

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS

**ESTUDIO Y CARACTERIZACIÓN DE LA FORMACIÓN JAMA
(PLEISTOCENO INFERIOR) ENTRE LOS CANTONES JAMA, CANOA
Y PEDERNALES**

**TRABAJO DE TITULACIÓN PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE
INGENIERA GEÓLOGA**

GRACE DANIELA GAIBOR NIETO

danielagaibor@hotmail.com

DIRECTORA: DRA. ANA CABERO DEL RÍO

ana.cabero@epn.edu.ec

Quito, enero 2019

DECLARACIÓN

Yo Grace Daniela Gaibor Nieto, declaro bajo juramento que el trabajo aquí descrito es de mi autoría; que no ha sido previamente presentada para ningún grado o calificación profesional; y, que he consultado las referencias bibliográficas que se incluyen en este documento.

A través de la presente declaración cedo mis derechos de propiedad intelectual correspondientes a este trabajo, a la Escuela Politécnica Nacional, según lo establecido por la Ley de Propiedad Intelectual, por su Reglamento y por la normatividad institucional vigente.

Grace Daniela Gaibor Nieto

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por Grace Daniela Gaibor Nieto, bajo mi supervisión.

Dra. Ana Cabero del Río
DIRECTORA DEL PROYECTO

AGRADECIMIENTOS

Primero un agradecimiento a mis padres por el apoyo brindado a lo largo de toda mi carrera universitaria, a mi gran amigo Adolfo que me supo apoyar hasta el final y sin el cual esta tesis hubiera tardado mucho más, a mi amigo Christian por todas las veces que se tomó el tiempo de compartir sus conocimientos conmigo, al Dr. Pedro por su continua colaboración en el desarrollo de esta tesis y finalmente a mi directora de tesis la Dra. Ana por su ayuda, paciencia y constante guía a pesar de los obstáculos.

DEDICATORIA

A Dios

A mí

ÍNDICE DE CONTENIDOS

DECLARACIÓN.....	I
CERTIFICACIÓN.....	II
AGRADECIMEINTOS.....	III
DEDICATORIA.....	IV
ÍNDICE DE CONTENIDOS.....	V
ÍNDICE DE FIGURAS.....	VII
RESUMEN.....	XIII
ABSTRACT.....	XIV

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

1.1 ANTECEDENTES Y JUSTIFICACIÓN.....	1
1.2 OBJETIVOS.....	2
1.3 UBICACIÓN Y ACCESO AL ÁREA DE ESTUDIO.....	3
1.4 ALCANCE.....	4
1.5 METODOLOGÍA.....	4

CAPÍTULO II: MARCO TEÓRICO

2.1 FACIES SEDIMENTARIAS.....	6
2.1.1 Tipos de facies sedimentarias.....	6
2.1.2 Asociación de facies.....	7
2.1.3 Tipos de secuencias de facies verticales en sedimentos siliciclásticos.....	7
2.2 ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS.....	8
2.2.1 Estructuras sin-deposicionales.....	8
2.2.2 Estructuras pre-deposicionales.....	14
2.2.3 Estructuras post-deposicionales.....	15
2.2.4 Estructuras sedimentarias biogénicas.....	17
2.3 AMBIENTES SEDIMENTARIOS.....	18
2.3.1 Playas.....	19
2.3.2 Barreras.....	22
2.3.3 Lagoon.....	23
2.3.4 Estuarios.....	25
2.3.5 Deltas.....	27

2.3.6 Llanuras Mareales.....	29
2.3.7 Planicies costeras y sistemas de playas	32
2.3.8 Plataformas.....	33
2.4 ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL.....	39
2.4.1 Transgresiones y Regresiones.....	39
2.4.2 Parasecuencias.....	40
2.4.3 Límites de parasecuencias.....	42
2.4.4 Cortejos sedimentarios (System Tracts) y superficies que los limitan.....	43

CAPÍTULO III: MARCO GEOLÓGICO

3.1 MARCO GEODINÁMICO.....	48
3.2 GEOLOGÍA REGIONAL.....	50
3.3 ESTRATIGRAFÍA.....	51
3.3.1 Formaciones del Cretácico al Paleógeno.....	51
3.3.1.1 Formación Piñón.....	51
3.3.1.2 Formación Cayo.....	51
3.3.1.3 Formación Cerro.....	52
3.3.1.4 Formación San Mateo.....	52
3.3.1.5 Formación Playa Rica.....	53
3.3.1.6 Formación Zapallo.....	53
3.3.2 Formaciones Neógenas.....	53
3.3.2.1 Formación Subibaja.....	53
3.3.2.2 Formación Angostura.....	54
3.3.2.3 Formación Ónzole.....	54
3.3.2.4 Formación Borbón.....	55
3.3.2.5 Formación Jama.....	55
3.3.2.6 Formación Tablazo.....	55
3.4 NEOTECTÓNICA.....	56

CAPÍTULO IV: DESCRIPCIÓN Y RESULTADOS

4.1 ZONA DE LA HACIENDA LA SABITA.....	59
4.2 LÍNEA DE LA CARRETERA JAMA-CANOA.....	61
4.3 LÍNEA DE COSTA PUNTA PASA BORRACHO-EL MATAL.....	67

4.4 LÍNEA DE LA CARRETERA JAMA-PERDERNALES.....	80
4.5 DESCRIPCIÓN DE FACIES Y AMBIENTES.....	89
CAPÍTULO V: INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN	
5.1 INTERPRETACIÓN DE LA SECUENCIA ESTRATIGRÁFICA.....	97
5.2 MODELO EVOLUTIVO DE LA FORMACIÓN JAMA.....	100
5.3 CONTEXTO GEODINÁMICO DURANTE LA ACUMULACIÓN DE LA FORMACIÓN JAMA	103
CAPÍTULO VI: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	
6.1 CONCLUSIONES.....	113
6.2 RECOMENDACIONES.....	114
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	115
ANEXOS.....	119

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Ubicación del área estudiada.

Figura 2.1. Tipos de asociaciones de facies según su tamaño de grano y espesor de las capas. Modificado de Arche (2010).

Figura 2.2. Diferentes tipos de estratificación o laminación. Tomado de (Tucker, 2003).

Figura 2.3. Tipos de ripples de corrientes y formados por olas. Tomado y modificado de (Tucker, 2003).

Figura 2.4. Estratificación cruzada planar y en surcos. Tomado de (Nichols, 2009).

Figura 2.5. Tipos de estructura interna de los ripples ondulados. Tomado de (Tucker, 2003).

Figura 2.6. Laminación flaser, lenticular y ondulada. Tomado de (Tucker, 2003).

Figura 2.7. Diferentes tipos de gradación. Tomado de (Tucker, 2003).

Figura 2.8. Estructuras sedimentarias por deformación. Tomado y modificado de (Stow, 2010).

Figura 2.9. Esquemas de un dique clástico y un volcán de arena. Tomado y modificado de (Jolly and Lonergan 2002).

Figura 2.10. Estructuras de carga y flamas. Tomado y modificado de (Stow, 2010).

Figura 2.11. Diferentes grados de bioturbación. Tomado y modificado de (Tucker, 2003).

Figura 2.12. Diferentes tipos de viviendas y burrows. Tomado de (Tucker, 2003).

Figura 2.13. Características morfológicas de un ambiente de playa de arena. Tomado de Nichols (2009).

Figura 2.14. Columna sintética de facies verticales de playa. Tomado de Jolly and Lonergan (2002).

Figura 2.15. Columna sintética de facies verticales de barrera (retrogradacional). Modificado de Bevis (2014).

Figura 2.16. Línea de costa dominada por mareas, con una barrera protegiendo un lagoon. Tomado de Nichols (2009).

Figura 2.17. Columna sintética de facies verticales de un estuario dominado por olas con sucesión progradacional, sobreyaciendo sedimentos finos de un lagoon central. Tomado de Van Wagoner (1990).

Figura 2.18. Representación de un estuario. Tomado de Reading (2002).

Figura 2.19. A) Esquema de un delta y sus partes. B) Columna sintética de facies verticales de un delta. Tomado de Bevis (2014).

Figura 2.20. Llanuras mareales asociadas a otros medios sedimentarios como: a) estuarios; b) sistemas de isla barrera y c) deltas. Tomado de Arche (2010).

Figura 2.21. Columna sintética de facies verticales de una llanura mareal. Tomado de Van Wagoner (1990).

Figura 2.22. Columna sintética de facies verticales de planicie costera. Modificado de Matthew (2004).

Figura 2.23. Línea de costa dominado por olas con una planicie costera rodeada por playas arenosas: los chernier ridges son relictos de formaciones de sistemas de playas antiguos. Tomado de Nichols (2009).

Figura 2.24. Esquema de una plataforma siliciclástica. Tomado de Manassero (2016).

Figura 2.25. Tipos de mares someros. Tomado de Arche (2010).

Figura 2.26. Contextos estructurales de las plataformas continentales y posición relativa del área fuente de los sedimentos. PC: Plataforma continental. AF: Área fuente. Tomado de Arche (2010).

Figura 2.27. Granulometría en la plataforma interna, en comparación con las Precipitaciones y las temperaturas medias de las regiones costeras colindantes. Tomado de Arche (2010).

Figura 2.28. Estratificación cruzada en hummocky. Tomado y modificado de Nichols (2009).

Figura 2.29. Características de un ambiente dominado por tormentas. Tomado de Nichols (2009).

Figura 2.30. Columna sintética de facies verticales de ambientes someros siliciclásticos. Modificado de Johnson (1978) y Boersma (1975).

Figura 2.31. Transgresión y regresión. Modificado de Marroco (2009)

Figura 2.32. Parasecuencia progradacional. Modificado de Van Wagoner et al., (1988).

Figura 2.33. Parasecuencia retrogradacional. Modificado de Van Wagoner et al., (1988).

Figura 2.34. Parasecuencia agradacional. Modificado de Van Wagoner et al., (1988).

Figura 2.35. Terminación de estratos

Figura 2.36. Esquema en el tiempo de un FSST.

Figura 2.37. Esquema en el tiempo de un LST.

Figura 2.38. Esquema en el tiempo de un TST.

Figura 2.39. Esquema en el tiempo de un HST.

Figura 3.1. División morfotectónica del Ecuador. Tomado de Hungerbühler et al., (2002).

Figura 3.2. Cuencas y fallas de la región Costa. Tomado de Carranco (2014).

Figura 3.3. Sistema de fallas de Jama en el Mapa Geológico del Ecuador (Modificado de Litherland, 1993). Tomado de (Hernández, 2012).

Figura 4.1. Leyenda de las columnas estratigráficas.

Figura 4.2. Limo kaki verdoso.

Figura 4.3. Columna estratigráfica (C1) de la secuencia limosa en la playa de la hacienda La Sabita.

Figura 4.4. Discordancia angular entre los limos de la Fm. Jama (acantilado costero) y la Fm. Ónzole (pie de acantilado).

Figura 4.5. Base de la columna estratigráfica de la Fm. Jama, carretera entre Jama y Canoa.

Figura 4.6. Contacto entre el limo grueso y la arena cuarzosa, carretera entre Jama y Canoa.

Figura 4.7. Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x), de un limo carbonatado de la Formación Jama. Muestra (094).

Figura 4.8. Graben y falla normal en afloramiento del corte de carretera entre Jama y Canoa.

Figura 4.9. Canales fluviales en el corte de la carretera Jama-Canoa.

Figura 4.10. Estratos inclinados de unidades arenosas y mudstone en el corte de carretera entre Jama y Canoa.

Figura 4.11. Columna estratigráfica (C2) de la secuencia en la carretera Jama-Canoa.

Figura 4.12. Formación Borbón.

Figura 4.13. Canal con estratificación subparalela y cauce de río actual.

Figura 4.14. Contacto del limo arenoso en su techo con la arena fina y en su base con el limo verde.

Figura 4.15. Contacto del limo verde con las arenas finas.

Figura 4.16. Arena fina con estratificación horizontal.

Figura 4.17. a) Estrato horizontal de arenisca. b) Estratos horizontales de arenisca hacia el techo del acantilado. c) Contacto entre los estratos de arenisca, las facies de arena y limo verde.

Figura 4.18. Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x), de una arenisca carbonatada de la Formación Jama. Muestra (111) A.

Figura 4.19. Nódulos de mudstone en el limo arenoso.

Figura 4.20. Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x), de nódulos de mudstone. Muestra (108) C.

Figura 4.21. Facies de arenas finas fuertemente diaclasadas en la zona de Punta Ballena.

Figura 4.22. Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x), de las facies arenas finas diaclasadas. Muestra (139).

Figura 4.23. Contacto entre la lumaquela y la arena fina.

Figura 4.24. Contacto entre la arena gris (superior) y la arena gris verdosa (inferior).

Figura 4.25. Arena fina gris con estratificación cruzada.

Figura 4.26. Columna estratigráfica (C3) de la línea de costa Punta Pasa Borracho-El Matal.

Figura 4.27. Formación Ónzole aflorando en la playa bajo las unidades de la Fm. Jama entre Punta Ballena y Punta La Cereza.

Figura 4.28. a) Terraza con estratificación cruzada y bioturbación. b) Contacto entre la terraza y la Formación Ónzole.

Figura 4.29. Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x), de una arenisca conglomerática de la terraza. Muestra (140).

Figura 4.30. Limos kaki masivos.

Figura 4.31. Fracturas rellenas de carbonato que cortan verticalmente las facies de limos masivas.

Figura 4.32. Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x), de un mudstone tobáceo (relleno de fractura) de la Formación Jama. Muestra (150) B.

Figura 4.33. Horizontes estratificados de toba. Presentan un ligero buzamiento hacia el norte y un juego de fallas normales.

Figura 4.34. Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x), de una toba de la Formación Jama. Muestra (149).

Figura 4.35. Canales en el corte de la carretera Jama-Pedernales.

Figura 4.36. Columna estratigráfica (C4) de la carretera Jama-Pedernales.

Figura 4.37. Formación Piñón en contacto discordante posiblemente con la Formación Jama.

Figura 4.38. Formación Subibaja en contacto discordante angular con los canales de la Formación Jama.

Figura 4.39. Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x), de una toba con radiolarios del basamento asociado a la Fm. Subibaja. Muestra (153) B.

Figura 4.40. Formación Subibaja deformada en contacto lateral con el limo y los canales de la Formación Jama.

Figura 4.41. Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x), de una toba de la Formación Subibaja. Muestra (155) A.

Figura 4.42. Toba estratificada de la Formación Subibaja. Contacto de las tobas con los canales.

Figura 4.43. Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x), de una toba de la Formación Subibaja. Muestra (160).

Figura 4.44. Distribución topográfica y distancias de las columnas estratigráficas de la Formación Jama. Ver leyenda de símbolos en Figura 4.1, y ubicaciones en Figura 5.6.

Figura 4.45. Cambio lateral de facies de la Formación Jama considerando las columnas estratigráficas C1, C2, C3, y C4 descritas y los contactos con el basamento.

Figura 5.1. DEM con la ubicación geográfica de la Formación Jama (área rayada). Posibles fallas que afectan a la zona de estudio (líneas discontinuas). Ubicación de puntos donde se ha observado deformación (ver apartado 5.3).

Figura 5.2. Columna sintética de la Formación Jama. Ver leyenda de símbolos en Figura 4.1.

Figura 5.3. Modelo de bloques de evolución de la Fm. Jama. A) Primera fase de sedimentación. B) Segunda fase de sedimentación. C) Tercera fase de sedimentación.

Figura 5.4. Distribución espacial actual de la terraza marina (beach-rock) en relación con las Formaciones previas en Punta Ballena.

Figura 5.5. Antiguo valle fluvial colgado entre Punta Ballena y El Matal.

Figura 5.6. Ubicación geográfica de las secuencias de la Formación Jama. Tomada de Google Earth.

Figura 5.7. Secuencia C1 deformada.

Figura 5.8. Fallas lístricas en la secuencia C4.

Figura 5.9. Sección del área de estudio del Mapa Geológico Nacional (2017) escala 1.000 000.

Figura 5.10. Ubicación de los perfiles sísmicos realizados por Texaco (1988).

Figura 5.11. Perfil sísmico 1465 de Texaco (1988), donde se ha pintado posibles fracturas que afectan a la Formación Jama en superficie y que estarían asociadas al Sistema de Fallas de Jama.

Figura 5.12. Perfil sísmico 48 de Texaco (1988), donde se ha pintado una superficie de erosión y posibles fracturas que afectan a la Formación Jama en superficie y que estarían asociadas al Sistema de Fallas de Jama.

RESUMEN

La zona de estudio se encuentra localizada en la región Costa del Ecuador, entre los poblados de Canoa, Jama y Pedernales; la Formación Jama está constituida principalmente por secuencias de limos y arenas del Plio-Pleistoceno que afloran en un área aproximada de 275 km². Los análisis petrográficos y sedimentarios realizados en el presente trabajo han permitido definir 2 Miembros dentro de la Formación asociados a dos ambientes de depositación, uno marino y uno fluvial. El espesor total de esta Formación se estima en unos 170 metros mínimo. El Miembro inferior aflora en el área costera entre Cabo Pasado y El Matal. Se estima un espesor aproximado de 150 metros. Está compuesto de limos gruesos, arenas y una alta cantidad de fósiles. Se interpreta como facies de plataforma marina profunda que pasan a facies de shoreface somero. Estas unidades sobreyacen a Formaciones previas del Plioceno-Pleistoceno, hacia el continente a la Fm. Borbón y en la costa a la Fm. Ónzole.

El Miembro superior aflora en la carretera entre Jama-Pedernales. Se le estima un espesor aproximado de 20 metros. Está compuesto por canales conglomeráticos de grava alternantes con arenas limosas y algunas tobas. Se interpreta como facies fluviales de ríos trenzados. Esta unidad sobreyace a Formaciones previas del Cretácico Superior y del Mioceno, siendo estas las Formaciones Piñón, Angostura y Subibaja.

Toda la Formación presenta cambios laterales de facies con las secuencias más antiguas y profundas aflorando hacia el SW costero y las más jóvenes y someras hacia el NE y zonas interiores. Dentro de la Formación se han definido al menos 3 secuencias deposicionales progradantes y regresivas hacia el techo, que marcan la somerización progresiva de facies hasta las unidades fluviales finales.

La evidencia de deformación sintectónica en la Formación Jama es notoria en las facies de plataforma, donde las secuencias de limos del Miembro inferior son afectadas por fallas normales de manera local; a su vez las facies de plataforma que antes se encontraban bajo el nivel de mar ahora están aflorando en superficie lo que demuestra un levantamiento en la zona, el mismo que afecta y bascula a toda la Formación Jama. En el Miembro superior también se han localizado zonas con deformación por fallas normales locales en el entorno cercano a la ciudad de Jama, todas ellas asociadas a la deformación del Sistema de Fallas de Jama (SW-NE).

Palabras clave: Pleistoceno, facies plataforma, ríos trenzados, deformación sintectónica.

ABSTRACT

The studied zone is located in the Coastal region of Ecuador, between the cities of Canoa, Jama and Pedernales; The Jama Formation is composed by sequences of silts and sands of Plio-Pleistocene age, with outcrops scattered in an area of 275 km² approximately. Two Members have been defined considering the petrographic and sedimentary analysis for this Formation, each of them associated to different depositional environments, a marine and a fluvial environment. The total thickness is minimum 170 m.

The lower Member appears at the coastal area between Cabo Pasado and El Matal. The estimated thickness is 150 m. It is formed by coarse silts, sands and a high presence of fossils. These are marine platform facies in transition to shallow shoreface facies. The units overlay previous Plio-Pleistocene Formations, the Borbón Formation to the continent and the Ónzole Formation to the coastal area.

The upper Member outcrops at the Jama-Pedernales highway. The estimated thickness is 20 m. It is formed by conglomeratic gravel channels alternating with sand siltstones and tuffs. The depositional environment is interpreted as braided rivers fluvial facies. This unit overlay to previous Formation of Upper Cretacic and Miocene age, The Piñon, Angostura and Subibaja Formations.

The whole Jama Formation shows lateral facies changes, with the older and deeper facies outcropping to the SW and coastal area and, the shallower and younger ones to the NW and inland areas. Three progradational and regressive depositional sequences have been defined for this Formation.

There is evidence of syntectonic deformation in the platform facies, where the silts sequences of the lower Member are affected by local normal faults; making appear the undersea platform facies to the surface, related to the uplift in the area, which affects and tilts the whole Jama Formation. In the upper Member there are also deposits with deformation caused by local normal faults, near Jama city.

The syntectonics deformations observed, aim to the presence of faults parallel to the principal Jama Fault towards the coast, with a SW-NE direction.

Keywords: Pleistocene, platform and fluvial facies, synsedimentary deformation.

CAPÍTULO I

1. INTRODUCCIÓN

El presente estudio se enfoca en una descripción profunda de la Formación Jama en la provincia de Manabí; donde se detallan sus ambientes de formación, litología, distribución, relación con otras formaciones, estratigrafía, entre otras características.

1.1 ANTECEDENTES Y JUSTIFICACIÓN

La cuenca de Manabí constituye una cuenca bajo estudio constante. Las Formaciones que la componen, sus límites y edades, no siempre están claramente definidos, como es el caso de la Formación Jama; que es mencionada por varios autores, sin embargo, no existe un registro consistente de sus contactos estratigráficos, características sedimentológicas y estructuras. La falta de estudios de la Formación Jama provoca que no exista una buena interpretación de las Formaciones más jóvenes de la cuenca, generando muchos vacíos y contradicciones sobre la evolución de esta.

La Formación Jama fue definida por Pilsbry y Olsson (1941), la edad y posición estratigráfica de esta Formación varía según el autor. Tschopp (1948) indica que la Formación Jama comprende estratos del Mioceno Superior, mismos que corresponderían a las Formaciones Ónzole y Borbón del Grupo Daule. En trabajos de las cuencas de la Costa como el de Benítez (1995), no se la incluye dentro de la estratigrafía; sin embargo, Rosania (1989), propone que la Formación fue depositada en la cuenca de Esmeraldas-Caráquez, la cual está separada de la cuenca de Manabí por las montañas de Jama. Reyes (2013), propone que la Formación Jama se encuentra ubicada estratigráficamente en la cuenca Manta-Jama.

No existen muchos estudios de esta Formación, y los más detallados son principalmente paleontológicos (dedicados a microfósiles de invertebrados), por lo que no hay una descripción profunda y completa en cuanto a características sedimentarias, estructurales, y correlaciones que ayuden a definir mejor su estratigrafía. En el trabajo de Cantalamessa,

(2005), se realiza una descripción a detalle de las facies sedimentarias y ambientes, pero limitado a su Miembro medio, Punta Ballena.

Este estudio propone un análisis detallado de esta Formación para tener una visión más clara y general de la misma y resolver dudas e inquietudes planteadas en los estudios previos mencionados. Con su descripción se daría un mejor entendimiento al ambiente de depositación final en esta cuenca, su evolución geodinámica más reciente, relación estratigráfica con las Formaciones anteriores, contexto geológico durante su acumulación, así como posibles eventos sísmicos y climáticos de interés para los modelos evolutivos geológicos en la costa.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo General

Definir los límites, unidades, y aspectos sedimentológicos principales de la Formación Jama, para concretar su disposición cronoestratigráfica y el contexto durante su sedimentación.

1.2.2 Objetivos Específicos

- Reconocer superficies sedimentarias que ayuden a limitar y/o subdividir esta Formación.
- Realizar un estudio macro y microscópico de las litologías de la Formación.
- Identificar los principales fósiles preservados en la Formación.
- Identificar las diferentes facies e interpretar su asociación con los ambientes de depositación.
- Realizar columnas estratigráficas de síntesis e interpretar las secuencias acumuladas.

1.3 UBICACIÓN Y ACCESO AL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se encuentra ubicada en la región Costa del Ecuador siguiendo la línea de costa a lo largo de los cantones Canoa, Jama y Pedernales (Figura 1.1).

Cartográficamente la zona estudiada se encuentra distribuida en las hojas topográficas del Instituto Geográfico Militar, escala 1:50.000: Canoa (MIII-D1), Jama (MIII-B3), 10 de Agosto (MIII-B2), Convento (MIII-B4) y Pedernales (MII-F4). El área analizada tiene aproximadamente 275 km².

La vía principal de acceso es la Troncal Pacifico desde la ciudad de Canoa hasta Pedernales y, la línea de costa en Cabo Pasado y desde Punta Pasa Borracho hasta el caserío El Matal. Vías de segundo orden conectan la ciudad de Jama con la playa y los caseríos que siguen a lo largo de los puntos antes mencionados.

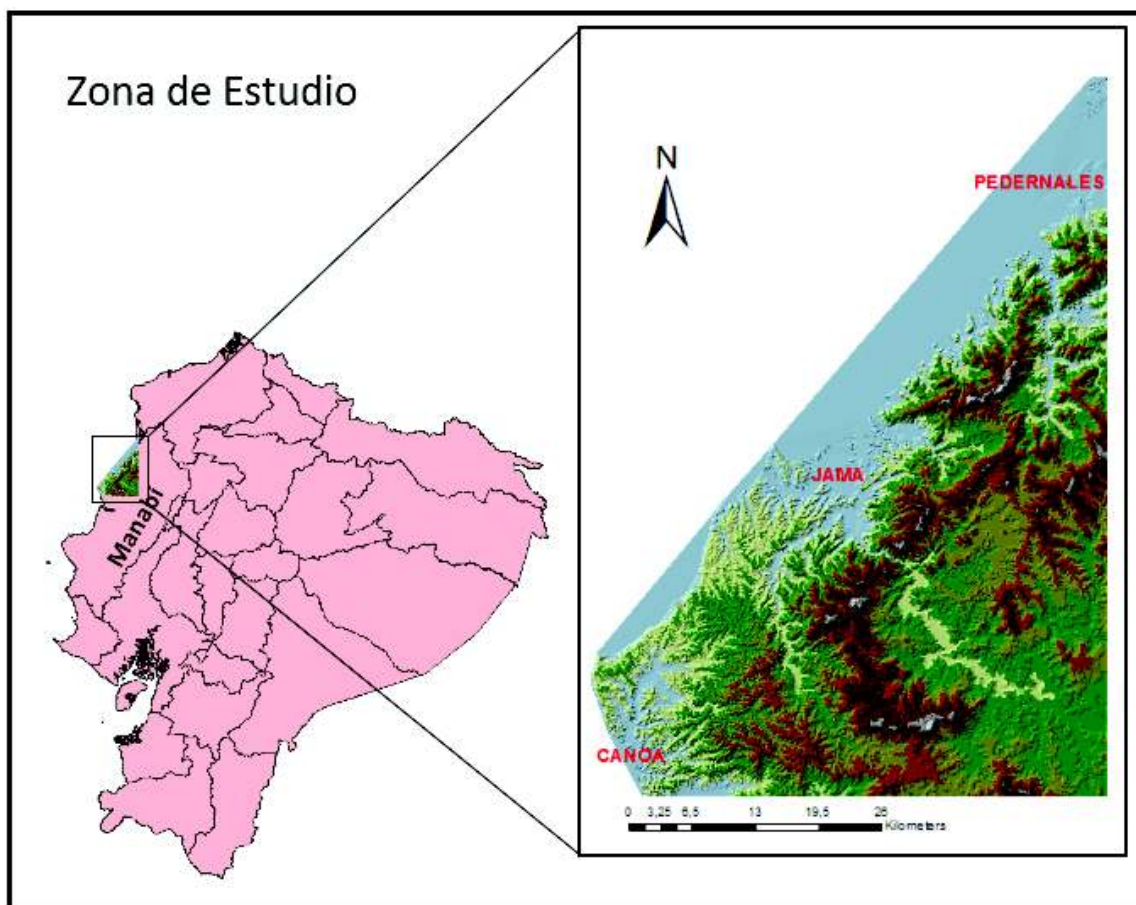


Figura 1.1. Ubicación del área estudiada.

1.4 ALCANCE

En el presente estudio se establece la descripción geológica de la Formación Jama para así ampliar y completar la información de la costa ecuatoriana, la cual se encuentra aún muy incompleta.

A través de la información recolectada en las campañas de campo se realiza una descripción de la Formación Jama tanto en su litología, ambiente de formación, posición estratigráfica y relación con otras unidades.

El estudio abarca descripción de las muestras mediante láminas delgadas, tamizado y muestras de mano; así como un reconocimiento en general de los fósiles presentes, levantamiento de columnas sedimentarias y reconocimientos de estructuras geológicas en campo.

1.5 METODOLOGÍA

El presente estudio se realizó siguiendo cuatro fases principales:

Fase 1: Recolección de datos bibliográficos (libros, publicaciones, informes, tesis, estudios previos, etc.), mapas geológicos y topográficos de la zona de estudio, y cualquier información que sea de utilidad para el proyecto. Estos datos constituyeron la base de información para el desarrollo de la presente investigación.

Fase 2: El trabajo de campo, donde se realizaron campañas para la descripción y muestreo de los afloramientos. La descripción de los afloramientos incluyó toma de datos litológicos, estructurales, sedimentarios, paleontológicos y estratigráficos.

- Se levantaron 76 puntos en campo.
- Se realizaron 2 campañas de campo con una duración de 10 días en total.
- Se tomaron 55 muestras durante las campañas de campo.

Fase 3: Análisis en el laboratorio de las muestras tomadas en campo; se realizó una descripción petrográfica macroscópica y microscópica de las rocas, un análisis paleontológico a través de la separación de los sedimentos por tamizado, un estudio de las secciones delgadas y una descripción de las muestras bajo la lupa de alto aumento.

- Se elaboraron 11 secciones delgadas de las muestras principales.
- Se estudiaron 32 muestras bajo la lupa de alto aumento para detallar mejor su descripción.
- Se tamizaron 9 muestras para distinguir su contenido.
Para el tamizado de las muestras se usaron 5 tamaños de mallas (0.250, 0.180, 0.150, 0.053 y 0.035 μm); empleando dispersante de arcillas para mejorar limpieza y observación.

Fase 4: Interpretación de los datos obtenidos en el campo y el laboratorio, se comparó con estudios y datos previos, se correlacionó las estructuras de la Fm. Jama con registros sísmico de la compañía Texaco, se obtuvieron los resultados y la propuesta de las características de la Formación.

CAPÍTULO II

2. MARCO TEÓRICO

2.1 FACIES SEDIMENTARIAS

Constituyen todos los cambios litológicos, paleontológicos y ambientales que quedan grabados en las masas de roca, proporcionando características propias durante el depósito que ayudan a definir una unidad estratigráfica o conjunto de estratos, gracias a la interpretación de las condiciones de depositación y ambientales.

2.1.1 Tipos de facies sedimentarias

-Litofacies: Se refiere únicamente a los aspectos litológicos de un conjunto de estratos, que pueden correlacionarse dentro del depósito. Reflejan las características físicas y composicionales de los sedimentos (textura, estructura).

-Biofacies: Son las condiciones biológicas y características paleontológicas que dominaron durante la sedimentación.

-Icnofacies: Se refiere a las trazas fósiles, las mismas que muestran las actividades de los organismos que no siempre dejan restos corporales.

-Microfacies: Son todas las características litológicas y paleontológicas observadas al microscopio en sección delgada, correlacionables con las condiciones que controlaron el depósito.

-Facies sísmicas: Características observables en un perfil sísmico para definir un estrato o conjunto de estratos.

2.1.2 Asociación de facies

Está constituida por un conjunto de facies que guardan una relación física y genética entre sí. La asociación de facies permite definir los mecanismos de depositación de los ambientes sedimentarios, establecer modelos sobre la depositación y ambientes.

Se aplica este concepto a las relaciones verticales y laterales entre las facies.

2.1.3 Tipos de secuencias de facies verticales en sedimentos siliciclásticos

La depositación en sedimentos siliciclásticos forman dos tipos de secuencias con relación al tamaño de grano, la primera es la secuencia granocreciente (tamaño de grano crece desde la base); la segunda es la secuencia granodecreciente (tamaño de grano disminuye desde la base). Dichas secuencias se apilan en la vertical formando asociaciones de secuencias donde el espesor de cada una aumenta (estratocreciente) o disminuye (estratodecreciente) (Figura 2.1).

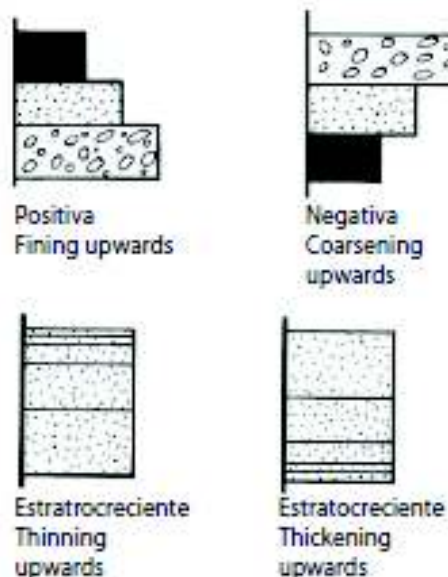


Figura 2.1. Tipos de asociaciones de facies según su tamaño de grano y espesor de las capas. Modificado de Arche (2010).

2.2 ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

Son el resultado de la interacción de los medios de transporte, procesos de diagénesis y actividad biológica con los materiales sedimentarios; los cuales se disponen de manera geométrica formando estratos; proporcionando un registro de los procesos que ocurrieron al momento de la depositación, y permiten inferir el ambiente de depositación. Así mismo existen estructuras resultantes de procesos diagenéticos (durante el enterramiento y litificación de los sedimentos) que informan sobre la evolución geológica de los materiales sedimentarios.

2.2.1 Estructuras sin-deposicionales

Las estructuras deposicionales ocurren en la parte superior y entre los estratos; y se formaron al mismo tiempo que la depositación. Estas estructuras dan información sobre la velocidad de la corriente que originó, pero poca sobre el medio en que se formaron, salvo cuando se analiza en conjunto (Arche, 2010).

Estratificación y Laminación

La estratificación y laminación se producen por los cambios de patrones en la sedimentación, pudiendo ser estos cambios en el tamaño de grano, color, o composición mineralógica.

La estratificación se define por capas de más de 1cm de espesor, denominados estratos, mientras que en la laminación se tienen láminas menores que 1 cm (Tabla 2.1). La laminación paralela, planar u horizontal es una estructura común interna de la estratificación (Tucker, 2003).

Tabla 2.1. Terminología del espesor de capas. Tomado de (Nichols, 2009).

> 100 cm: very thick beds
30-100 cm: thick beds
10-30 cm: medium beds
1-10 cm: thin beds
<1 cm: very thin beds

Los límites de la estratificación pueden ser deformados por compactación o carga; en general, los contactos entre areniscas y mudstone están afectadas de esta manera; usualmente son límites planos o paralelos, sin embargo, las superficies de estratificación pueden variar en forma y continuidad, y se pueden reconocer límites curvos, ondulados, paralelos, no paralelos o discontinuos (Figura 2.2) (Tucker, 2003).

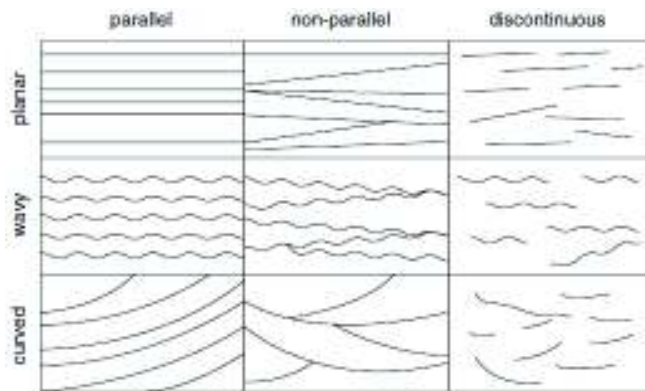


Figura 2.2. Diferentes tipos de estratificación o laminación.
Tomado de (Tucker, 2003).

La Laminación se forma por suspensión o corrientes turbidíticas de baja densidad y ocurre en una gran variedad de litologías de grano fino, pero especialmente en mudstone, areniscas fino-granulares y calizas. La Laminación también se puede producir por la precipitación periódica de minerales como la calcita, halita, yeso y decantación de materiales finos en fondos tranquilos (Tucker, 2003).

Ripples

Son estructuras que se desarrollan comúnmente en sedimentos de tamaño arena, caliza o arenisca. Los ripples son muy comunes y ocurren en las superficies de los estratos.

Estas estructuras pueden ser producidas por diferentes mecanismos como son las olas, corrientes o el viento.

-Ripples formados por olas: Se forman por la acción de las olas sobre sedimentos no cohesivos, especialmente limos y arenas.

Tienen una forma típica simétrica; aunque las variedades asimétricas también pueden ocurrir, cuando una dirección del movimiento de la ola es más fuerte que la otra. La forma de la cresta es recta y su bifurcación común (Figura 2.3).

La longitud de la onda es controlada por el tamaño de grano y la profundidad del agua; mientras más grande el grano y más profunda es el agua, los ripples son más largos (Tucker, 2003).

-Ripples de corriente: Estos ripples son producidos por una corriente unidireccional, por lo tanto, son asimétricos, con un lado cortado abruptamente y el otro lado ligeramente deformado, con crestas rectas (Figura 2.3). No se forman en sedimentos con tamaños de grano mayores a 0.6mm.

Los ripples de corriente se desarrollan en casi todos los ambientes, ríos, deltas, líneas de costa y aguas profundas (Tucker, 2003).

-Ripples de viento: Estas son estructuras asimétricas como los ripples de corriente. Los ripples de viento tienen crestas largas, rectas y paralelas con bifurcaciones muy parecidas a los ripples formados por olas. Es muy raro que se preserven este tipo de ripples (Tucker, 2003).

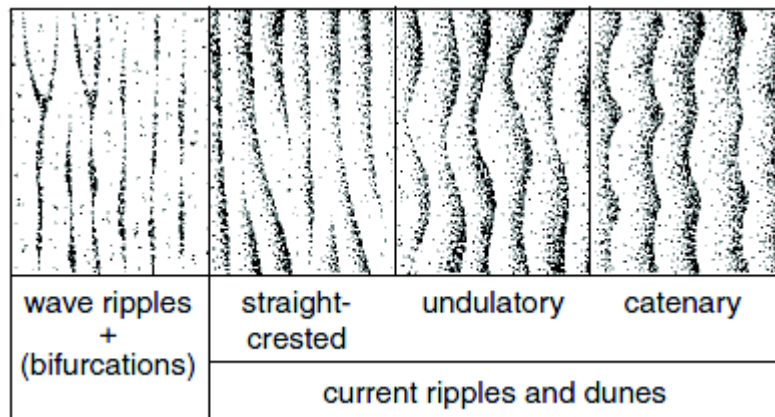


Figura 2.3. Tipos de ripples de corrientes y formados por olas.

