorga et al. 1991) relacionada con el inicio del levantamiento de Talamanca y la colisión del Bloque de Panamá con el NW de Colombia (Wadge & Burke, 1983; Mann & Burke, 1984; Eva et al., 1989; Pindell & Barret, 1990; Mann et al., 1990), el incremento del plutonismo (Alvarado & Gans, 2012) y un vulcanismo alcalino poco evolucionado (Cervantes, 1989), así como el descenso global del nivel del mar (Vail & Mitchum, 1979; Seyfried et al. 1987; Haq et al., 1988; Hardenbol et al., 1998); el continuo levantamiento del retropaís, la subsidencia de la cuenca y el subsiguiente ascenso del nivel del mar, se manifiesta, a principios del Plioceno, mediante el desarrollo de depresiones o pequeñas cuencas intermontanas marino someras donde se da una sedimentación de bahías y esteros que se internan en el continente sobre los cauces y depresiones preexistentes



Modificado de Kirby et al., 2005

- 

Vulcanismo en el arco interno e Intrusiones gabroides y granitoides (Alvarado & Gans, 2012) asociadas al levantamiento de Talamanca.
- 

Serranías y tierras costeras emergidas con el desarrollo de un sistema aluvial maduro. (Bottazzi et al. 1994)
- 

Lóbulos deltaicos en las zonas litorales en concordancia con dos depocentros alimentados por el sistema fluvial (Zent y Volio sensu Bottazzi et al., 1994).
- 

Bahías interlobulares
- 

Fallas inversas y anticlinales en asociación y relación directa al efecto de la conformación del Cinturón de Deformación de Panamá

Figura 46: Desarrollo de dos sistemas deltaicos a partir de la progradación del sistema aluvial sobre los depocentros en las áreas litorales durante el Mioceno Superior.

Estos depósitos transgresivos, estuvieron delimitados marginalmente por abanicos aluviales costeros (“fan deltas”) que desembocaban directamente sobre los cuerpos permanentes de aguas someras y por la formación en parches de arrecifes de coral relacionados a acantilados peninsulares y áreas levantadas dado el régimen estructural compresivo. (Figura 47)

Es así como, a inicios del Plioceno, a partir de una superficie de “Ravinement” (discordancia erosiva basal según Nummedal & Swift, 1987) se da la subsecuente depositación de sedimentos marino someros que responde a periodos de máxima inundación marina, sobre las depresiones talladas al sustrato durante el régimen erosivo predecesor.

Finalmente, a partir del Pleistoceno, la cuenca es colmatada por la progradación de abanicos aluviales y llanuras costeras, conformándose la apariencia geomorfológica, el régimen estructural y la respuesta sedimentológica, hasta la actualidad. (Figura 48)

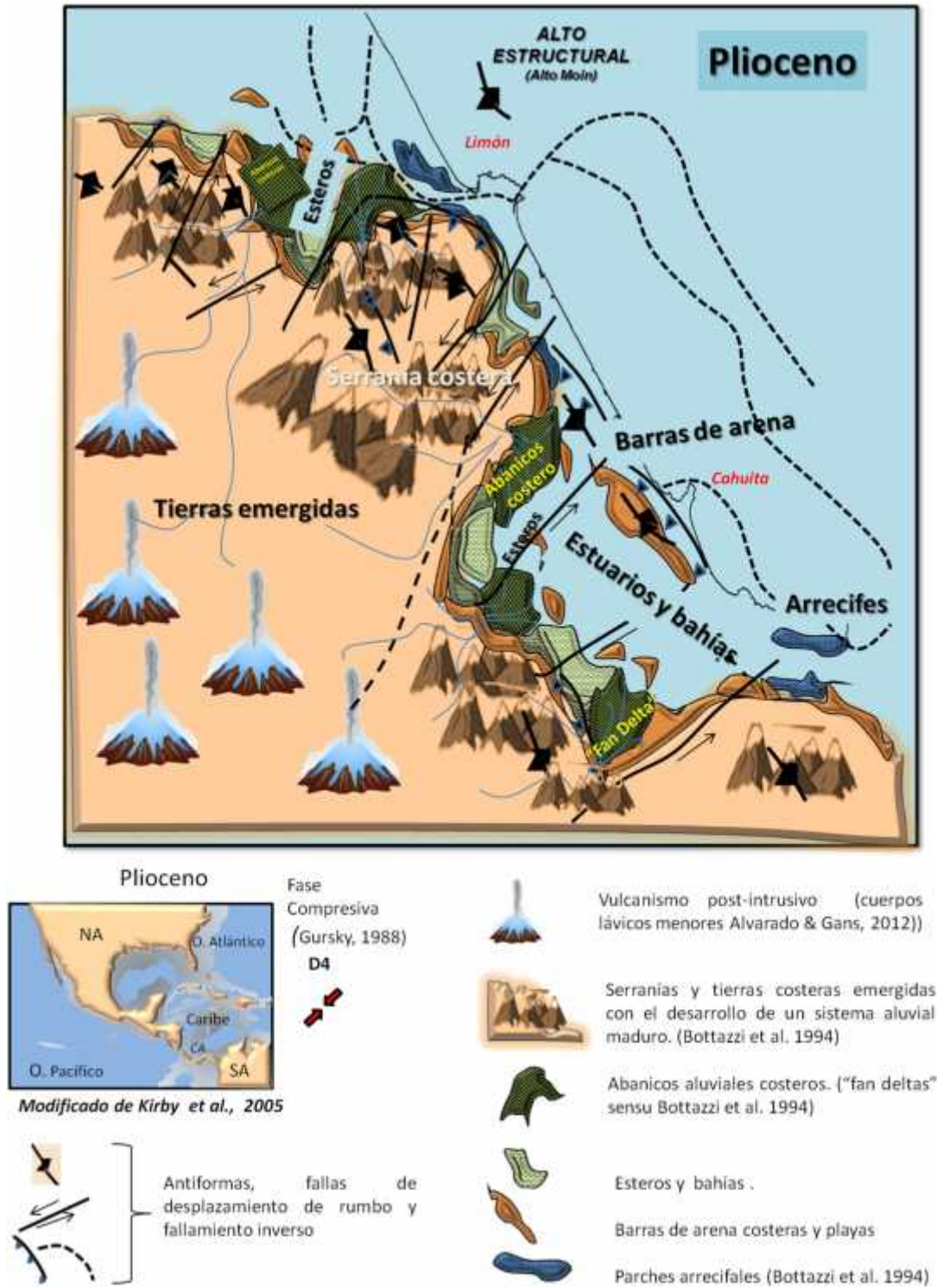
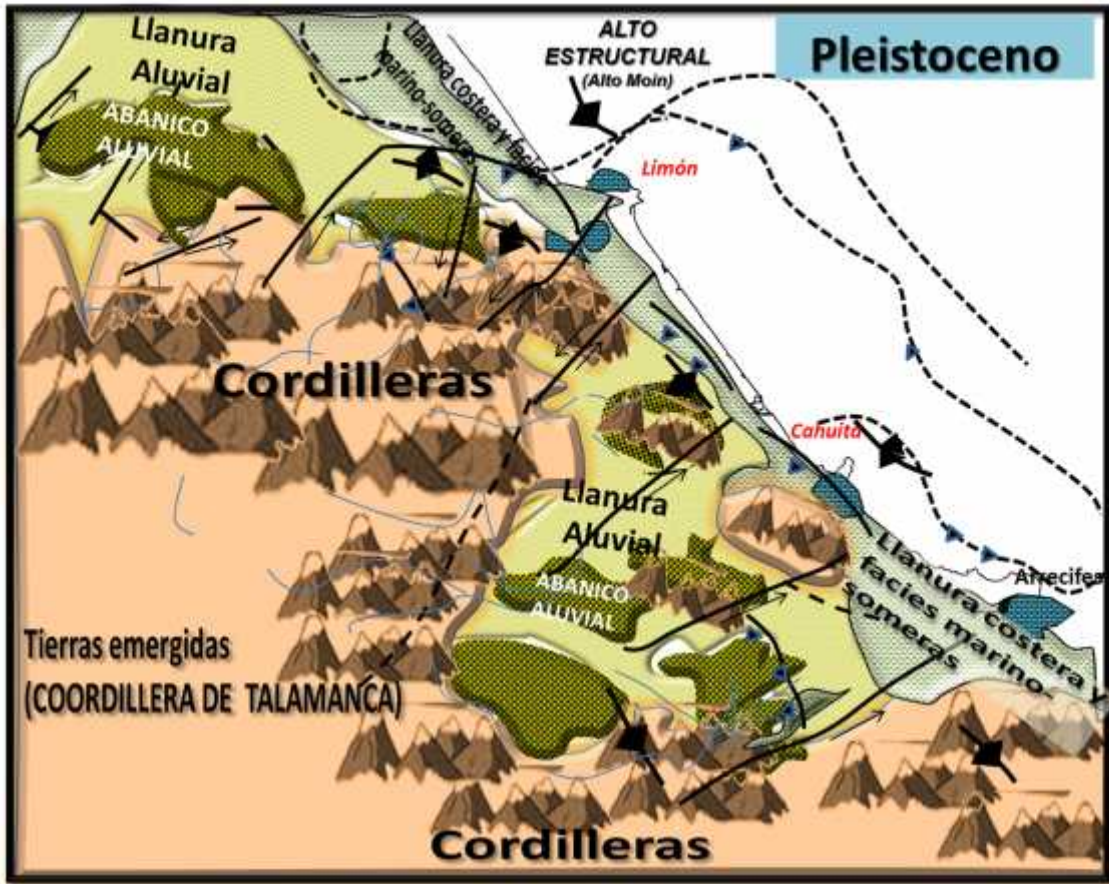


Figura 47: A partir del Plioceno la cuenca empieza a ser colmatada mediante la instauración de sistemas marino someros como estuarios, bahías y esteros con un agresivo aporte continental, basado en Bottazzi et al., (1994).



Cuaternario (< 1,6 Ma)



Cordillera de Talamanca y estribaciones



Abanicos aluviales de pie de monte



Llanuras aluviales



Llanuras marino - costera



Anticlinales y fallamiento asociado a la estructuración.



Arrecifes

Figura 48: El Pleistoceno está caracterizado por el desarrollo de abanicos y llanuras aluviales que terminan por colmatar las cuencas intermontanas y someras basado en Bottazzi et al., (1994).

5. CONCLUSIONES

Desde el punto de vista concluyente, se lograron todos los objetivos planteados para esta investigación, en lo que se refiere a sistemas sedimentarios, estratigrafía de secuencias y paleogeografía, lo cual se plasma de la siguiente forma:

5.1 Definición de sistemas sedimentarios a partir de las sucesiones sedimentarias descritas

5.1.1- *Sistema sedimentario abisal o plano de cuenca (Campaniano Superior y Maestrichtiano Inferior)*

De la totalidad de la sección sedimentaria de la cuenca de Limón Sur, la base está representada por depósitos de plano de cuenca, resultantes de la lenta sedimentación pelágica y hemipelágica, que intercala, espesores decamétricos hasta hectométricos, de calizas de origen planctónico con delgados episodios de lodolitas y tobitas origen terrígeno atribuible al decanto de nubes de suspensión hemipelágicas.

Esta sedimentación de trasfondo en los planos abisales, periódicamente se vio interrumpida por la avenida de corrientes de turbidez distales y canalizaciones aisladas y ramificadas, como respuesta a eventos de alta energía en los sectores más proximales a las áreas de ambientes sedimentarios en emersión o más someros.

5.1.2- *Sistema sedimentario batial o de talud (Paleoceno-Oligoceno).*

Delantales Volcánicos (“Volcanic Apron”):

A partir de los mecanismos de depósito y procesos conexos, deducidos mediante los criterios sedimentológicos relevantes en las sucesiones atribuidas al sistema batial, es evidente la instauración de un vulcanismo submarino y emergente que implicó el depósito de una secuencia volcano-sedimentaria atribuible a un sistema de delantales volcánicos entre el Paleoceno y Eoceno Inferior, que progradó sobre los depósitos predecesores de plano de cuenca.

Talud Depositional (“Slope Apron”):

A partir del Eoceno Medio hasta el límite Oligoceno Medio-Superior, conforme los edificios volcánicos se desarrollaban y emergían, el retiro del mar y en consecuencia la somerización, implicó superficies de erosión en las áreas emergidas y desarrollo de taludes menos empinados y progradacionales con áreas de aporte más distantes y de menor energía, que se depositaban paraconformemente, sobre las rocas subyacentes.

Un sistema de talud deposicional (“slope apron”) se implantó, con episodios turbidíticos, sobre taludes y cuencas someras, edificándose mediante canales distributarios, diques, depósitos de desbordamiento, cuñas de progradación y pequeños lóbulos.

Este sistema prevaleció, presentando variaciones composicionales en cuando a la dominancia carbonatada o volcaniclástica; de tal forma que sucesiones de calizas alodápicas y parautóctonas caracterizaron la base y el techo de la secuencia mientras que episodios volcaniclásticos dominaron la parte media. Este desarrollo obedeció al comportamiento de las áreas de aporte, referente a la intensidad variable de actividad volcánica, la presencia o no de sistemas carbonatados neríticos y en consecuencia a su relación directa con los cambios relativos del nivel del mar, regionales o locales.

5.1.3- Sistema sedimentario nerítico carbonatado (Eoceno Superior- Oligoceno Superior)

-Plataforma Carbonatada:

Durante el Eoceno Superior, se hace evidente la instalación de plataformas carbonatadas sobre edificios volcanogénicos asociados al desarrollo del arco volcánico primitivo. El ascenso del nivel del mar sobre rocas asociadas a delantales volcánicos preexistentes y altos estructurales resultantes del régimen compresivo imperante, aunado a una disminución de la actividad volcánica y sus productos; propició la proliferación de vida marina, dando como resultado la construcción de plataformas con abultamientos frontales bioacumulados e hidrodinámicamente retrabajados y redepositados. Estos depósitos se dispusieron en forma discordante sobre los altos preexistentes, generando frontalmente, taludes carbonatados progradantes hacia los planos abisales.

-Rampa Carbonatada:

La actividad biológica marina, probablemente se reactivó a fines del Oligoceno, como respuesta al ascenso del nivel del mar y probablemente a un retroceso de las áreas de influencia volcánica, desarrollando rampas carbonáticas, sobre las suaves pendientes del piso oceánico receptor, producto de la mecánica sedimentaria predecesora. Análogamente al proceso sedimentario imperante, cuñas de progradación de componentes calcáreos alodápicos, se instauraron en forma paraconformes, colmatando las cuencas someras previamente estructuradas.

5.1.4- Sistema sedimentario nerítico silicoclástico y barras de arena (Mioceno Inferior - Mioceno Medio)

El relleno sedimentario conformado por los depósitos de talud a partir de una superficie de bajo ángulo y depósitos carbonatados neríticos, es rápidamente cubierto, entre el Mioceno Inferior y Mioceno Medio, por una secuencia

progradacional de plataforma heterolítica característicamente dominada por oleaje y tormentas; dado el aporte clástico incrementado a partir de las tierras previamente emergidas.