Tomado y modificado de (Tucker, 2003).

Estratificación cruzada

Es una estructura sedimentaria interna, muy común en sedimentos del tamaño de arena, gruesos y rocas sedimentarias; consiste en la estratificación en un ángulo orientado a la dirección principal de la estratificación.

La forma de los estratos cruzados reflejan la dirección de la pendiente y dependen de las características del flujo, profundidad del agua y tamaño del grano (Tucker, 2003).

Comúnmente la estratificación cruzada se forma como resultado de la depositación durante la migración de ripples en areniscas (Figura 2.4), sin embargo, también puede ocurrir por el relleno de los surcos erosionales, el crecimiento de pequeños deltas (como en un lago o lagoon), la migración de sedimentos en un canal, en conglomerados en ríos trenzados y la depositación en el foreshore de una playa (Tucker, 2003).

La estratificación cruzada de gran escala es típica de areniscas eólicas; cuando se tiene estratificación cruzada en una escala muy grande (sísmica), se le atribuye a clinofomas (Tucker, 2003).

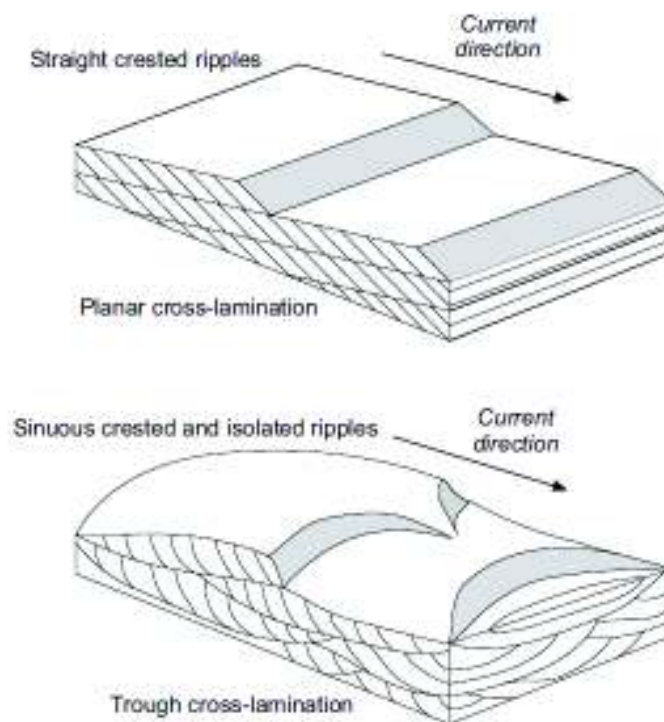


Figura 2.4. Estratificación cruzada planar y en surcos. Tomado de (Nichols, 2009).

-Laminación cruzada ondulada: La estructura interna de los ripples por olas es muy variable, comúnmente las láminas no están concordantes con el perfil de los ripples. Las dos características que se usan para distinguir los ripples por olas de los ripples de corriente en laminación cruzada son las irregularidades y ondulaciones en los límites y los pliegues de las láminas (Figura 2.5), (Tucker, 2003).

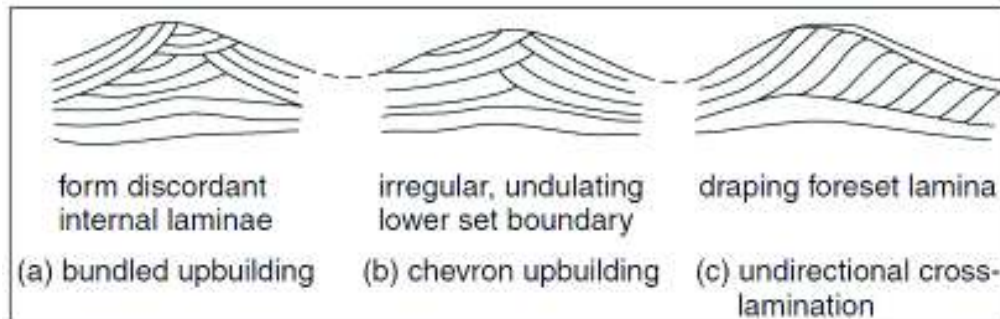


Figura 2.5. Tipos de estructura interna de los ripples ondulados. Tomado de (Tucker, 2003).

-Laminación flaser, lenticular y ondulada: En algunas áreas de formación de ripples, los ripples de limos y arena se mueven periódicamente y el lodo es depositado por suspensión durante periodos con agua estacionaria. La estratificación flaser es donde las arenas con laminación cruzada contienen vetas de lodo, usualmente en los canales de los ripples (Figura 2.6). La laminación lenticular es donde el lodo domina y las arenas con laminación cruzada alternan con mudstone (Figura 2.6). La laminación ondulada, es cuando la proporción de arenas es similar al de lodo. (Figura 2.6). Estos tipos de estratificación son comunes en llanuras de marea y sedimentos de frentes de delta, donde hay fluctuaciones en las fuentes de sedimentos o la actividad del nivel de corriente (u olas). Capas delgadas de arenisca y mudstone son comúnmente denominadas como facies heterolíticas (Tucker, 2003).

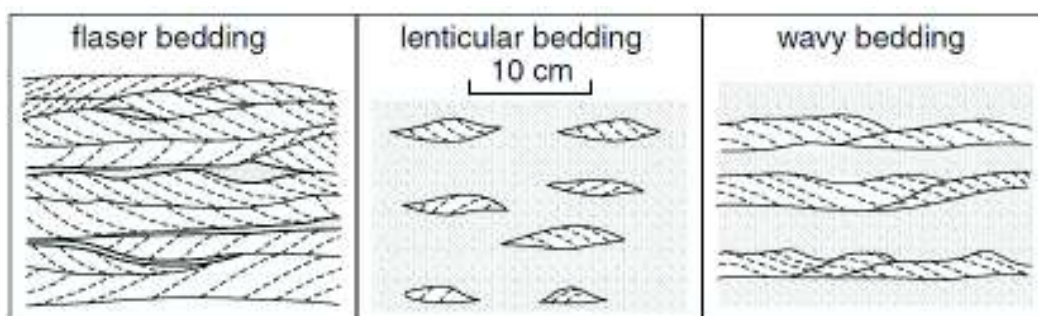


Figura 2.6. Laminación flaser, lenticular y ondulada. Tomado de (Tucker, 2003).

-Estratificación cruzada de playa: Las arenas siliciclásticas y carbonatadas depositadas en una playa con actividad de olas alta a moderada, están caracterizadas por una estratificación cruzada planar de muy bajo ángulo y acomodadas en capas. Los límites entre las capas representan cambios estacionales en la playa. Se puede presentar estructuras de canales superficiales, orientados hacia la línea de costa y cortando las capas en un ángulo bajo, que fueron producidas por corrientes fuertes. Lentas de arenisca con laminación o estratificación cruzada pueden estar presentes entre las capas planas de arena de playa debido al desarrollo de ripples (especialmente los ondulados), crestas y bermas en un ambiente de foreshore. La textura y la composición de los sedimentos pueden ayudar a confirmar el origen de playa; las areniscas de playa poseen granos de cuarzo redondeados y bien sorteados (Tucker, 2003).

Gradación

La gradación describe los cambios en el tamaño de grano desde el fondo hasta tope superior. Lo más común es la gradación normal donde las partículas más gruesas están en la base y las más finas en el tope (Figura 2.7).

Menos común es la gradación inversa, en donde el tamaño de grano incrementa hacia el techo del estrato (Figura 2.7). Esto puede ocurrir a través de un estrato, o más comúnmente en los primeros centímetros de la base del estrato, seguido por gradación normal. La gradación inversa puede afectar solo a las partículas gruesas. Los estratos gradados pueden ser observados sin dificultad en conglomerados y en areniscas (Tucker, 2003).

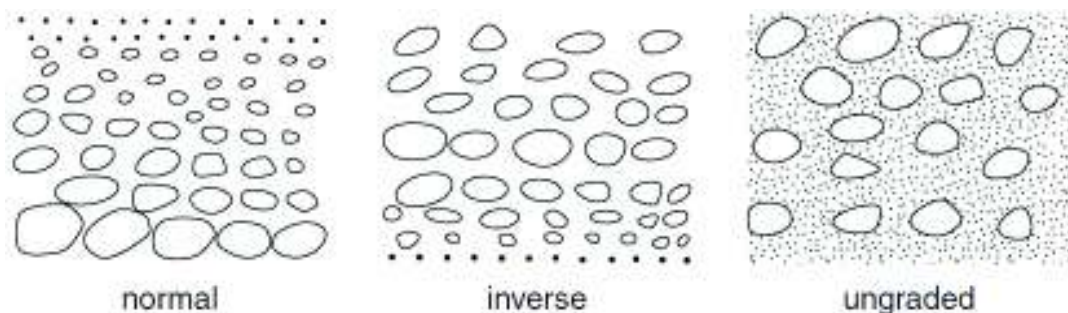


Figura 2.7. Diferentes tipos de gradación.

Tomado de (Tucker, 2003).

La gradación normal usualmente resulta de la depositación de flujos en declive; como el flujo desacelera las partículas más grandes (pesadas) son depositadas primero y después las más finas. Dicha gradación es típica de corrientes turbidíticas y depósitos de corrientes tormentosas (Tucker, 2003).

La gradación inversa puede surgir de un incremento en la fuerza del flujo durante la sedimentación, pero es más común por la dispersión de granos y los efectos de flotabilidad. Comúnmente ocurre en los depósitos de gran concentración de mezclas agua-sedimentos. Los depósitos en láminas en las playas por oscilaciones de olas poseen comúnmente gradación inversa; al igual que los depósitos con estratificación cruzada por avalancha y flujo de arenas. La gradación inversa puede ocurrir en las partes más bajas del flujo gravitacional de sedimento, como depósitos de flujo de arenas y flujo de escombros (Tucker, 2003).

2.2.2 Estructuras pre-deposicionales

Las estructuras pre-sedimentarias se forman en el sustrato antes de que se depositen los sedimentos, por lo tanto, son siempre erosivas. Suelen observarse mejor los moldes en la capa superior que las estructuras en sí mismas y dan información sobre la dirección y, a veces, el sentido de las corrientes que las originaron (Arche, 2010).

Canales

Son macroestructuras que pueden ir desde metros a kilómetros, tienen una forma cóncava en sección transversal. Están asociados a transporte de sedimentos por periodos de tiempo relativamente largos.

La mayoría de canales están rellenos de areniscas con estratificación cruzada y sus rellenos pueden formar cuerpos elongados de sedimentos al ser mapeados, dichos rellenos también pueden ser sedimentos gruesos que en la base contienen capas conglomeráticas. El relleno sedimentario comúnmente, muestra los cambios ascendentes en el tamaño de grano o facies. Los canales grandes normalmente no pueden ser divisados de cerca en el campo, pero al ser vistos a distancia se los puede reconocer fácilmente.

La presencia de los canales ocurre en muchos ambientes, incluyendo fluvial, deltaico, submareal somero, intermareal y abanico submarino (Tucker, 2003).

2.2.3 Estructuras post-deposicionales

Hay muchas estructuras que se forman después de que ocurra la depositación, mientras los sedimentos aún están sueltos o poco consolidados.

Estratificación convoluta

Es una estructura donde los estratos o Láminas se ven intensamente plegados y la laminación es continua (Figura 2.8). Se puede producir por licuefacción diferencial de sedimentos saturados en agua por acción de fuerzas locales y diferenciales (cambio de presión por efecto de un sismo, o cualquier otro tipo de shock). La licuefacción del material hace que se produzca el flujo intraestratal que da lugar a las contorsiones o pliegues de las láminas (Barredo, 2005). La laminación convoluta es muy frecuente en las turbiditas y también existe en sedimentos de llanuras de mareas, fluviales y de llanuras deltaicas. Es criterio de polaridad.

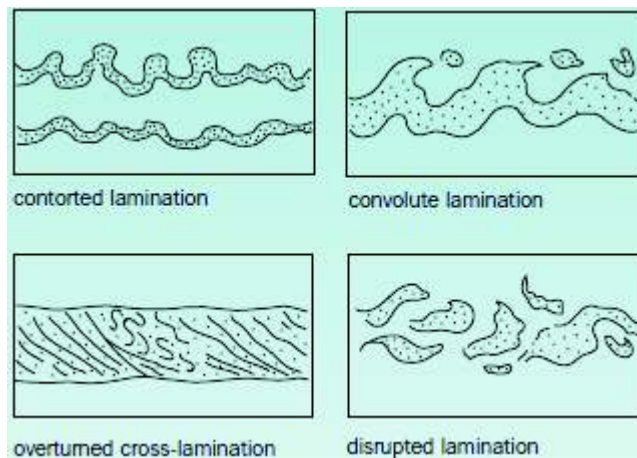


Figura 2.8. Estructuras sedimentarias por deformación.

Tomado y modificado de (Stow, 2010).

Diques clásticos y volcanes de arena/fango/barro

Estas son estructuras muy raras, pero fácilmente identificables; los diques por su relación de corte cruzado con los estratos y rellenos de arena (Figura 2.9); y los volcanes de arena (formados donde la arena se ha movido hacia arriba de un dique y alcanzó a la superficie del

sedimento) (Figura 2.9) por su forma cónica con una depresión central, que ocurre en un plano del estrato.

La deshidratación y el escape hacia arriba del agua, usualmente iniciado por terremotos, son los causantes de estas estructuras (Tucker, 2003).

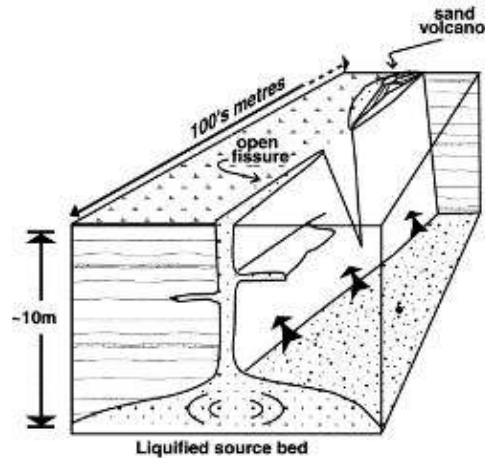


Figura 2.9. Esquemas de un dique clástico y un volcán de arena.

Tomado y modificado de Jolly and Lonergan (2002).

Estructuras de carga

Están formadas por el hundimiento diferencial entre un estrato y otro. Los moldes de carga son comunes en el piso de las capas de areniscas que están sobreyaciendo mudstone; ocurren como bulbos, estructuras redondeadas, generalmente sin ninguna elongación u orientación preferente. El lodo puede ser inyectado dentro de la arena para formar estructuras de llama (Figura 2.10). También como resultado de carga, una capa usualmente de arena puede hundirse dentro de una capa inferior de lodo y romperla en pequeños pedazos, formando estructuras ball-and-pillow. En una escala más pequeña, los ripples individuales pueden hundirse en una capa inferior de lodo, produciendo ripples hundidos o bolas de arenisca (Tucker, 2003).

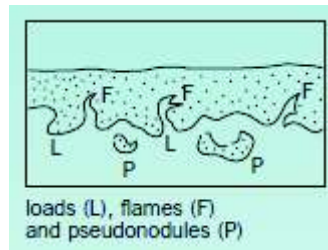


Figura 2.10. Estructuras de carga y flamas. Tomado y modificado de Stow (2010).

2.2.4 Estructuras sedimentarias biogénicas

Muchas estructuras sedimentarias se forman a través de la actividad de animales y plantas. Las estructuras producidas varían considerablemente de pobremente definidas a rastros de fósiles muy bien definidos (icnofósiles), a los cuales se les puede dar un nombre específico (Tucker, 2003).

Bioturbación

Se refiere a la interrupción del sedimento por la actividad de organismos y plantas sobre materiales blandos o poco consolidados. La textura generada (ichnofabric) varía de estructuras de burrow dispersas (comúnmente rellenos con sedimentos de diferente color, composición o tamaño de grano) a un sedimento completamente interrumpido los cuales tienen una apariencia agitada y una falta de estructura deposicional (Figura 2.11) (Tucker, 2003).



Figura 2.11. Diferentes grados de bioturbación.

Tomado y modificado de Tucker (2003).

La bioturbación puede homogenizar completamente un sedimento mezclándolo, o puede conllevar a una textura nodular y segmentaciones de sedimento grueso o fino; como una textura brechada (pseudobrecha). También los burrows se pueden dolomitizar o silicificar. Sedimentos con variación de color (moteados) también pueden resultar de la bioturbación

(burrow mottling). Usualmente las estructuras biogénicas consisten en patrones muy organizados; los rastros dejados por animales en las superficies de los sedimentos dejan una impresión de su cuerpo o su hábitat (Figura 2.12); esto ayuda a interpretar la actividad del organismo, pero raramente se puede saber la naturaleza del mismo, es difícil y casi imposible inferirlo, puesto que diferentes organismos pueden tener un modo de vida similar (Tucker, 2003).

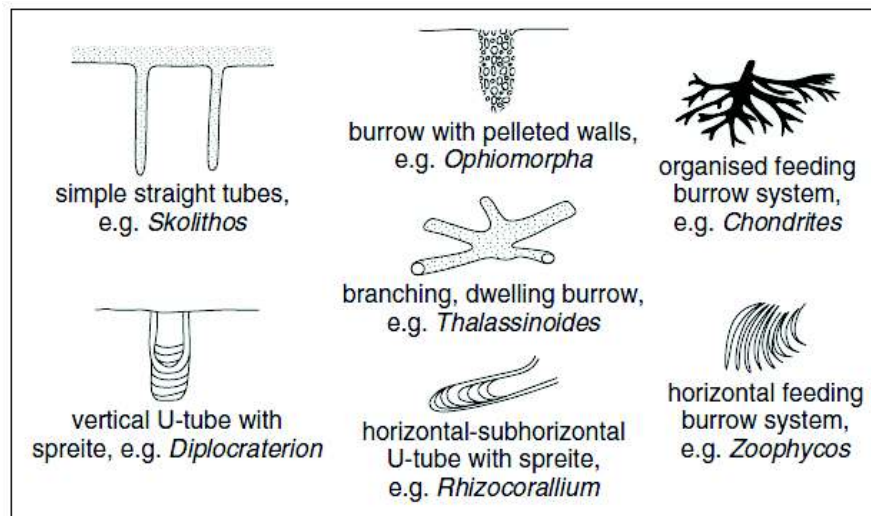


Figura 2.12. Diferentes tipos de viviendas y burrows.

Tomado de Tucker (2003).

2.3 AMBIENTES SEDIMENTARIOS

Son zonas superficiales donde se produce la acumulación de sedimentos; dichas zonas se caracterizan por una combinación de procesos geológicos particulares, junto con condiciones ambientales. A través de estas características se reconstruyen los ambientes antiguos y sus relaciones geográficas al momento de la depositación.

Existen ambientes continentales, marinos y de transición. A continuación, se describen los ambientes vinculados al área de trabajo.

2.3.1 Playas

La playa es el área donde las olas rompen en la costa, no se ve afectada por las desembocaduras fluviales y se forman acumulaciones arenosas debido al oleaje. El límite superior está dado por la línea más alta alcanzada por las olas en lo temporales, mientras que el límite inferior es el punto mar adentro en el que el oleaje deja de tener una acción directa sobre el fondo.

Dentro de la playa se pueden distinguir tres subambientes sedimentarios:

- Foreshore (Zona intermareal): Es la zona de la playa que se abre hacia el mar (Figura 2.13), la cual es una superficie plana donde las olas entran y salen; con una ligera inclinación hacia el mar presentando una superficie de acreción. Las capas presentan una laminación cruzada planar de bajo ángulo. Los materiales que se depositan son arenosos, los ripples son estructuras típicas (Figura 2.14).

- Backshore (zona supramareal): Se encuentra entre el foreshore y la línea de costa (Figura 2.13), normalmente permanece seco bajo condiciones sin temporal. Durante eventos extremos de oleaje puede verse afectado por las olas. Los materiales que se depositan en estas zonas son fundamentalmente arenosos (Figura 2.14).

-Shoreface (zona inframareal): Es la zona litoral activa de la línea de bajamar, esta zona se extiende desde el foreshore hacia el mar, aquí es donde los procesos litorales ocurren. Los sedimentos son aún arenosos, mientras que en la plataforma son arcillosos, por lo que esta vendría a ser una zona de transición. Las estructuras comunes de esta zona son los ripples y la bioturbación. A partir de este punto, se desarrolla el área de sedimentación de los materiales de plataforma llamada offshore (Figura 2.14).

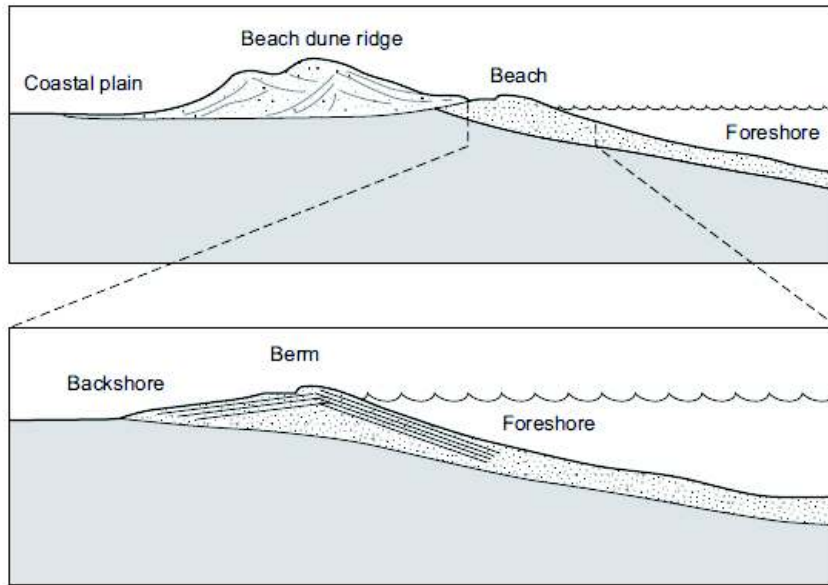


Figura 2.13. Características morfológicas de un ambiente de playa de arena.
Tomado de Nichols (2009).

En la parte superior de la playa se forma un escalón que es conocido como berma, esta marca la división entre el foreshore y el backshore (Figura 2.13). Los sedimentos acarreados por las olas sobre la cresta de la berma son depositados hacia el lado de tierra formando capas en el backshore que buzan suavemente hacia tierra. Estos estratos de bajo ángulo están típicamente truncados por la estratificación del foreshore, creando un diseño de estructuras sedimentarias típicas de ambientes de playa (Nichols, 2009).

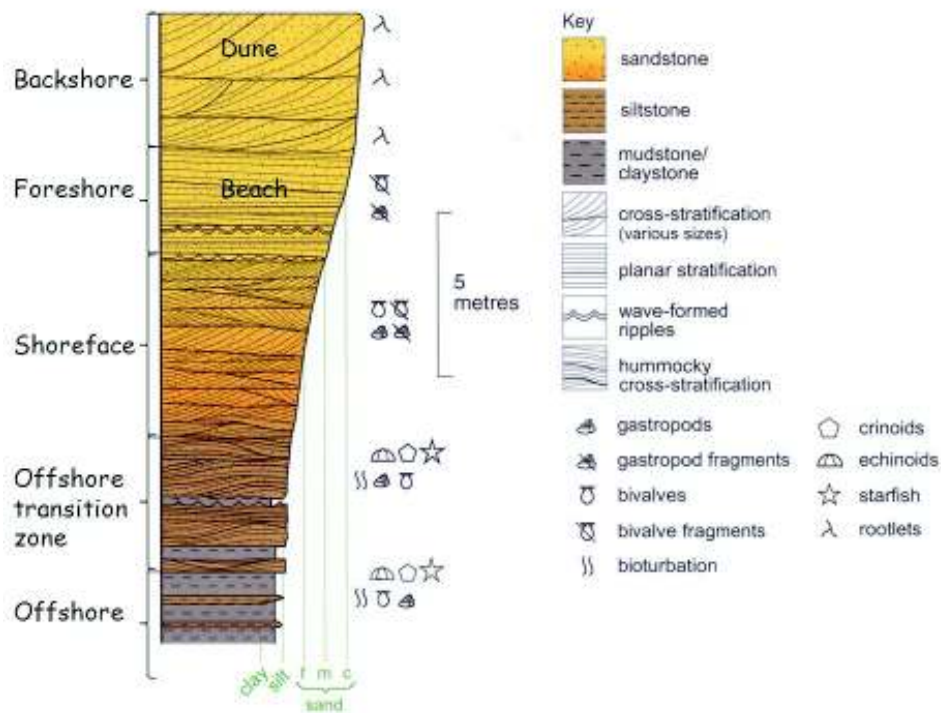


Figura 2.14. Columna sintética de facies verticales de playa.

Tomado de Jolly and Lonergan (2002).

La energía de las olas es muy fuerte y constante, por lo general el material arenoso y gravilla puede estar siendo continuamente retrabajado; provocando la abrasión de clastos de todos los tamaños y proporcionándoles un alto grado de redondez, y un alto sorteo de granos. Los sedimentos arenosos son depositados en láminas paralelas a la pendiente del foreshore. Este bajo ángulo de estratificación de sedimentos con alta madurez textural es característicos de ambientes dominados por olas.

Los clastos que son arrastrados hacia la parte alta de la playa forman un cordón de tormenta en la cima del foreshore y un cordón de grava en la parte posterior de la playa; este es un rasgo muy distintivo de las playas con gravas. La composición de los clastos varía de acuerdo a la fuente de sedimento local, y puede contener clastos terrígenos, volcánicos o bioclásticos (Nichols, 2009).

La acción de las olas en la parte baja del foreshore puede retrabajar la arena y grava fina en ripples, que pueden ser vistos desde la superficie sedimentaria en marea baja y pueden ser preservados como ripples con laminación cruzada. Sin embargo, las estructuras

formadas por olas en la playa pueden ser borradas por organismos vivos en los ambientes intermareales y convertirse en burrows dentro de los sedimentos. Esta bioturbación puede opacar cualquier otra estructura sedimentaria (Nichols, 2009).

2.3.2 Barreras

A lo largo de algunas líneas de costa una barrera de sedimentos separa el mar abierto de un lagoon que yace entre la barrera y la planicie costera (Figura 2.16). Las barreras están compuestas de arena o grava y son formadas gracias a la acción de las olas y las corrientes de deriva litoral producidas por ellas. Estas pueden estar unidas parcial o completamente a tierra; encerrando un lagoon; o aisladas formando una isla de barrera frente a un lagoon. En la práctica puede ser muy difícil distinguir estas tres formas, debido a sus características muy similares. Los rangos de tamaños de las barreras varían desde menos de 100m a varios kilómetros de ancho, y su longitud va desde unos pocos cientos de metros a decenas de kilómetros.

El margen hacia el lado del mar de una barrera, tiene una playa y comúnmente un cordón de dunas donde los procesos eólicos retribujan la arena. La vegetación ayuda a estabilizar las dunas. Hacia el lado que da a tierra, las capas de arena depositadas durante tormentas se intercalan con las capas lodosas del borde del lagoon. Durante las tormentas el agua de mar puede superar el Cordón de playa localmente y se depositan washover de sedimentos que han sido retribujados desde la barrera y depositados en el lagoon. Los washover son depósitos de bajo ángulo en forma de cono de arenas estratificadas, buzando hacia tierra desde la barrera hacia el lagoon (Figura 2.16).

Los perfiles verticales varían dependiendo, de las condiciones en que se produjeron, sean transgresivas o regresivas. Es más común una asociación progradacional (Figura 2.15).



*Figura 2.15. Columna sintética de facies verticales de barrera (retrogradacional).
Modificado de Bevis (2014).*

2.3.3 Lagoon

Los lagoons son cuerpos costeros de agua que tienen una conexión muy limitada al océano abierto. El agua de mar alcanza el lagoon directamente a través de un canal desde el mar, o a través de una barrera (Figura 2.16); el agua dulce es suministrada por la lluvia o por un escape desde la planicie costera cercana. Si un lagoon es alimentado por un río, este se considera parte de un sistema estuarino. Típicamente son muy superficiales, alcanzando pocos metros de profundidad (Nichols, 2009).

Los lagoons generalmente se desarrollan en costas donde hay barreras formadas por olas. Es normal que las olas sean producidas por la corriente de viento a lo largo de la superficie del agua, sin embargo, estas están limitadas por las dimensiones del lagoon. Los ripples formados por olas, afectan únicamente a los sedimentos de aguas muy superficiales. El viento también puede causar corrientes muy débiles a lo largo del lagoon. El efecto de las mareas es pequeño, debido a que la morfología de barrera-lagoon suele estar bien desarrollada a lo largo de costas con pequeños rangos de marea (Nichols, 2009).

Los sedimentos clásticos de grano fino son suministrados a los lagoons como material suspendido en el agua del mar que entra por la barrera, o el agua proveniente de la planicie costera. La materia orgánica puede ser abundante gracias a la vegetación que crece en la orilla del lagoon. Los sedimentos más gruesos pueden entrar al lagoon cuando las tormentas arrastran sedimentos sobre las barreras en forma de abanicos washover (Figura 2.16) (Nichols, 2009).

Una importante característica de los lagoons es la química de su agua. Debido a la limitada conexión al océano abierto, es común que el agua de un lagoons tenga o bien una salinidad más alta o más baja que el agua de mar. Una baja salinidad es un indicador de que la precipitación en esa zona es muy alta, y que existe también muchas filtración del agua proveniente de la planicie costera; mientras que una salinidad alta es propia de condiciones más áridas, en donde la tasa de evaporación es muy alta; y puede dar lugar a la precipitación de minerales evaporíticos (Nichols, 2009).

Las sucesiones de un lagoons, son típicamente de mudstone ricos en materia orgánica, y finas capas de arena con ripples ondulados (Figura 2.17) (Nichols, 2009).

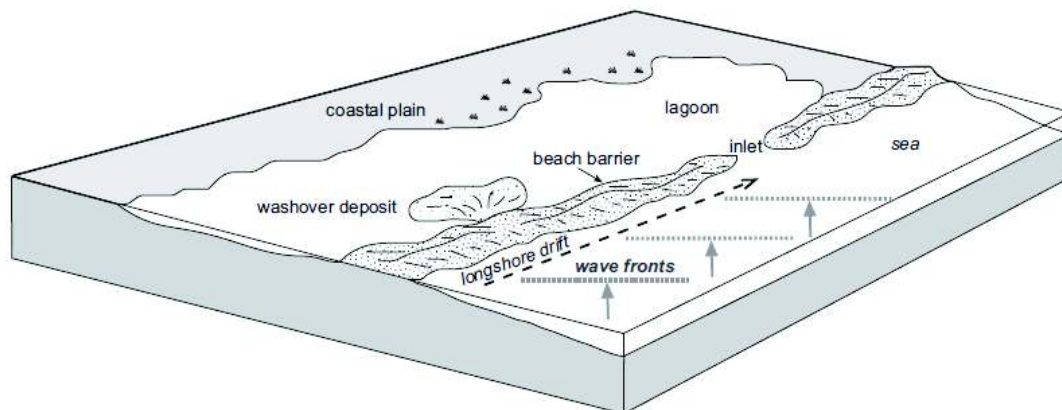


Figura 2.16. Línea de costa dominada por mareas, con una barrera protegiendo un lagoon.

Tomado de Nichols (2009).

2.3.4 Estuarios

Un estuario es la porción con influencia marina de un valle inundado. Un valle inundado es la porción hacia el mar de un valle fluvial que se ha inundado con agua de mar cuando hay un aumento relativo en el nivel del mar. Hay regiones en donde se mezcla agua dulce con agua de mar. La fuente de sedimentos de un estuario es tanto marina como fluvial, y los procesos de transporte y depositación de estos sedimentos son una combinación de procesos mareales, de oleaje y/o fluviales (Figura 2.18). Un estuario se diferencia de un delta porque en un estuario toda la sedimentación ocurre dentro del valle inundado, mientras que los deltas son cuerpos progradacionales de sedimentos que se construyen en un ambiente marino. Un tramo de un río cerca de la desembocadura que no tiene influencia marina no se considera un estuario (Nichols, 2009).

En el presente, los estuarios son muy comunes en las desembocaduras de los ríos, debido a que desde la última glaciación ha habido un incremento en el nivel del mar. Durante las transgresiones del Holoceno muchos valles fluviales fueron inundados y estos proveen pistas de morfología y procesos que pueden ser usados para construir modelos de sedimentación estuarina. Se reconocen dos tipos de estuarios: *los estuarios* dominados por mareas y los estuarios dominados por olas (Figura 2.18), con un rango de formas intermedias. A parte de estos dos procesos básicos de control, el volumen de la fuente de sedimentos y la importancia de la fuente de un recurso marino o fluvial; también juega un rol fundamental en determinar la distribución de facies en una sucesión estuarina. La extensión de los depósitos de estuarios depende del tamaño el valle y la profundidad de la inundación. Los estuarios modernos varían de unos pocos kilómetros hasta más de 100km de largo y de unos pocos cientos de metros a más de 10 km de ancho. Los espesores de las sucesiones formadas por el relleno de un estuario son típicamente de decenas de metros (Nichols, 2009).

Los perfiles verticales varían dependiendo, de las condiciones en que se produjeron. Es más común una asociación progradacional (Figura 2.17).

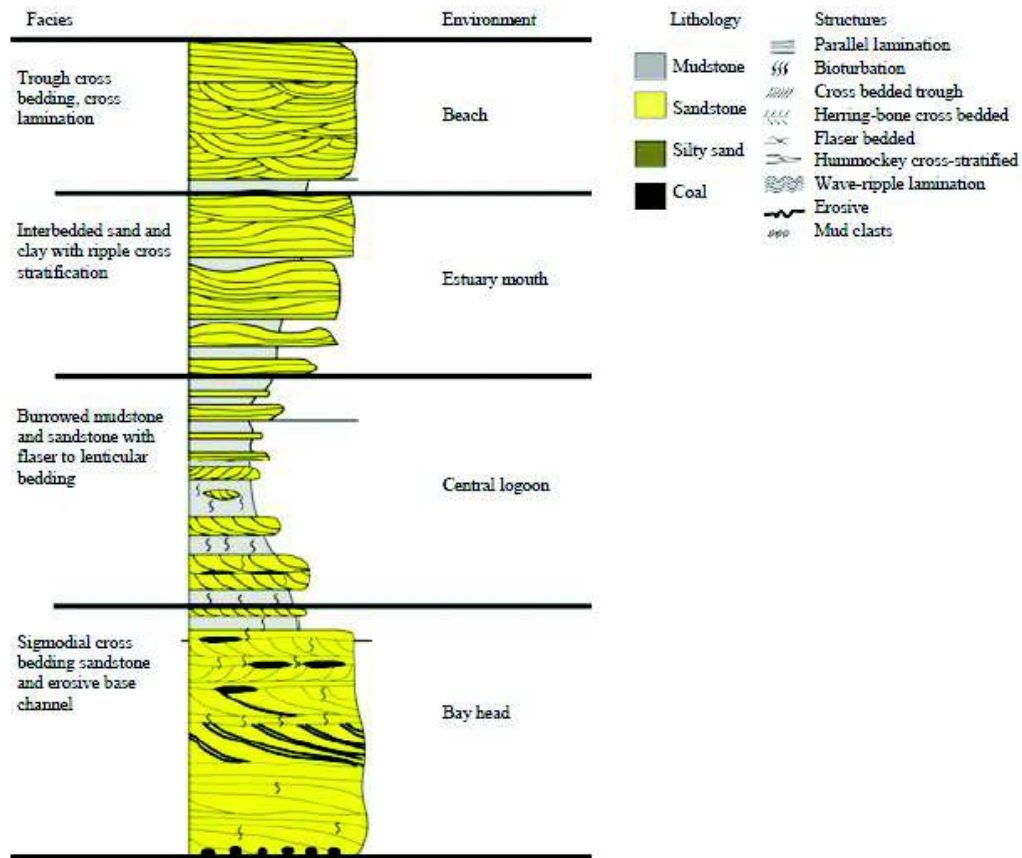


Figura 2.17. Columna sintética de facies verticales de un estuario dominado por olas con sucesión progradacional, sobreyaciendo sedimentos finos de un lagoon central.

Tomado de Van Wagoner (1988).

La sedimentación en un estuario resultará eventualmente en el relleno del valle inundado hasta el nivel del mar; a menos que haya una subida del nivel del mar en el futuro, el área dejará de tener un carácter estuarino. Si hay una alta tasa de suministros de sedimento fluvial, la depositación ocurrirá en la desembocadura del río y se formará un delta. Bajo condiciones donde el proceso marino es dominante, la desembocadura del río se convertirá en un área de planicies mareales, si es que las corrientes de marea son fuertes, o los sedimentos serán retrabajados y redistribuidos por los procesos de oleaje para formar una planicie de playa. Un estuario es además una característica morfológica temporal, existente solo y durante el tiempo inmediato después de la transgresión, mientras los sedimentos llenan el espacio creado por la subida del nivel del mar (Nichols, 2009).

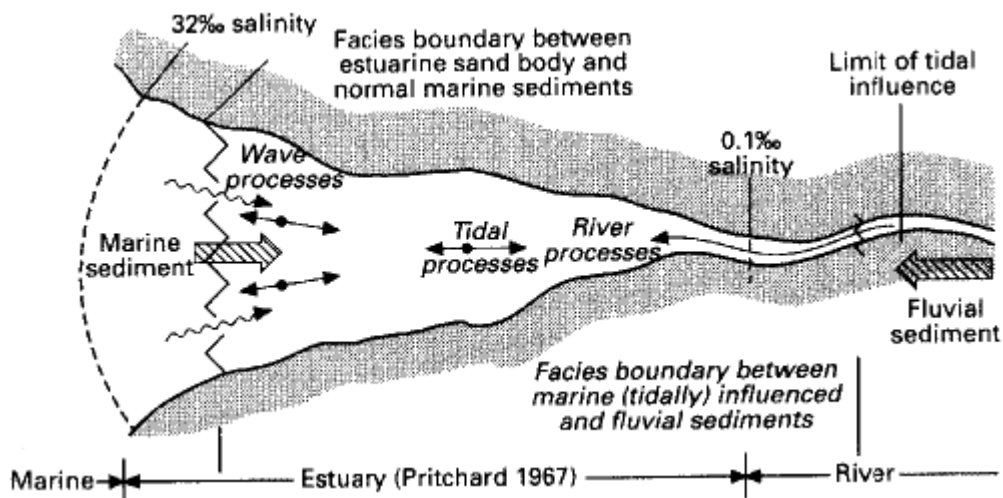


Figura 2.18. Representación de un estuario.

Tomado de Reading (2002).

2.3.5 Deltas

Están formados por la carga sedimentaria traída de los cursos fluviales, la cual es suficientemente grande para que no puedan ser dispersados por las corrientes marinas; estos depósitos son en parte subaéreos, y han sido construidos por los ríos dentro de un cuerpo de agua de mar o lago.

Su nombre se debe a la forma triangular que presentan, consta de dos zonas principales, la primera subaérea y la segunda subacuosa.

La parte subaérea es el área que está fuera de la acción marina en la planicie superior, y la parte subacuosa corresponde al área de influencia fluvial y marina en la planicie inferior.

Debido al avance de los ríos sobre las facies finas del mar, es típico que los deltas presenten secuencias grano crecientes (Figura 2.19 B). La selección de granos está relacionada con la diferencia de densidad que hay entre el agua dulce y salada, puesto que la primera flota sobre la segunda permitiendo así transportar la carga más lejos y dando lugar a una selección de granos en esa dirección.

Partes del delta:

-Prodelta: Corresponde a la base o piso del delta (bajo el mar/lago). Predominan las lutitas arcillosas y los mudstone. Son masivas y/o laminadas con mucha fauna marina, bioturbación y estructuras de escape de fluidos (Figura 2.19).

-Frente deltaico: Está compuesto por bancos de limo o arcilla que se inclinan mar adentro. Tienen fragmentos de conchas, restos de plantas y a veces troncos próximos a la desembocadura de los ríos, la estratificación horizontal es predominante y hay desarrollo de laminación convoluta. Se diferencia de los canales distributarios porque sus depósitos muestran características de retrabajamiento por olas y como están por debajo de la zona de acción de olas hay una abundante y variada fauna marina (Figura 2.19).

-Canales distributarios: Son canales fluviales bifurcados que crean barreras dentro del canal y en la desembocadura; presentan formas sinuosas o entrelazadas. Tienen bases erosivas, grava gruesa en la parte más profunda, y a veces llevan troncos (Figura 2.19 A).

-Planicie Interdistributarias: Se desarrollan entre los canales. Son comunes las lutitas masivas o con laminación paralela e intensa actividad orgánica. Normalmente se desarrollan pantanos con turba y pirita más cerca del continente y del mar, lagos evaporíticos con un clima árido, playas si hay la acción de un lago o mar, manglares con vegetación rastrera, y biota adaptada a la mezcla de salinidades (agua salada, dulce o salobre) (Figura 2.19 A).

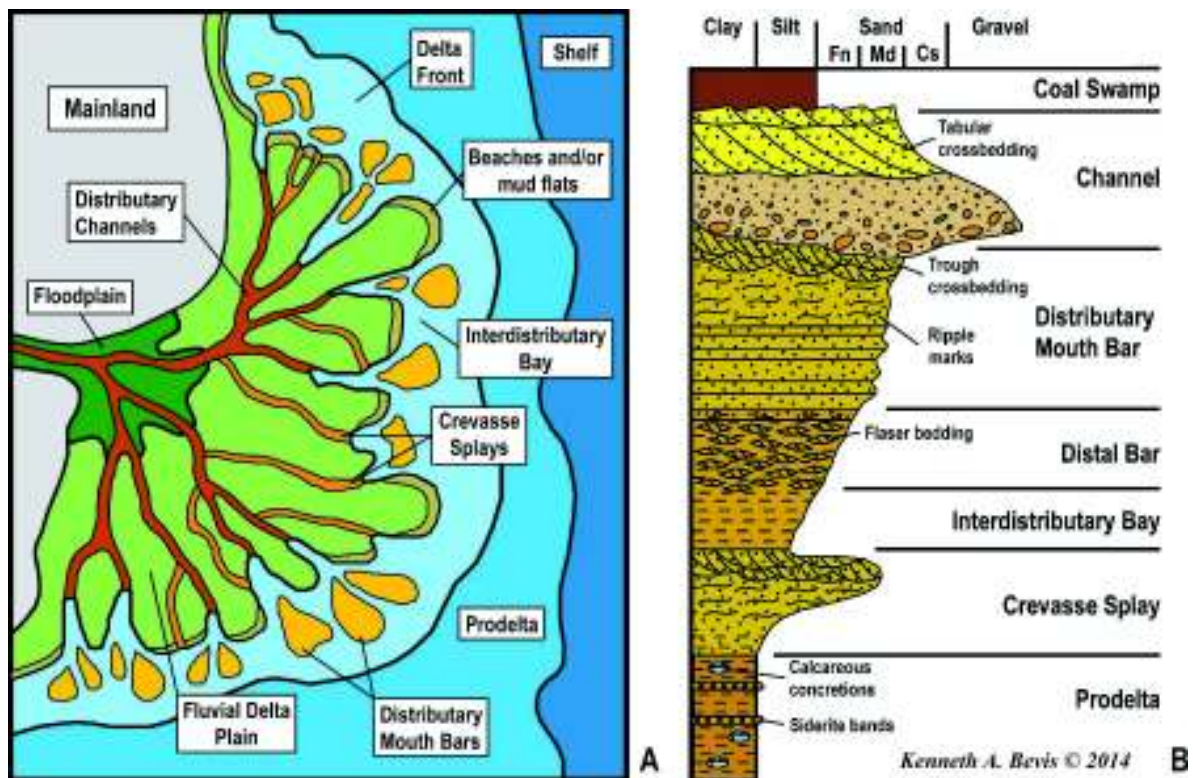


Figura 2.19. A) Esquema de un delta y sus partes. B) Columna sintética de facies verticales de un delta. Tomado de Bevis (2014).

2.3.6 Llanuras Mareales

Las llanuras de marea son sistemas deposicionales que consisten en superficies de baja pendiente localizadas en la zona de influencia directa de las corrientes mareales. Corresponden a la superficie costera entre la pleamar y bajamar, más comunes en las costas meso (altura de 2 a 4 metros) y macromareales (altura superior a 4 metros), donde la energía de la marea es superior a la del oleaje

Existen costas dominadas por oleaje, por marea y de energía mixta; cada una con un tipo de morfología y distribución sedimentaria propia; gracias al balance entre rango mareal y altura de oleaje. Debido a esto la distribución de llanuras de marea es mínima en costas dominadas por oleaje, aumenta en costas de energía mixta y es máxima en costas dominadas por mareas (Figura 2.20).

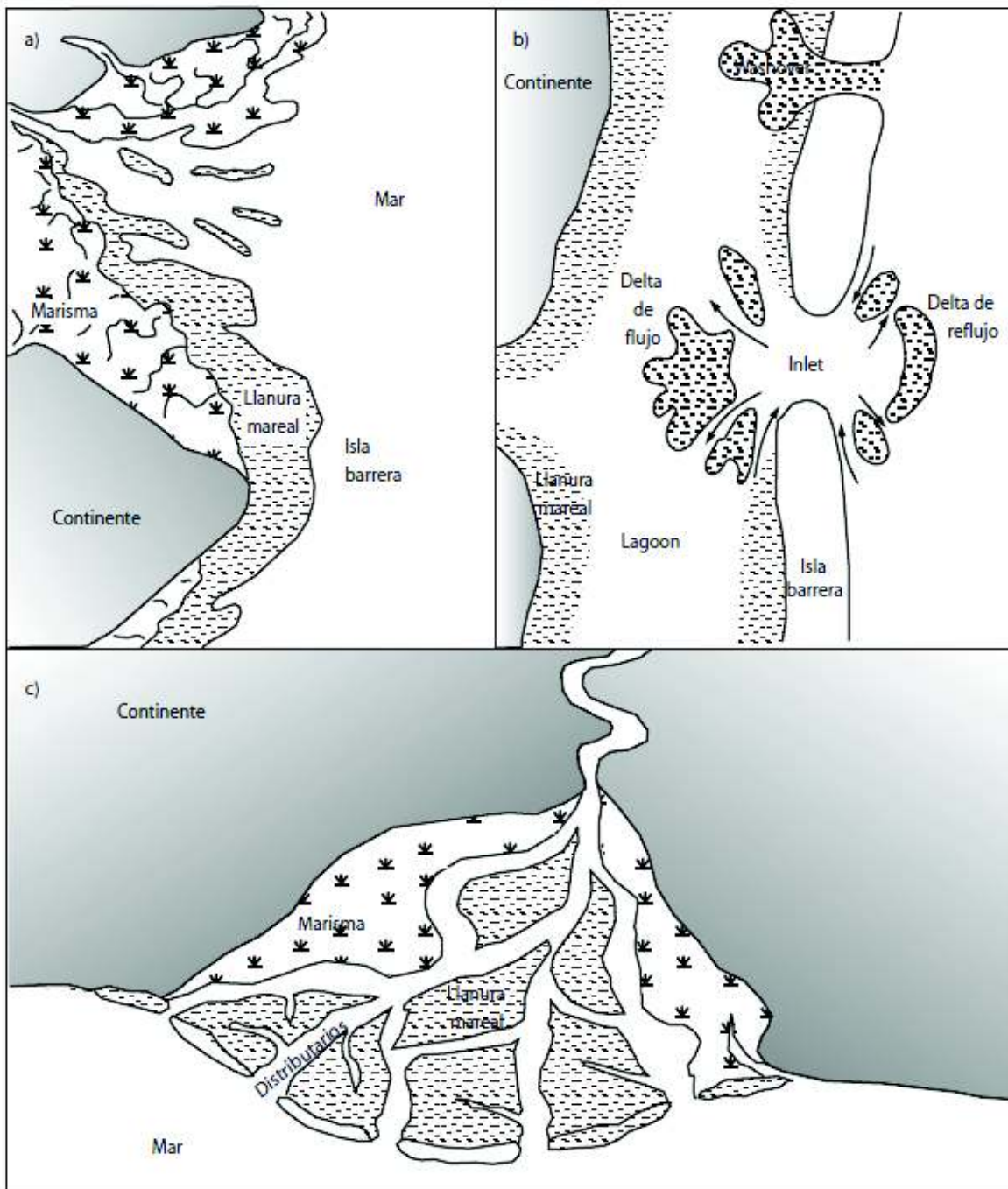


Figura 2.20. Llanuras mareales asociadas a otros medios sedimentarios como: a) estuarios; b) sistemas de isla barrera y c) deltas. Tomado de Arche (2010).

Es común en la llanura mareal una transición desde facies arenosas a facies fangosas en la porción más interna o continental, y en la porción más externa termina con una colonización vegetal (manglar o marisma) adaptada a los cambios de salinidad y a los intervalos diferentes

de exposición a condiciones subaéreas, en cada ciclo mareal. Los principales tipos de sedimentos constan de arenas y lodos con una distribución de finos en las zonas altas de corrientes débiles, y sedimentos más gruesos en las zonas bajas con corrientes intensas; presentan una estratificación típica de flaser, wavy, lenticular y ripples ondulados (Figura 2.21).

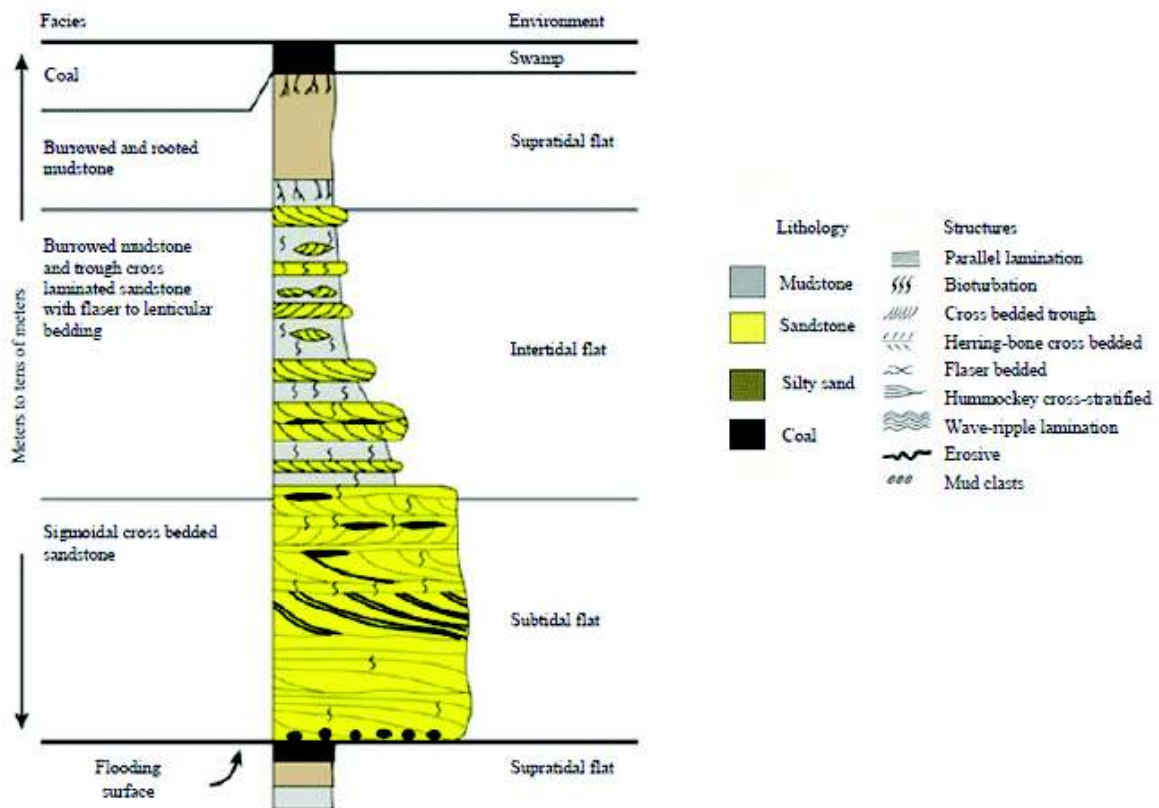


Figura 2.21. Columna sintética de facies verticales de una llanura mareal.

Tomado de Van Wagoner (1988).

El desarrollo de las llanuras mareales varía dependiendo el clima.

-Climas fríos y templados: Desarrollo de una superficie de marisma.

-Climas áridos: Vegetación sustituida por depósitos evaporíticos.

-Climas cálidos y húmedos: Abundancia de manglares.

A lo largo de las llanuras mareales se desarrollan canales casi perpendiculares a la dirección de la costa, algunos toman una forma meándrica. Los canales encauzan las corrientes de flujo y reflujos mareales, lo que los mantiene sumergidos constantemente.

2.3.7 Planicies costeras y sistemas de playas

Las planicies costeras son áreas bajas adyacentes al mar (Figura 2.23). Estas son parte del ambiente continental donde hay procesos de sedimentación fluviales, aluviales o eólicos. Las planicies costeras están influenciadas por el ambiente marino cercano, cuando hay tormentas y resulta en una extensa inundación del agua de mar.

La planicie costera está compuesta de sedimento depositado en el foreshore y backshore. El área del backshore se une a la planicie costera y puede mostrar evidencia de condiciones subaéreas como la formación de dunas eólicas y colonización de plantas. Un depósito relacionado a las inundaciones por tormenta puede ser reconocido por características como la presencia de detritos bioclásticos de la fauna marina junto con depósitos que son únicamente de carácter continental (Figura 2.22) (Nichols, 2009).

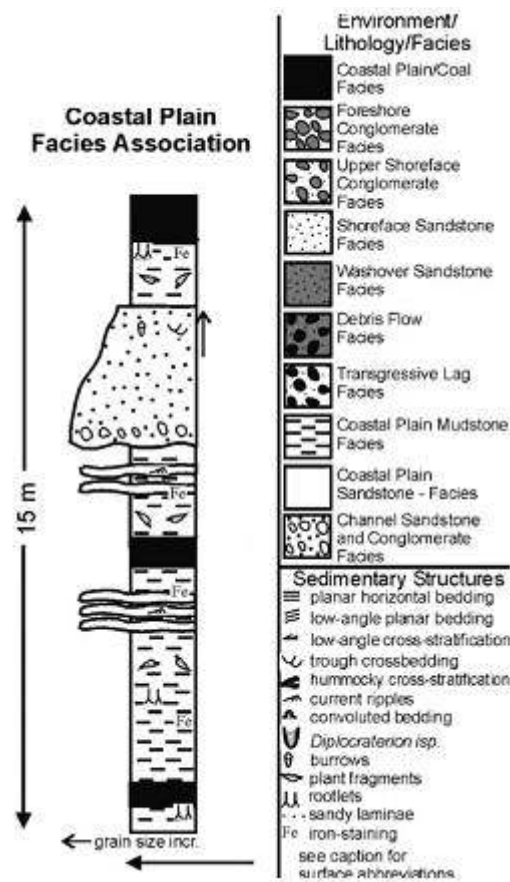


Figura 2.22. Columna sintética de facies verticales de planicie costera.

Modificado de Matthew (2004).

Las líneas de costa arenosas donde hay un área extensiva de depósitos de playa directamente adyacentes a una planicie costera, son conocidas como sistemas de playa (Figura 2.23). A lo largo de las costas con fuentes de sedimentos, los cordones de playa crean planicies costeras que forman cuerpos de sedimento de decenas a cientos de metros de largo; la progradación de estos sistemas de playa puede producir cuerpos extensos de arenisca (Nichols, 2009).

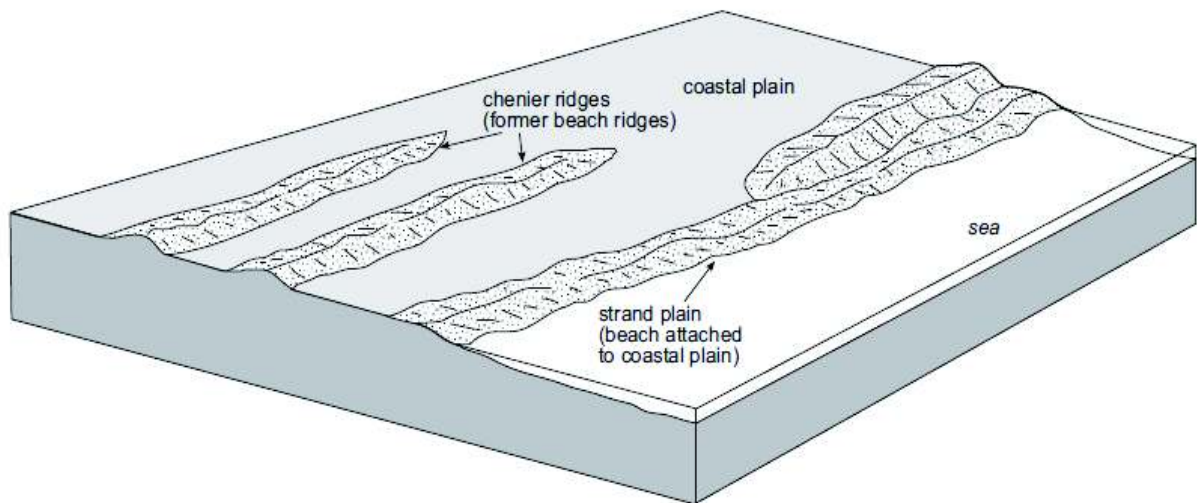


Figura 2.23. Línea de costa dominado por olas con una planicie costera rodeada por playas arenosas: los chenier ridges son relictos de formaciones de sistemas de playas antiguos.

Tomado de Nichols (2009).

2.3.8 Plataformas

Las plataformas siliciclásticas, o mares someros con sedimentación siliciclástica, son generalmente muy extensos y comprenden gran parte del fondo marino entre la costa y la rotura de pendiente que da paso al talud continental (Figura 2.24). No se puede saber con precisión el límite de la profundidad o la distancia a la costa en la que se sitúan. El nivel de base del oleaje en buen tiempo sirve como límite hacia la costa, sin embargo, este depende de la energía de la costa y la estación del año. Para el límite hacia mar abierto, se sitúa la rotura de pendiente normalmente a 200 m de profundidad, pero la distancia hacia la costa varía en cada punto.

Las plataformas están relacionadas con los ambientes costeros, a través del dominio infralitoral (zona donde el oleaje empieza a interactuar con el fondo), entre los niveles medios de base del oleaje en buen tiempo y de tormentas.

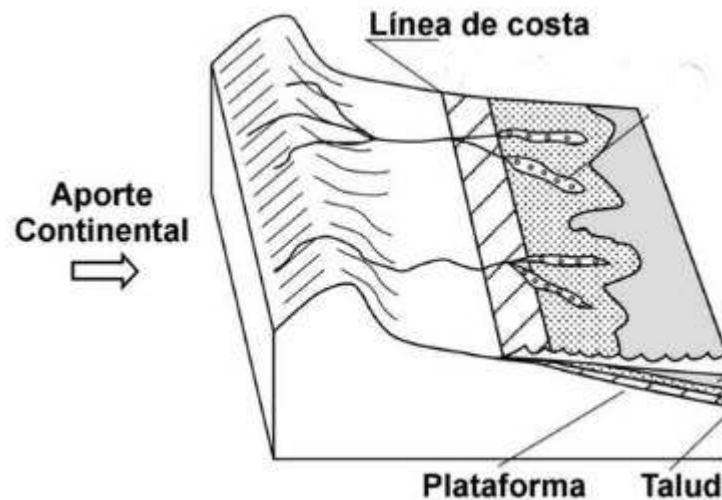


Figura 2.24. Esquema de una plataforma siliciclástica.
Tomado de Manassero (2016).

Las cuencas interiores y márgenes continentales están asociados a las plataformas, las mismas que son zonas comúnmente con tendencia a la subsidencia, donde se acumulan potentes sucesiones sedimentarias de facies someras, si las condiciones de subsidencia y aporte guarden una relación conveniente.

Existen dos tipos de mares someros: los marginales o pericontinentales, plataformas continentales relativamente estrechas (alrededor de unos 70 km) que rodean los continentes, y los epeíricos o epicontinentales, que ocupan ciertas áreas inundadas de los continentes y que, en la mayoría de los casos, son en realidad pasadizos o brazos de mar parcialmente confinados (Figura 2.25) (Arche, 2010).

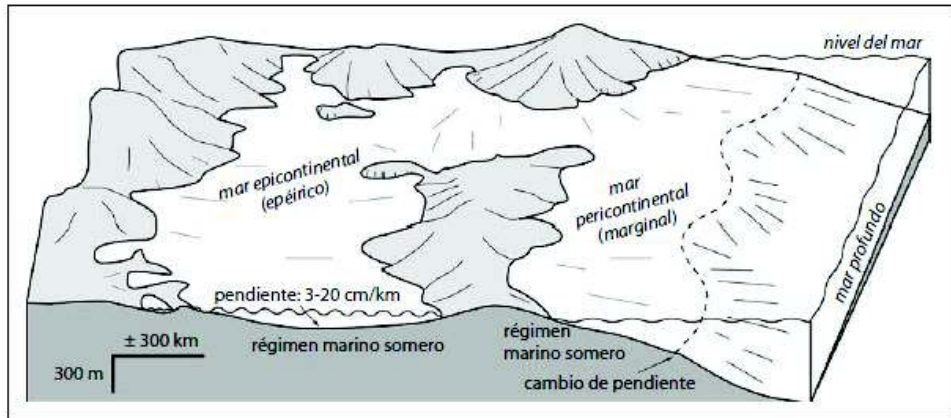


Figura 2.25. Tipos de mares someros. Tomado de Arche (2010).

-Las plataformas pericontinentales: corresponden a dos tipos de márgenes continentales (Figura 2.26): los pasivos, que se asocian a rifting y subsidencia térmica, que son los que reciben el sedimento del drenaje del bloque continental fracturado y separado; y los convergentes donde la subducción provoca subsidencia, la acción del oleaje talla plataformas estrechas que suelen acoger un prisma sedimentario adyacente al bloque bajo el cual se consume la placa y actúa como área fuente de los sedimentos (Arche, 2010).

-Las plataformas epicontinentales: su origen tiene relación con los movimientos de placas en la corteza continental (cuencas de retroarco y otros tipos de cuencas cratónicas). Pueden incluirse en este tipo las cuencas de antepaís (Figura 2.26) cuya subsidencia se debe al apilamiento de unidades tectónicas, de las cuales procede la mayor parte del aporte sedimentario (Arche, 2010).

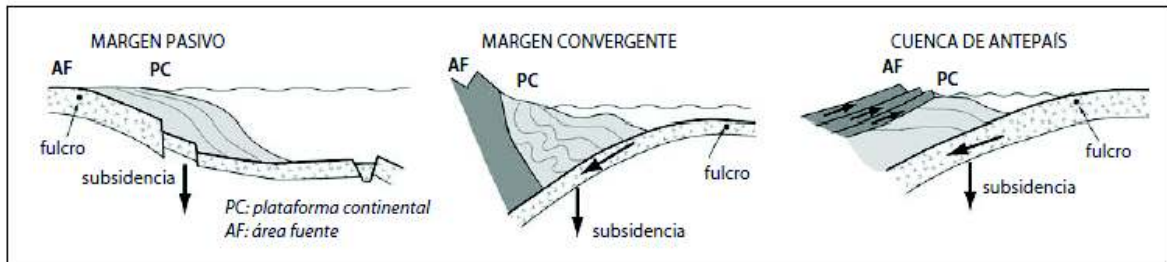


Figura 2.26. Contextos estructurales de las plataformas continentales y posición relativa del área fuente de los sedimentos. PC: Plataforma continental. AF: Área fuente.

Tomado de Arche (2010).

Existen varios factores que condicionan la sedimentación en los mares someros como los parámetros físicos, el clima, los aportes sedimentarios, los procesos físicos, químicos y biológicos, y los cambios eustáticos.

La gran variedad de sedimentos que reciben los mares someros son principalmente aportes de los ríos; dichos aportes dependen del clima; el volumen suministrado alcanza sus valores máximos en las latitudes medias donde hay poca cubierta vegetal (Figura 2.27).

La mayor parte de la acumulación se produce frente a las desembocaduras fluviales y en los prodeltas distales.

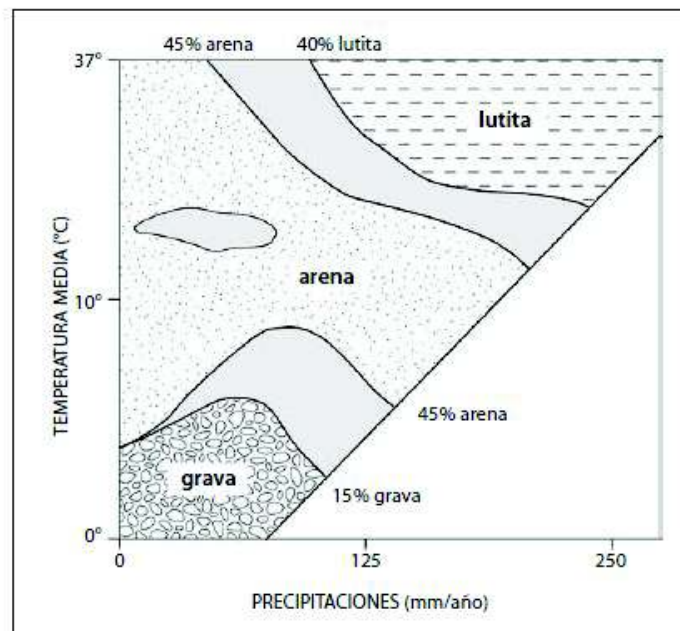


Figura 2.27. Granulometría en la plataforma interna, en comparación con las precipitaciones y las temperaturas medias de las regiones costeras colindantes. Tomado de Arche (2010).

Plataformas siliciclásticas dominadas por mareas

-Shoreface: Las partes más someras del mar epicontinental y pericontinental están en la zona de acción de las olas (Figura 2.29) y cualquier sedimento será retrabajado por el proceso de oleaje. Las arenas depositadas aquí pueden presentar ripples ondulados con laminación cruzada y estratificación horizontal (Nichols, 2009).

-Transición de la zona de offshore: Abarca la zona del fondo desde donde termina la actividad del oleaje en buen tiempo hasta la zona del fondo que se ve afectada durante las tormentas, donde se depositan arenas que son re TRABAJADAS por el oleaje de tormentas (Figura 2.29). Las tormentas crean condiciones para la formación de estratos y estructuras sedimentarias que son exclusivas de ambientes dominados por tormentas; tal es el caso de la estratificación cruzada en hummocks, la cual consiste en montículos redondeados de arena en el piso oceánico de unos pocos centímetros de altura y decenas de centímetros de ancho (Figura 2.28) (Nichols, 2009).

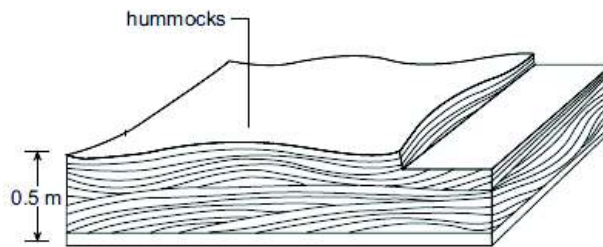


Figura 2.28. Estratificación cruzada en hummocky.

Tomado y modificado de Nichols (2009).

-Offshore: El área más alejada, es predominantemente una región de depósitos de lodos (Figura 2.29). Muy pocas tormentas pueden tener influencia en esta zona profunda, y estarían representadas por delgados y finos depósitos de arena intercaladas con mudstone. La icnofauna es menos diversa y abundante que en el shoreface y la zona de transición. Los sedimentos son comúnmente grises debido a que en esta parte del piso marino la oxigenación es relativamente pobre, permitiendo la preservación de la materia orgánica en el lodo (Nichols, 2009).

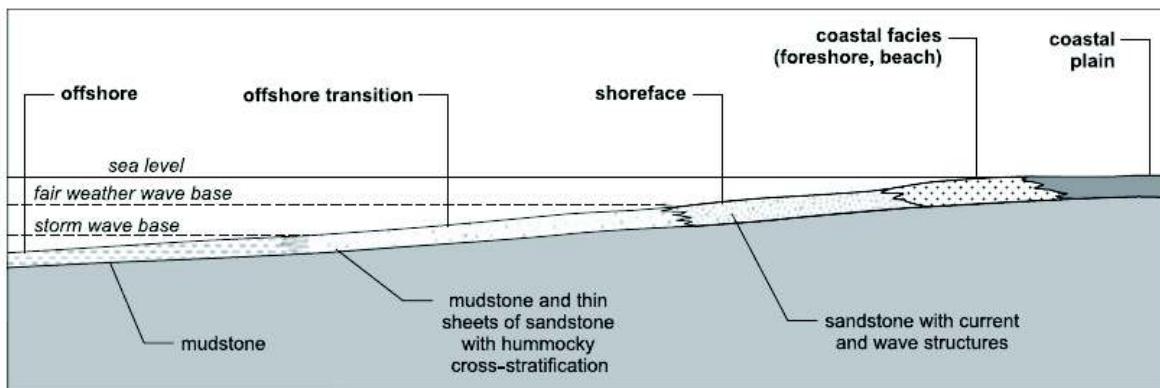


Figura 2.29. Características de un ambiente de plataforma costera dominada por tormentas.
Tomado de Nichols (2009).

Los depósitos sedimentarios están dados principalmente por facies de areniscas, heterolíticas y lutíticas; con estructuras normalmente de laminación (paralela, cruzada, lenticular, flaser, wavy) (Figura 2.30).

FA-CIES	SUBFACIES	COLUMNA	ESTRUCTURA INTERNA	% ARENA
FACIES DE ARENISCAS S	S. estratificación cruzada		estratificación cruzada tabular o en surco	90-100
	S. laminación paralela		laminación paralela o cruzada de ángulo bajo	
	S. laminación cruzada		laminación cruzada	
FACIES HETEROLÍTICAS H	H. arena dominante		laminación paralela	75-90
			laminación paralela y cruzada	
			laminación paralela y cruzada en surco	
			estratificación cruzada tabular ondulada	
			laminación flaser en arena	
	H. mezcla de arena y lutita		laminación paralela	50-75
			de laminación paralela a laminación cruzada	
			laminación de bajo ángulo	
			laminación flaser y ondulada	
	H. lutita dominante		laminación paralela	10-50
		laminación paralela y cruzada		
FACIES DE LUTITAS M	M.		areniscas gradadas o capas ricas en conchas	0-10
	M.		lutitas	

Figura 2.30. Columna sintética de facies verticales de ambientes someros siliciclásticos.
Modificado de Johnson (1978) y Boersma (1975).

2.4 ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL

Es una metodología que provee un sistema para los elementos de cualquier característica deposicional, facilitando la reconstrucción paleogeográfica y la predicción de facies y litologías. Este sistema responde a los cambios en los patrones de estratificación y a las variaciones en la acomodación y la fuente de sedimentos a través del tiempo. La estratigrafía secuencial también provee un contexto para interpretar la evolución de los sistemas de depositación en el tiempo y el espacio (Catuneanu et al., 2011).

2.4.1 Transgresiones y Regresiones

Transgresión

Se define como la migración de la línea de costa hacia el continente, lo que provoca un movimiento de las facies hacia el continente; en la proximidad de la línea de costa se produce una profundización del mar (Figura 2.31).

Regresión

Se define como la migración de la línea de costa hacia el mar, y también de sus facies. (Figura 2.31).

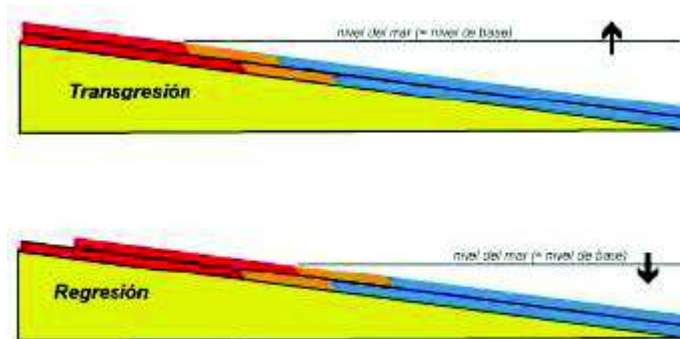


Figura 2.31. Transgresión y regresión. Modificado de Marroco (2009).

2.4.2 Parasecuencias

Una parasecuencia es una sucesión relativamente conforme de estratos genéticamente relacionados, limitados por superficies de inundación (Van Wagoner et al., 1988). La acomodación es el espacio disponible para una acumulación potencial de los sedimentos y está controlado por el nivel base (el punto más bajo al cual esa corriente puede erosionar su cauce) pues los sedimentos pueden depositarse solo hasta el nivel base.

Sistemas deposicionales asociados a las variaciones de las parasecuencias

Conjunto tridimensional de facies cuyos procesos de formación son ligados y registran los principales elementos de la paleogeografía. Un sistema de depósito evoluciona lateralmente hacia el sistema adyacente, constituyendo asociaciones lógicas de elementos paleogeomorfológicos (Marroco 2009).

-Progradacional!: Ocurre cuando los sedimentos son depositados hacia el interior de la cuenca y las facies se somerizan hacia arriba; donde la tasa de depositación es mayor que la tasa de acomodación (regresión) (Figura 2.32).

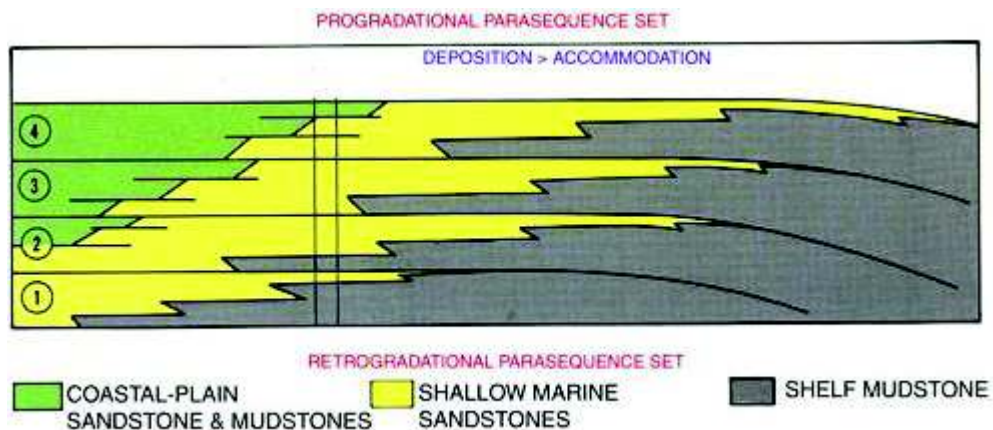


Figura 2.32. Parasecuencia progradacional.
Modificado de Van Wagoner et al., (1988).

-Retrogradacional: Ocurre cuando los sedimentos son depositados hacia tierra en un patrón de retroceso y las facies se profundizan hacia arriba; donde la tasa de depositación es menor que la tasa de acomodación (transgresión) (Figura 2.33).

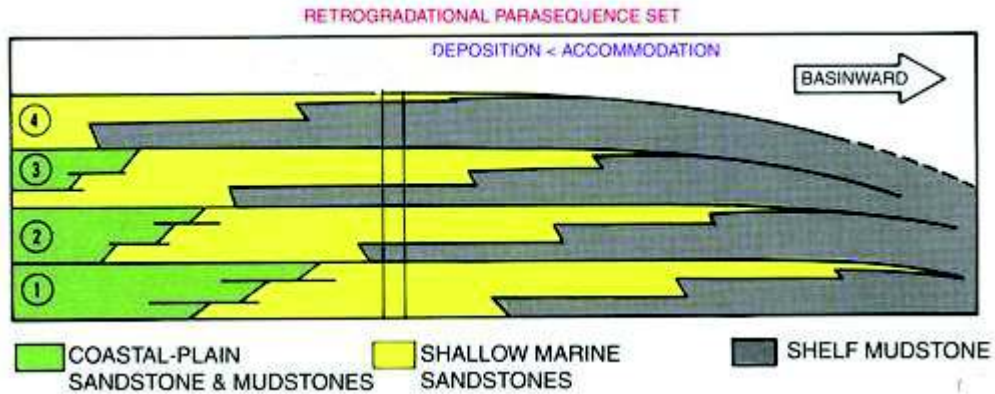


Figura 2.33. Parasecuencia retrogradacional.

Modificado de Van Wagoner et al., (1988).

-Agradacional: Ocurre cuando los sedimentos son depositados uno sobre otro con cambios laterales poco significativos y las facies se acumulan hacia arriba; donde la tasa de acomodación se aproxima a la tasa de depositación (Figura 2.34).