Esta progradación se ve reflejada en la superposición de facies cada vez con mayor dominio de arenas hasta culminar con depósitos litorales de arenas someras y playas en el Mioceno medio (“Strand plain”).

La distribución espacial de los depósitos de barras de arena y su asociación geométrica con los depósitos neríticos de plataforma externa y prodeltáicos, indican que la línea litoral tuvo una distribución este-oeste, durante los pisos inferiores y medios del Mioceno, obedeciendo probablemente, a la distribución de las estructuras emergidas y a las tendencias de las corrientes interoceánicas en esos periodos, dada la interconexión entre el Atlántico y el Pacífico.

5.1.5 - *Sistema sedimentario litoral deltaico (Mioceno Superior)*

Luego de la depositación de sedimentos neríticos litorales costeros, a partir del Mioceno Medio, las condiciones eustáticas y tectónicas locales, favorecieron el desarrollo de medios sedimentarios progradantes en sectores donde el aporte continental se focalizó.

A inicios del Mioceno Superior, la subsiguiente y consecuente fase marina transgresiva, luego de los eventos arenosos del Mioceno Medio, se documenta con depósitos relativamente delgados y lodosos amalgamados y en ocasiones condensados, como respuesta al régimen de ascenso del nivel del mar (local y regionalmente).

Posteriormente, el descenso generalizado del nivel de mar durante el Mioceno Superior (Vail & Mitchum, 1979; Seyfried et al. 1987; Haq et al., 1988; Hardenbol et al., 1998), incentivado además por el rápido ascenso del retropaís y la

concomitante subsidencia de las áreas de cuenca locales, se representa con secuencias que inician con sedimentación fina muy rica en materia orgánica continental que se amalgama con sedimentos finos predecesores y que rápidamente son sobreyacidos por potentes bancos arenosos, que frecuentemente están coronados por depósitos conglomeráticos y arenosos gradados normalmente, limos y arcillas muy ricos en materia orgánica de origen continental y a veces con eventos fosilíferos concentrados y aislados, y finalmente mantos de carbón en las secciones cuspidales.

La correlación de secciones sedimentológicas y afloramientos diversos y su distribución espacial a lo largo de todo el borde norte y noreste de la cuenca, así como algunos patrones de medición de paleocorrientes en estructuras progradantes de las facies gruesas y arenosas (“foresets”, imbricación de cantos, etc.), sugieren el desarrollo de dos edificaciones deltaicas durante el Mioceno Superior, que culminan en las vecindades del límite Mio-Plioceno.

De igual forma la ausencia de evidencias de facies de planicie y frente deltaico, suplantadas por depósitos arcillosos análogos a la sedimentación lodosa de plataforma externa, prodeltaica y/o con evidencias estuarinas, en el borde nor-oriental de la cuenca; evidencian el desarrollo de áreas de ensenadas y bahías interlobulares, probablemente debido al pobre aporte continental por parte del paleosistema de drenaje, proveniente de las tierras emergidas del sur – suroeste (levantamiento de Talamanca).

Es así como, este enunciado sugiere que el Mioceno Superior de la cuenca de Limón Sur, está caracterizado por el desarrollo de dos sistemas lobulares progradantes que obedecieron al aporte continental proveniente de un patrón aluvial al sur- suroeste, cuyo dominio sobre los procesos de cuenca construyó el denominado Delta Zent y otro al sureste que por su ubicación se denomina Delta Volio.

5.1.6- *Sistema sedimentario litoral - transicional caracterizado por depósitos de abanicos aluviales costeros, bahías y esteros (Plioceno-Pleistoceno)*

La aparición repentina de asociaciones de facies de bahías, esteros, playa y arrecifes costeros de parche, sobre depósitos deltaicos predecesores, representa la existencia de una discordancia en el límite Mioceno Superior/Plioceno.

Los bancos conglomeráticos interestratificados con delgados episodios de lodos enriquecidos con materia orgánica de origen continental, niveles fosilíferos someros y lentes carbonosos (“Fan Deltas”), así como su interrelación lateral, con depósitos arenosos cuyas estructuras sedimentarias y composición evidencian un claro retrabajo por parte de oleaje, mareas y tormentas (tempestitas), y parches arrecifales someros; representan una serie sedimentaria que acusa un evento de máxima inundación marina en los linderos costeros que, paulatina pero rápidamente, fue enterrada por depósitos continentales de abanicos y llanuras aluviales.

Es así como se concluye que a partir de la discordancia del Mio/Plioceno (5.5 Ma según Vail & Mitchum, 1979; Seyfried et al. 1987; Haq et al., 1988; Hardenbol et al., 1998) se desarrolló una superficie de “Ravinement” la cual, en estratigrafía de secuencias, se define como la primera superficie que se ha formado por las inundaciones, debido al aumento de nivel del mar en o cerca de la costa (discordancia erosiva basal según Nummedal & Swift, 1987).

5.1.7- *Sistema sedimentario continental (Plioceno-Pleistoceno)*

Luego del umbral del levantamiento del retropaís relacionado con la emersión de la cordillera de Talamanca, se da un desarrollo importante de cuencas intermontanas y/o costeras que rápidamente son sobreyacidas por la sedimentación continental. Estas áreas de recepción se dieron en coincidencia con depresiones focales

asociadas a estructuras sinformes de plegamiento y fallamiento inverso donde los altos antiformes constituyeron los límites y áreas de aporte.

Esta sedimentación representada por potentes bancos conglomeráticos y arenosos, evidencia el desarrollo de un patrón de llanuras y abanicos aluviales que coronan las secuencias predecesoras a partir del Pleistoceno.

Durante la instauración, de un sistema sedimentario continental, se origina lo que estratigráficamente se conoce como la Formación Suretka. Concomitantemente, un sistema sedimentario marino, correlativo, persiste representando sincrónicamente ambientes litorales muy someros que se extiende hasta el Cuaternario, representado por litologías finas, tales como limos, arcillas fosilíferas ricas en materia orgánica de origen continental y calizas que en conjunto se atribuyen a la unidad estratigráfica denominada Limón.

5.2 Correlaciones lito-estratigráficas.

Dada su congruencia en cuanto a la interpretación, para la correlación entre los sistemas sedimentarios definidos y la estratigrafía convencional, para este ítem se adopta el modelo estratigráfico de la cuenca Limón Sur, propuesto por Sprechmann (1984), modificado por Fernández (1987) y Bottazzi et al. (1994). (Figura 49)