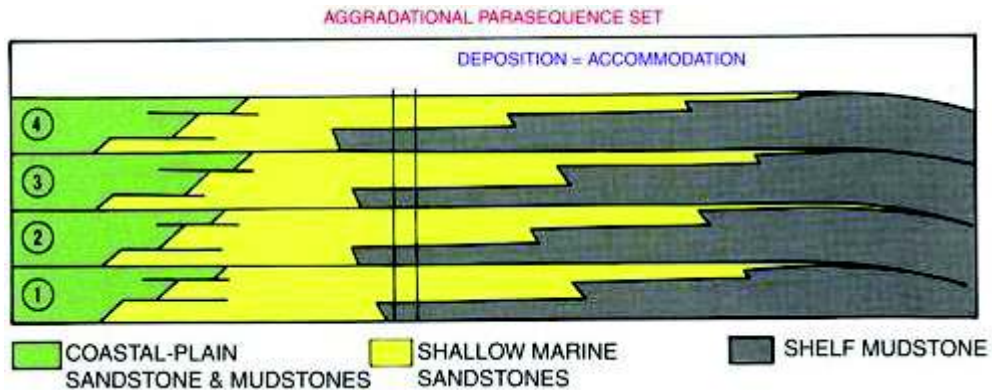


Figura 2.34. Parasecuencia agradacional.

Modificado de Van Wagoner et al., (1988).

2.4.3 Límites de parasecuencias

Son las relaciones geométricas entre los estratos y las superficies estratigráficas contra las cuales se terminan, sucesivos en el tiempo, acomodadas a variaciones en el espacio de la cuenca.

Truncación

Terminación del estrato contra una superficie erosional sobreyacente (Figura 2.35).

Toplap

Terminación de un estrato inclinado (clinoforma) contra una superficie sobreyacente de bajo ángulo, generalmente como resultado de una no depositación o menor erosión; esta superficie representa el límite proximal deposicional de una unidad sedimentaria (Figura 2.35).

Onlap

Terminación de un estrato de bajo ángulo contra una superficie estratigráfica más empinada, también marca la terminación lateral de una unidad sedimentaria como límite deposicional (Figura 2.35).

Offlap

Representa el movimiento progresivo fuera de costa de las terminaciones hacia arriba de las unidades sedimentarias dentro de una secuencia de rocas en la cual cada unidad sucesiva más joven deja expuesto una porción de la unidad más antigua donde yace. El offlap es el producto de la caída del nivel base, generalmente de regresiones forzadas (Figura 2.35).

Downlap

Es la terminación inclinada de un estrato contra una superficie de bajo ángulo, marca la base de la unidad sedimentaria como un límite deposicional (Figura 2.35).

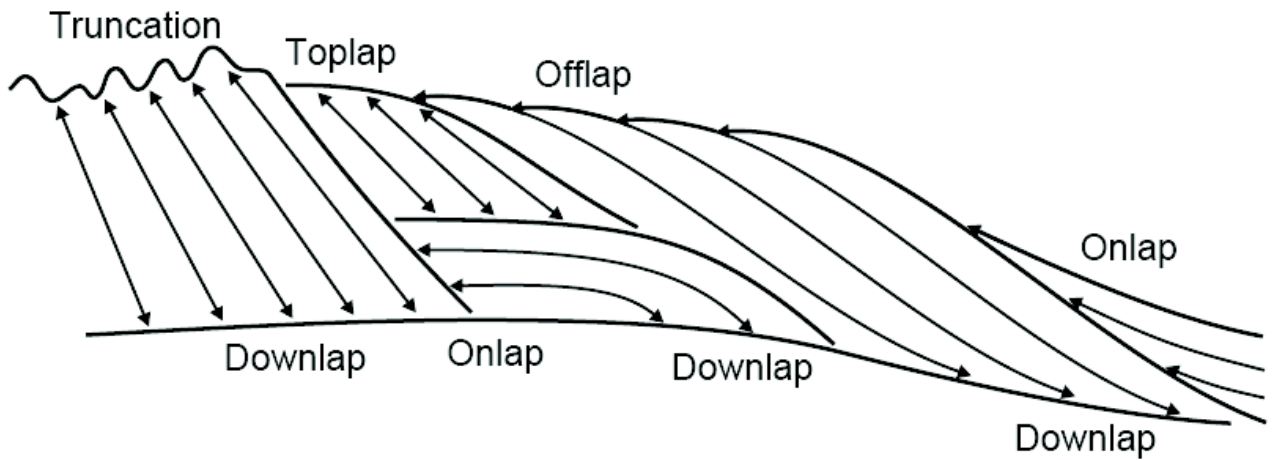


Figura 2.35. Terminación de estratos. Tomado de Coe et al., (2003).

2.4.4 Cortejos sedimentarios (System Tracts) y superficies que los limitan

Un cortejo sedimentario es una subdivisión dentro de una secuencia deposicional, representan la unión de sistemas deposicionales contemporáneos. Estos están ligados a las diferentes fases de subida o bajada del nivel de base, se relacionan genéticamente y están limitados por superficies estratigráficas.

Las superficies subdividen secciones sedimentarias que abarcan cuerpos geométricos de sedimento; estas superficies se usan para definir secuencias, cortejos sedimentarios y parasecuencias.

Falling Stage System Tract (FSST) o cortejo de caída

Está formada por los depósitos de regresión forzada que se acumulan después del comienzo de una caída relativa del nivel de mar y antes del inicio de la siguiente subida relativa del nivel del mar. La FSST descansa sobre el borde de secuencia y esta sobreyacida por los sedimentos del Lowstand System Tract. El sistema de apilamiento de estratos es progradacional (Figura 2.36).

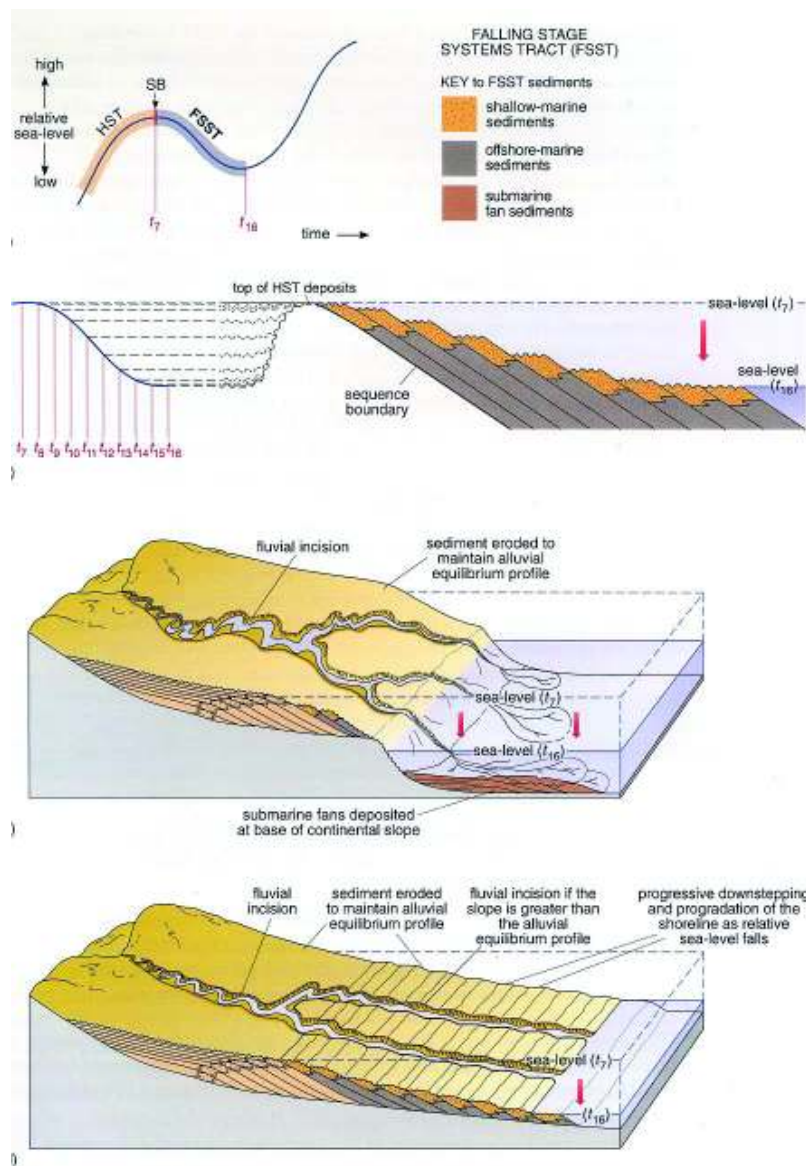


Figura 2.36. Esquema en el tiempo de un FSST. Tomado de Coe et al., (2003).

Lowstand System Tract (LST) o cortejo de mar bajo

Incluye los depósitos que se acumularon después del comienzo de la subida relativa del nivel del mar después de una regresión normal. Generalmente los sedimentos del LST llenan los valles incisos que fueron cortados durante las regresiones forzadas. Tiene un sistema de apilamiento de estratos agradacionales y progradacionales (Figura 2.37).

Superficie transgresiva (TS): Es el marcador más importante de una superficie de inundación marina en una secuencia; la superficie transgresiva descansa sobre el Lowstand System Tract (LST) y debajo del Transgressive System Tract (TST) (Figura 2.38).

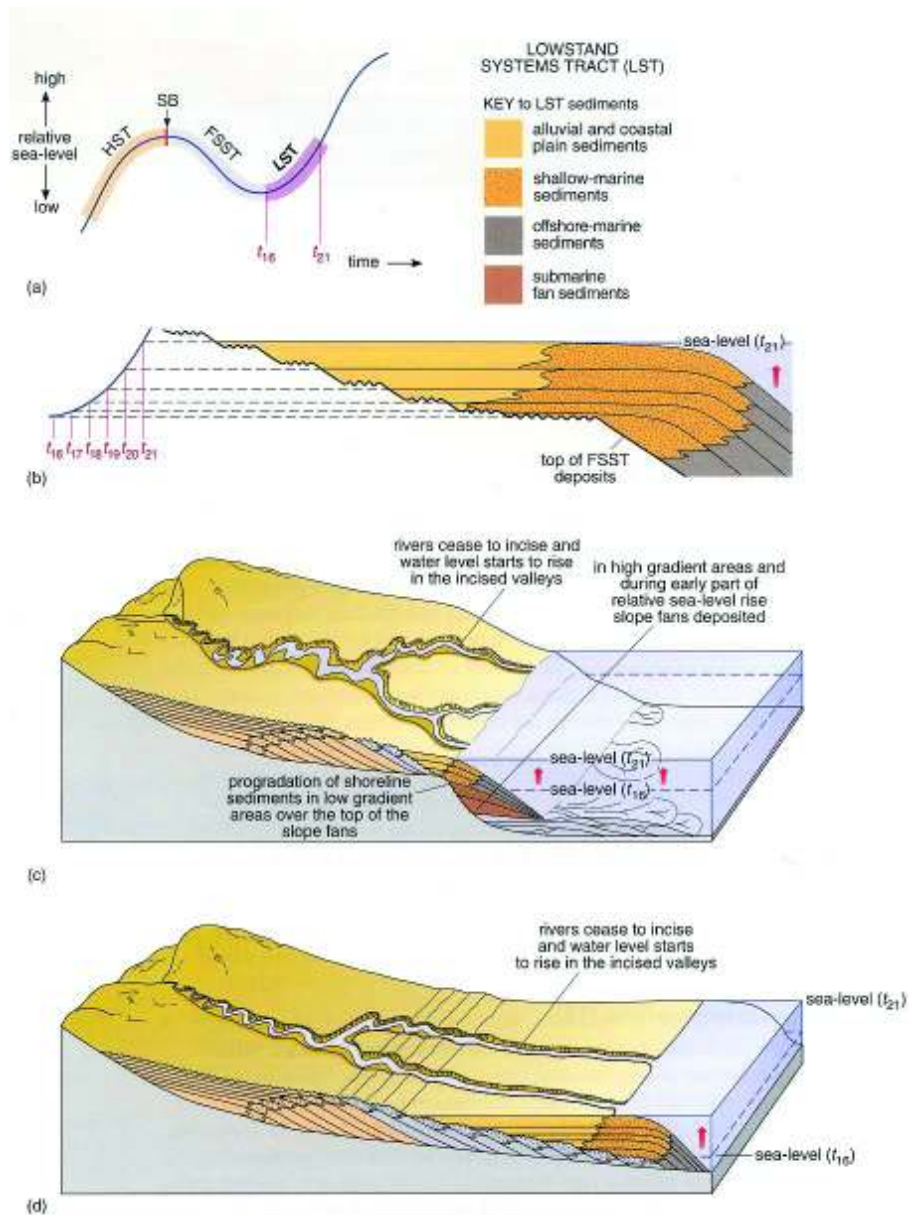


Figura 2.37. Esquema en el tiempo de un LST. Tomado de Coe et al., (2003).

Transgressive System Tract (TST) o cortejo transgresivo

Comprende los depósitos que se acumularon desde el comienzo de la transgresión hasta el momento de máxima transgresión de la costa. La TST yace directamente sobre la superficie transgresiva y es sobreyacida por la superficie máxima de inundación. El sistema de apilamiento de estratos es retrogradacional (Figura 2.38).

Máxima superficie de inundación (mfs): En la sísmica es común expresarla como una superficie de downlap; marca la superficie límite entre ciclos crecientes de granos gruesos y finos, también marca el tiempo de máxima inundación o transgresión y descansa debajo del Highstand System Tract.

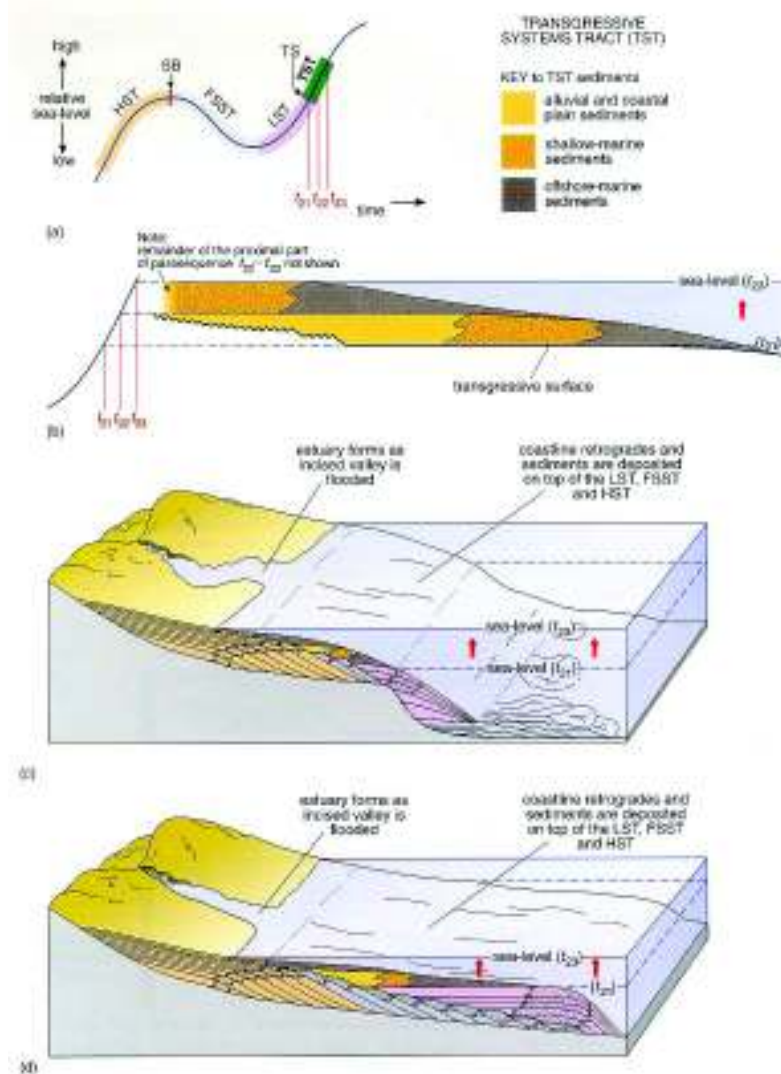


Figura 2.38. Esquema en el tiempo de un TST. Tomado de Coe et al., (2003).

Highstand System Tract (HST) o cortejo de mar alto

El HST incluye los depósitos progradacionales que se forman cuando la tasa de acumulación excede la tasa de acomodación durante las etapas de subida relativa del nivel del mar. El HST descansa directamente sobre la mfs formada cuando los sedimentos marinos alcanzan su posición más cercana a tierra. El sistema de apilamiento de estratos es agradacional y progradacional (Figura 2.39).

Borde de secuencia (SB): Delimita la secuencia que se extiende bajo una conformidad correlativa (superficie basal de una regresión forzada). Esta superficie marca el límite entre un Highstand System Tract (HST) y un Falling Stage System Tract (FSST) (Figura 2.38).

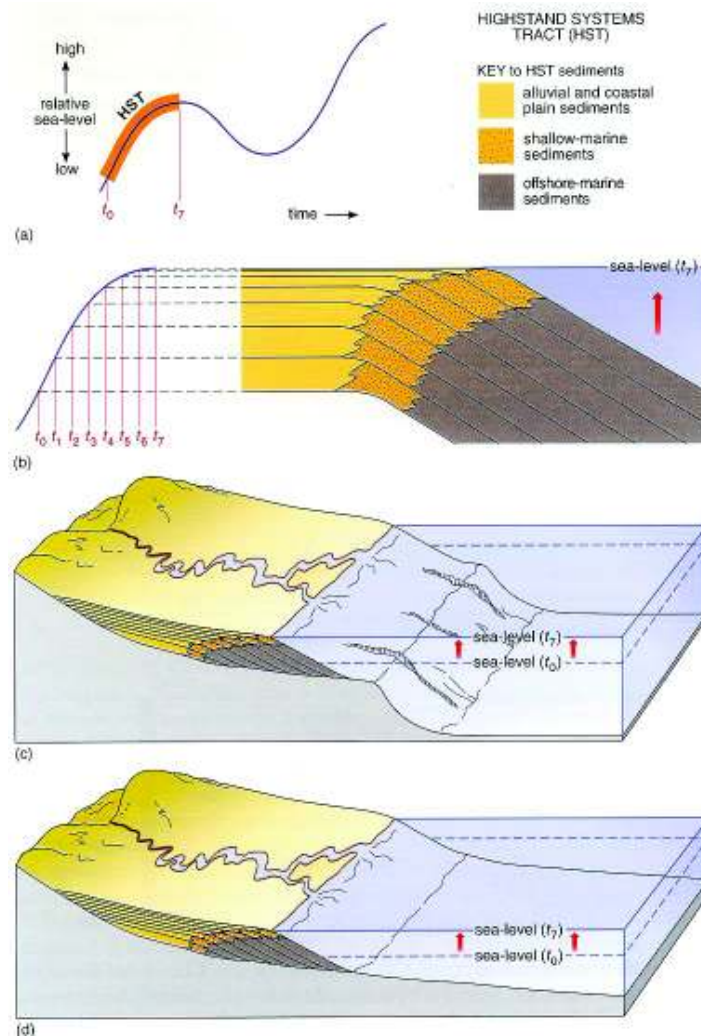


Figura 2.39. Esquema en el tiempo de un HST. Tomado de Coe et al., (2003).

CAPÍTULO III

3. MARCO GEOLÓGICO

3.1 MARCO GEODINÁMICO

El Ecuador está situado al NW de América del Sur, al norte de la deflexión de Huancabamba en un límite convergente de placas. El margen continental ecuatoriano se caracteriza por la subducción oblicua de la placa Nazca bajo la placa Sudamericana, con una velocidad de 58 mm/año (Trenkamp et al., 2002); la interacción de estas dos placas ha dado origen a fenómenos sísmicos y volcánicos, así como la formación del bloque Nor-Andino, resultado de los esfuerzos compresivos.

El Ecuador comprende tres regiones morfoestructurales bien diferenciadas: en el oeste la planicie costera (antearco), en el centro la región andina (arco volcánico) y en el este el oriente (trasarco); estas tres regiones responden a una típica zona de subducción (Figura 3.1).

El bloque Nor-Andino refleja morfológicamente las dos cordilleras subparalelas que forman la sierra ecuatoriana con dirección NNE, estas cordilleras se encuentran separadas por el valle interandino al norte y por las cuencas intramontañosas al sur.

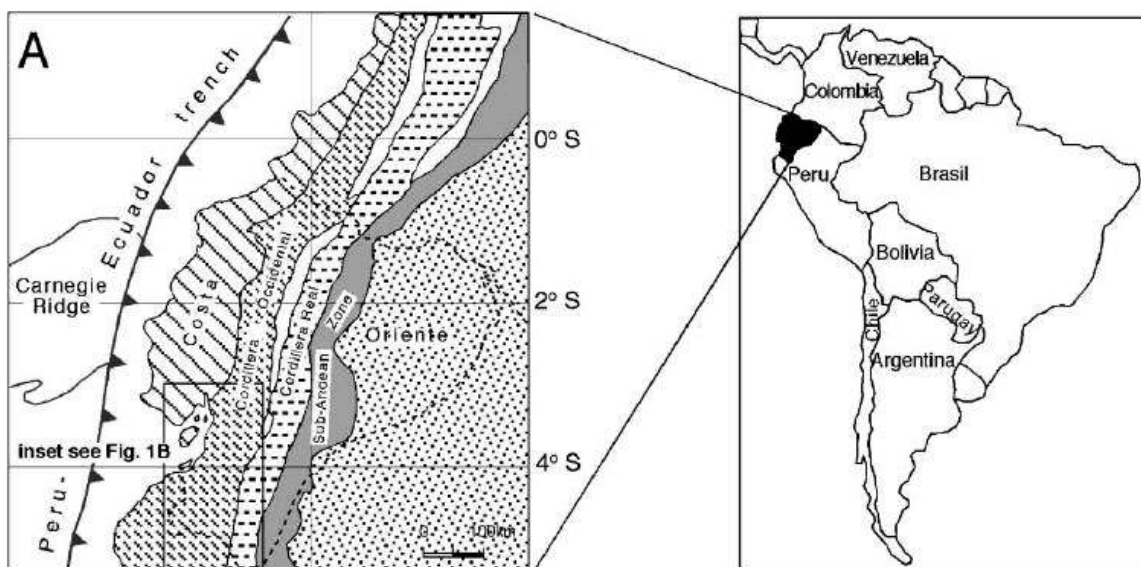


Figura 3.1. División morfoestructónica del Ecuador.

Tomado de Hungerbühler et al., (2002).

La región Costa está compuesta por terrenos alóctonos de basamento oceánico que acrecieron durante el Cretácico Tardío al Cenozoico Temprano (Jaillard et al., 1995), sobre esta región se ha desarrollado varias cuencas de antearco con depósitos sedimentarios Paleógenos, Neógenos y Cuaternarios.

La región Andina, comprende dos cordilleras, la Cordillera Real y la Cordillera Occidental separadas por el Valle Interandino.

La Cordillera Occidental consiste en bloques oceánicos alóctonos acrecionados a la placa sudamericana durante el Cretácico Tardío al Eoceno; está compuesta por rocas volcánicas e intrusivas, máficas a intermedias, yuxtapuestas por medio de fallas regionales con depósitos turbidíticos, del Cretácico Tardío al Oligoceno (Vallejo et al., 2009).

La Cordillera Real está formada por rocas metamórficas del Paleozoico y Mesozoico, separadas por grandes fallas regionales (Litherland and Aspden 1992).

El Valle Interandino se ubica entre las dos cadenas montañosas y se compone de una potente secuencia de depósitos volcánicos, principalmente Pliocénicos-Pleistocénicos (Winkler et al., 2005).

La región Oriente incluye la cuenca Oriente y la zona Subandina que se desarrolla sobre la placa Sudamericana y se ha formado como respuesta al levantamiento de la Cordillera Real.

La cuenca Oriente está constituida por sedimentos marinos, marino-someros y facies continentales del Cenozoico. La zona Subandina comprende el levantamiento Napo hacia el norte y el levantamiento Cutucú al sur (Figura 3.2).

3.2 GEOLOGÍA REGIONAL

El basamento de la región Costa se considera un terreno alóctono, el cual es de origen oceánico y se acrecionó al margen continental sudamericano durante el Cretácico Tardío-Cenozoico Temprano; esta corteza oceánica que continúa hacia el E constituye la base de la corteza de los Andes del Ecuador. La cuenca antearco se desarrolla sobre el terreno antes mencionado, con potentes secuencias sedimentarias de origen marino-continental.

Esta cuenca antearco está subdividida en cuencas neógenas menores que se formaron a partir del levantamiento generalizado de la cordillera costera; están separadas por fallas ortogonales a la zona de subducción que se activaron desde el Oligoceno (Pedoja et al., 2006). Las cuencas menores son: cuenca de Borbón al norte, cuenca de Manabí en el centro y cuenca el Progreso en el sur (Figura 3.2).

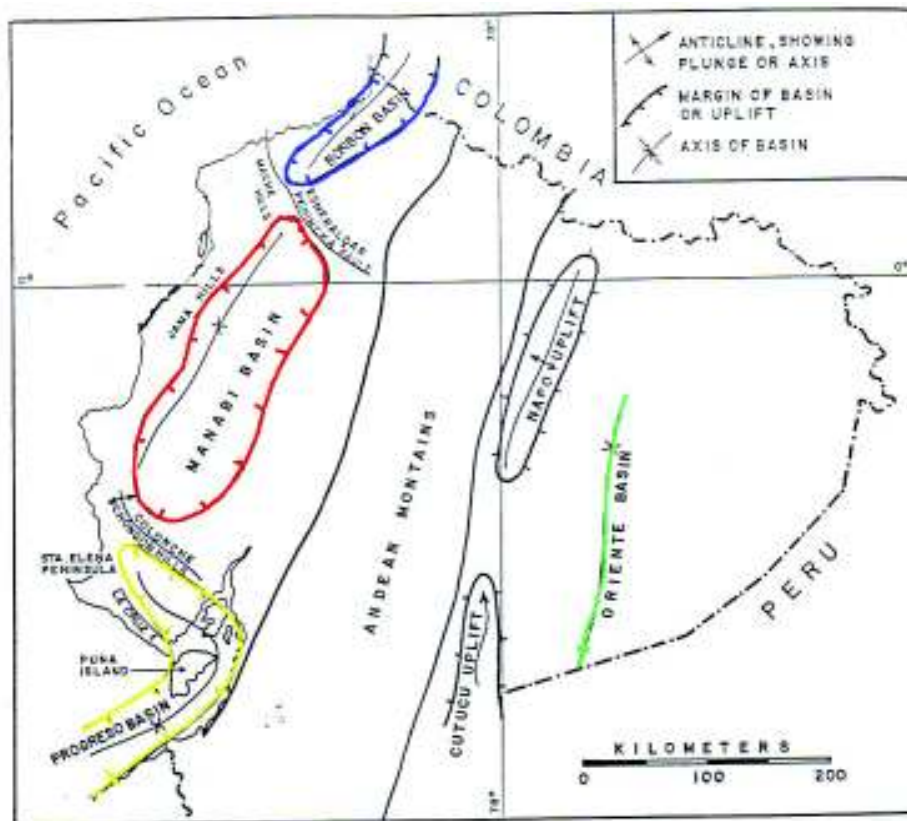


Figura 3.2. Cuencas y fallas de la región Costa. Tomado de Carranco (2014).

La falla Chongón-Colonche separa la cuenca de Manabí de la cuenca El Progreso; al norte de esta falla los depósitos de edad Eoceno Medio-Superior sobreyacen inconforme a los depósitos del Cretácico Inferior-Paleoceno Inferior. Al sur de la falla se desarrolla la cuenca Neógena subsidente de El Progreso (Jaillard et al., 1995). La falla de Esmeraldas separa la cuenca de Manabí de la cuenca de Borbón (Figura 3.2). El relleno de estas cuencas sedimentarias comienza en el Oligoceno Superior y continúan hasta el Plioceno, con una evolución sedimentaria muy similar entre ellas (Reynaud et al., 1999).

Finalmente, durante el Cuaternario se produjo un levantamiento que originó la formación de terrazas marinas (Fm. Tablazo), atribuidas al Pleistoceno (Luzieux et al., 2006 y Pedoja et al., 2006).

3.3 ESTRATIGRAFÍA

3.3.1 Formaciones del Cretácico al Paleógeno

3.3.1.1 Formación Piñón

La localidad tipo proviene del Río Piñón el cual cruza aproximadamente 3km de afloramiento esta formación constituye el basamento de la costa ecuatoriana, los afloramientos más extensos ocurren en la cordillera de Chongón-Colonche (Bristow y Hoffstetter, 1977) .

Está compuesto por un complejo ígneo basáltico de pillow lavas, flujos masivos de lava, gabros, microgabros y werlitas (Luzieux et al., 2006).

Los análisis geoquímicos lo describen como un plateau oceánico. Se le atribuye una edad Turoniano Tardío-Coniciano.

3.3.1.2 Formación Cayo

La localidad tipo de la Fm. Cayo se encuentra en la orilla S de la Bahía de Cayo (Bristow y Hoffstetter, 1977).

Consiste en 2000 m de series turbidíficas de lutitas, grauvacas y conglomerados, pizarras arenosas y tobáceas muy silicificadas, brechas volcánicas y areniscas tobáceas.

Se interpreta como el producto de la erosión de un arco de isla (Benítez, 1995). Se ha asignado un ambiente batial a abisal, se trata de una cuenca oceánica localizada al pie de un relieve volcánico en curso de erosión (Ordóñez, 2006).

Descansa en conformidad sobre la Fm. Calentura (compuesta por arcillas, calizas negras y turbiditas en un ambiente pelágico anaeróbico, la misma que está en conformidad sobre la Fm. Piñón). Presenta abundante fauna de radiolarios y foraminíferos que revelan una edad Santoniano Superior al Maastrichtiano (Bristow y Hoffstetter, 1977).

3.3.1.3 Formación Cerro

La localidad tipo es el pueblo de Cerro de Hojas al W de Portoviejo (Bristow y Hoffstetter 1977). Está conformada en su base por areniscas y microbrechas con cemento calcáreo, sobre las que se encuentran lutitas tobáceas silíceas y laminadas, que meteorizan en colores verdes a rojizos, y hacia el tope margas, tobas finas y lutitas silíceas (Benítez, 1995).

Se interpreta como un ambiente marino de plataforma central a externa, pero con una notable contaminación volcánica (Ordóñez, 2006).

La Fm. Cerro subyace a la Fm. San Mateo y descansa en discordancia angular sobre la Fm. Cayo. Posee una variada microfauna que ha ayudado a establecer una edad de Eoceno Medio (Ordóñez, 2006).

3.3.1.4 Formación San Mateo

La localidad tipo es el pueblo de San Mateo a 10 km W de Manta (Bristow y Hoffstetter 1977). Se compone de turbiditas, conglomerados, limolitas y secuencias de lutitas (Luzieux et al., 2006). Representa un ambiente marino somero (Ordóñez, 2006).

Descansa sobre las Formaciones Piñón, Cerro o San Eduardo (calizas de tipo turbidítico desde calcarenitas hasta calciruditas de edad Paleoceno Tardío- Eoceno Temprano; depositada en un ambiente marino de plataforma continental) con una potencia de 800m (Bristow y Hoffstetter 1977).

Según Stainforth (1948) los radiolarios y foraminíferos encontrados en las lutitas tobáceas indican una edad del Eoceno Superior.

3.3.1.5 Formación Playa Rica

Su localidad tipo es una aldea sobre el Río Santiago al E de la provincia de Esmeraldas.

Compuesta en la base de la Formación por un conglomerado grueso con líticos de los volcánicos cretácicos y calizas de la Formación Santiago; la mayor parte de la Formación consiste en lutitas grises o negras, laminadas, foraminíferas en capas delgadas.

Debido a la abundante y variada asociación microfosilífera se determina un ambiente marino de plataforma externa a talud superior, de aguas cálidas (Stainforth, 1948).

Descansa en discordancia sobre la Fm. Santiago (que aflora en la cuenca de Borbón, compuesta de areniscas, calizas y lutitas pizarrosas, presenta una edad de Eoceno Medio a Superior, y un ambiente marino de plataforma continental) o concordante sobre la Fm. Zapallo; su espesor máximo es de 800m (Bristow y Hoffstetter, 1977). Stainforth (1948) sugiere que fue depositada en el Oligoceno Temprano en base a radiolarios encontrados en dicha Formación.

3.3.1.6 Formación Zapallo

La localidad tipo se localiza en el río Zapallo Grande, la Fm. Zapallo aflora en la cuenca de Esmeraldas, 9 km SE de Telembí (Sigal, 1969).

Compuesta principalmente de lutitas y arcillolitas ambas algo calcáreas. Depositadas en un ambiente marino de plataforma externa a talud superior, de aguas cálidas.

Se correlaciona bioestratigráficamente con la Fm. San Mateo, presenta una edad Eoceno Medio a Superior. (Ordóñez, 2006).

3.3.2 Formaciones Neógenas

3.3.2.1 Formación Subibaja

La localidad tipo se ubica en el pueblo de Sube y Baja, 65 km al W de Guayaquil.

Se divide en dos Miembros, el Miembro inferior se compone por limolitas gris oscuro con abundantes foraminíferos con cambio a fases arcillosas y arenosas, lutitas masivas, calizas y arenas de grano fino. El Miembro principal se compone de limolitas color gris verdoso con

facies arcillosas y arenosas, arenisca fina con estratificación cruzada en la base (Bristow y Hoffstetter 1977).

Tiene una potencia aproximada de 550 m. Los foraminíferos indican un ambiente marino de poca profundidad y una edad del Mioceno Inferior (Duque, 2000).

3.3.2.2 Formación Angostura

La localidad tipo fue definida en el Río Santiago de la provincia de Esmeraldas, en una pequeña cueva alterada producto de la erosión del río, ubicada cerca del pueblo de Angostura. Se compone de areniscas amarillentas oxidadas rojizas de grano fino a grueso con espesores entre 40 y 250 m, a menudo con estratificación cruzada; conglomerados volcánicos; sedimentos arenosos y limosos. Descansa en contacto discordante sobre la Fm. Tosagua (Bristow y Hoffstetter 1977).

La microfauna determina un ambiente marino de plataforma interna mar abierto. Los foraminíferos encontrados sugieren una edad de Mioceno Tardío (Jiménez et al., 2007).

3.3.2.3 Formación Ónzole

La localidad tipo está ubicada en el Río Ónzole, afluente izquierdo del río Cayapas, al E de la provincia de Esmeraldas.

La Fm. Ónzole está dividida en los Miembros inferior y superior, separados por las facies Súa o Choconchá. Consiste en arcillolitas gris azuladas tobáceas, lutitas, limolitas gris oscuras; presenta microfósiles de foraminíferos, radiolarios, diatomeas y abundantes escamas de peces (Ordóñez, 2006).

La Fm. Ónzole descansa concordante y con contacto transicional sobre la Fm. Angostura (Bristow y Hoffstetter, 1977).

El Miembro Ónzole Inferior tiene un ambiente de plataforma continental y una edad de Mioceno Tardío, mientras que el Miembro Ónzole Superior tiene un ambiente de plataforma externalidad continental y edad Plioceno Temprano (Ordóñez, 2006).

3.3.2.4 Formación Borbón

La localidad tipo se ubica en el pueblo de Borbón, en el curso inferior del río Santiago (Olsson, 1964).

Se trata de areniscas de color gris azulado de grano medio a grueso en bancos compactos con abundantes fósiles, intercalaciones con toba volcánica gris y lentes de conglomerados. Corresponde a facies albuferal o marina según los moluscos. Descansa en discordancia sobre la formación Ónzole. (Bristow y Hoffstetter, 1977).

Se asigna una edad de Plioceno-Pleistoceno Temprano, por posición estratigráfica (Ordóñez, 2006).

3.3.2.5 Formación Jama

La localidad tipo se ubica al S de la Bahía de Jama, donde se extiende desde el N del río Jama hasta el S de Cabo Pasado (Duque, 2000).

Está formada por areniscas y arenas con contenido fósil variable, generalmente con estratificación cruzada. El Miembro superior tiene lentes de conglomerados y cantos de rocas ígneas y tobas. Descansa en discordancia angular sobre la Fm. Borbón. (Duque, 2000).

Según Cantalamessa, et al. (2005), el ambiente de depositación es litoral marino.

Se han identificado 92 especies de moluscos que junto con la posición estratigráfica señalan una edad del Plioceno inferior (Duque, 2000).

Cantalamessa et al. (2005), definieron tres Miembros para la Fm. Jama; el Miembro marino Punta Pasa Borracho, el Miembro fluvial-marino Punta Ballena y el Miembro fluvial El Matal; sin embargo, en dicho estudio se enfocan únicamente en el Miembro medio Punta Ballena, la datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ indica una edad de 1.16+-0.06 Ma, Pleistoceno Inferior.

3.3.2.6 Formación Tablazo

Su nombre proviene de las terrazas marinas del Perú, usado por extensión en el Ecuador (Tschopp, 1948).

Está conformada por coquinas y areniscas calcáreas, localmente conglomeráticas. Presenta un ambiente marino somero. La Fm. Tablazo se encuentra en discordancia sobre las rocas cretácico-paleógenas de la Península de Santa Elena. Su potencia varía entre 50 y 100m. La

microfauna es muy escasa. Se han descrito nanofósiles calcáreos que atribuyen una edad Plioceno Tardío-Pleistoceno (Ordóñez, 2006).

3.4 NEOTECTÓNICA

La zona costera del Ecuador está afectada por grandes sistemas de fallas, que han controlado la depositación de sedimentos y morfología. Dichos sistemas provocan el levantamiento de la Cordillera Costera, y cortan a la cuenca de Manabí en bloques subrectangulares, que tienen un movimiento de rotación dextral.

Es sus estudios (Reyes, 2008) discrimina dentro de la cordillera costera seis bloques (Portoviejo, Chongón-Colonche, Jipijapa, Bahía-Jama, Mache-Rioverde y Manta) cada uno con un comportamiento y evolución propias; siendo el más antiguo la parte central del Ecuador (bloque Portoviejo), posteriormente sigue hacia el sur (bloques Chongón-Colonche y Jipijapa); terminando la evolución con el levantamiento en la parte norte de la cordillera costera (bloques Bahía-Jama, Mache-Rioverde y Manta). Se han identificado dos grandes sistemas de fallas, ambos sistemas con orientación NE-SW (sistema de Jipijapa y sistema de Jama) (Hernández, 2012). El sistema de fallas de Jama es uno de los más relevantes en la cordillera costera debido a sus dimensiones y actividad en la cuenca de Manta.