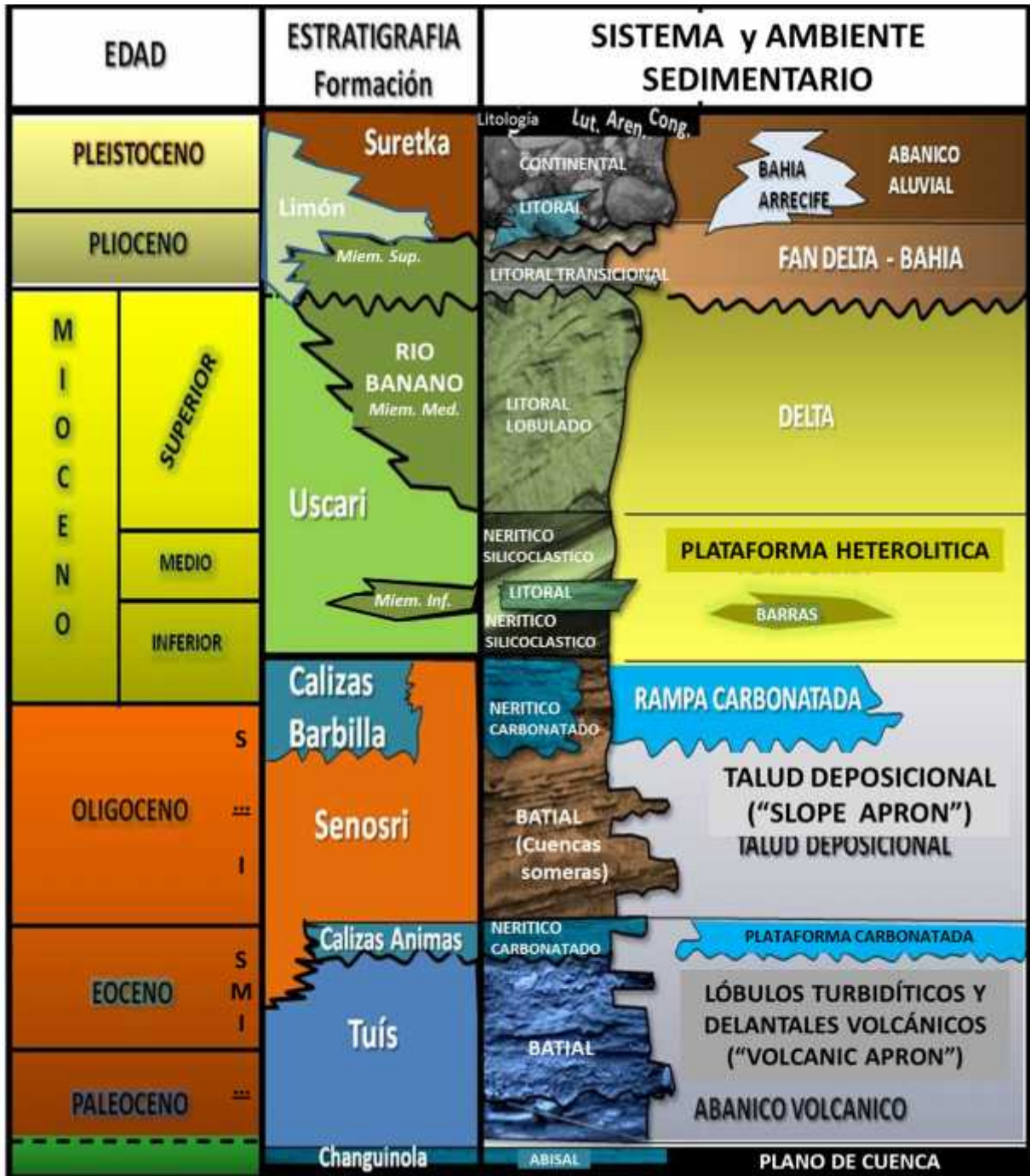


Figura 49: Propuesta estratigráfica, según las asociaciones de facies determinadas para cada una de las formaciones definidas para el área de la cuenca de Limón Sur, basada en Bottazzi et al., (1994).

-Formación Changuinola del Campaniano Superior y Maestrichtiano Inferior. Descrita originalmente por Fisher & Pessagno (1965) como calcilitas intercaladas por sedimentos volcánico – sedimentarios y flujos de lava que afloran en el área del río Changuinola (Panamá) y río Lari (Costa Rica) y redefinida por Fernández (1987) como facies calcáreas micríticas con fauna pelágica y delgadas intercalaciones tobáceas, se correlaciona con el Sistema Sedimentario Abisal o Plano De Cuenca.

-Formación Tuis del Paleoceno – Eoceno Medio que según Fernández (1987) se refiere a secuencias constituidas predominantemente por sedimentos rudíticos volcanoclásticos con intercalaciones de hemipelagitas que abarcan un espesor de alrededor de 1000 m, se relaciona al Sistema Sedimentario Batial en correspondencia al desarrollo de delantales volcánicos y en concordancia con la actividad volcánica inducida durante la instauración del arco de islas primitivo durante estos periodos.

-Formación Calizas Las Animas del Eoceno Superior referida en Fernández (1987), en Sprechmann (1984), y Bottazzi et al., (1994) e incorporada dentro la Formación Fila De Cal en Sprechmann et al., (1994); en sus facies consistentes de grandes concentraciones de macroforaminíferos asociados a corales, hidrozoos, gastrópodos y algas calcáreas en colonias u oncoides, inmersos en una matriz intersticial micrítica, se correlacionan con la asociación de facies de plataforma del Sistema Sedimentario Nerítico Carbonatado del Eoceno Superior.

-Formación Senosri del Oligoceno (según Sprechmann 1984), Eoceno Medio al Oligoceno Inferior (según Fernández, 1987), Eoceno Medio a Mioceno temprano basal (según Bottazzi et al., (1994) y Eoceno Medio a Mioceno Inferior (según Sprechmann et al., (1994) se correlaciona con el Sistema Sedimentario Batial relacionado al desarrollo de taludes deposicionales y cuñas de progradación (“slope Apron”) en su asociación de facies que involucran una alternancia de calcilitas y limolitas, intercalada con estratos de areniscas calcáreas o volcanoclásticas y gravas lodosas interpretadas como flujos de grano y flujos de escombros respectivamente.

-Formación Calizas Barbilla del Oligoceno Superior al Mioceno Inferior temprano (Barboza et al., (1987) y Bottazzi et al., (1994) constituida por biostromos de algas rojas, macroforaminíferos y otros organismos sésiles, barras arenosas cuyos principales componentes son esqueletos de macroforaminíferos y algas rojas y facies lagunares o de “back reef” con oncoides algales y esqueletos de macroforaminíferos soportados por una matriz micrítica.

En concordancia con Aguilar et al., (2001), estas calizas se hacen corresponder con las que afloran en el tajo Jesús María de Turrialba, Cartago, Costa Rica y que a su vez son incluidas en la Formación Punta Pelada (Sprechmann et al., 1994).

Correlativamente, las calizas del Oligoceno Superior- base del Mioceno Inferior de la cuenca de Limón Sur, corresponden al Sistema Sedimentario Nerítico Carbonatado en sus facies de rampas desarrolladas durante ese periodo.

-Formación Uscari, del Mioceno Temprano cuspidal al Mioceno Tardío (Sprechmann 1984), Mioceno Inferior, Medio y Superior (Fernández, 1987) y, Mioceno Inferior – Mioceno Superior (Sprechmann et al., 1994); representada por lodolitas, lutitas agradacionadas y areniscas con estructuras sedimentarias inducidas por los procesos de cuenca (p.e. oleaje, tormentas, etc.); son correlacionadas con el Sistema Sedimentario Nerítico Silicoclástico en sus facies heterolíticas del Mioceno.

-Formación Río Banano del Mioceno Medio- Mioceno Superior (Sprechmann et al., 1994), está representada principalmente por potentes bancos de areniscas finas, medias y guijarrosas pobres o ausentes de cemento carbonatado relacionadas, hacia el techo, con mantos de carbón y bancos conglomeráticos, (Bottazzi et al., 1994).

Tal y como se sugiere en Bottazzi et al., (1994), los cuerpos arenosos del Mioceno Medio, Mioceno Superior y Plioceno basal, que por su composición y estructuras sedimentarias acusan un ambiente muy somero influenciado por una clara interacción entre los procesos litorales de cuenca y continentales; se incluyen dentro la Formación Río Banano y pueden ser clasificados en tres miembros:

-El miembro inferior, que prevalece durante el Mioceno Medio, corresponde con depósitos de barras elongadas o “strand plain” asociados al Sistema Sedimentario Nerítico Silicoclástico y Barras de Arena en su asociación de facies de barras costeras deformadas por corrientes marinas (“strand plain”).

-El miembro medio, que se refiere a la sedimentación arenosa durante el Mioceno Superior y está caracterizado por potentes bancos arenosos que en conjunto sobrepasan los 1000 m de espesor, con una clara tendencia progradacional, y suelen estar coronados por delgados eventos limosos muy ricos en materia orgánica continental, mantos de carbón y areniscas guijarrosas, se atribuyen al Sistema Sedimentario Litoral Deltaico del Mioceno Superior.

-El miembro superior, representado por bancos hectométricos de paquetes conglomeráticos de hasta 3 m de espesor, con bases erosivas en contacto brusco e interstratificados con areniscas y lutitas, fosilíferas y/o carbonosas, relacionados lateralmente con calizas atribuibles a barras carbonatadas y arrecifes de parche; corresponden con el Sistema Sedimentario Litoral - Transicional Caracterizado Por Depósitos De Abanicos Aluviales Costeros, Bahías y Esteros del Plioceno

-Formación Suretka del Plioceno y Pleistoceno. Depósitos conglomeráticos y arenosos con cemento silíceo y ausencia total de fósiles marinos, dispuestos en bancos hasta decamétricos amalgamados y que en conjunto pueden superar los 100 m de espesor y que por su granulometría, grano-selección, composición y estructuras sedimentarias, se interpretan como abanicos aluviales desarrollados al pie de las cadenas montañosas, se correlacionan con el Sistema Sedimentario Continental del Plioceno y Pleistoceno).

-Formación Limón del Plioceno, Pleistoceno (Bottazzi et al., 1994). Los sedimentos marino – someros de finales del Terciario al Cuaternario caracterizados, como ya fue expuesto, por limos, arcillas fosilíferas ricas en materia orgánica de origen continental y calizas, son correlacionados con un Sistema Sedimentario Litoral – Transicional,

caracterizado por depósitos de bahías y estuarios que se desarrolla sincrónicamente y en relación lateral con los depósitos continentales de la Formación Suretka.

5.3 Evolución tectónica (resumen):

En general tal y como se expone en Fernández et al., (1991), la evolución tectónica de la cuenca Limón Sur está gobernada por los siguientes eventos:

-Un régimen compresivo dirigido hacia el norte durante el Eoceno Medio tardío, relacionado con el movimiento convergente entre las Placas de Norte y Sur América, el cual indujo el desarrollo de una serie de paleo-altos estructurales alineados en dirección Este – Oeste, principalmente en el borde Norte de la Cuenca (Ladd, 1976; Pindell & Dewey, 1982; Pindell et al., 1988 y Fernández et al., 1991).

-La estructuración inducida por la colisión del Bloque de Panamá contra la Placa Suramericana, resultando en el desarrollo del Cinturón Deformado del Norte de Panamá, que se extiende hasta la Cuenca Limón Sur (Vitali, 1985; Vitali et al., 1985; Pindell et al., 1988; Fernández et al., 1991). Este patrón compresivo se refleja con el desarrollo de pliegues y fallas inversas orientados Noroeste-Sureste, frecuentemente cortados por un sistema de fallas de desgarre.

.

-Durante el Mioceno Superior, la instauración del intrusivo de Talamanca que implicó la formación de fallas inversas en forma de cabalgamientos cuya suela se inclina hacia el núcleo del intrusivo (Fernández et al., 1991).

-En el Plioceno tardío, el arribo de la Dorsal del Coco a la zona de subducción de la Placa del mismo nombre bajo la Placa Caribe, y el concomitante levantamiento generalizado en el Bloque Sur de Costa Rica.

En forma resumida, la cuenca de Limón Sur tiene una evolución tectónica compleja ya que, de ser en sus inicios (Cretácico – Paleoceno) una cuenca típicamente de tras arco con un dominio estructural distensivo, por efectos de las fases tectónicas compresivas que le afectaron a partir del Eoceno Superior, se desarrolló como una cuenca cuyos estilos estructurales denotan un modelo tectónico tipo “foreland basin”, caracterizado por altos y depresiones relacionados con cinturones de sobrecorrimientos (intenso fallamiento inverso y de desgarre e intenso plegamiento), y que a partir del Mioceno, bajo los efectos del levantamiento de Talamanca y el arribo de la Dorsal del Coco, en el Plioceno, implicaron el inicio de la formación de pequeñas cuencas con áreas de aporte muy cercanas, las cuales, en los últimos estadios de su historia, se colmataron en forma de cuencas intermontanas (Plioceno-Pleistoceno).

6. BIBLIOGRAFIA

ADAMEK, S., FROLICH, C. & PENNINGTON, W.D., 1988: Sismicity of the Caribbean-Nazca boundary: constraints on microplate tectonics of the Panama region. -*Journal of Geophysical Research*, 93, B3: 2053 - 2075.

AGUILAR, A., 1991: Síntesis de la exploración petrolera en Costa Rica. - (RECOPE, technical report). San José, Costa Rica: 79p.

AGUILAR, T. & CORTÉS J, 2001: Arrecifes Coralinos del Oligoceno Superior – Mioceno Inferior, de Turrialba, Costa Rica: *Rev. Biol. Trop.* 49. Supl. 2: 203-213

AGUILAR, T. & DENYER P., 1994: Bioestratigrafía del parche arrecifal de la quebrada Brazo Seco, Plio-Pleistoceno, Limón, Costa Rica. -*Rev Geol. Amér. Central* 17: 55-66.

AGUILAR, T., 1993; Paleogeografía del Alto Guayacán. Formación Uscari, Mioceno, Provincia de Limón, Costa Rica. -*Rev. Geol. Amér. Central* 16: 51-60

ALLEN, S. R., HAYWARD, B. W., & MATHEWS, E., 2007: A facies model for a submarine volcanoclastic apron: The Miocene Manukau Subgroup, New Zealand. - *Geological Society of America Bulletin* 119(5-6): 725-742.

ALVARADO, G. & GANS, B., 2012. Síntesis geocronológica del magmatismo, metamorfismo y metalogenia de Costa Rica, América Central. -*Rev. Geol. Amér. Central* 46: 7-122.

ANDERSON, T. H. & SCHMIDT, V. A., 1983: The evolution of Middle America & the Gulf of Mexico - Caribbean Sea region during Mesozoic time: -*Geological Society of America Bulletin* 94: 941-966.

ASTORGA, A.; 1987: El Cretácico Superior y el Paleógeno de la vertiente Pacífico de Nicaragua meridional y Costa Rica septentrional: Origen, evolución y dinámica de cuencas profundas relacionadas al margen convergente de Centroamérica. : 250 págs. Universidad de Costa Rica. [Tesis Lic.]

ASTORGA, A.; 1988: Geodinámica de las cuencas del Cretácico Superior - Paleógeno de la región "forearc" del Sur de Nicaragua y Norte de Costa Rica.-Rev. Geol. Amér. Central 9: 1 - 40.

ASTORGA, A.; 1990: La Formación Loma Chumico (Complejo de Nicoya, Costa Rica) y su relación con la evolución cretácica del margen oeste del "paleo-plateau" Caribe. VII Congreso Geológico de América Central (19-23 Noviembre 1990), San José, Costa Rica, Resumen 126.

ASTORGA, A.; FERNANDEZ, J.A.; BARBOZA, G.; CAMPOS, L.; OBANDO, J.; AGUILAR, A. & OBANDO, L.G; 1991: Cuencas Sedimentarias de Costa Rica: evolución geodinámica y Potencial de Hidrocarburos: -Rev. Geol. Amér. Central 13: 25-59.

BALLESTERO, L. & DOBRINESCU, M., 1987: Gradiente geotérmico del Pozo Matina No.1. Informe Técnico de la Refinadora Costarricense de Petróleo: 3 págs.