La falla de Jama forma parte del sistema de fallas de Jama, siendo esta la más relevante al separar el basamento Cretácico al NW, de las Formaciones Miocénicas al SE. Esta falla presenta una dirección NE-SW; es una falla normal dextral generada durante el relleno sedimentario de la cuenca de Manabí; actualmente eleva el basamento Cretácico (Formación Piñón) y genera la zona montañosa de Jama (Reyes, 2013). La actividad del sistema de Jama es responsable de controlar el levantamiento reciente de la cordillera costera en el segmento norte, con diferencias de velocidades de orden 1,5:1 entre los bloques Mache-Rioverde y Bahía-Jama; mientras que en la parte central la interacción entre el sistema de Jama con el sistema Jipijapa controlarían principalmente el levantamiento de la península Manta e isla de La Plata a finales del cuaternario (Reyes, 2008).

En el mapa Geológico Nacional del Ecuador (1993), escala 1:1000000, (Figura 3.3), en el cual se muestra el sistema de fallas de Jama; se observa una falla con dirección NE-SW la cual estaría controlando el levantamiento del basamento Piñón en la zona de Jama.

Al E de la falla se encuentra la Fm. Tosagua con sus Miembros Dos Bocas y Villingota; y al N están las Formaciones Angostura y Ónzole; en el contacto W de la falla se encuentran las Formaciones Piñón, Cayo y Zapallo. La actividad más reciente de la falla sería posterior a la depositación de la Fm. Ónzole, puesto que dicha Formación se encuentra interrumpida por la falla; según interpretaciones realizadas por Hernández (2012) en base al mapa antes mencionado.

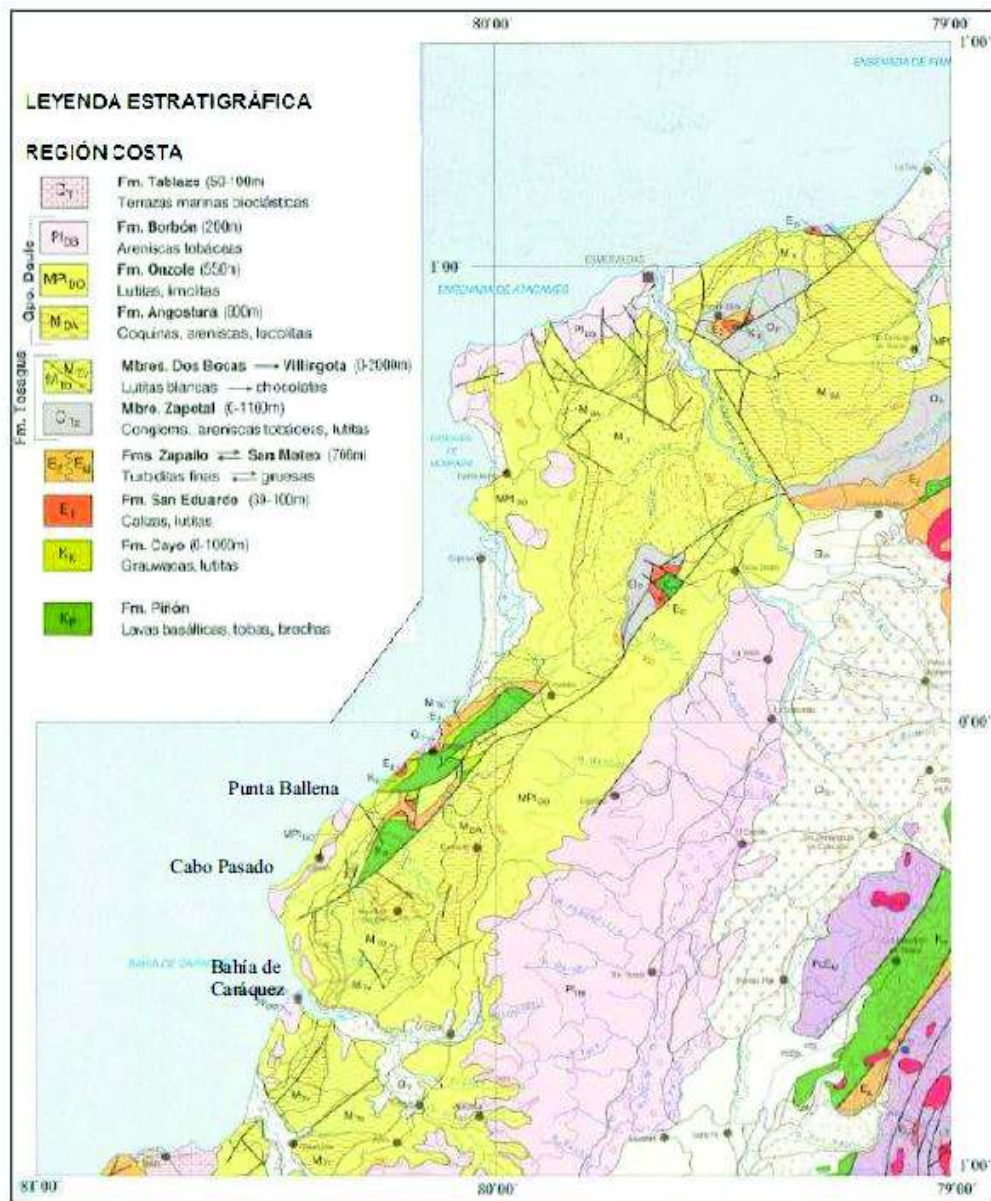


Figura 3.3. Sistema de fallas de Jama en el Mapa Geológico Nacional (1993), escala 1.000 000.

CAPÍTULO IV

4. DESCRIPCIÓN Y RESULTADOS

Para la presente investigación se separó al área de estudio en 4 zonas con el fin de facilitar la descripción. El detalle de cada zona se realiza en base a los datos levantados en las campañas de campo y las muestras tratadas en los laboratorios. Para cada una de las zonas se presenta una columna estratigráfica. Ver detalle de ubicación en la (Figura 5.6). A continuación, se presenta la leyenda utilizada para todas las columnas estratigráficas (Figura 4.1).

Leyenda





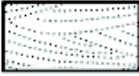



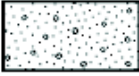





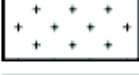






	Arena		Foraminíferos bentónicos
	Arenisca laminada		Foraminíferos planctónicos
	Arena con estratificación cruzada		Gasterópodos
	Limo		Bivalvos
	Conglomerado		Pectínidos
	Mudstone		Hexactinélidas (esponjas)
	Ceniza		Equínidos
	Rocas ígneas		Restos fósiles fragmentados
	Arcillolitas		Laminación cruzada
			Fracturas rellenas
			Nódulos de carbonato
			Bioturbación

Figura 4.1. Leyenda de las columnas estratigráficas.

4.1 ZONA DE LA HACIENDA LA SABITA

En la zona aflora una sucesión de limos gruesos algo arenosos de diferentes colores y contenidos de microfósiles que afloran en la playa de la hacienda La Sabita hacia Cabo Pasado (Figura 4.2 y 4.3). Toda esta zona se encuentra muy deformada y con una disposición caótica de los depósitos por lo que los contactos entre los diferentes tramos son inferidos.

- La base de la columna es un limo grueso verde claro con gran cantidad de materia orgánica, carbón y restos de madera muy visibles; cuarzo en alto grado y líticos subredondeados en menor cantidad. El afloramiento es una masa caótica de 3 metros de espesor aproximadamente, tiene bajo contenido de microfósiles, esponjas (hexáctinelidas). Se observa bien en la playa de la hacienda La Sabita (UTM: 17M 0561798/9961749).
- Por encima aflora un limo grueso silíceo de color beige, se compone en su totalidad de cuarzo aglutinado con poca cantidad de arcillas y sin contenido fósil, posee una potencia aproximada de 2 metros. El afloramiento estudiado se observa en el punto (UTM: 17M 0561807/9961760),
- En contacto superior con el limo beige, aparece un limo de color kaki oscuro, se compone de gran cantidad de arcillas, restos de materia orgánica, cuarzo, presenta un poco de vidrio y minerales máficos. Tiene una potencia aproximada de 2 metros; existe un contenido de microfósiles muy bajo de esponjas (hexáctinelidas).
- El techo de la columna posee un limo kaki verdoso sin contenido fósil (Figura 4.2). Se compone principalmente de arcillas, y en menor cantidad de cuarzo, biotita, materia orgánica y escasos restos líticos, presenta aproximadamente 2 metros de potencia. El afloramiento se observa en el acantilado entre Punta Pasa Borracho y Punta Cabuya (UTM: 17M 0571886/9976114).



Figura 4.2. Limo kaki verdoso.

ESPESOR (metros)	LITOLOGIA	ESTR. SEDIM.	TEXTURAS carbonato turba arcilla limo arena fina arena media arena gruesa grava fina grava gruesa VARIOS	FÓSILES	LOCALIZACIÓN Playa de la Hacienda La Sabita	
					AUTOR Grace Gaibor	HOJA 1
					MUESTRAS	OBSERVACIONES
15					123	Limo kaki arcilloso caótico
					103A	Limo kaki cuarzoso con arcillas
					103B	Limo grueso beige homogéneo
0					102	Limo verde cuarzoso con alto contenido de materia orgánica
					104	Formación Onzole

Figura 4.3. Columna estratigráfica (C1) de la secuencia limosa en la playa de la hacienda La Sabita en Cabo Pasado.

Basamento

A lo largo de esta línea de costa aflora la Formación Ónzole, en contacto de discordancia angular con la base de la secuencia limosa de la Fm. Jama (Figura 4.4). En esta zona la Fm. Ónzole se compone de arenas arcillosas de color azulado con abundantes restos fósiles de bivalvos, gasterópodos y materia orgánica incluidos restos leñosos.



Figura 4.4. *Discordancia angular entre los limos de la Fm. Jama (acantilado costero) y la Fm. Ónzole (pie de acantilado).*

4.2 LÍNEA DE LA CARRETERA JAMA-CANOA

La secuencia comprende principalmente limos arenosos con gran cantidad de macro y micro fósiles (Figura 4.11). Las unidades se han descrito en afloramientos de la carretera y los contactos entre las diferentes unidades no siempre afloran.

- La base de la columna (Figura 4.11) está formada por un limo arenoso kaki poco consolidado. Se compone de cuarzo, bajo contenido de materia orgánica, arcillas y líticos angulosos a subangulosos. El afloramiento tiene un espesor de 7 metros aproximadamente. Hay restos de conchas, bivalvos y foraminíferos, el contenido microfósil es extremadamente alto (esponjas, gasterópodos, foraminíferos planctónicos y bentónicos). Aflora cerca de la vía de entrada a Cabo Pasado (UTM: 17M 0565568/9958271) (Figura 4.5).



Figura 4.5. Base de la columna estratigráfica de la Fm. Jama, carretera entre Jama y Canoa.

- La siguiente unidad que constituye la columna es un limo arenoso kaki claro; se compone principalmente de cuarzo subredondeado, y en menor cantidad arcillas, alto contenido de materia orgánica y líticos redondeados de origen ígneo y sedimentario, el limo es carbonatado. El afloramiento presenta estratificación inclinada con un buzamiento de 21°SE , tiene una potencia aproximada de 6 metros; hay numerosos restos de conchas, equinoideos, ostras y sus moldes, el contenido microfósil es bajo (esponjas hexáctinelidas y foraminíferos). El limo está en contacto en su base con arena gris cuarzosa (Figura 4.6). Aflora unos kilómetros al norte de la entrada al Moyuyal (UTM: 17M 0568784/9960061) en la carretera entre Jama y Canoa.

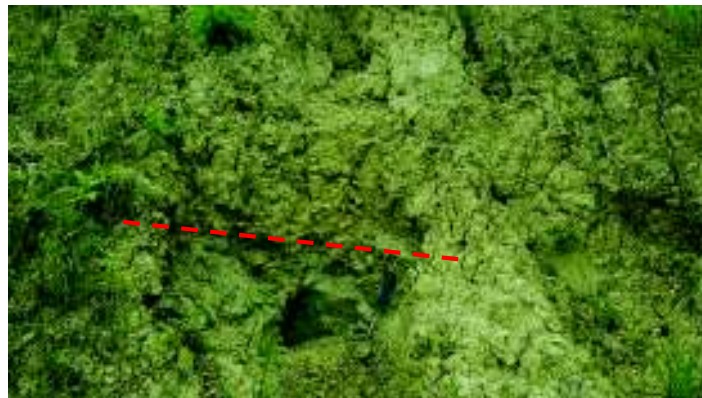


Figura 4.6. Contacto entre el limo grueso y la arena cuarzosa, carretera entre Jama y Canoa.

Para el estudio microscópico de estas muestras se elaboró 1 lámina delgada.

El análisis microscópico muestra un lodo arenoso con una microtextura pelítica, grado de compactación muy bajo, alta porosidad primaria. La muestra se compone por arcillas (43%), cuarzo en tamaño arena fina (20%), minerales opacos (7%), y matriz micrítica (30%); la roca se clasifica como una lutita calcárea. (Figura 4.7).

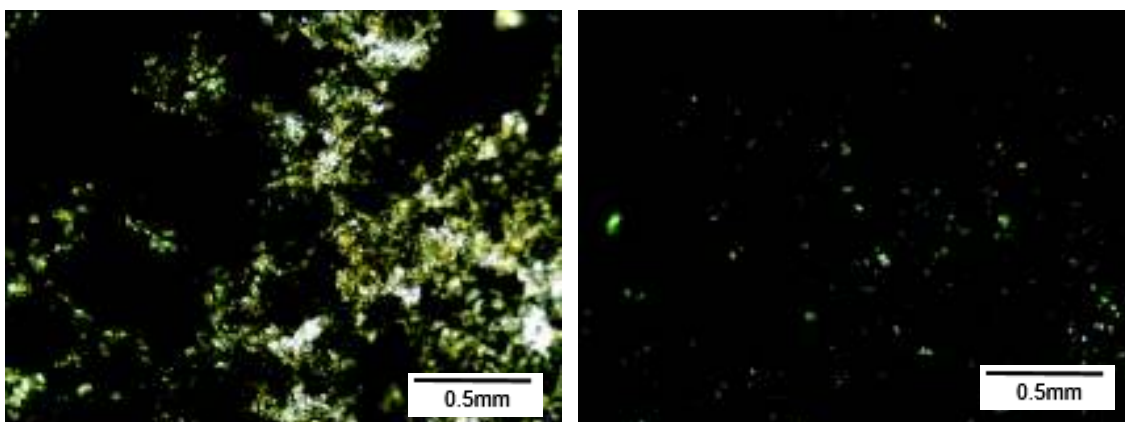


Figura 4.7. Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x), de una lutita calcárea la Formación Jama. Muestra (094).

- Las unidades limo arenosas continúan aflorando con estatificación subhorizontal, este afloramiento contiene un pequeño graben que afecta a las capas inferiores y una falla normal (Figura 4.8); con una potencia aproximada de 8 metros (ver orientaciones de estructuras en apartado 5.3). Hay numerosos restos de conchas y sus moldes, el contenido microfósil es bajo (esponjas hexáctinelidas). Hacia el techo del afloramiento aparecen canales depositados en discordancia erosiva sobre las facies afectadas por las fallas. Afloran en el punto (UTM: 17M 0569046/9960617) en la carretera entre Jama y Canoa.



Figura 4.8. Graben y falla normal en afloramiento del corte de carretera entre Jama y Canoa.

- Por encima de las unidades limo arenosas aflora un canal conglomerático. Se compone de líticos subredondeados de composición principalmente ígnea y sedimentaria, mal sorteados que varían en tamaño desde grava hasta cantos de más de 10 cm, es clastosoportado y no presenta alteración; la matriz que sostiene los líticos es arena fina color gris claro con alto contenido de cuarzo, con una potencia aproximada de 2 metros. El canal está en contacto con un limo kaki de aproximadamente 8 metros de espesor, el limo está un poco consolidado. Se compone de gran cantidad de arcillas beige, y bajo contenido de cuarzo, materia orgánica y líticos (Figura 4.9). El canal aflora en el punto (UTM: 17M 0571456/9962589) de la carretera Jama-Canoa.



Figura 4.9. Canales fluviales en el corte de la carretera Jama-Canoa.

- En el techo de la columna aparecen unidades similares a las anteriores, pero con capas de mudstone kaki claro sin consolidar, con estratificación e inclinación de los estratos de N 245° / 32°-34° SW. Las unidades carbonatadas micríticas, contienen cantidad muy baja de materia orgánica y alternancias con niveles arenosos y conglomeráticos (Figura 4.10). El espesor de los afloramientos es de aproximadamente 9 metros. El mudstone está intercalado con areniscas de grano medio, color gris oscuro, compuesta principalmente por cuarzo y líticos ígneos subangulosos, con muy buen sorteo de granos. Tiene un espesor aproximado de 2 metros. Las unidades con mudstone afloran en la zona de La Badea en la carretera Jama-Canoa (UTM: 17M 057607/9963416 hasta 17M 0569764/9960598).

La deformación local de estas unidades se valora en el apartado de discusión 5.3.



Figura 4.10. Estratos inclinados de unidades arenosas y mudstone en el corte de carretera entre Jama y Canoa.

ESPESOR (metros)	LITOLOGIA	ESTR. SEDIM.	TEXTURAS carbonato turba arcilla limo arena fina arena media arena gruesa grava fina grava gruesa VARIOS	FÓSILES	LOCALIDAD Carretera Jama-Canoa	
					AUTOR Grace Galbor	HOJA 2
					MUESTRAS	OBSERVACIONES
35					105 107A	Arenas limosas claras y horizontes carbonatados. Basculadas localmente (Ver apto 5.3)
					107B	Canal conglomerático de matriz arenosa
25					94 95	Limo arenoso kaki cuarzoso con restos fósiles fragmentados y bajo contenido de microfósiles. Localmente con deformación por fallas normales y basculamiento (Ver apto 5.3)
					94A	Arena fina gris cuarzosa
					93	Limo arenoso kaki con muy alto contenido de microfósiles
0					90	Formación Borbón

Figura 4.11. Columna estratigráfica (C2) de la secuencia en la carretera Jama-Canoa.

Basamento

Al sur de la zona entre Canoa y la entrada a Cabo Pasado aflora la Formación Borbón (Figura 4.12), sin embargo, en la zona no se pudo determinar un contacto visible con la Formación Jama. En dicha área la Formación Borbón está compuesta de arenas cuarzosas masivas o con ligera estratificación discontinua. Presenta moldes de bivalvos y algunos fragmentos de pectínidos y ostreidos, junto con grandes nódulos carbonatados que la caracterizan.



Figura 4.12. Formación Borbón en la carretera entre Jama y Canoa.

4.3 LÍNEA DE COSTA ENTRE PUNTA PASA BORRACHO-EL MATAL

En el acantilado a lo largo de la línea de costa la Formación Jama se compone de limos a la base, y una secuencia potente de arena hacia el techo (secuencia C3. Figura 4.26). Debido a la gran altura del acantilado en ocasiones es difícil establecer la litología del techo de la columna para esta zona.

- En la base de la columna aparecen facies con canales, con una orientación similar a los canales que desembocan actualmente en esa zona. Los canales de la Fm. Jama se componen de conglomerado clastosoportado, con alta compactación, mal sorteado con líticos que varían desde el tamaño grava hasta cantos de 5 cm; los líticos están muy oxidados por lo que es difícil identificar su origen, la mayoría son clastos ígneos subangulares y fragmentados. La matriz del conglomerado es arena gruesa oxidada. La potencia de las facies es de 2 metros aproximadamente. Presentan estratificación

cruzada a subparalela (Figura 4.13). Las facies con canales afloran en la playa y desembocan en el mar (UTM: 17M 0572645/9976586), en este punto se observa el lecho del río actual.



Figura 4.13. Canal con estratificación subparalela y cauce de río actual.

- Asociados lateralmente con estos cauces y por encima afloran limos verdes masivos, que contienen alta cantidad de cuarzo, algo de arcillas, y menor contenido de materia orgánica, vidrio, minerales máficos, líticos subredondeados y clorita que origina los tonos verdes; existe un buen sorteo de granos; poseen restos de conchas. Presentan una potencia máxima de 1.5 metros. Lateralmente hacia el NE estas facies son más gruesas, arenosas hasta conglomeráticas con abundantes restos de gasterópodos y bivalvos, solo visibles en marea baja. Estos limos verdes son los más constantes de toda la columna y se observan ininterrumpidamente en la base del acantilado desde Punta Cabuya hasta Punta Ballena.
- Por encima se asientan facies de limos arenosos que varían de color entre kaki verdoso y rojo dependiendo el grado de oxidación en los afloramientos (Figura 4.14); se compone de arcilla, cuarzo y líticos subangulosos ígneos y sedimentarios, minerales máficos, materia orgánica, y vidrio. Los limos arenosos son carbonatados y presentan forma de lentes. Su potencia es de aproximadamente 1 m. Posee una estratificación

horizontal, alta cantidad de restos de conchas con poco contenido microfósil (esponjas hexáctinelidas silíceas).

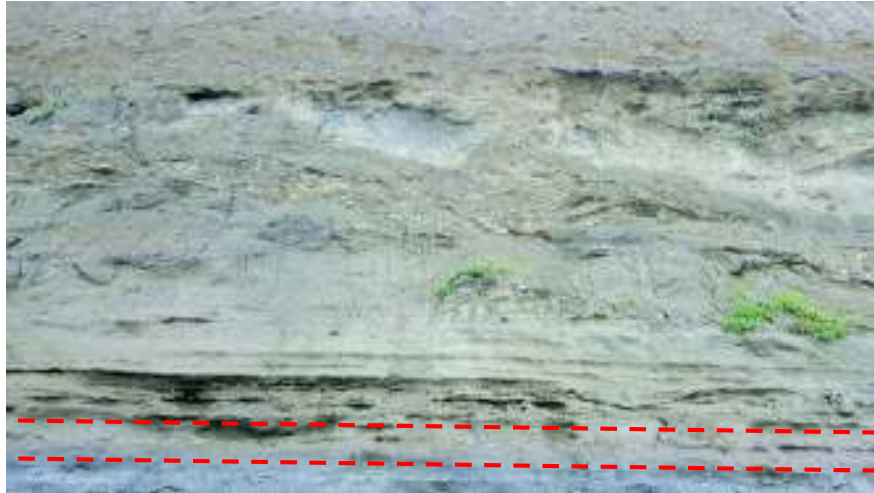


Figura 4.14. Contacto del limo arenoso en su techo con la arena fina y en su base con el limo verde.

- Siguiendo con la columna se superponen facies de arena fina de color kaki verdoso, que entran en contacto con los lentes del limo arenoso (Figura 4.14), o con el limo verde basal (Figura 4.15 y Figura 4.17c).



Figura 4.15. Contacto del limo verde con las arenas finas.

La arena es fina, sin arcillas y se compone casi en su totalidad de cuarzo con bajo contenido en materia orgánica, vidrio y líticos de origen ígneo, sedimentario y metamórfico; los granos son subangulares y tiene mal sorteo. La arena se encuentra estratificada horizontalmente. Tiene una potencia aproximada de 6 metros (Figura 4.16). Contiene alta cantidad de microfósiles de foraminíferos y esponjas. En ciertos afloramientos presenta una baja cantidad de restos de conchas.



Figura 4.16. Arena fina con estratificación horizontal.

Dentro de estas facies aparecen de forma discontinua estratos de arenisca muy consolidada debido a su cemento carbonatado, que abundan hacia el techo del acantilado a unos 20 metros de altura (Figura 4.17b), y están menos presentes hacia la base de la columna. Estos estratos tienen alrededor de 10 cm de espesor, y están compuestos arenisca gris claro amarillento, con laminación horizontal, líticos redondeados y un sorteo pobre de granos (Figura 4.17a).





Figura 4.17. a) Estrato horizontal de arenisca. b) Estratos horizontales de arenisca hacia el techo del acantilado. c) Contacto entre los estratos de arenisca, las facies de arena y limo verde.

Para el estudio microscópico de los horizontes de areniscas se elaboró 1 lámina delgada.

El análisis microscópico de la muestra, indica una microtextura clástica laminada, grado de compactación alto, porosidad primaria media. La muestra se compone de arcillas (5%), minerales opacos (5%), cuarzo (15%), minerales máficos (5%), líticos (20%), plagioclasas (10%), glauconita y otros minerales (5%), restos fósiles (5%) y carbonato (30%); la roca se clasifica como una arenisca carbonatada (Figura 4.18).

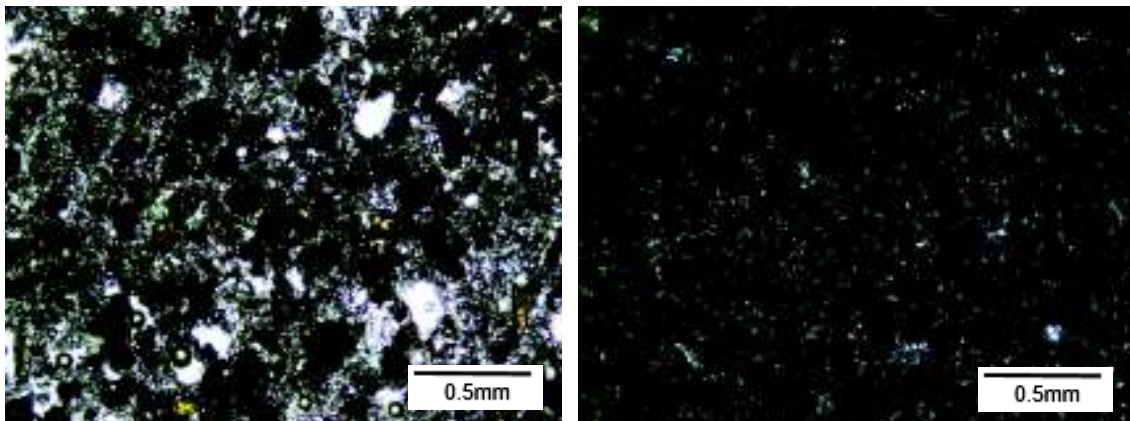


Figura 4.18. Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x), de una arenisca carbonatada de la Formación Jama. Muestra (111) A.

En estas facies inferiores, aparecen de forma discontinua y organizados en horizontes, nodulos carbonatados centimétricos o decimétricos. Su composicion es fango micrítico con un pequeño porcentaje de arcillas (Figura 4.19).



Figura 4.19. Nódulos de mudstone en el limo arenoso.

Para el estudio microscópico de los nódulos calcáreos se elaboró 1 lámina delgada. En Lámina delgada presenta una microtextura de mudstone, con bajo grado de compactación y porosidad primaria alta. La muestra se compone de agregados de alteración minerales (20%), minerales opacos (2%), cuarzo (3%), minerales cafés no identificados (1%), plagioclasa (1%) y carbonato que actúa como matriz (75%); la roca se clasifica como un mudstone (Figura 4.20).

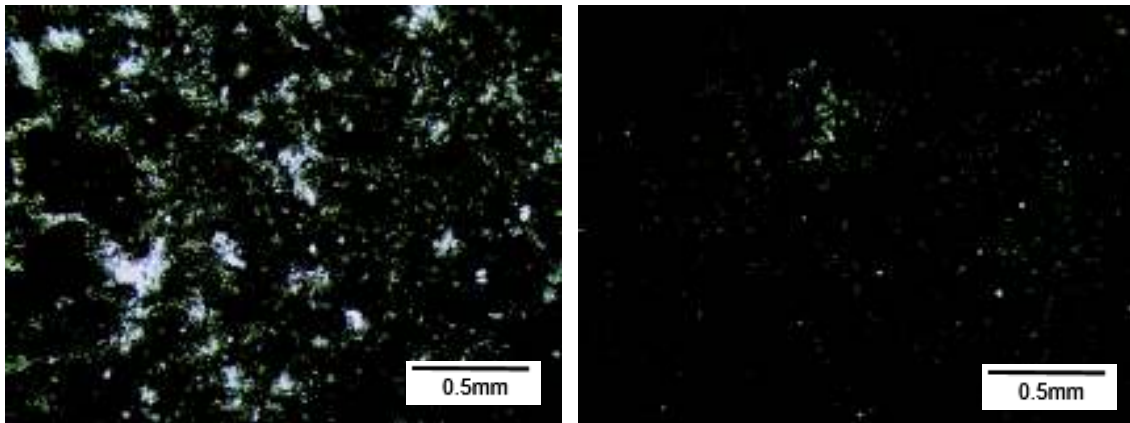


Figura 4.20. Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x), de nódulos de mudstone. Muestra (108) C.

- En algunas zonas las facies de arenas finas aparecen fuertemente diaclasadas, con finas precipitaciones de yeso y fracturas casi verticales NE-SW con un buzamiento de 66°SE (Figura 4.21). Aflora en la zona de Punta Ballena (UTM: 17M 0575010/9980996).



Figura 4.21. Facies de arenas finas fuertemente diaclasadas en la zona de Punta Ballena.

Para el estudio microscópico de estas facies diaclasadas se elaboró 1 lámina delgada. El análisis microscópico, indica una microtextura pelítica, con grado de compactación muy bajo y porosidad primaria alta. La muestra se compone de arcillas (35%), minerales opacos (5%), cuarzo (35%), plagioclasa (15%), líticos (11%); la roca se clasifica como una arena (Figura 4.22).

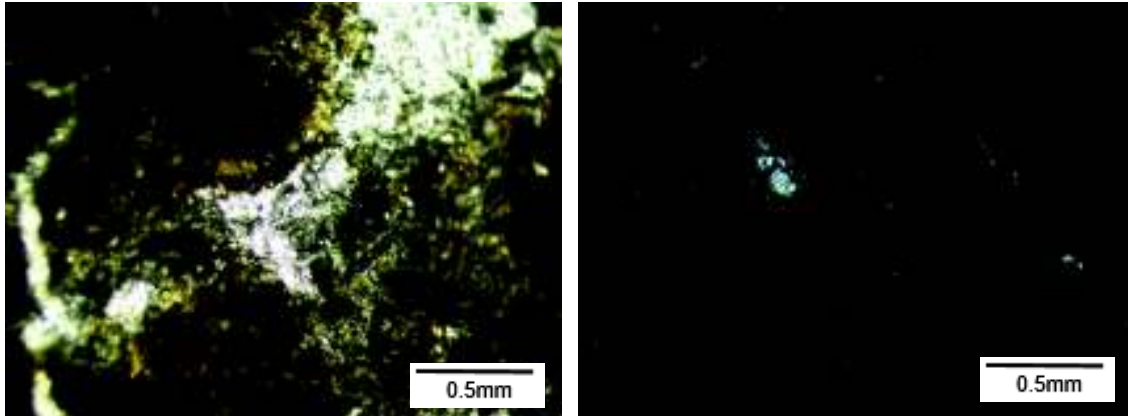


Figura 4.22. Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x), de las facies arenas finas diaclasadas. Muestra (139).

- Intercaladas con las facies de arena fina se depositan arenas conglomeráticas del tipo lumaquela con gran cantidad de restos de conchas (Figura 4.23), la arena se encuentra totalmente suelta, se compone de líticos subredondeados tamaño gravas de origen principalmente ígneo y en menor cantidad sedimentario, tiene un sorteo bajo y es clastosoportado. La matriz está compuesta de arena muy gruesa, de composición cuarzosa, baja en arcillas y restos líticos. Existe gran cantidad de restos de conchas (bivalvos y gasterópodos) de tamaños variables. Presenta depósitos de 1-1.5m de espesor con ligera gradación granocreciente o bien con laminación cruzada.



Figura 4.23. *Contacto entre la lumaquela y la arena fina.*

Siguiendo con la columna estratigráfica de la zona se mantienen las arenas finas con los horizontes de arenisca estratificada en un tramo de 20 metros aproximadamente.

- Por encima de las facies de arenas finas se superponen facies de arena gruesa gris verdoso masivas con un contenido bajo de arcilla, alto porcentaje de cuarzo subanguloso y líticos tamaño arena subredondeados de origen ígneo, sedimentario y en menor cantidad metamórfico, contienen muy pocos minerales máficos y tiene mal sorteo. Contiene clastos subredondeados tamaño grava, que son principalmente de origen ígneo y tobáceo. Estas facies poseen aproximadamente 35 metros de espesor. (Figura 4.24). Se distribuyen desde la base del acantilado a lo largo de la playa entre Punta Alcatraz y el Pueblo El Matal.



Figura 4.24. Contacto entre la arena gris (superior) y la arena gris verdosa (inferior).

- Superpuestas a las facies anteriores se depositan facies de arena fina gris claro con estratificación cruzada (Figura 4.24). Estas arenas grises poseen alto porcentaje de cuarzo subangular y líticos subredondeados de origen ígneo y sedimentario, baja cantidad de materia orgánica, mal sorteo y bioturbación. En ciertas zonas presenta clastos tamaño grava gruesa de toba, redondeados y muy fáciles de fragmentar (Figura 4.25). Presenta un espesor aproximado de 20 metros.



Figura 4.25. Arena fina gris con estratificación cruzada.

En el techo de la columna aparecen nuevamente las facies de arena fina con estratificación horizontal y horizontes cementados.

Los afloramientos de mayor elevación del acantilado se encuentran entre Punta Ballena y La Cabuya. En este tramo en algunos puntos elevados del acantilado se observan unidades de canales conglomeráticos que constituirían el techo de la serie en esta área y se correlacionan con las unidades de canales observados entre Jama y Pedernales (ver apartado siguiente).

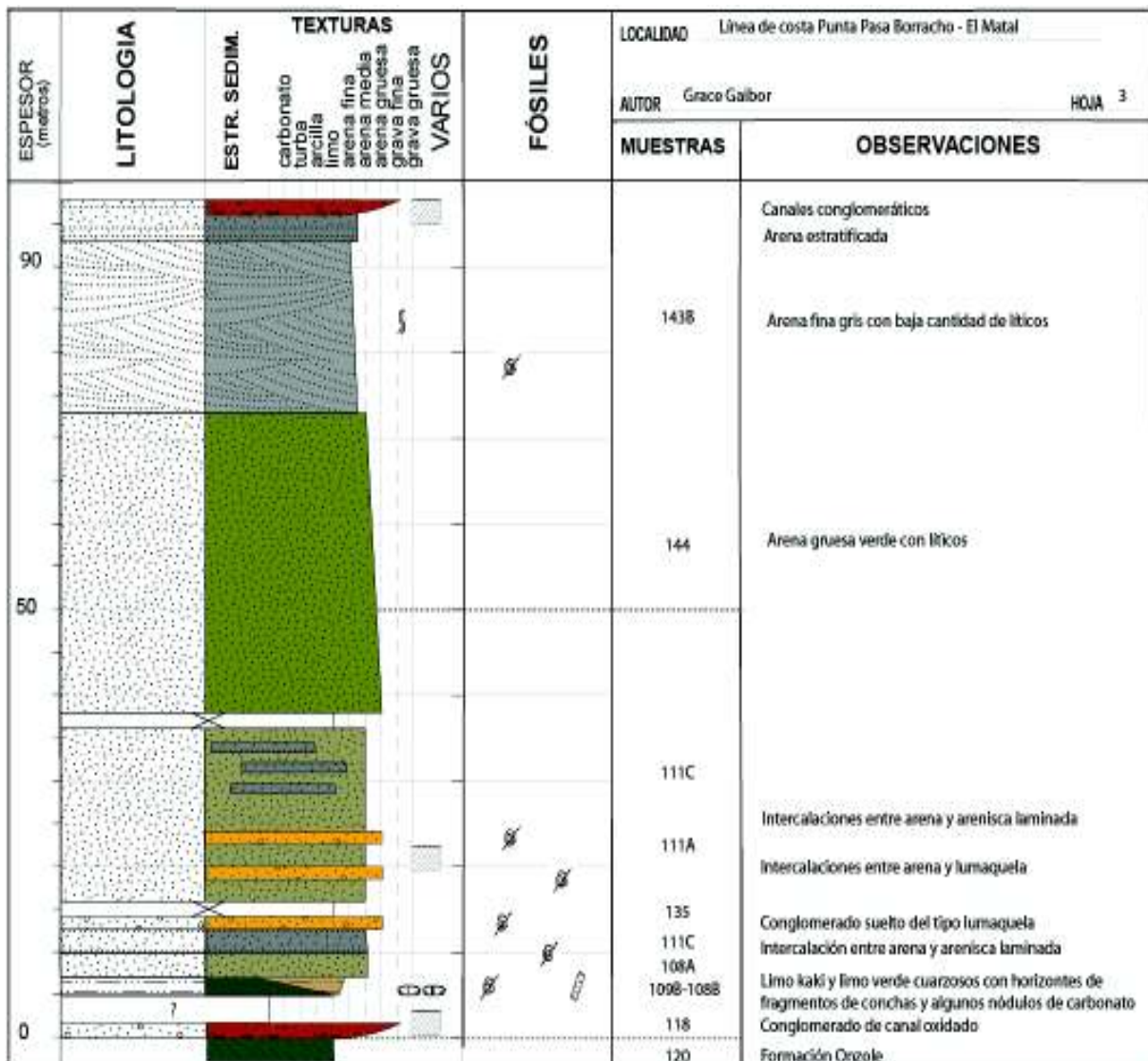


Figura 4.26. Columna estratigráfica (C3) de la línea de costa entre Punta Pasa Borracho-El Matal.

Basamento

En ciertos puntos de la línea de costa aflora la Formación Ónzole en la playa, en contacto angular discordante con la base de la columna en esta zona (Figura 4.27).



Figura 4.27. Formación Ónzole aflorando en la playa bajo las unidades de la Fm. Jama entre Punta Ballena y Punta La Cereza.

Terraza joven

Una terraza más joven que la Formación Jama aflora de manera discontinua a lo largo del acantilado, la terraza es un conglomerado matriz soportado con clastos redondeados ígneos y sedimentarios, su tamaño varía entre grava gruesa y fina, tiene un sorteo medio, de restos de conchas y ostras grandes. La terraza está cementada de carbonato por lo que tiene un grado de compactación muy elevado (Figura 4.28a).

Posee estratificación cruzada en surco y planar muy marcada típica de ambientes de playa en toda la terraza, también en ciertas áreas se puede observar bioturbación. En casi toda su extensión la terraza se superpone discordante a la Formación Ónzole (Figura 4.28b) y corta a la Formación Jama.

Aflora discontinuamente desde Cabo Pasado hasta Punta Ballena, en diferentes puntos aparece como bloques aislados, fragmentados; sin embargo, en la zona de Punta Ballena se puede observar la terraza compuesta por conglomerados de aproximadamente 2 metros de espesor muy bien conservados, se dispone al pie del acantilado actual y se observa hasta el límite de marea baja.



Figura 4.28. a) Terraza con estratificación cruzada y bioturbación. b) Contacto entre la terraza y la Formación Ónzole.