BALLESTERO, L.; DOBRINESCU, M.; MAYERS, R. & JAGER, G., 1989: An integrated geological and geophysical interpretation of the San Carlos Basin, Costa Rica. Symposium on the Energy and Mineral Potential of the Central American - Caribbean Region, San José, Costa Rica, March 6-, 1989, Circumpacific Council: 13 págs.

BARBOZA, G., FERNÁNDEZ, A, BARRIENTOS, J. & BOTTAZZI, G.,(1997): Costa Rica: Petroleum geology of the Caribbean margin. The Leading Edge 16(12): 1787-1798.

BARBOZA, G, FERNANDEZ A, CALVO, C, LAURITO, C & MORALES E, 1987: Proposal for a stratigraphical well in the Moin-Parismina area. (RECOPE technical petroleum report): 25 págs. [Inédito]

BETANCUR J., 2014: Foraminíferos bentónicos como indicadores paleoecológicos de la formación Uscari (Mioceno Temprano-Medio), Cuenca de Limón (sur), Costa Rica. -Rev. Geol. Amér. Central 50: 193-212.

BOLAÑOS, K., 1983: Evaluación Geológica de los depósitos carboníferos de Baja Talamanca para un estudio de prefactibilidad, provincia de Limón Costa Rica. 206 págs. Universidad de Costa Rica. [Tesis Lic.]

BOSCHINI, I. M., 1989: Incidencia de las fuentes sísmicas en la región Caribe de Costa Rica. 97 págs. Universidad de Costa Rica. [Tesis Lic.].

BOTTAZZI, G., GONZALEZ, G. & VARGAS, J., 1987: Sedimentología del borde norte y noreste de la cuenca Limón Sur, 85 págs. (RECOPE, technical report). San José, Costa Rica.

BOTTAZZI, G., GONZALEZ, G. & VARGAS, J., 1988: Sedimentología del borde Central-Este de la cuenca Limón Sur, 55 págs. (RECOPE, technical report). San José, Costa Rica.

BOTTAZZI, B., G., FERNANDEZ, A. & BARBOZA, G., 1994: Sedimentología e historia tectono-sedimentaria de la cuenca Limón Sur. Revista Perfil 7: 351 - 389.

BOTTAZZI, G., GONZALEZ, G., FERNANDEZ, .A. & BARBOZA, G., 1990: Evolución tectono-sedimentaria de la cuenca Limón Sur, Costa Rica. VII Congreso

Geológico de América Central, (19 - 23 Noviembre 1990), San José, Costa Rica, resumen: 98.

BOURGOIS, J., AZEMA, J., BAUMGARTNER, P.O., TOURNON, J., DESMET, A. & AUBOUIN, J., 1984: The geologic history of the Caribbean -Cocos plate boundary with special reference to the Nicoya Ophiolite Complex (Costa Rica) and D.S.D.P. results (Legs 67 and 84 off Guatemala): A synthesis: *Tectonophysics* 108: 1-32.

BOWIN, C., 1976: The Caribbean; Gravity field and plate tectonics. *Geological Society of America Special Paper* 169: 169p.

BOWLAND, C., 1984: Seismic stratigraphy and structure of the western Colombian Basin, Caribbean Sea. University of Texas, 248 pp. [MSc. Thesis]

BRANDES, C., ASTORGA, A. & WINSEMANN, J., 2009: The Moín High, East Costa Rica: Seamount, laccolith or contractional structure? *Journal of South American Earth Sciences* 28: 1-13.

BRANDES, C., ASTORGA, A., BACK, S., LITTKE, R. & WINSEMANN, J., 2007: Deformation style and basin-fill architecture of the offshore Limón back-arc basin (Costa Rica). *Marine and Petroleum Geology* 24: 277-287

BRANDES, C., ASTORGA, A., BACK, S., LITTKE, R. & WINSEMANN, J., 2007: Fault controls on sediment distribution patterns, Limón Basin, Costa Rica. *Journal of Petroleum Geology*. 30(1): 25-40.

BRANDES, C., ASTORGA, A., LITTKE, R. & WINSEMANN, J., 2008: Basin modelling of the Limón back-arc basin (Costa Rica): burial history and temperatura evolution of an island arc-related basin-system. *Basin Research* 20: 119-142.

BURBACH, G.V., FROHLICH, C., PENNINGTON, W.D. & MATUMOTO, T., 1984: Seismicity and tectonics of the subducted Cocos Plate. *Journal of Geophysical Research* 89: 7719-7735.

BURKE, K., 1988: Tectonic Evolution of the Caribbean. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 16: 201 - 230.

BURKE, K., COOPER, C., DEWEY J.F., MANN, P. & PINDELL, J.L, 1984: Caribbean tectonics and relative plate motions. In: BONINI, W.E., HARGRAVES, R.B. & SHAGAM, R. (Eds.): *The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics. Geological Society of America Memoir* 162: 31 - 64.

BURKE, K., FOX, P. J. & SENGOR, A. M. C., 1978: Bouyant ocean floor and the evolution of the Caribbean. *Journal Geophysics Resources*, 83: 3949 - 3954.

CALVO, C. & BOLZ, A., 1987b: La secuencia de Venado, un estuario lagunar tropical del Mioceno Medio, San Carlos, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 6: 1 - 24.

CALVO, C., 1987: Las calizas neríticas de la vertiente pacífica del norte de Costa Rica y sur de Nicaragua: Epocas y sistemas de sedimentación asociadas con la apertura y evolución del margen convergente de la América Central Meridional: 164 págs. Universidad de Costa Rica. [Tesis Lic]

CAMPOS, L., 1987: Geología de la Fila Asunción y zonas aledañas, Atlántico Central, Costa Rica. 78 págs. Universidad de Costa Rica. [Tesis Lic.]

CASE, J.E. & HOLCOMBE, T.L., 1980: Geologic-Tectonic map of the Caribbean region. U.S. Geological Survey Miscellaneous Investigations Map 1-110, scale 1:2,500,000

CERVANTES, F., 1989: Base geológica para los análisis geotécnicos del Proyecto Hidroeléctrico Siquirres, Provincia de Limón, Costa Rica. 117págs. Universidad de Costa Rica. [Tesis Lic]

CERVANTES, F. & SOTO, G., 1988: Sedimentación y volcanismo tras-arco Plio-Cuaternarios en el área de Siquirres. –Ciencia y Tecnología, 12 (1–2): 19–26.

CLEARY, W. J., & CONOLLY, J. R. (1974): Hatteras deep-sea fan. Journal of Sedimentary Research 44(4).

CROWELL, J.V., 1974: Origin of Late Cenozoic basins in southern California. In: DICKINSON, W.R. (Ed.): Tectonics and sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication No. 22:190-204.

DENGO, G. 1968 (2nd ed., 1973): Estructura geológica, historia tectónica y morfología de América Central. Centro Regional de Ayuda Técnica, México / Buenos Aires: 55 págs.

DENGO, G. 1983: Mid America: tectonic setting for the Pacific margin from southern Mexico to northwestern Colombia. Centro de Estudios Geológicos de América Central: 90 págs.

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.

DOBRINESCU, M.M., 1984: Estudio del gradiente geotérmico de la Cuenca de Limón. 41 págs. (RECOPE, technical report). San José, Costa Rica.

DONNELLY, T.W., 1989: Geologic history of the Caribbean and Central America. In: BALLY, A.W. & PALMER, A.R. (Eds.): The Geology of North America -An

overview-. The Geology of North America, v.A.: 299-322. Geological Society of America.

DUNCAN, R.A. & HARGRAVES, R.B., 1984: Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame. In: BONINI, W.E., HARGRAVES, R.B. & SHAGAM, R. (Eds.): The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics. Geological Society of America memoir 162: 81-94.