El análisis microscópico de esta unidad en lámina delgada revela una microtextura conglomerática, grado de compactación alto, porosidad primaria y secundaria alta. La muestra se compone de biotita (1%), minerales opacos (1%), cuarzo (30%), líticos (40%), fragmentos fósiles (10%) y esparita que actúa como cemento (20%); la roca se clasifica como una arenisca conglomerática calcárea (Figura 4.29).

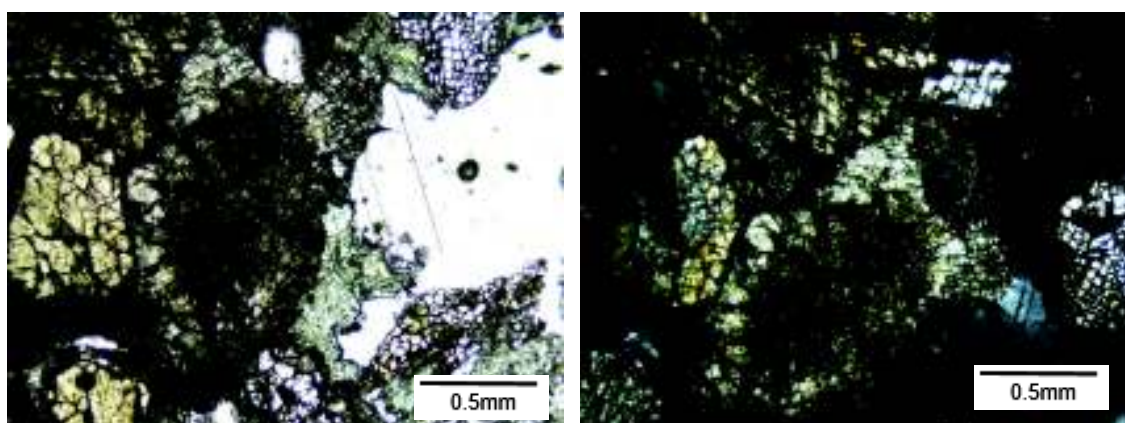


Figura 4.29. Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x), de una arenisca conglomerática calcárea de la terraza. Muestra (140).

4.4 LÍNEA DE LA CARRETERA JAMA-PERDERNALES

En este tramo de carretera aparecen facies de canales fluviales interrumpidos por episodios de caída de ceniza (Figura 4.36). En diferentes puntos de la carretera aparecen afloramientos del basamento de Formaciones más antiguas que la Formación Jama.

- La base de la columna estratigráfica sintetizada para esta zona (C4, Figura 4.36), se compone de facies de limos masivos que rodean a canales conglomeráticos.

El limo es color kaki muy claro, en ciertas áreas aparece más oscuro dependiendo del grado de meteorización del afloramiento, se componen de arcillas claras en baja cantidad, pocos restos de materia orgánica, muy bajo contenido de cuarzo y escasos líticos (Figura 4.30). La potencia de los afloramientos varía alrededor de los 3 metros. Esta distribución de facies de limos y canales se mantiene a lo largo de toda la carretera de Jama-Pedernales.



Figura 4.30. Limos kaki masivos.

En algunas zonas hacia la base estos limos presentan fracturas verticales rellenas de carbonato con rumbo E-W (Figura 4.31). El relleno de estas fracturas se compone de ceniza carbonatada de color beige claro y limo, bien consolidada, con un bajo contenido de líticos y minerales máficos no identificables debido a su tamaño; ciertas zonas están ligeramente alteradas.



Figura 4.31. Fracturas rellenas de carbonato que cortan verticalmente las facies de limos masivas.

El análisis microscópico de estos rellenos de grietas muestra un lodo micrítico con una microtextura clástica fina, grado de compactación medio, porosidad primaria media. La muestra se compone por arcillas (5%), cuarzo (5%), ceniza fina (30%), rodeado de una matriz microesparítica (60%); la roca se clasifica como un mudstone tobáceo (Figura 4.32).

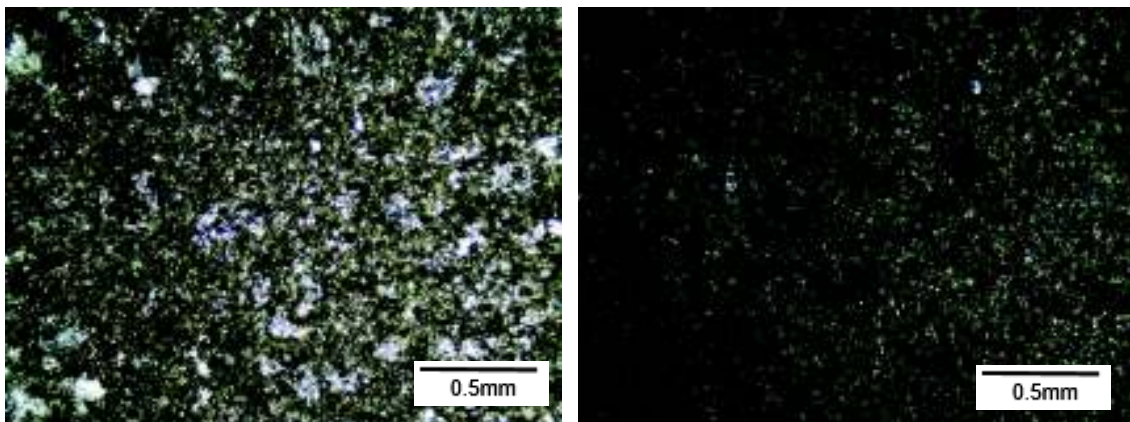


Figura 4.32. Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x), de mudstone tobáceo (relleno de fractura) de la Formación Jama. Muestra (150) B.

- Las facies de limos y canales presentan intercaladas tobas color beige rosáceo estratificadas y ligeramente alteradas. El afloramiento donde son visibles las tobas está afectado por un juego de fallas normales que cortan los diferentes horizontes de toba que se presentan con ligero buzamiento hacia el norte, con una potencia de 1.5 metros en total (Figura 4.33). Estos horizontes afloran en el sector cercano a Jama (UTM: 17M 0583256/9979015).



Figura 4.33. Horizontes estratificados de toba. Presentan un ligero buzamiento hacia el norte y un juego de fallas normales.

El análisis microscópico de las tobas, revela una microtextura clástica fina, grado de compactación alto, porosidad primaria media. La muestra se compone de arcillas (5%), minerales opacos (5%), cuarzo (15%), plagioclasa (10%) minerales cafés (probablemente piroxenos oxidados) (10%), y ceniza que actúa como matriz (55%); la roca se clasifica como una toba vítrea (Figura 4.34).

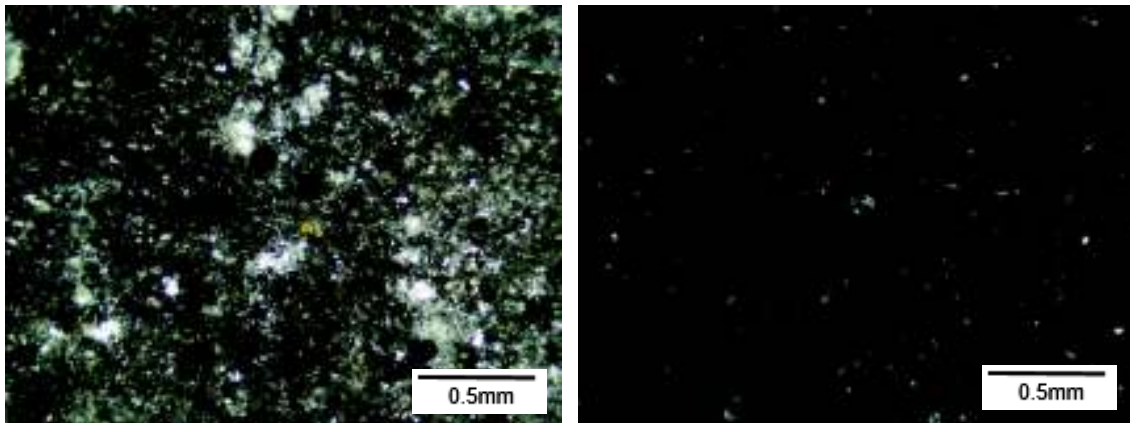


Figura 4.34. Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x), de una toba vítrea de la Formación Jama. Muestra (149).

- Unidades con varios canales superpuestos rodeados por limos equivalentes a las unidades anteriores afloran con orientaciones E-W (canales), el tamaño de los canales varía entre los 2 metros de espesor y unos 5 metros de longitud, y presentan forma de V, con alto grado de oxidación. Se componen de conglomerado mal sorteado, con alta compactación y clastosoportado, contiene clastos subredondeados y subangulosos que varían desde líticos tamaño grava hasta pequeños cantos de alrededor de 8 cm; la mayoría de los clastos son tobas y en menor cantidad son de origen ígneo, sedimentario y metamórfico. La matriz que sostiene a estos clastos es de arena cuarzosa con un bajo contenido de líticos, arcilla y materia orgánica. Las unidades con canales presentan un espesor total de alrededor de 17 metros y afloran a lo largo de la línea de carretera Jama-Pedernales (Figura 4.35).

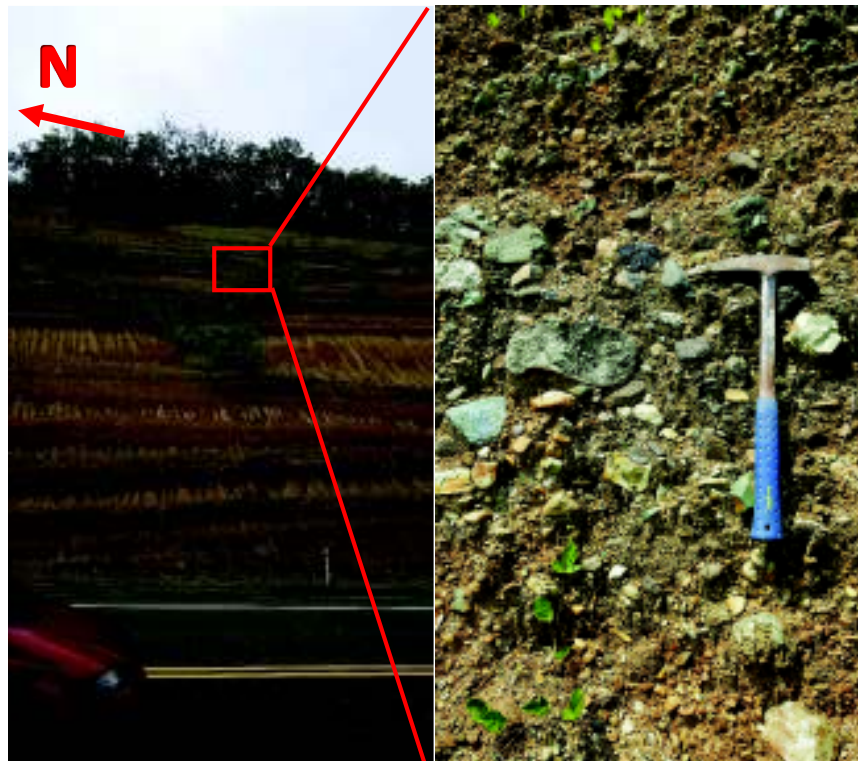


Figura 4.35. Canales en el corte de la carretera Jama-Pedernales.

ESPESOR (metros)	LITOLOGIA	ESTR. SEDIM. TEXTURAS carbonato turba arcilla limo arena fina arena media arena gruesa grava fina grava gruesa VARIOS	FÓSILES	LOCALIDAD Carretera Jama-Pedernales	
				AUTOR Grace Galbor	HOJA 4
				MUESTRAS	OBSERVACIONES
15				106A 106B	Limo grueso kaki con arcillas claras, homogéneo
				148B	Canales conglomeráticos oxidados rodeados por limo
				149	Ceniza fina beige estratificada
				148A	Limo kaki con arcillas, homogéneo con fracturas rellenas de carbonato
0				152	
				155	Formaciones Subibaja, Angostura y Piñón

Figura 4.36. Columna estratigráfica (C4) de la carretera Jama-Pedernales.

Basamento

A lo largo de la carretera afloran unidades del basamento de la Formación Jama en varios puntos, en el punto (UTM: 17M 58704045/ 998582087) aflora la Formación Piñón altamente meteorizada, el techo del afloramiento posee un contacto discordante posiblemente con la Formación Jama. En contacto lateral con la Formación Piñón afloran las areniscas de la Formación Angostura (Figura 4.37).



Figura 4.37. Formación Piñón en contacto discordante posiblemente con la Formación Jama.

En el punto (UTM: 17M 58999061/998925805) afloran depósitos tobáceos de la Formación Subibaja en contacto angular con los canales de la Fm. Jama (Figura 4.38). Se componen de ceniza fina beige claro, masiva, bien consolidada, muy limpia. Entre las tobas hay estratos muy inclinados de chert verde fracturado, que buzan al SW y tienen un rumbo NW-SE (Figura 4.38). Todo el conjunto tobáceo tiene un espesor aproximado de 4 metros en el afloramiento.



Figura 4.38. Formación Subibaja en contacto discordante angular con los canales de la Formación Jama.

El análisis microscópico de la toba del basamento, muestra una microtextura clástica fina, grado de compactación medio, porosidad primaria muy baja. La muestra se compone de arcillas (4%), Minerales opacos como accesorios, cuarzo (20%) y ceniza fina que actúa como matriz (55%); la muestra contiene abundantes fósiles de radiolarios (20%); la roca se clasifica como una toba con radiolarios (Figura 4.39).

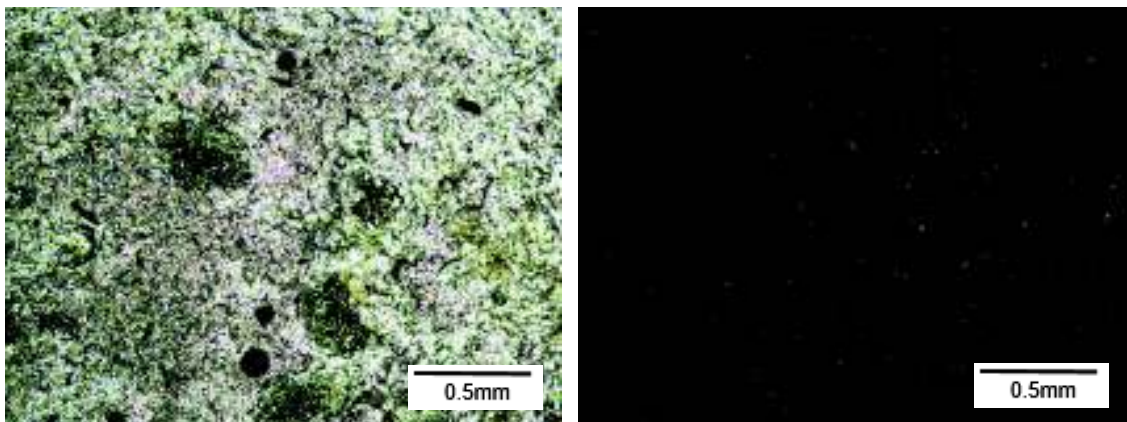


Figura 4.39. Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x), de una toba con radiolarios del basamento asociado a la Fm. Subibaja. Muestra (153) B.

Otro afloramiento de la Formación Subibaja aparece más al norte del punto anterior (UTM 17M 0602317/0003205), se presenta altamente deformada en contacto con los canales y limos de la Formación Jama (Figura 4.40). Para este punto se realizó una descripción detallada. Las tobas se componen de ceniza fina gris claro, bien consolidada, se encuentran muy limpias, con bajo porcentaje de minerales máficos no identificables; es difícil definir su potencia debido a la altura que se encuentran en el afloramiento y por la vegetación que cubre las tobas, sin embargo, no debe superar los 10 metros.



Figura 4.40. Formación Subibaja deformada en contacto lateral con el limo y los canales de la Fm. Jama.

El análisis microscópico de las tobas de este punto, muestra una microtextura clástica fina, grado de compactación medio-alta, porosidad primaria muy baja. La muestra se compone de arcillas (15%), Minerales opacos como accesorios, cuarzo (15%), plagioclasas (10%) y ceniza fina que actúa como matriz (60%); la roca se clasifica como una toba vítrea (Figura 4.41).

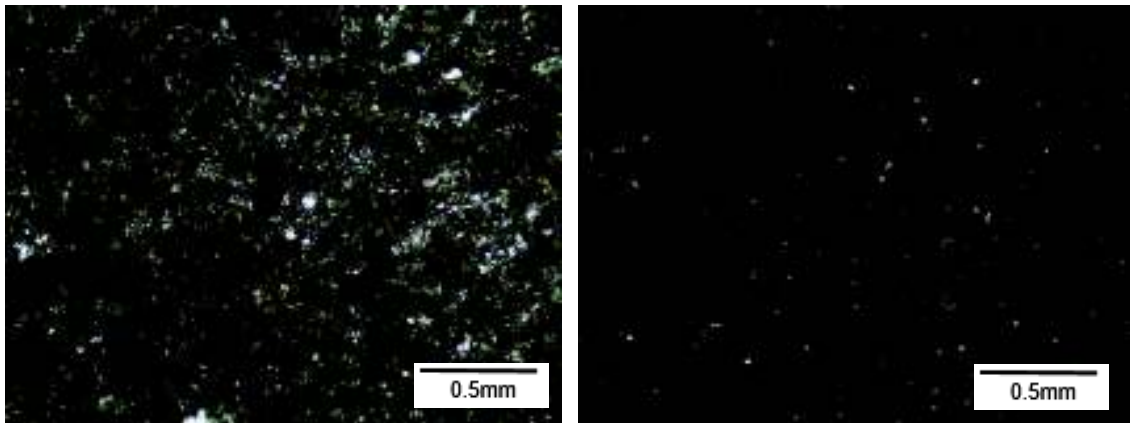


Figura 4.41. Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x), de una toba vítrea de la Formación Subibaja. Muestra (155) A.

Cerca de la ciudad de Pedernales (UTM: 17M 0603016/0003876) vuelve a aflorar la Formación Subibaja, las tobas presentan un color beige claro, estratificadas y diaclasadas, con un fuerte buzamiento hacia el norte; en ciertos afloramientos se encuentran en contacto con los canales de la Fm. Jama (Figura 4.42).



Figura 4.42. Toba estratificada de la Fm. Subibaja. Contacto entre las tobas y los canales.

El análisis microscópico de las tobas cercanas a Pedernales, muestra una microtextura clástica fina, grado de compactación alto, porosidad primaria media. La muestra se compone de arcillas (5%), minerales opacos (2%), cuarzo (10%), radiolarios fragmentados (3%) y ceniza fina que actúa como matriz (80%); la roca se clasifica como una toba vítrea (Figura 4.43).

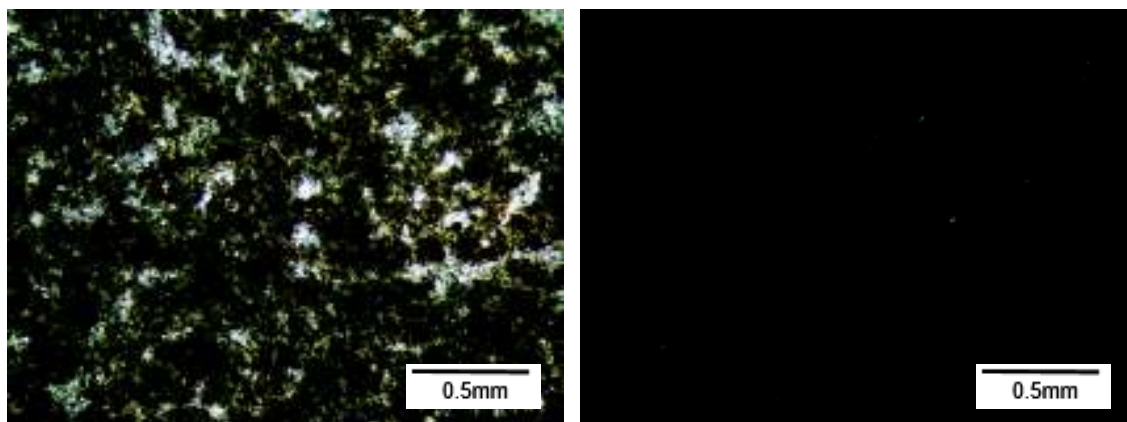


Figura 4.43. Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x), de una toba vítrea de la Formación Subibaja. Muestra (160).

4.5 DESCRIPCIÓN DE FACIES Y AMBIENTES

En base a los resultados de análisis de facies se propone que la Formación Jama se depositó en un ambiente transicional de plataforma marina a ambiente fluvial con la siguiente interpretación de las secuencias descritas:

Las facies de plataforma marina externa (offshore) están representadas por facies de diferentes limos con escaso contenido fósil (hexáctinelidas) y sin estructuras sedimentarias (Figura 4.44 C1). Los fósiles encontrados pertenecen a aguas profundas; considerando la falta de estructuras y los fósiles hallados, se estima una profundidad de 200 metros o más para estas facies de plataforma (Figuras 4.44 C1 y 5.6).

Hacia el continente (Figuras 4.44 C2 y 5.6) las facies se somerizan aumentando el tamaño de grano a limos arenosos con alto contenido fósil y presencia de canales. En estas facies quedan registrados dos procesos de depositación marcados por un episodio erosivo; el primero contiene las facies inferiores previas al episodio erosivo, se encuentran afectadas por fallas

normales locales; el segundo contiene las facies superiores, marcado por la presencia de canales fluviales arenosos. Estas facies, debido al aumento de contenido fósil de aguas más someras se estima que tiene una profundidad menor a 200 metros en la plataforma interna (offshore), con erosión parcial (episodios de canales) asociados a descensos relativos del nivel del mar durante la sedimentación (Figura 4.44 C2).

En la sección que corresponde al acantilado entre Punta Pasa Borracho y El Matal, afloran depósitos de transición a facies de playa (Figuras 4.44 C3 y 5.6), donde el contenido de limos arenosos disminuye y aparecen gran cantidad de facies de arena con laminaciones y lumaquelas. Estas facies pertenecen a secuencias de shoreface. En la base del acantilado estarían representadas las facies más profundas del shoreface marcadas por una transición de limos a arenas con estratificación y laminación horizontal y lentes de lumaquela (Figura 4.44 C3a). Por encima facies potentes de plataforma más proximal compuestas de arenas gruesas con abundantes líticos continentales (Figura 4.44 C3b). Hacia el techo facies de arena fina con estratificación cruzada, restos de conchas, bioturbación y líticos continentales, por lo cual serían las facies más proximales del shoreface que se encuentran dominadas por olas; las partes superiores son cortadas por facies de canales fluviales (Figura 4.44 C3c).

El acantilado mencionado (Figura 4.44 C3), es el estudiado por Cantalamessa et al., (2005), donde se realiza un análisis de los fósiles encontrados en el lugar y una interpretación de facies. Sin embargo, en este trabajo se amplía la descripción de facies en la base y en el techo de la Formación Jama respecto al trabajo de Cantalamessa et al., (2005) que finaliza en torno a El Matal y no describe las facies más basales que afloran hacia Cabo Pasado.

En la zona continental hacia el NE (Figuras 4.44 C4 y 5.6) afloran un gran número de canales fluviales, cada uno con poco espesor y longitud, intercaladas con episodios de caída de ceniza afectadas por fallas de gravedad (ver apartado 5.3) que interrumpe en la sedimentación de los canales. Se propone un ambiente de ríos trenzados de grava debido a la forma de apilamiento de los canales, la estratificación cruzada, la falta de una llanura grande de inundación la cual se compone de limos y el tamaño pequeño de los canales (Figura 4.44 C4).

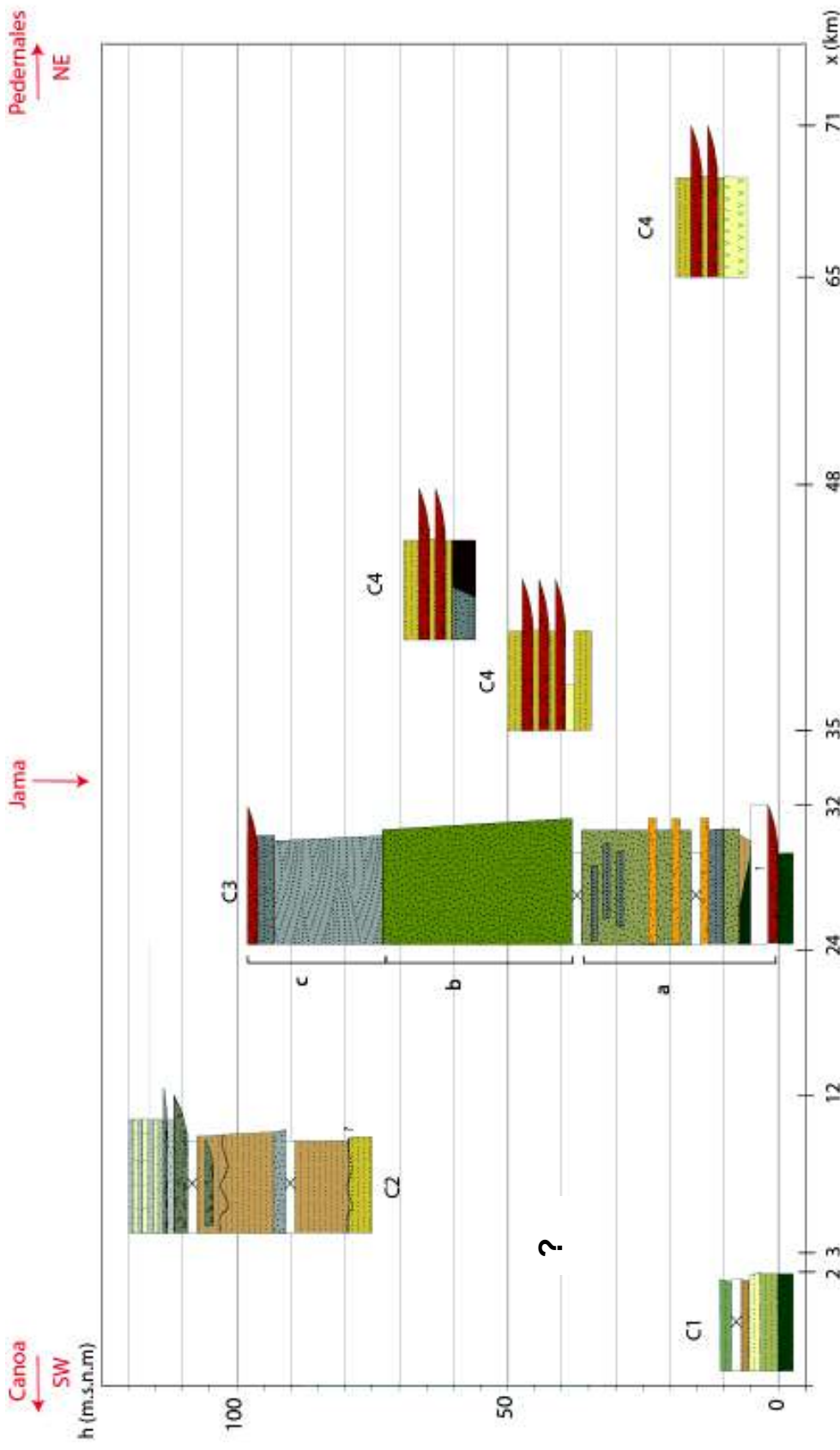


Figura 4.44. Distribución topográfica y distancias de las columnas estratigráficas de la Formación Jama. Ver leyenda de símbolos en Figura 4.1, y ubicaciones en Figura 5.6.

La Formación Jama se encuentra distribuida con una orientación SW-NE con capas buzando ligeramente al NE cambiando lateralmente desde las facies más profundas a las más someras (Figura 4.44 y 4.45). Las facies más antiguas y profundas se encuentran al SW; las secuencias de plataforma marina profunda >200 metros se ubican a lo largo de la línea de costa en la playa de la Hacienda La Sabita en Cabo Pasado en contacto discordante angular con la Fm. Ónzole (Figura 4.45 C1). A la misma altura en el continente estas facies de plataforma se somerizan <200 metros y continúan hacia el norte hasta la Hacienda La Victoria en contacto con la Fm. Borbón (Figura 4.45 C2). En la línea de costa en el acantilado desde Punta Pasa Borracho hasta El Matal afloran facies de secuencias de shoreface que se somerizan hacia el NE (Figura 4.45 C3) en contacto discordante angular con la Fm. Ónzole. En el continente desde Jama, las facies fluviales siguen a lo largo de toda la carretera hasta Pedernales (Figura 4.45 C4) en contacto con las Formaciones Subibaja, Angostura y Piñón.

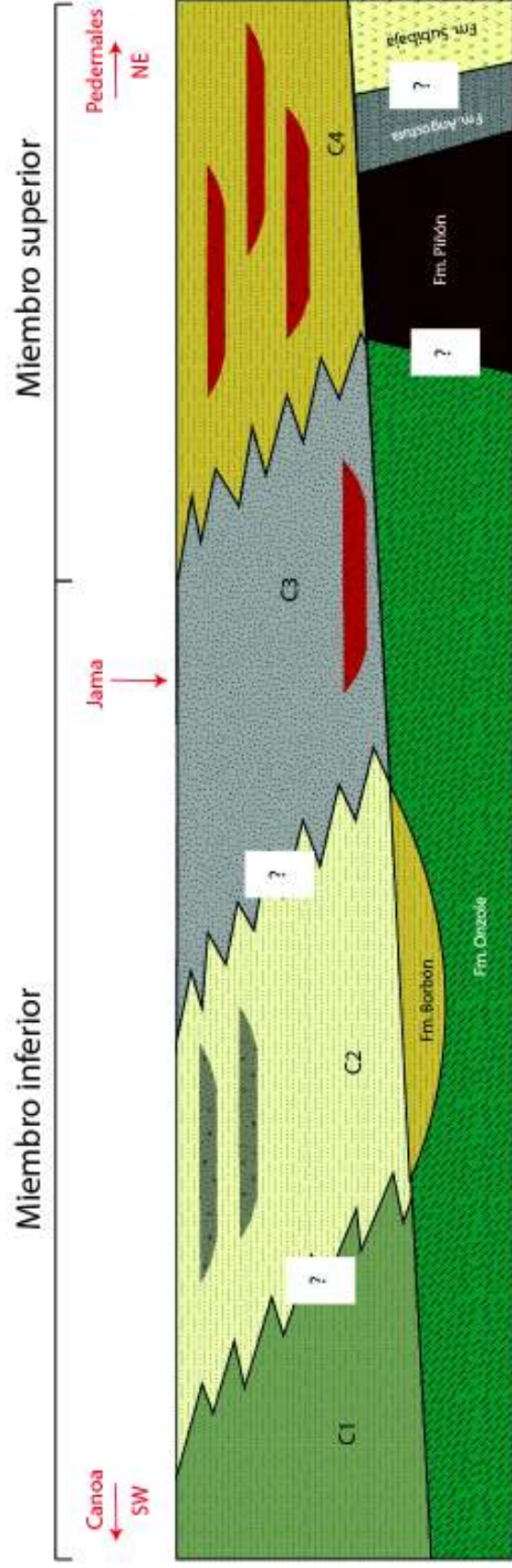


Figura 4.45. Cambio lateral de facies de la Formación Jama considerando las columnas estratigráficas C1, C2, C3, y C4 descritas y los contactos con el basamento.

CAPÍTULO V

5. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

La Formación Jama aflora desde el norte de Canoa hasta el sur de Pedernales, donde aparece en diferentes afloramientos el basamento compuesto por las Formaciones Piñón, Angostura, Subibaja, Ónzole y Borbón (Figura 4.45 y 5.1).

La Formación Borbón aflora al norte de Canoa en el corte de la carretera hacia Jama; pero no se observa un contacto visible directo entre las Formaciones Jama y Borbón. Estas dos Formaciones se ven muy parecidas en campo, sin embargo, la Fm. Borbón difiere por tener un contenido arenoso mayor, encontrarse con baja oxidación y contener gran cantidad de nódulos calcáreos. Según Reyes (comentario personal) el contacto entre la Formación Jama y Borbón es discordante y visible en el frente costero de Punta Cabo Pasado.

La Formación Ónzole aflora discontinuamente a lo largo de la línea de costa entre la playa de la Hacienda La Sabita y Punta Ballena. Dicha Formación es muy fácil de reconocer, por ser arcillolitas verde azuladas con gran contenido fósil y presentar una estratificación marcada con alto grado de buzamiento; está en contacto discordante angular con la Fm. Jama y con la terraza marina (Figura 4.28 y 5.4).

La Formación Subibaja aflora al sur de Pedernales en el corte de carretera hacia Jama, compuesta por tobas y rocas silíceas estratificadas, con los canales de la Fm. Jama en contacto discordante angular sobre la Fm. Subibaja.

Las Formaciones Angostura y Piñón afloran en la carretera entre Jama y Pedernales. La Fm. Angostura aparece compuesta por areniscas grises estratificadas, mientras que la Fm. Piñón contiene rocas ígneas altamente meteorizadas, la Fm. Jama se encuentra hacia el techo del afloramiento en contacto discordante.

Los basamentos observados y sus disposiciones estratigráficas coinciden con las unidades principales de la costa descritas para esta zona en trabajos previos Mapa Geológico Nacional, (1982), (2017); Reyes & Michaud, (2012).

En los mapas geológicos del Ecuador como el Mapa Geológico Nacional (1982) y el presentado por (Reyes & Michaud, 2012) no se incluye a la Fm. Jama, toda el área analizada en este trabajo se representa como la Fm. Borbón, de igual manera en el Mapa Geológico Nacional (2017) (Figura 5.9) la Fm. Jama está representada como las Formaciones Ónzole, Borbón, Zapallo y Tablazos.

Según la Comisión Internacional de Estratigrafía, las Formaciones son las unidades formales primarias de clasificación litoestratigráfica, la columna estratigráfica se divide completamente en base a la litología, no existe un límite de espesor establecido, sin embargo, la superficie y distribución debe ser suficiente para poder ser representadas en un mapa geológico, usualmente de escala 1:50 000 a 1: 25 000 (Comisión Internacional de Estratigrafía, 2018. Tomado de: <http://www.stratigraphy.org/upload/bak/defs.htm>).

Considerando que la Formación estudiada aflora desde Cabo Pasado hasta Pedernales en una superficie aproximada de 275 Km² (Figura 5.1) abarcando zonas parciales de las hojas topográficas del Instituto Geográfico Militar, escala 1:50.000: Canoa (MIII-D1), Jama (MIII-B3), 10 de Agosto (MIII-B2), Convento (MIII-B4) y Pedernales (MII-F4) y con un espesor mínimo aproximado de 170 metros, se establece que cumple con los requisitos para ser representada como una Formación formal dentro de la cartografía nacional.

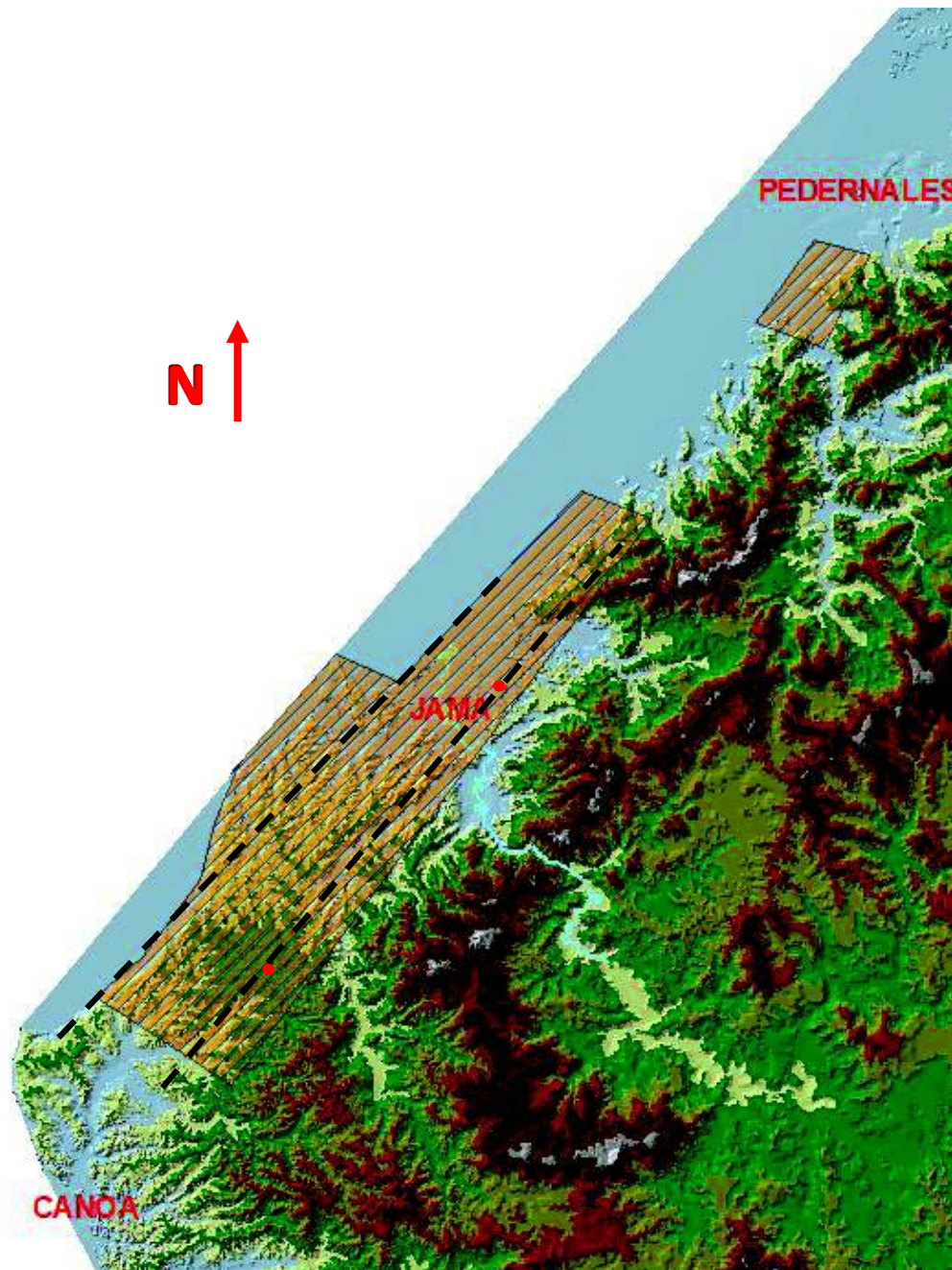


Figura 5.1. DEM con la ubicación geográfica de la Formación Jama (área rayada). Posibles fallas que afectan a la zona de estudio (líneas discontinuas). Ubicación de puntos donde se ha observado deformación (ver apartado 5.3).