DUQUE-CARO, H., 1979: Major structural elements and evolution of northwest Colombia. American Association of Petroleum Geologists Memoir 29: 329-351.

EVA, A. W., BURKE, K., MANN, P. & WADGE, G., 1989: Four-phase tectonostratigraphic development of the southern Caribbean. Marine and Petroleum Geology, 6: 9 - 21.

FERNANDEZ, A., BOTTAZZI, G., BARBOZA, G. & ASTORGA, A., 1991. Tectónica y estratigrafía de la cuenca Limón Sur. Rev. Geol. Amér. Central, vol. Esp. Terremoto de Limón: 15-28

FERNANDEZ, A., 1987: Geología de la hoja topográfica Tucurrique (1:50.000, I.G.N.C.R., No. 34451). 206 págs. Universidad de Costa Rica. [Tesis Lic]

FISHER, S.P. & PESSAGNO, E.A., 1965: Upper Cretaceous strata of northwestern Panama. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 49: 433-444.

GALLOWAY, W. E. AND HOBDAV D. K.; 1983: Terrigenous clastic depositional systems: applications to petroleum, coal, and uranium exploration: New York, Springer-Verlag 423 págs.

GURSKY, H-J., GURSKY, M., SCHMIDT-EFFING, R. & WILDBERG, G.H., 1984: Karten zur Geologie von Nordwest-Costa Rica (Miteelamerika) mit Erläuterungen. *Geologica et Paläontologica*, 18: 173-182.

GURSKY, M. 1988: Análisis tectónico de la Península de Nicoya (Costa Rica) y su significado para el desarrollo estructural -geodinámico de América Central meridional. *Rev. Geol. Amér. Central* 8: 19 - 75.

HAG, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P., 1988: Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Cycles of sea-level change. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication* 42: 71-108.

HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M., B., JACQUIN, T., DE GRACIANSKY, P. CH., & VAIL, P. R., 1998: Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins (SEPM) Special Publication, Vol. 60, Edited by Pierre-Charles de Graciansky, Jan Hardenbol, Thierry Jacquin, and Peter R. Vail P. 3-13;DOI: 10.2110/pec.98.02.0003

HASTINGS, B. S., KENDALL, C. G. S. C., POSAMENTIER, H. W., ROSS, C. A., & VAN WAGONER, J. C. (EDS.). (1988). *Sea-level changes: an integrated approach*.

HOLCOMBE, T.L., LADD, J.H., WESTBROOK, G., EDGAR, N.T. & BOWLAND CH., L., 1990: Caribbean marine geology; Ridges and basins of the plate interior. In: DENGGO., G. & CASE. J.E. (Eds.): *The Caribbean Region*. Geological Society of America, *The Geology of America*, v.H:231 - 260.

INGERSOLL, R.V., 1988: Tectonics of sedimentary basins. *Geological Society of American Bulletin* 100: 1704-1719.

KIRBY M.X. AND MACFADDEN B. (2005): Was southern Central America an archipelago or a peninsula in the middle Miocene? A test using land-mammal body size. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 228: 193-202.

KOLARSKY, R., MANN, P. & MONTERO W., 1995: Island arc response to shallow subducción of the Cocos Ridge, Costa Rica. *Geological Society of America; Special Paper* 295.

KUSSMAUL, S., 1987: Petrología de las rocas intrusivas neógenas de Costa Rica: *Rev. Geol. Amér. Central* 7: 83 -112, San José.

LADD, J.W., 1976: Relative motion of South America with respect to North America and Caribbean tectonisc. *Geological Society of America Bulletin* 87: 969 - 976.

LAURITO, C., 1996: El género *Isistius* (Squalidae) en el Alto Guayacán. Formación Uscari (Mioceno Superior-Plioceno Inferior), provincia de Limón, Costa Rica. *Rev. Geol. Amér. Central* 19/20: 87-92.

LAURITO, C., CALVO, C., VALERIO, A., CALVO, A. & CHACÓN, R., 2014. Ictiofauna del Mioceno Inferior de la localidad de Pacuare de Tres Equis, Formación Río Banano, provincia de Cartago, Costa Rica, y descripción de un nuevo género y una nueva especie de Scaridae. *Rev. Geol. Amér. Central* 50: 153-192.

LAURITO C., VALERIO A., HERNANDEZ A. & OVARES E., 2011. Primer registro de un cetáceo fósil (Mammlia, Cetacea, Odontoceti, Squalodontidae) en la formación Río Banano, Mioceno Medio de Costa Rica, América Central. *Rev. Geol. Amér. Central* 44: 153-156.

LAURITO, C., VALERIO, A., OVARES, E., HERNANDEZ, A. & PIZARRO, D., 2008. Peces fósiles de la localidad Lomas de Siquirres, cauce del río Reventazón, formación Río Banano, Mioceno Superior, provincia de Limón, Costa Rica. *Rev. Geol. Amér. Central* 38: 11-25.

LLOYD, J., 1963: Historia tectónica del orógeno sur centroamericano. In: *The backbone of the Americas, tectonic history from pole to pole. A symposium. Memoir No.2, T. American Association of Petroleum Geologists*: 28 pp.

LONSDALE, P. & KLITGORD, K.D., 1978: Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin. *Geological Society American Bulletin*, 89:981 - 999.

LU, R.S. & McMILLEN, K.J., 1983: Multichannel seismic survey of the Colombia Basin and adjacent margin. In: WATKINS, J.S. & DRAKE, C.L. (Eds.): *Studies in continental margin geology. American Association of Petroleum Geologists Memoir 34*: 395-410.

MACMILLANN I., GANS P. & ALVARADO G., 2004. Middle Miocene to present plate tectonic history of southern Central American Arc. *Tectonophysics* 392: 325-348.

MALAVASSI, L., 1985: Geología general del área sur de Baja Talamanca en relación con los depósitos de carbón. 88 págs. Universidad de Costa Rica. [Tesis Lic]

MALFAIT, B.T. & DINKELMAN, M.G., 1973: Circum-Caribbean tectonics and igneous activity and the evolution of the Caribbean Plate. *Geological Society American Bulletin*, 83: 251 - 272.

MANN, P. & BURKE, K., 1984: Neotectonics of the Caribbean: *Rev. Geophys. Space Phys.*, 22, 4: 309 - 362.

MANN, P., SCHUBERT, C. & BURKE, K., 1990: Review of Caribbean neotectonics. In: DENGO, G. & CASE, J.E. (Eds.): The Caribbean region. Geological Society of America, The Geology of North America, v.H.:307-338.

MATTSON, P.H., 1984: Caribbean structural breaks and plate movements. In: BONINI, W.E, HARGRAVES, R.B. & SHAGAM, R. (Eds.): The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics. Geological Society of America Bulletin, memoir 162: 131-152.

MCBRIDE, R. A., & MOSLOW, T. F.; 1991: Origin, evolution, and distribution of shoreface sand ridges, Atlantic inner shelf, USA. Marine Geology 97(1), 57-85.

MINSTER, J.B. & JORDAN, T.H., 1978: Present-day plate motions. Journal of Geophysical Research, 83: 5331-5334.

NAHLE, NASIF, 2008. Marine Environments. Biology Cabinet Organization. - http://www.biocab.org/Marine_Environments.html.

NEMEC, W. & STEEL, R. J., 1988: What is a fan delta and how do we recognize it? In W. Nemeç and R. J. Steel (Eds), Fan deltas: sedimentology and tectonic settings. Blackie and Sons Ltd. (Glasgow) 1: 3-13.