5.1 INTERPRETACIÓN DE LA SECUENCIA ESTRATIGRÁFICA

La Fm. Jama se depositó en un medio regresivo con pocos episodios transgresivos, con las secuencias más antiguas de ambiente marino ubicadas hacia la base y las más jóvenes de ambiente fluvial hacia el techo, por esta razón, las facies marino profundas debieron tener poco espacio para la depositación, en consecuencia, el resto de facies se somerizaron rápidamente. Para facilitar la descripción secuencial de estas facies se ha dividido a la Formación Jama en dos Miembros, uno marino (Miembro inferior) (Figuras 5.2 y 4.45) que abarca las secuencias comprendidas en las localidades de la playa de la Hacienda La Sabita, la carretera Canoa-Jama y el acantilado Punta Pasa Borracho-El Matal; dichas secuencias corresponden a los depósitos de offshore y shoreface, siendo estas las columnas estratigráficas C1, C2 y C3 (Figura 4.44) descritas anteriormente. El segundo Miembro de origen fluvial (Miembro superior) (Figura 5.2 y 4.45), abarca las secuencias comprendidas en la carretera Jama-Pedernales, pertenecientes a las columnas estratigráficas C4 (Figura 4.44).

La depositación de la Fm. Jama se encuentra afectada por al menos 3 cambios relativos del nivel del mar; 2 en el Miembro inferior y 1 en el Miembro superior, que dan lugar a la sucesión de 3 parasecuencias, marcadas por superficies erosivas y presencia de canales.

El primero ocurre al final de las facies de plataforma externa (offshore) (Figura 5.2 T1), con la presencia de canales erosionando estas secuencias. El segundo episodio de caída del nivel relativo del mar se presenta al inicio de las facies del shoreface (Figura 5.2 T2), donde existen canales que tienen salida hacia el mar. El último registro de cambio en el nivel relativo del mar, está representado por la sedimentación de las facies fluviales del Miembro superior durante la depositación de la Formación Jama (Figura 5.2 T3).

El cambio lateral en las facies de la Formación Jama progresa desde el SW hacia el NE (Figura 4.45), el cambio de ambiente entre el Miembro inferior y superior ocurre de manera muy rápida por lo que las facies de transición claras entre el ambiente marino y fluvial no quedan apenas preservadas, más allá de las facies de playa descritas.

Los sedimentos de la Fm. Jama tienen un carácter progradante, al haber muy poco espacio para la acumulación y ser esta mayor que la tasa de acomodación, las facies se somerizan hacia el techo de la Formación, resultado del medio regresivo generalizado de la depositación.

Dentro de este contexto de acumulación, las secuencias de la Fm. Jama encajarían dentro de un cortejo sedimentario de mar alto o High System Tract (HST), tras finalizar una etapa de transgresión y relleno del espacio general de acomodación de sedimentos en el borde de la cuenca.

En los trabajos previos sobre la Formación Jama (Cantalamessa et al., 2005) dividen en 3 Miembros a esta Formación, un marino (Pasa Borracho), un marino transicional (Punta Ballena) y un fluvial (El Matal). El Miembro marino transicional coincide con las facies marinas del Miembro inferior descritas en este trabajo, con la diferencia que aquí se describen secuencias más profundas; de igual manera, el Miembro fluvial corresponde a las facies continentales del Miembro superior descritas anteriormente e interpretadas como un sistema de ríos trenzados. En los estudios analizados en este trabajo se ha comprobado que el Miembro marino Pasa Borracho que mencionan Cantalamessa et al., (2005) se trata de la Formación Ónzole, basamento de la Fm. Jama, caracterizado por sus arcillolitas verdes azuladas con buzamiento muy pronunciado.

En el trabajo de Cantalamessa et al., (2005) también se describen 8 pequeñas secuencias de acumulación de sedimentos para el Miembro marino transicional (Punta Ballena) que se sitúan entre las parasecuencias T2 y T3 descritas en este trabajo; las subdivisiones de dichas secuencias de menor rango, son interpretadas a partir de un análisis detallado de las facies, estructuras sedimentarias y características tafonómicas de las unidades con concentraciones de conchas. Para el Miembro Punta Ballena Cantalamessa et al., (2005) mencionan la depositación de las secuencias en un medio compuesto de highstand system tract y transgressive system tract .

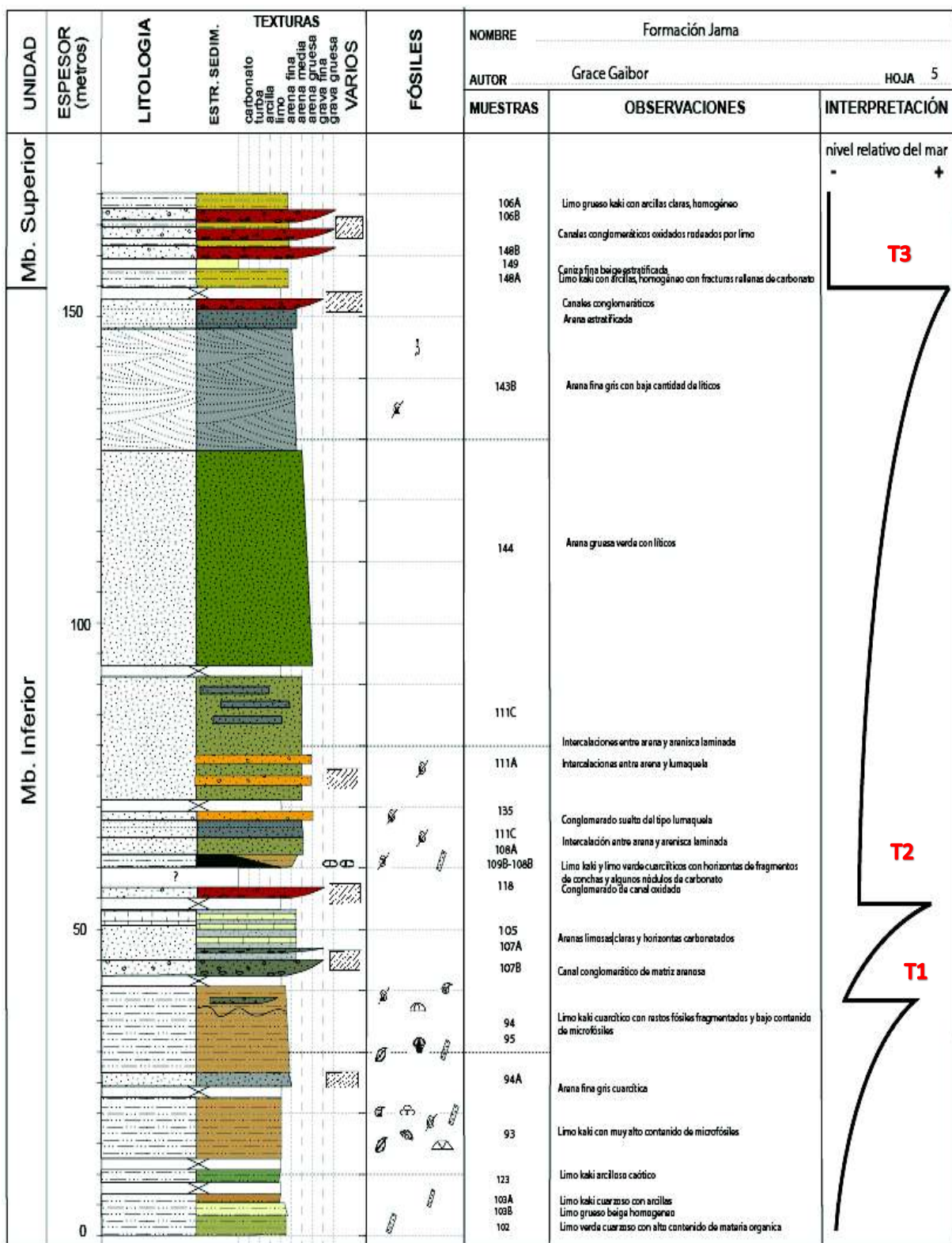
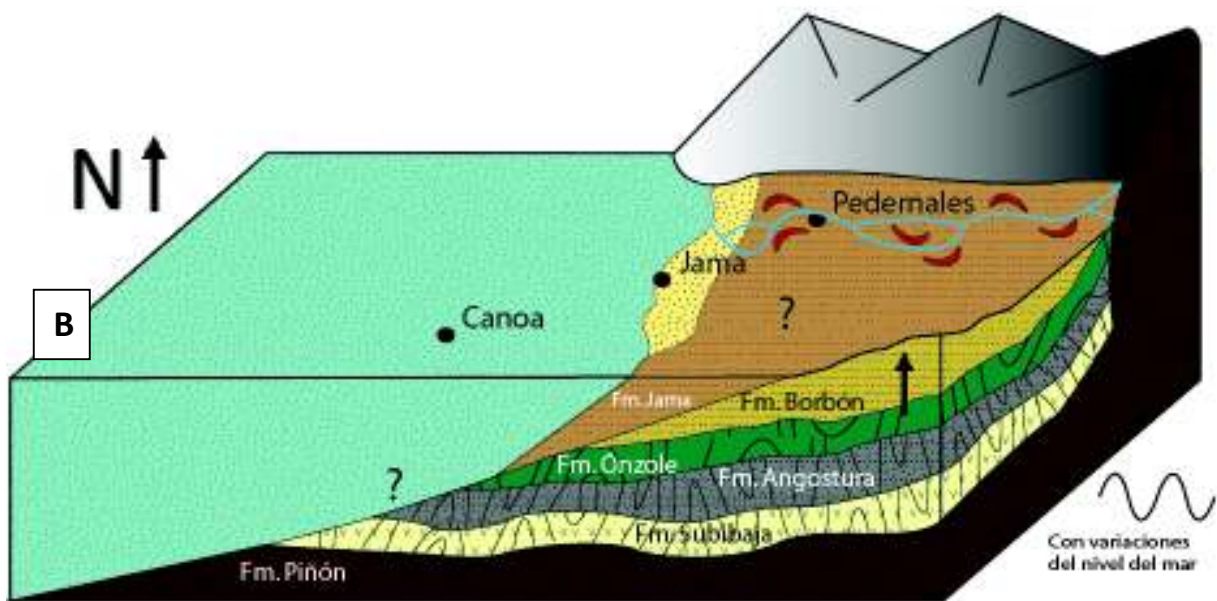
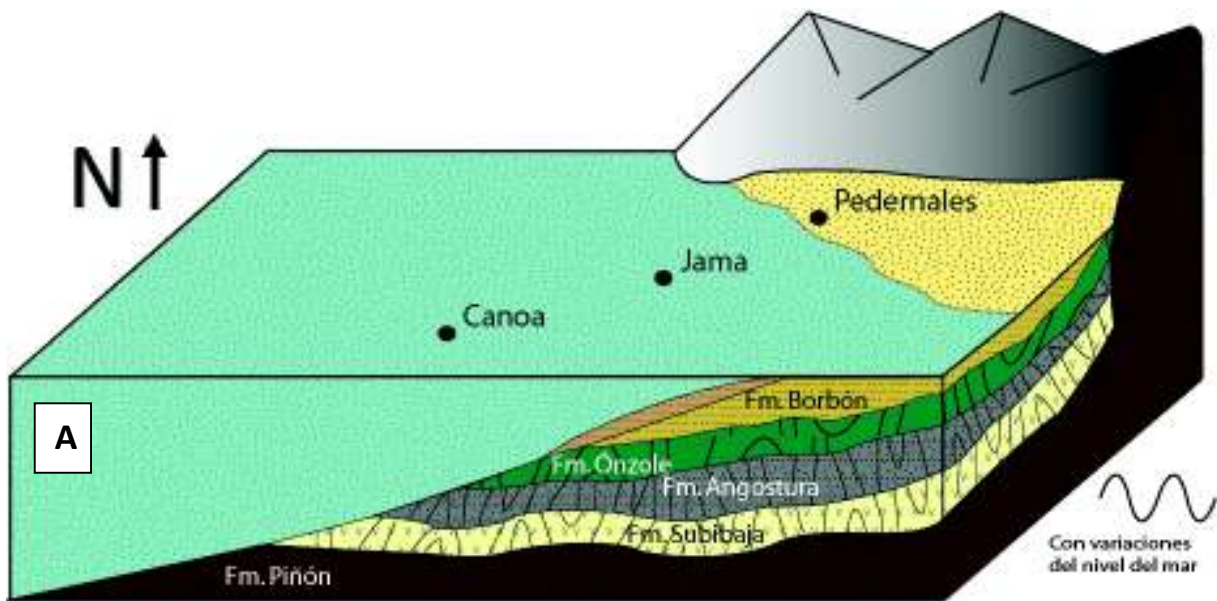


Figura 5.2. Columna sintética de la Formación Jama. Ver leyenda de símbolos en Figura 4.1.

5.2 MODELO EVOLUTIVO DE LA FORMACIÓN JAMA

Considerando las facies descritas y la evolución de las secuencias, se propone el siguiente modelo de evolución de los depósitos de la Fm. Jama (Figura 5.3).

En una primera fase (Figura 5.3 A) la línea de costa se estima con una dirección SE-NW, la plataforma se extiende hacia el SW donde empieza la depositación de los sedimentos marino profundos de la Fm. Jama; hacia la zona de Pedernales no es posible asegurar si existió sedimentación de facies marinas, pues hoy no se preservan, por lo que se interpreta que toda esa área pudo estar ya elevada respecto a la zona SW. En una segunda fase (Figura 5.3 B) la línea de costa se desplazaría hacia el W y empieza la acumulación de los sedimentos marinos someros y continentales de la Fm. Jama, al mismo tiempo que el basamento se levanta desde el SW. El desplazamiento de la línea costera permite la generación de los primeros canales fluviales que erosionan las facies previas. El levantamiento ocasionaría deformación sintectónica en algunos depósitos (ver apartado 5.3). En una tercera fase (Figura 5.3 C) la línea de costa tiene la disposición próxima a la actual, continúa la acumulación de los sedimentos fluviales hacia el continente sintectonicamente al levantamiento del basamento. Los sedimentos de plataforma quedan expuestos, y a consecuencia de la regresión se acumulan los canales que se encuentran hacia el techo de esta Formación sobre las facies marinas. Durante toda la depositación de la Fm. Jama hubo pequeños episodios transgresivos debido a variaciones relativas del nivel del mar (Figura 5.2), cuya causa pudo estar vinculada tanto a tectónica (episodios de pausa o menor tasa de elevación), como a clima (variaciones eustáticas globales durante el Pleistoceno), por el momento no diferenciables sin dataciones.



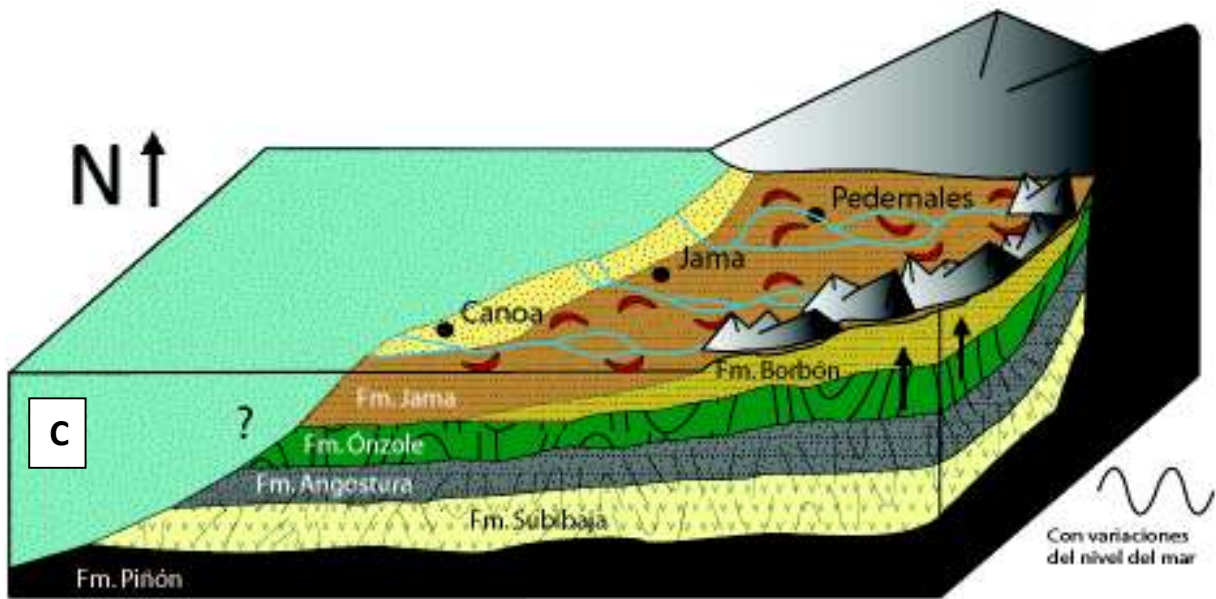


Figura 5.3. Modelo de bloques de la evolución ambientes sedimentarios de la Fm. Jama.
 A) Primera fase de sedimentación, facies marino-profundas, de plataforma. B) Segunda fase de sedimentación, facies marino-costeras y fluviales. C) Tercera fase de sedimentación, predominan facies costeras y fluviales.

Posterior a la Formación Jama a lo largo de la línea de costa, se deposita una terraza marina (beach-rock) (Figura 4.28) acumulada al borde del acantilado. En la actualidad la relación de la terraza con las Formaciones previas se distribuye de la siguiente manera (Figura 5.4), visible en Punta Ballena con marea baja.

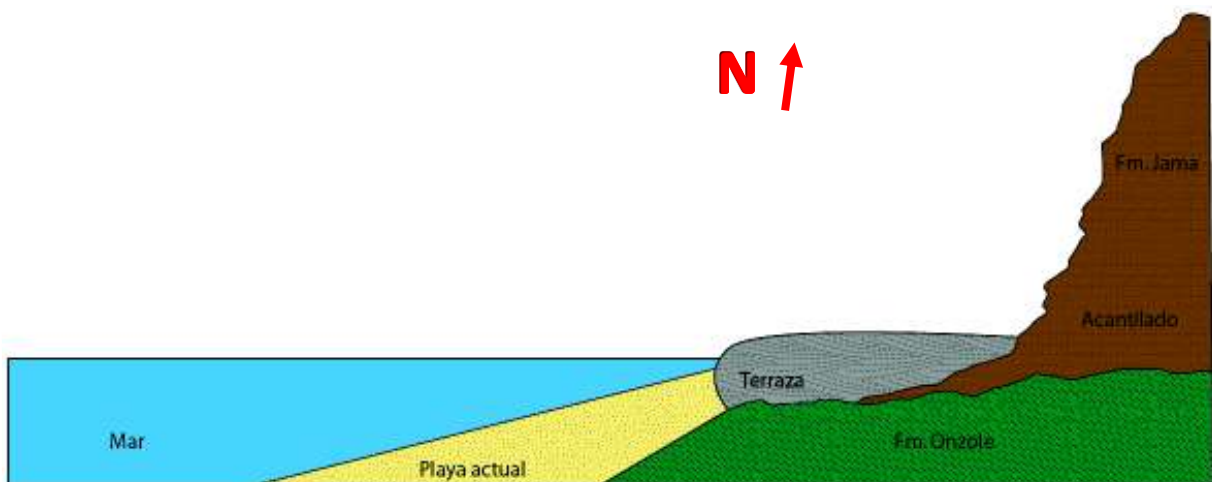


Figura 5.4. Distribución espacial actual de la terraza marina (beach-rock) en relación con las Formaciones previas en Punta Ballena.

5.3 CONTEXTO GEODINÁMICO DURANTE LA ACUMULACIÓN DE LA FORMACIÓN JAMA

La sedimentación de la Formación Jama estuvo controlada por un evento de levantamiento sintectónico, el cual fue más pronunciado hacia el SW del área de estudio, donde afloran las facies marinas y fue menos intenso hacia el NE en las facies fluviales. Las evidencias de este levantamiento se reflejan en las secuencias de plataforma que tuvieron alrededor de 200 metros de profundidad y ahora afloran en superficie; así mismo, el cambio rápido de ambiente marino a fluvial sin apenas registro de facies de transición sugiere que el levantamiento se produjo de manera rápida. Hacia el NE del área de estudio se preservan facies únicamente fluviales por la falta de espacio para la depositación de facies marinas.

Para calcular una tasa de levantamiento relativa de esta zona se ha utilizado la edad de 1.16 Ma datada por Cantalamessa et al., (2005) en las tobas del Miembro El Matal (Miembro superior en el presente trabajo), sin embargo, es necesario tener en cuenta que esta edad reflejaría el final de la depositación de la Formación Jama. Por otro lado, se ha considerado un levantamiento referencial de 200 m que sería el alcance mínimo levantado de esta Formación para poder observar ciertas facies hoy en superficie. Considerando estos datos el levantamiento relativo es de 0.17mm/a para los últimos 1.16 Ma.

Este valor se asemeja a los propuestos en estudios previos acerca de levantamientos en la zona costera del Ecuador, los valores propuestos son 0.35mm/a en Cisneros, (2017), 0.35 mm/a en Pedoja et al., (2006 a y b), 0.2mm/a en Pedoja, (2003) y 0.4mm/a en Cantalamessa & Di Celma, (2004); dichos valores son aproximadamente para los últimos 300 ka, sin embargo, en este trabajo se tiene un rango de edad mayor para el levantamiento al considerado por los estudios citados.

Como evidencia de la continuidad de la elevación de esta zona costera después de la depositación de la Formación Jama, existen escalones de posibles terrazas marinas en el área desde Punta Cabuya hasta Punta Cabo Pasado, así como antiguos valles fluviales entre Punta Ballena y El Matal, que evidencian la elevación Pleistocena-Holocena más reciente (Figura 5.5).



Figura 5.5. Antiguo valle fluvial colgado entre Punta Ballena y El Matal.

La Formación Jama presenta deformaciones de manera muy local en las secuencias que la componen (Figura 5.6).



Figura 5.6. Ubicación geográfica de las secuencias de la Formación Jama. Tomada de Google Earth.

- La secuencia C1 ubicada en la Playa de la Hacienda La Sabita (UTM: 17M 0561798/9961749) (Figura 5.6), presenta una gran deformación visible a lo largo de la playa (Figura 5.7), probablemente esté asociada a planos de fallas paralelas a la Fm. Jama SW-NE, en esta zona es posible identificar lineamientos en la costa con las mismas direcciones (Figura 5.1). Estas deformaciones coincidirían con el ramal N del Sistema de Fallas de Jama pintado en el Mapa Geológico Nacional (2017) (Figura 5.9). La deformación en el área impide en ocasiones seguir la estratificación de los depósitos.



Figura 5.7. Secuencia C1 deformada.

- La secuencia C2 ubicada en la carretera entre Jama y Canoa (UTM: 17M 0565568/9958271) (Figura 5.6), presenta deformación en las unidades inferiores, las que se encuentran con fallas normales y un graben con direcciones de $210^{\circ} \text{ N} / 62^{\circ} \text{ NW}$ - $20^{\circ} \text{ N} / 59^{\circ} \text{ SE}$ (Figura 4.8 y 5.1); las unidades superiores no se encuentran afectadas.
- Así mismo en la zona de La Badea en la carretera entre Jama y Canoa, secuencia C2 (UTM: 17M 057607/9963416 hasta 17M 0569764/9960598) (Figura 5.6), aparecen unidades con buzamiento de $\text{N } 245^{\circ} / 32^{\circ}\text{-}34^{\circ} \text{ SW}$ (Figura 4.10 y 5.1).
- La secuencia C4 ubicada entre la carretera de Jama y Pedernales (UTM: 17M 0583256/9979015) (Figura 5.6), presenta horizontes de toba con gran cantidad de fallas normales (Figura 4.33 y 5.1), estas fallas no afectan a toda la secuencia, se tratarían de fallas de gravedad por la acomodación sedimentaria con rumbos $\text{N } 140^{\circ} \text{ E} / \text{W-SW}$ y $\text{N } 160^{\circ} \text{ E} / \text{NE}$. Hacia el techo del afloramiento también se puede observar un juego de fallas lítricas (Figura 5.8) las cuales estarían asociadas de igual manera a fallamiento por gravedad. En la secuencia C4 (UTM: 17M 058501823/998089251) se tienen diaclasas que cortan las unidades ver (Figura 4.31).

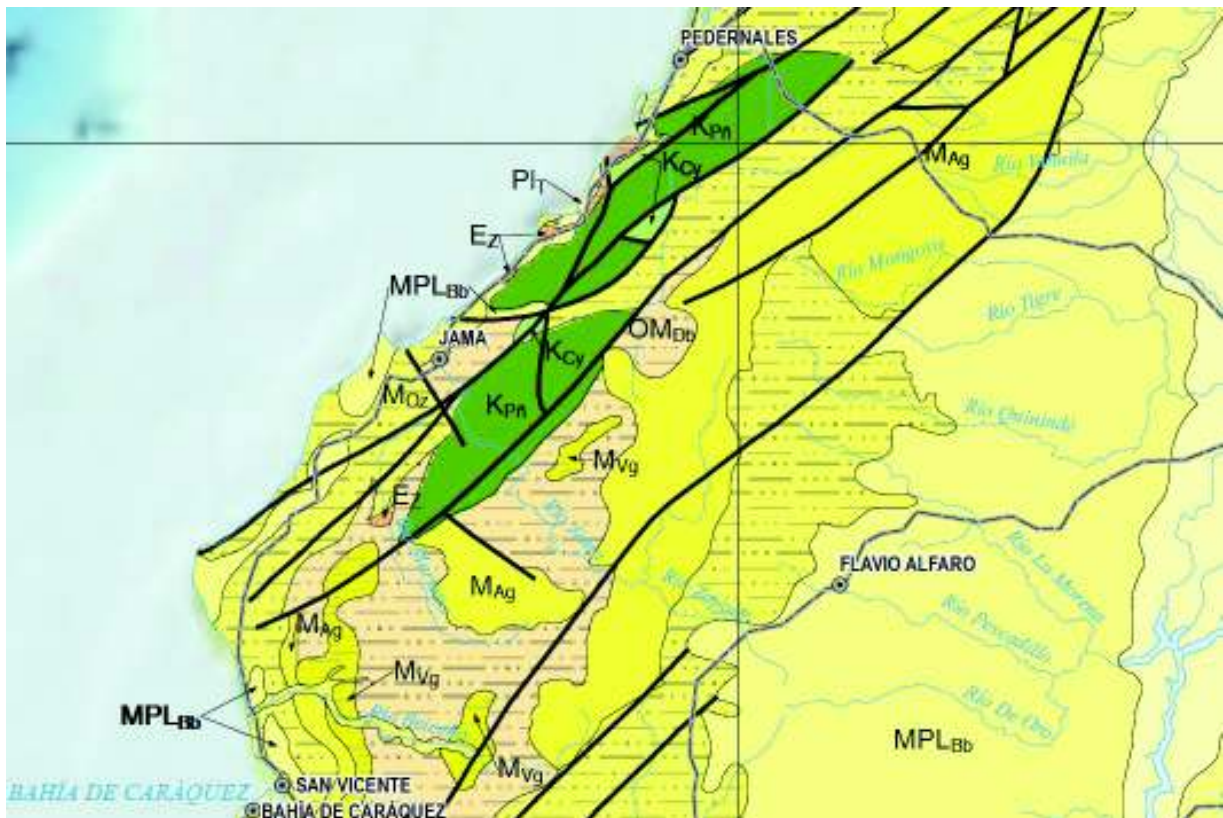


Figura 5.8. Fallas lítricas en la secuencia C4.

Considerando todas estas deformaciones locales y ciertos lineamientos que son visibles en fotografía aérea y en el DEM, se puede concluir que la Fm. Jama se ve afectada por un juego de fallas normales sintectónicas que estarían asociadas al funcionamiento del Sistema de Fallas de Jama (SFJ); esto coincidiría con lo expuesto por Hernández, (2012), que explica que el SFJ es un conjunto de fallas dextrales transtensivas activadas paralelamente a la depositación de las Formaciones Borbón y Jama controlando su sedimentación.

Las deformaciones observadas coinciden con lineamientos y variaciones del curso del Río Jama observables en la cartografía que indican la posible presencia de varios ramales paralelos a la costa (Figura 5.1) de este sistema, con fallas adicionales al representado en el Mapa Geológico Nacional (2017) (Figura 5.9) debido a la escala de trabajo.

De igual manera las unidades de dicho mapa, cercanas a la costa entre Cabo Pasado y Pedernales, descritas como las Formaciones Zapallo, Ónzole y Borbón, corresponderían todas a unidades de la Formación Jama.



K_{cy} Formación Cayo Grauvascas y lutitas.	M_{Oz} Formación Onzole Lutitas, limolitas.	Pi_T Formación Tablazo Terrazas marinas bioclásticas.
K_{pn} Formación Piñón Lavas basálticas, tobas y brechas.	M_{Ag} Formación Angostura Coquinas, areniscas, lodolitas.	MPL_{Bb} Formación Borbón Areniscas tobáceas.
E_z Formación Zapallo Conglomerados, areniscas y lutitas.	M_v Formación Viche Lutitas, areniscas.	OM_{DB} Formación Dos Bocas Lutitas y lodolitas.

Figura 5.9. Sección del área de estudio del Mapa Geológico Nacional (2017)
escala 1.000 000.

Algunas de dichas fallas normales asociadas al Sistema de Fallas de Jama pueden intuirse en los perfiles sísmicos (Figura 5.10) realizados por Texaco (1988) en esta zona, donde se puede observar discontinuidades verticales asociadas a fallas entre las zonas de Jama y Cabo Pasado (Figura 5.11 y 5.12).



Figura 5.10. Ubicación de los perfiles sísmicos realizados por Texaco (1988).

Así mismo en el perfil 1465 (Figura 5.11) se observa una deformación del basamento sedimentario entre los kilómetros 1281 y 1762 del perfil, que podrían estar asociados también a la actividad de este sistema de fallas, levantando en superficie unidades sedimentarias más antiguas y deformando localmente algunas facies de la Formación Jama más intensamente (Figura 4.10). La actividad puntual y sinsedimentaria de estos ramales del SFJ sería la responsable de las deformaciones locales de fallas normales observadas en los sedimentos.

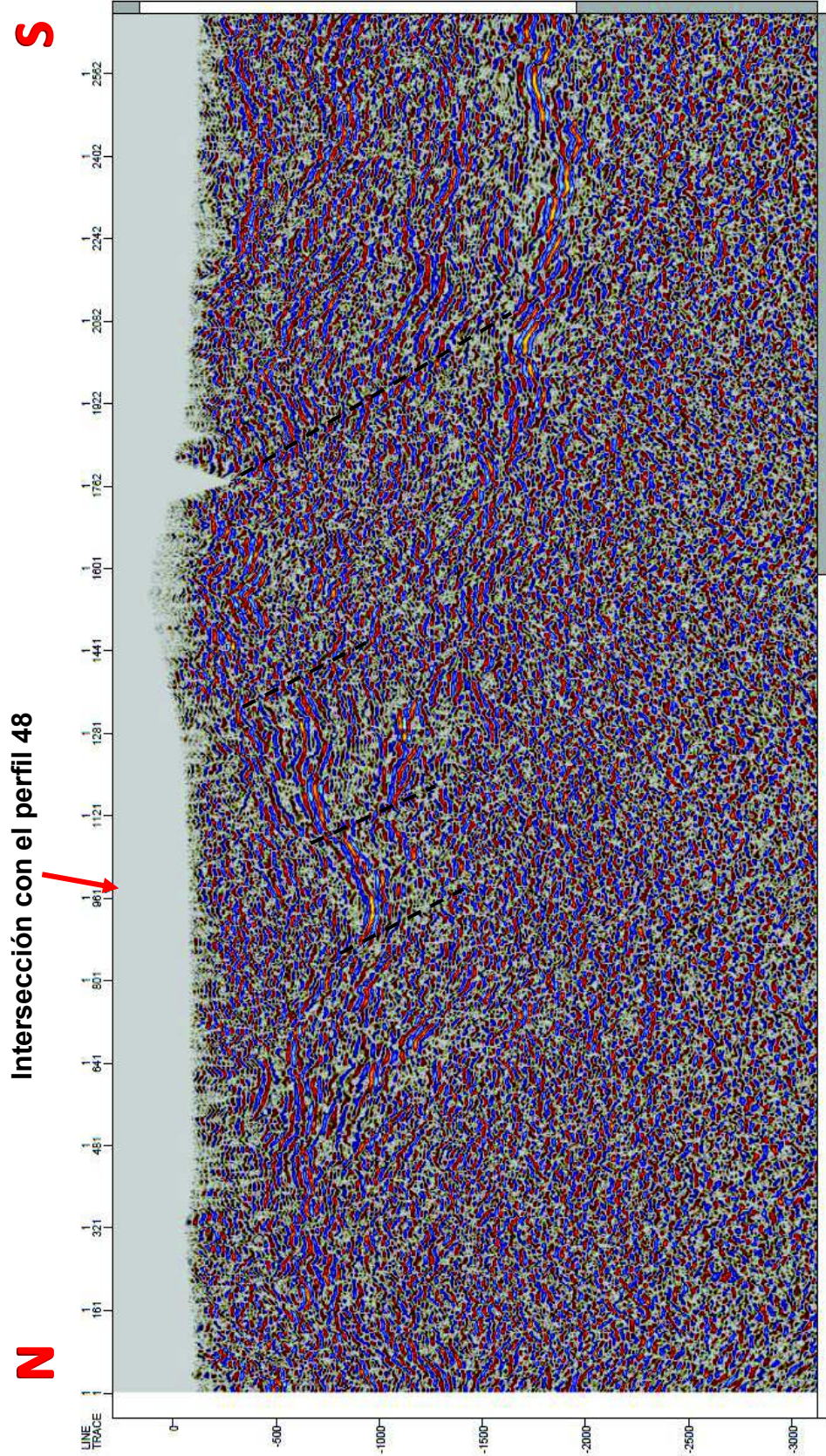


Figura 5.11. Perfil sísmico 1465 de Texaco (1988), donde se ha pintado posibles fracturas que afectan a la Formación Jama en superficie y que estarían asociadas al Sistema de Fallas de Jama.

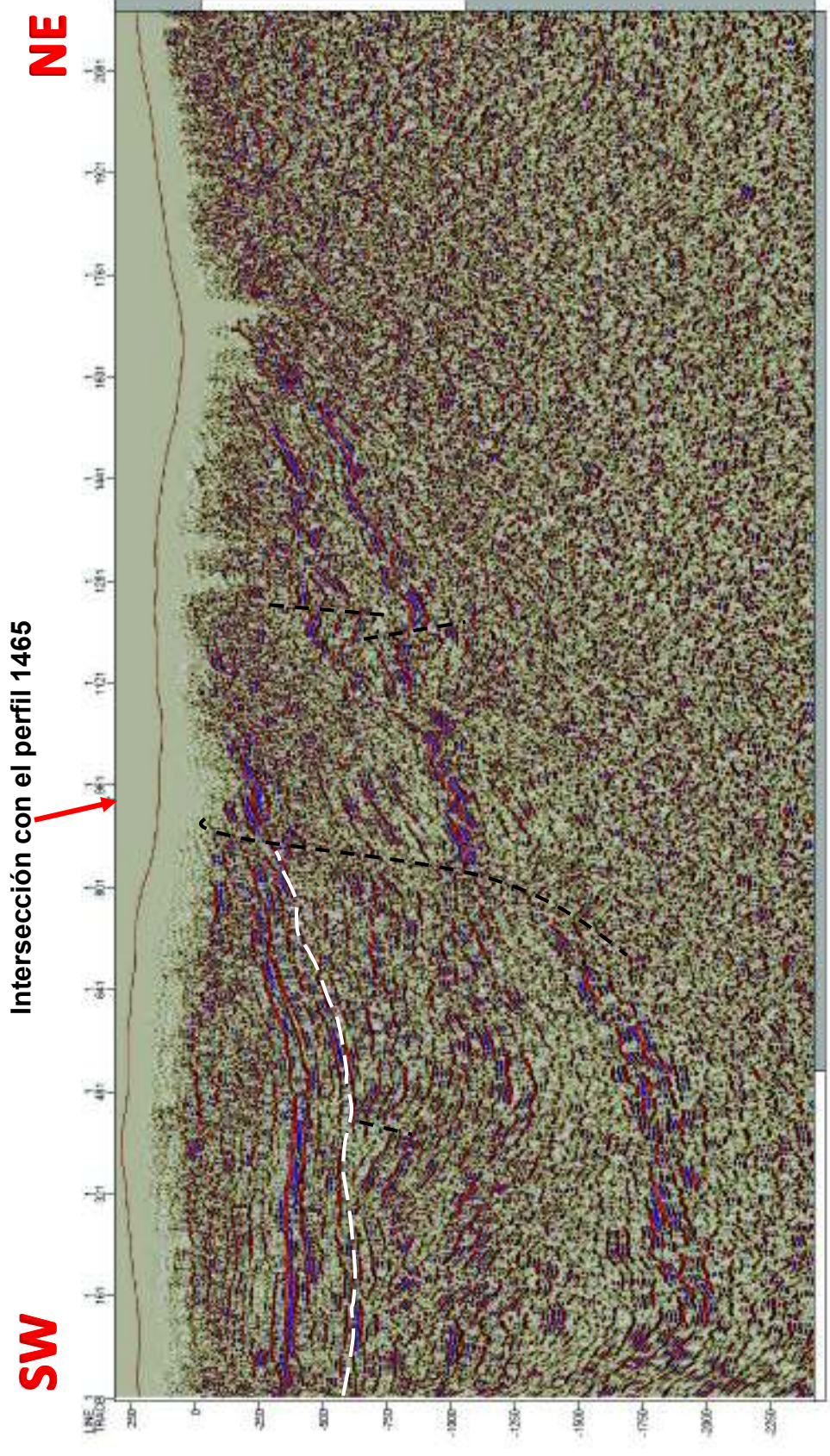


Figura 5.12. Perfil sísmico 48 de Texaco (1988), donde se ha pintado una superficie de erosión y posibles fracturas que afectan a la Formación Jama en superficie y que estarían asociadas al Sistema de Fallas de Jama.

En el perfil sísmico 48 (Figura 5.12) se observa una marcada superficie de discordancia que podría corresponder con la discordancia descrita por Hernández, (2012) en los perfiles offshore por encima de la Fm. Angostura. Si las superficies mencionadas son correlacionables, las unidades menos deformadas sobre la discordancia corresponderían a las Formaciones Ónzole, Borbón y Jama.