NUMMEDAL, D. & D.J.P. SWIFT 1987. Transgressive stratigraphy at sequence bounding unconformities: Some principles derived from Holocene and Cretaceous examples. In D. Nummedal, O.H. Pilkey and J.D. Howard (Eds.), Sea Level Fluctuations and Coastal Evolution. Society of Economic Paleontology and Mineralogy Special Publication no. 41: 241-260.

PETTIJOHN, F. J. & POTTER, P. E.; 1964, Atlas and Glossary of Primary Sedimentary Structures:, 370 p. Berlin, Springer-Verlag, Alemania.

PHILLIPS, P.J., 1983: Stratigraphy, sedimentology and petrologic evolution of Tertiary sediments in southwestern Costa Rica. MSc. Tesis, Louisiana State University, 153 p.

PICHLER, H. & WEYL, R., 1975: Magmatism and Crustal Evolution in Costa Rica (Central America). *Geol. Rsch.*, 62:357 - 396.

PICKERING T. K., STOW, D. A. V., WATSON, M. P. & HISCOTT, R. N; 1986: Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments.- *Earth-Science Rev.*, 23: 75-174. Amsterdam, Holanda.

PINDELL, J.L, CANDE, S.C., PITMAN III, W.C., ROWLEY, D.B., DEWEY J.F., LABRECQUE, J. & HAXBY, W., 1988: A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics* 155: 121-138.

PINDELL, J.L. & BARRET, S.F., 1990: Geological evolution of the Caribbean region: A plate-tectonic perspective. In: DENGGO, G. & CASE, J.E. (Eds.): *The Caribbean region. Geological Society of America, The Geology of North America*, v.H.:405-432.

PINDELL, J.L. & DEWEY, J.F., 1982: Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region. *Tectonics*, 1: 179-212.

PINDELL, J.L., 1985: Alleghenian reconstruction and the subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and Proto-Caribbean Sea. *Tectonics*, 4: 1-39.

PIZARRO, D., 1987: Bioestratigrafía de la formación Uscari (Costa Rica) con base en foraminíferos planctónicos. -Rev. Geol. Amer. Central 7: 1-63; San José, Costa Rica.

PROTHERO, D. R & SCHWAB, F., 2004: Sedimentary Geology: An introduction to sedimentary rocks and stratigraphy. W.H. Freeman, New York, 557 pp. (3rd Edition)

READING, H. G., 1978: Sedimentary environments and facies. -Blackwell Scientific Publication. The Whitefriars Press Ltda. Tombridge . Reprinted series 1981. 569 págs. Tombridge.

REINECK, H. A. & SINGH, I. B., 1973: Depositional sedimentary environments: 439 pp.; Springer Verlag, Berlín, Alemania.

RICCI LUCCHI, F., A. COLELLA, G. G. ORI, F. OGLIANI, M. L. COLALONGO, (1981): Pliocene fan deltas of the intra-apenninic basin, Bologna. RICCI LUCCHI (Ed), Excursion Guidebook - 2° European Regional Meeting - Geology Institute, University of Bologna, 4: 83-162

RIVIER, F., 1985: Sección geológica del Pacífico al Atlántico a través de Costa Rica. Revista Geológica de América Central 2: 23-32.

ROSS, M.I. & SCOTese, C.R., 1988: A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region. Tectonophysics, 155: 139-168.

SALVADOR, A., 1987: Unconformity-bounded stratigraphic units. Geological Society of America Bulletin, 98: 232-237.

SANDOVAL M., 2009: Palinología de la Formación Río Banano (Sección río Carbón Volio, río Sand Box y quebrada Veinticinco) Mioceno Superior, Costa Rica. Universidad de Costa Rica. 54 págs. [Tesis Lic.]

SEYFRIED H., ASTORGA A., AMANN H., CALVO C., KOLB W., SCHMIDT H. & WINSEMANN J., 1991: Anatomy of an evolving island arc: tectonic and eustatic control in the south Central American fore-arc area. *Spec Publs. Int Ass. Sediment.* 12, 217-240

SEYFRIED, H. & SPRECHMANN, P., 1985: Acerca de la formación del puente-istmo centroamericano meridional, con énfasis en el desarrollo acaecido desde el Campaniense al Eoceno. *Revista Geológica de América Central*, 2:63-87.

SEYFRIED, H., ASTORGA, A. & CALVO, C., 1987: Sequence stratigraphy of deep and shallow water deposits from an evolving island arc: The Upper Cretaceous and Tertiary of Central America: *Facies*; 17: 203 - 214.

SICK, M., 1989: Paleomagnetism of the Ophiolite Complexes from the Southern Middle American Landbridge (Costa Rica and Western Panama). *Tübinger Geowissenschaftliche Abhandlungen*, A4: 1-108.

SPRECHMANN, P. (Ed.), 1984: *Manual de Geología de Costa Rica*, V.1: Estratigrafía: 115 - 123. Editorial de la Universidad de Costa Rica.

SPRECHMANN, P., ASTORGA, A., BOLZ, A. & CALVO, C., 1987: Estratigrafía del Cretácico de Costa Rica. En: BARBARIN J.M., GRUSKY, H.J., MEIBURG, P. (Eds.): *El Cretácico de México y América Central*. Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nueva León, Linares: 69-83.

SPRECHMANN, P., ASTORGA, A., CALVO, C. & FERNANDEZ, A., 1994: Stratigraphic chart of the sedimentary basins of Costa Rica, Central America. - *Revista Profil* 7: 427 - 433

SWIFT, D., 1969: Processes and products on the inner shelf. DJ Stanley (Ed.), *The New Concepts of Continental Margin Sedimentation*. American Geological Institute, Washington, DC (1969), pp. 41–46.

SYLVESTER, A.G., 1988: Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, 100: 1666-1703.

TAYLOR, G. D., 1975: *The Geology of the Limon area of Costa Rica*. _PhD. Thesis of the Graduate Faculty of the Louisiana State University. + 116 págs. p1. 1 - 9, 7 figs., 7 tablas, 3 mapas, 4 catas; Illinois. U.S.A. {[Inédita]}

VAIL, P. R., & MITCHUM JR, R. M.; 1979: *Global Cycles of Relative Changes of Sea Level from Seismic Stratigraphy: Resources, Comparative Structure, and Eustatic Changes in Sea Level*.- PAYTON, C. E. (Ed). *Seismic stratigraphy; application to hydrocarbon exploration*: 83 – 97 pp.; *Am. Ass. Petroleum Geol. Men* 26. Tulsa, Oklahoma.

VITALTI, C., MAUFFRET, A., KENYON, N. & RENARD, V., 1985: Panamanian and Colombian deformed belts: An integrated study using Gloria and SEABEAM transits and seismic profiles. In *Proceedings, Géodynamique des Caraïbes Symposium*, Paris, France, February, 1985, Paris, Editions Technip., 461-461.

WADGE, G. & BURKE, K., 1983: Neogene Caribbean plate rotation and associated Central American tectonic evolution: *Tectonics* ,2: 633 - 643.

WEYL, R. 1980: *Geology of Central America*: Gebruder Borntraeger: viii + 372 pp., Berlin, Stuttgart.

WEYL, R., 1965: Erdgeschichte und Landschaftsbild in Mittelamerika. Frankfurt/M (Kramer), 175p.

WOLTERNS, B., 1986: Seismicity and Tectonics of southern Central America and adjacent regions with special attention to the surroundings of Panama. Tectonophysics, 128: 21-46.

WRIGHT, J.B., HASTINGS, D., JONES, W.B., AND WILLIAM, H.R., 1985, Geology and mineral resources of West Africa, George Allen and Urwin, Ltd., London, UK, p. 90-120.

YUAN, P.B., 1984: Stratigraphy, Sedimentology and Geologic evolution of Eastern Terraba Trough, South-western Costa Rica. PhD. thesis, Louisiana State University, 110 p.