A diferencia de las unidades descritas por Hernández, (2012), en la zona estudiada en este trabajo, sí aflora la Fm. Ónzole, indicando la presencia de paleorelieves que permitieron la acumulación y posterior elevación de esta Formación cerca de la costa actual.

Hernández, (2012) tentativamente correlaciona sus unidades sísmicas U4a y U4b como posibles sedimentos de la Fm. Jama. En este trabajo considerando el modelo de evolución propuesto (Figura 5.3), y las deformaciones observadas, se propone que los sedimentos costeros descritos de la Fm. Jama podrían correlacionarse con la unidad U4b descrita por Hernández, (2012), cuya acumulación estaría vinculada a una gran etapa de apertura de la cuenca de Manabí-Jama a la que Hernández, (2012) llama 6ta etapa. Durante esta etapa, tanto en offshore como en onshore se observan deformaciones sinsedimentarias de fallas normales afectando a los sedimentos.

Posterior a esta etapa, en offshore Hernández, (2012) describe una 7ma etapa en donde se desarrolla una estructura de flor negativa con acumulación de las unidades U5 que no se observan en el área estudiada en tierra, posiblemente debido a que, durante la misma en la zona costera, la Fm. Jama y unidades previas se estaban elevando y erosionando. Todos estos procesos estarían controlados por el Sistema de Fallas de Jama y sus ramales hacia el continente (Figura 5.9), cuyas dinámicas transtensivas habrían condicionado la variación local del espacio de acomodación en el borde de la cuenca de Manabí-Jama a finales del Pleistoceno Inferior- inicio del Pleistoceno Medio.

CAPÍTULO VI

6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1 CONCLUSIONES

- A partir de las descripciones sedimentológicas, petrográficas y estratigráficas se definieron 2 miembros dentro de la Formación Jama, un Miembro inferior marino y un Miembro superior fluvial.
- Se determinaron 3 parasecuencias regresivas a partir de la descripción en 4 columnas estratigráficas en la Formación Jama, que en conjunto reflejan la acumulación sucesiva de facies de offshore de plataforma marina externa, facies de offshore de plataforma marina interna, facies de shoreface y finalmente facies continentales fluviales en el tope de la Formación.
- Los cambios laterales de depositación de la Formación Jama ocurren con una orientación SW-NE donde las facies más profundas de plataforma se ubican al SW y las facies fluviales se somerizan hacia el NE.
- Los sedimentos de la Formación Jama se encuentran depositados de manera general en un medio regresivo con sedimentos progradantes de highstand system tract.
- La Formación Jama presenta un ligero basculamiento en dirección SW-NE permitiendo observar las facies más antiguas en el SW y las más jóvenes en el NE.
- El espesor de la Formación Jama es de aproximadamente 170 metros, sin embargo, este sería un espesor mínimo debido a que hay facies bajo superficie (no visibles) y otras que han sido erosionadas por depósitos posteriores.
- Se ha estimado una tasa de levantamiento relativo aproximada considerando el levantamiento mínimo de las facies profundas y la edad datada por Cantalamessa et al., (2005); resultando en una tasa de elevación aproximada de unos 0.17mm/a para los últimos 1.16 Ma, esta elevación tuvo continuidad hasta el presente, por lo que ahora

es posible observar escalones de potenciales terrazas marinas y valles colgados erosionado la Formación Jama en la zona de estudio.

- La depositación de la Formación Jama estuvo controlada por el Sistema de fallas de Jama (SW-NE) que tiene una dirección paralela al borde de cuenca de depositación, mismo sistema responsable de levantar el basamento de esta Formación y generar deformación sinsedimentaria dentro de la Formación Jama, con unidades afectadas por fallas normales.

6.2 RECOMENDACIONES

- En este estudio se encontraron depósitos con numerosos microfósiles dentro de la Formación Jama, por lo que sería recomendable realizar un análisis más detallado de estos microfósiles para poder correlacionar y corroborar las interpretaciones de ambientes y edades de formación.
- Durante la elaboración de este trabajo se ha tenido inconvenientes para establecer con claridad el basamento de la Formación Jama debido a que en estudios previos no se describen con claridad las Formaciones más antiguas, por esta razón se recomienda realizar un mejor estudio de estas Formaciones en esta zona.
- En el área estudiada existen indicios de antiguas terrazas marinas posteriores a la Formación Jama entre Cabo Pasado y Punta Ballena, es recomendable un estudio detallado de estas terrazas que aporten información sobre tasas de levantamiento relativo en la costa ecuatoriana.
- Debido a su litología y extensión de afloramientos, se debe considerar a esta unidad como una Formación dentro de la cartografía nacional.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Arche, Alfredo (2010). Sedimentología del proceso físico a la cuenca sedimentaria. Madrid: Consejo Superior de Investigaciones Científicas.
- Barredo, Silvia (2005). Rocas Sedimentarias.
- Benítez, Stalin (1995). Evolution Géodynamique de La Province Côtière Sud-Équatorienne Au Crétacé Supérieur-Tertiaire. Université Joseph-Fourier-Grenoble I. <https://hal.archives-ouvertes.fr/tel-00542421/>, accessed June 6, 2017.
- Bristow y Hoffstetter (1977). Lexique Stratigraphique International; Ecuador Segunda, 5a2.
- Cantalamessa, G., & Di Celma, C. (2004). Origin and chronology of Pleistocene marine terraces of Isla de la Plata and of flat, gently dipping surfaces of the southern coast of Cabo San Lorenzo (Manabí, Ecuador). *Journal of South American Earth Sciences*, 16(8), 633–648.
- Cantalamessa Gino, Claudio Di Celma, and Luca Ragaini (2005). Sequence Stratigraphy of the Punta Ballena Member of the Jama Formation (Early Pleistocene, Ecuador): Insights from Integrated Sedimentologic, Taphonomic and Paleoecologic Analysis of Molluscan Shell Concentrations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 216(1–2): 1–25.
- Carranco, Andrés (2014). Formaciones de La Costa Ecuador. Universidad Central del Ecuador.
- Catuneanu, Octavian, William E. Galloway, Christopher G. St. C. Kendall, et al., (2011). Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature. *Newsletters on Stratigraphy* 44(3): 173–245.
- Cisneros, A. (2017). Morfo-tectónica de la península de manta e isla de la plata y su relación con los procesos de subducción. Escuela Politécnica Nacional, Quito.
- Coe, Angela L.; Bosence, Dam W.J.; Church, Kevin D.; Flint, Stephen S.; Howell, John A. and Wilson, R. Chris L. (2003). The Sedimentary record of sea-level change. Cambridge, UK: Cambridge University Press and the Open University.
- Comisión Internacional de Estratigrafía, 2018. Tomado de: <http://www.stratigraphy.org/upload/bak/defs.htm>
- Duque, Pablo (2000). Breve Léxico Estratigráfico Del Ecuador. Sistema de Información Geológica y Minera.

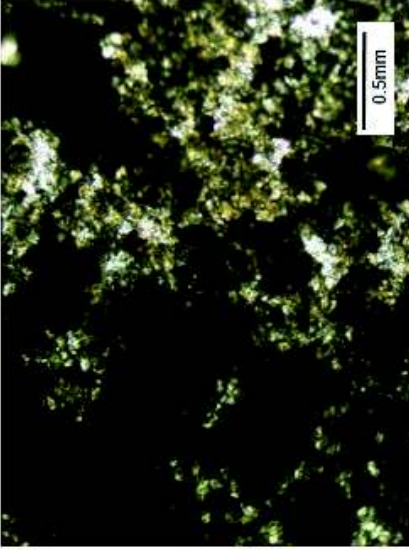
- Egüez Arturo, Gaona Miguel, Albán Andrea (2017). Mapa Geológico de la República del Ecuador. Escala 1.100 000. Instituto Nacional de Investigación Geológico, Minero, Metalúrgico. Ministerio de Minería.
- Hernández, María José (2012). El Sistema de Fallas de Jama En La Plataforma Continental (off-Shore) Del Margen Ecuatoriano. Escuela Politécnica Nacional, Quito.
- Hungerbühler, Dominik, Michael Steinmann, Wilfried Winkler, et al., (2002). Neogene Stratigraphy and Andean Geodynamics of Southern Ecuador. *Earth-Science Reviews* 57(1): 75–124.
- Jaillard, Etienne, Martha Ordóñez, Stalin Benitez, et al., (1995). Basin Development in an Accretionary, Oceanic-Floored Fore-Arc Setting: Southern Coastal Ecuador during Late Cretaceous-Late Eocene Time.
- Jiménez, Nelson, E Díaz-Martínez, Isabel Rábano, and Instituto Geológico y Minero de España, eds. (2007). Bioestratigrafía de las Formaciones Viche y Angostura del Neógeno de la Cuenca de Esmeraldas, Ecuador: Sitios Fosilíferos y Edades Obtenidas. Madrid: Instituto Geológico y Minero de España.
- Jolly, Richard J. H., and Lidia Lonergan (2002). Mechanisms and Controls on the Formation of Sand Intrusions. *Journal of the Geological Society* 159(5): 605–617.
- Litherland, M., and J.A. Aspden (1992). Terrane-Boundary Reactivation: A Control on the Evolution of the Northern Andes. British Geological Survey.
- Luzieux, L.D.A., F. Heller, R. Spikings, C.F. Vallejo, and W. Winkler (2006). Origin and Cretaceous Tectonic History of the Coastal Ecuadorian Forearc between 1°N and 3°S: Paleomagnetic, Radiometric and Fossil Evidence. *Earth and Planetary Science Letters* 249(3–4): 400–414.
- Marroco, Rene (2009). Estratigrafía-Secuencial.
- Nichols, Gary (2009). *Sedimentology and Stratigraphy*. 2nd ed. Chichester, UK; Hoboken, NJ: Wiley-Blackwell.
- Olsson, A. A (1964). Neogene Mollusks from northwest Ecuador. *Paleontological Research, Institution, Ithaca, New York*, 256p., 38 pis.
- Ordóñez, Martha (2006). Datos bioestratigráficos y paleoecológicos de las cuencas: graben de Jambelí, Progreso, Manabí, Esmeraldas y Oriente; del levantamiento de la península de Santa Elena, y de las cordilleras Chongón Colonche, costera y occidental. Centro de Investigaciones Geológicas Guayaquil.

- Pedoja K (2003). Les terrasses marines de la marge Nord Andine (Equateur et Nord Pérou): relation avec le contexte géodynamique. Thèse de doctorat de L'Université P. et M. Curie. 351 pp.
- Pedoja, K., J.F. Dumont, M. Lamothe, et al., (2006). Plio-Quaternary Uplift of the Manta Peninsula and La Plata Island and the Subduction of the Carnegie Ridge, Central Coast of Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences* 22(1–2): 1–21.
- Pedoja, K., Ortlieb, L., Dumont, J. F., Lamothe, M., Ghaleb, B., Auclair, M., & Labrousse, B. (2006). Quaternary coastal uplift along the Talara Arc (Ecuador, Northern Peru) from new marine terrace data. *Marine Geology*, 228(1–4), 73–91. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.01.004>
- Pilsbry, H. A., & Olsson, A. A. (1941). A Pliocene fauna from western Ecuador. *Proceedings of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia*, 93, 1-79.
- Reading, H. G., ed. (2002). *Sedimentary Environments: Processes, Facies, and Stratigraphy*. 3rd ed. Oxford; Cambridge, Mass: Blackwell Science.
- Reyes, Pedro (2008). Quantification Relative Du Soulevement de La Cordillere Cotiere (Equateur) a Partir de La Geomorphologie Sur Mnt. These Master 2, Université Nice Sophia Antipolis.
- Reyes, Pedro (2013). Évolution Du Relief Le Long Des Marges Actives: Étude de La Déformation Plio-Quaternaire de La Cordillère Côtière d'Équateur. These de Doctorat, Université Nice Sophia Antipolis. <https://halshs.archives-ouvertes.fr/tel-00835324/>, accessed June 8, 2017.
- Reyes, P., & Michaud, F. (2012). Mapa Geológico de la Margen Costera Ecuatoriana (1:500000). EP PetroEcuador-IRD (Eds), Quito, Ecuador.
- Reynaud, Cédric, Étienne Jaillard, Henriette Lapierre, Marc Mamberti, and Georges H. Mascle (1999). Oceanic Plateau and Island Arcs of Southwestern Ecuador: Their Place in the Geodynamic Evolution of Northwestern South America. *Tectonophysics* 307(3): 235–254.
- Rosania, G.S. (1989). Petroleum prospects of the sedimentary basins of Ecuador. In: Ericksen, G.E., Cañas Pinochet, M.T., Reinemund, J.A. (Eds.), *Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*, Huston, Texas, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources EarthSciences Series, vol. 11, pp. 415– 430.
- Sigal J. (1969). Quelques acquisitions récentes concernant la chronostratigraphie des formations sédimentaires de l'Equateur. *Rev. Esp. Micropal.*, 1, p. 205-236.

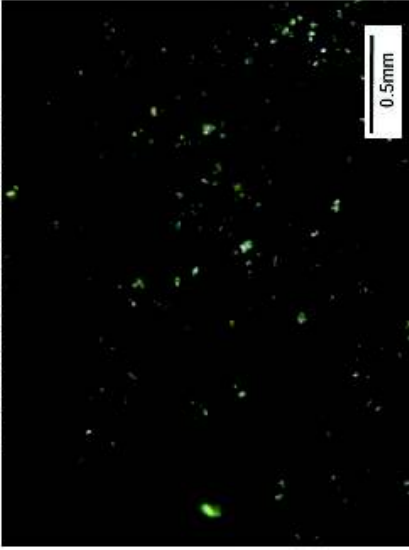
- Stainforth, R (1948). Applied Micropaleontology in Coastal Ecuador. *Journal of Paleontology* 22(2): 1–48.
- Stow, Dorrick A. V (2010). *Sedimentary Rocks in the Field: A Color Guide*. Burlington, MA: Elsevier, Academic Press.
- Texaco Petroleum Company (1988). Ministerio de Energía y Minas, Dirección Nacional de Hidrocarburos. Registros sísmicos.
- Tschopp, H.J. (1948). Geologische Skizze von Ecuador. *Bull. Ass. Suisse Geol. Ing. Petrol.*, 15, 48, p21.
- Trenkamp, Robert, James N. Kellogg, Jeffrey T. Freymueller, and Hector P. Mora (2002). Wide Plate Margin Deformation, Southern Central America and Northwestern South America, CASA GPS Observations. *Journal of South American Earth Sciences* 15(2): 157–171.
- Tucker, Maurice E. (2003). *Sedimentary Rocks in the Field*. 3rd ed. The Geological Field Guide Series. West Sussex, England; Hoboken, NJ: J. Wiley.
- Vallejo, C., W. Winkler, R. A Spikings, L. Luzieux, and F. Heller (2009). Mode and Timing of Terrane Accretion in the Forearc of the Andes in Ecuador. *Geological Society of America Memoirs* 204(0): 197–216.
- Whittaker J. E. (1988). Benthic Cenozoic Foraminifera from Ecuador (Coastal area). *Natural History, Museum British London*, 194 p.
- Winkler, W., D. Villagómez, R. Spikings, et al., (2005). The Chota Basin and Its Significance for the Inception and Tectonic Setting of the Inter-Andean Depression in Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences* 19(1): 5–19.
- Van Wagoner, J. C., Posamentier, H. W., Mitchum, R. M., Vail, P. R., Sarg, J. F., Loutit, T. S., Hardenbol, J., (1988). An overview of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H. W., Ross, C. A., Van Wagoner, J. C. (Eds.), *Sea Level Changes – An Integrated Approach* SEPM Special Publication 42.
- Zamora Alfredo, Litherland Martin (1993). *Mapa Geológico de la República del Ecuador*. Escala 1:100 000. Corporación de Desarrollo e Investigación Geológico-Minero Metalúrgica. Misión Británica-British Geological Survey.

ANEXOS

Nombre de la muestra: (094)		Fotografías	
Localidad:	Carretera Jama- Canoa	X: 0568784	Y: 9960061
Microtextura:	Peliítica		
Descripción de la muestra			
Mineral/Clastos	Vol%	Propiedades	Observaciones
Arcillas	43	Color marrón oscuro, grandes acumulaciones	Forma la matriz
Minerales opacos	7	Cristales euhedrales, dispersos en la muestra	
Cuarzo	20	Algunos cristales subhedrales, la mayor parte es tamaño arena fina	
Carbonato	30	Alrededor de los granos como micrita	Forma parte de la matriz
Grado de compactación:	Muy bajo		
Fósiles:	Sin fósiles		
Matriz:	Arcillosa y micrítica		
Cemento:	Sin cemento		
Porosidad:	Alta (primaria)		
Observaciones:	Debido a su baja compactación, fue muy difícil realizar la lámina		
Nombre:	Luita calcárea poco carbonatada		



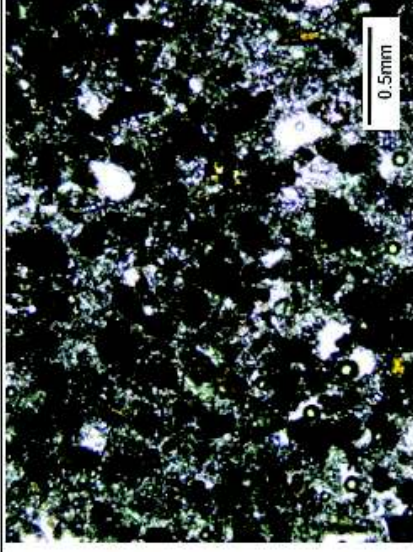
Fotografía con luz transmitida 5x



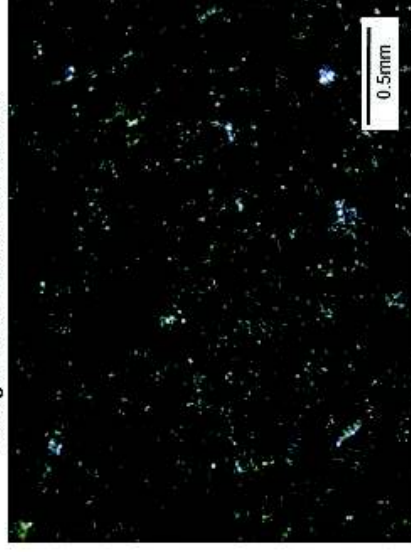
Fotografía con polarizador cruzado 5x

Nombre de la muestra: (111)A		Localidad: Punta Cabuya		X: 0573144	Y: 9977090	Z: 20
Microtextura:		Clástica laminada				
Descripción de la muestra						
Mineral/Clastos	Vol%	Propiedades	Observaciones			
Arcillas	5	Café oscura dispersa entre los granos				
Minerales opacos	5	Fragmentos de óxidos				
Cuarzo	15	Tamaño arena fina dispersa				
Minerales máficos alterados	5	Cristales subhedrales, color café	Sin identificar			
Líticos	20	Granos redondeados con sorteo pobre	Difícil identificación			
Plagioclasas	10	Tabulares, tamaño arena fina				
Glauconita y otros minerales	5	Redondeados, tamaño arena fina, color verde a café verdoso, poco evolucionados	Probables granos reciclados			
Carbonato	30	Esparita				
Grado de compactación: Alto						
Fósiles: Fragmentos de bivalvos y otros no identificables <5%						
Matriz: Arcillosa						
Cemento: Esparítico mosaico						
Porosidad: Media (primaria)						
Nombre: Arenisca carbonatada/cal cárea						

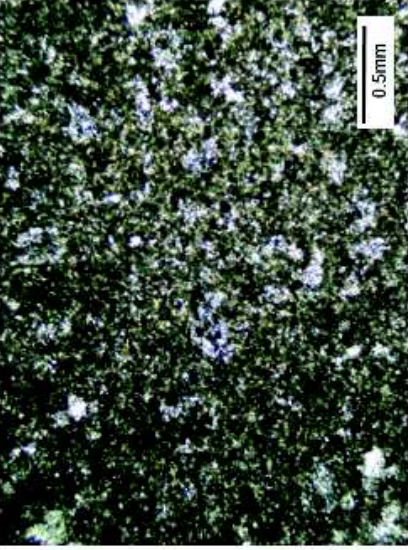
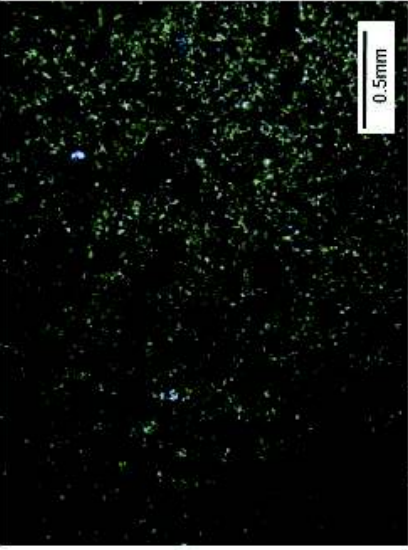
Fotografías

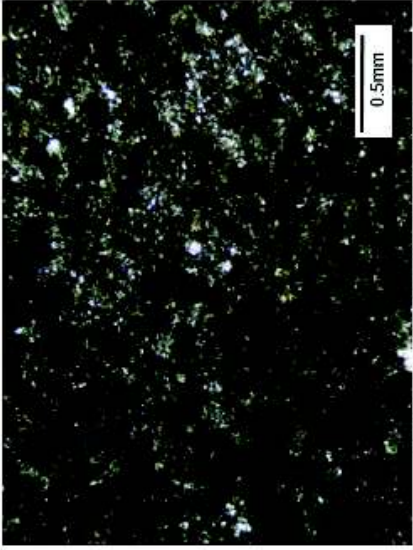



Fotografía con luz transmitida 5x



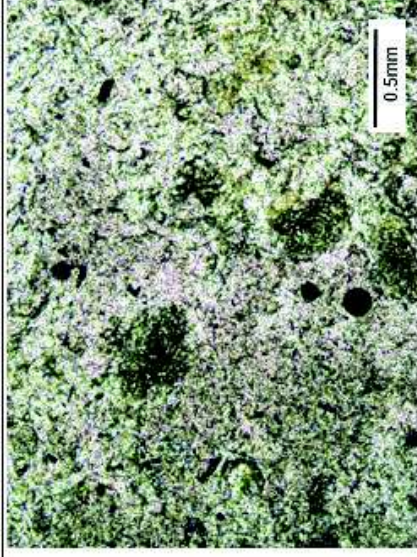
Fotografía con polarizador cruzado 5x

Nombre de la muestra: (150)B			Fotografías	
Localidad:	Carretera Jama-Pedernales	X: 0585018	Y: 9980893	Z: 36
Microtextura:	Clástica fina			
Descripción de la muestra				
Mineral/Clastos	Vol%	Propiedades	Observaciones	
Arcillas	5	Color marrón, dispersa en la muestra		
Minerales opacos	1	Cristales subhedrales, minerales accesorios		
Cuarzo	5	Algunos cristales subhedrales facturados, la mayor parte cristales tamaño limo dispersos en la muestra	Debido a su tamaño es difícil su identificación	
Ceniza	30	Composición vítrea, dispersa en la muestra, tamaño fino		
Carbonato	60	Microesparita aglutinando las partículas	Forma la matriz	
Grado de compactación:	Medio			
Fósiles:	Sin fósiles			
Matriz:	Microesparita			
Cemento:	Sin cemento			
Porosidad:	Media (primaria)			
Observaciones:	Muestra compuesta de una mezcla entre ceniza y carbonato			
Nombre:	Mudstone tobáceo			
			 <p>Fotografía con luz transmitida 5x</p>	
			 <p>Fotografía con polarizador cruzado 5x</p>	

Nombre de la muestra: (155)A			
Localidad:	Carretera Jama-Pedernales	X: 0602317	Y: 0003205
Microtextura:	Clástica fina		Z: 19
Descripción de la muestra			
Mineral/Clastos	Vol%	Propiedades	Observaciones
Arcillas	15	Color café oscuro, dispersa en la muestra	
Minerales opacos	1	Cristales subhedrales dispersos	
Cuarzo	15	Cristales subhedrales fracturados y tamaño limo dispersos	
Ceniza	60	Composición vítrea, fina, ocupa la mayor parte de la muestra	Forma la matriz
Plagioclasa	10	Cristales subhedrales fracturados y tamaño limo; birrefringencia baja (amarillo)	
Grado de compactación:	Medio-Alta		
Fósiles:	Sin fósiles		
Matriz:	Ceniza		
Cemento:	Sin cemento		
Porosidad:	Muy baja (primaria)		
Observaciones:	Sin observaciones		
Nombre:	Toba vítrea		
Fotografías			
			Fotografía con luz transmitida 5x
			Fotografía con polarizador cruzado 5x

Nombre de la muestra: (153)B		Localidad: Carretera Jama-Pedernales X: 0589990 Y: 9989258 Z: 36	
Microtextura: Clásfica fina			
Descripción de la muestra			
Mineral/Clastos	Vol%	Propiedades	Observaciones
Arcillas	4	Café oscuro, dispersa en la muestra	
Minerales opacos	1	Cristales subhedralos dispersos	
Cuarzo	20	Cristales tamaño limo y criptocristalinos dispersos y mezclados con la ceniza	Probable recristalización
Ceniza	55	Composición vítrea, tamaño fino	Forma la matriz
Grado de compactación: Medio			
Fósiles: Radiolarios mayormente fragmentados 20%			
Matriz: Ceniza			
Cemento: Sin cemento			
Porosidad: Muy baja (primaria)			
Observaciones: Sin observaciones			
Nombre:		Toba radiolarítica	

Fotografías

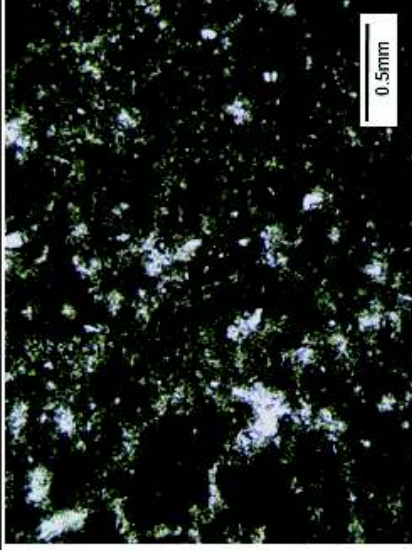


Fotografía con luz transmitida 5x

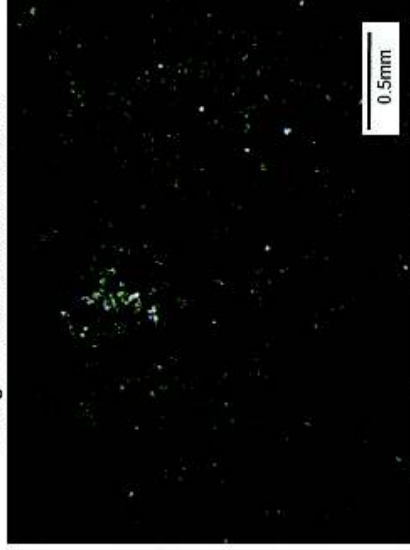


Fotografía con polarizador cruzado 5x

Nombre de la muestra: (108)C		Fotografías	
Localidad:	Punta Cabuya	X: 0573686	Y: 9977943 Z: 5
Microtextura:	Clásica		
Descripción de la muestra			
Mineral/Clastos	Vol%	Propiedades	Observaciones
Agregados de alteración	20	Agregados café oscuro agrupados en ciertas zonas con arcillas y óxidos	
Minerales opacos	2	Cristales subhedrales dispersos, color negro	
Cuarzo	3	Cristales subhedrales fracturados y tamaño limo dispersos	
Carbonato	75	Lodo micrítico	Forma la matriz
Plagioclasa	1	Cristales subhedrales, maclados, tamaño arena fina	
Grado de compactación:	Muy bajo		
Fósiles:	Sin fósiles		
Matriz:	Micrítica		
Cemento:	Sin cemento		
Porosidad:	Alta (primaria)		
Observaciones:	Debido a su baja compactación no se pudo realizar correctamente la lámina		
Nombre:	Mudstone		

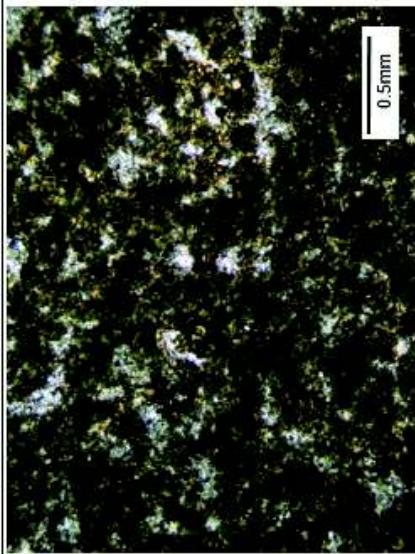


Fotografía con luz transmitida 5x

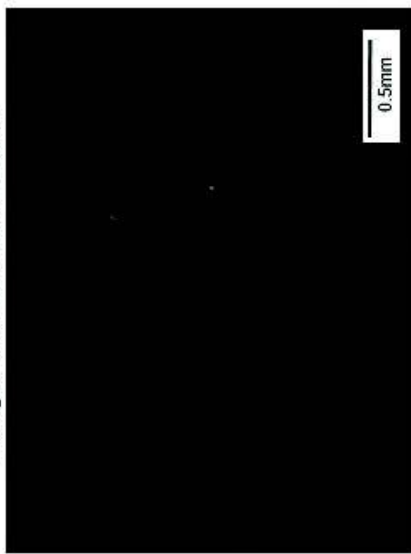


Fotografía con polarizador cruzado 5x

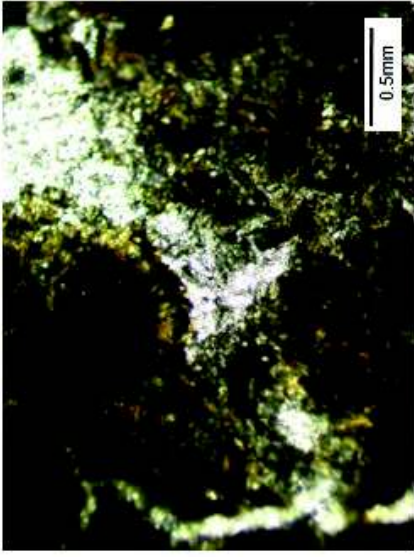
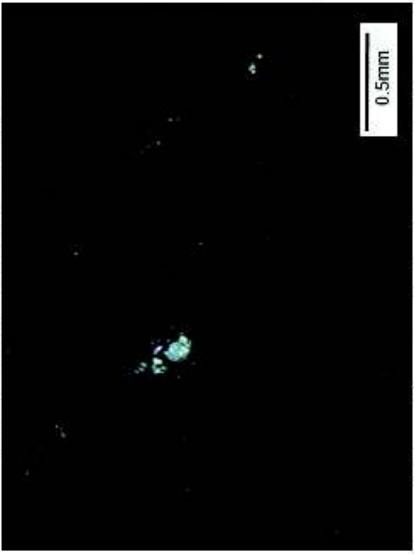
Nombre de la muestra: (160)		Localidad: Carretera Jama-Pedernales X: 0603170 Y: 0004230 Z: 36		Fotografías
Microtextura: Clástica fina				
Descripción de la muestra				
Mineral/Clastos	Vol%	Propiedades	Observaciones	
Arcillas	5	Color café oscuro, concentrado en ciertas zonas		
Minerales opacos	2	Cristales euhedrales dispersos		
Cuarzo	10	Cristales tamaño limo, apenas distinguibles		
Ceniza	80	Composición vítrea, ocupa la mayor parte de la muestra	Forma la matriz	
Grado de compactación: Alto				
Fósiles: Radiolarios fragmentados 3%				
Matriz: Ceniza				
Cemento: Sin cemento				
Porosidad: Media (primaria)				
Observaciones: Sin observaciones				
Nombre: Toba vítrea				

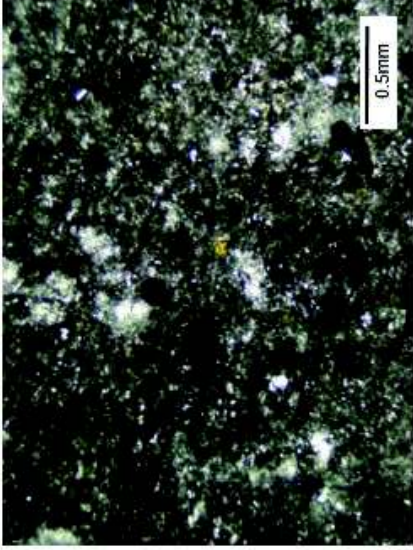



Fotografía con luz transmitida 5x



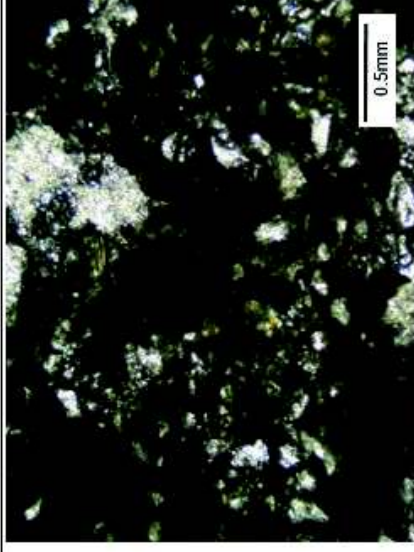
Fotografía con polarizador cruzado 5x

Nombre de la muestra: (139)			Fotografías		
Localidad:	Punta Ballena	X: 0575010	Y: 9980996	Z: 9	 <p>Fotografía con luz transmitida 5x</p>
Microtextura:	Pelítica				
Descripción de la muestra					
Mineral/Clastos	Vol%	Propiedades	Observaciones		
Arcillas	35	Color marrón, ocupa la mayor parte de la muestra	Forma la matriz		
Minerales opacos	5	Cristales subhedrales dispersos			
Cuarzo	35	Cristales subhedrales fracturados y tamaño limo dispersos			
Líticos	11	Clastos redondeados dispersos	Sin identificar		
Plagioclasa	15	Cristales subhedrales fracturados, birrefringencia baja (amarilla)			
Grado de compactación:	Muy baja				
Fósiles:	Sin fósiles				
Matriz:	Arcilla				
Cemento:	Sin cemento				
Porosidad:	Alta (primaria)				
Observaciones:	Lodo poco compacto que dificultó mucho la realización de la lámina				
Nombre:	Arena				
					 <p>Fotografía con polarizador cruzado 5x</p>

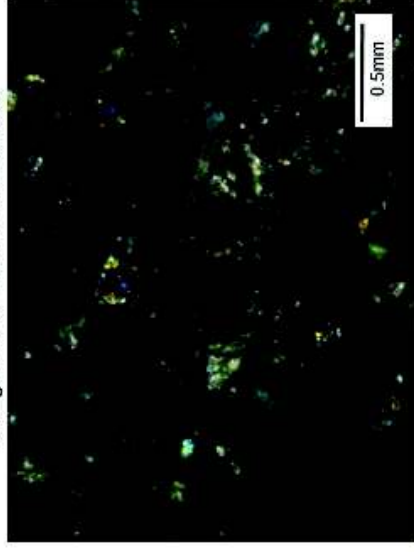
Nombre de la muestra: (149)			Fotografías	
Localidad:	Carretera Jama-Pedernales X: 0583256	Y: 9979015	Z: 25	 <p>Fotografía con luz transmitida 5x</p>
Microtextura:	Clástica fina			
Descripción de la muestra				
Mineral/Clastos	Vol%	Propiedades	Observaciones	
Arcillas	5	Color café, dispersa en la muestra		
Minerales opacos	4	Cristales euhedrales, varios tamaño arena		
Cuarzo	15	Cristales subhedrales fracturados de tamaño arena hasta limo		
Plagioclasa	10	Tabulares, tamaño arena fina y limo		
Ceniza	55	Composición vítrea, fina	Forma la matriz	
Mineral 1	10	Cristales subhedrales, cafés, alterados	Sin identificar, oxidados	
Mineral 2	1	Cristal subhedral, fracturado, azul, relieve alto	Sin identificar	
Grado de compactación:	Alto			
Fósiles:	Sin fósiles			
Matriz:	Ceniza			
Cemento:	Sin cemento			
Porosidad:	Media (primaria)			
Observaciones:	Sin observaciones			
Nombre:	Toba vítrea			
				 <p>Fotografía con polarizador cruzado 5x</p>

Nombre de la muestra: (137)A		Localidad: Punta Ballena		X: 0574921	Y: 9980700	Z: 5
Microtextura:		Clásica				
Descripción de la muestra						
Mineral/Clastos	Vol%	Propiedades	Observaciones			
Arcillas	4	Color café oscuro, dispersa				
Minerales opacos	4	Cristales subhedrales, dispersos				
Cuarzo	35	Cristales subhedrales, fracturados				
Carbonato	30	Composición esparítica, une y cubre los granos	Forma el cemento			
Líticos	20	Clastos redondeados a subredondeados, tamaño arena, color marrón	Sin identificar			
Biotita	1	Tabulares, pleocróicos, café verdosos				
Glauconita	1	Redondeada, color verde	Probablemente reciclada			
Grado de compactación: Bajo						
Fósiles:	Fragmentos de bivalvos 5%					
Matriz:	Sin matriz					
Cemento:	Espáritico					
Porosidad:	Alta (primaria)					
Nombre:	Arenisca calcárea					

Fotografías

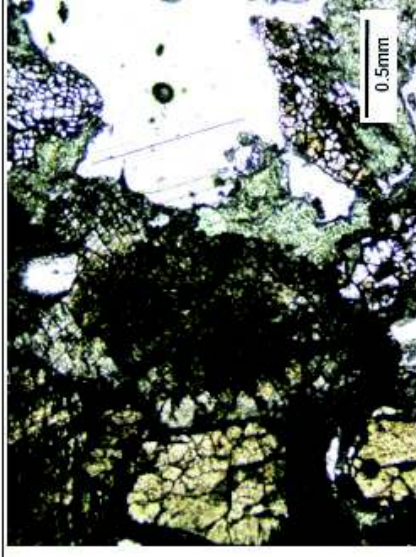


Fotografía con luz transmitida 5x



Fotografía con polarizador cruzado 5x

Nombre de la muestra: (140)		Fotografías	
Localidad:	Punta Ballena	X: 0575147	Y: 9980827 Z: 9
Microtextura:	Clástica		
Descripción de la muestra			
Mineral/Clastos	Vol%	Propiedades	Observaciones
Carbonato	18	Composición esparítica, une los granos	Forma el cemento
Minerales opacos	1	Cristales anhedrales dispersos	
Cuarzo	30	Cristales subhedrales, fracturados	
Líticos	40	Clastos redondeados a subredondeados, fracturados	Volcánicos y sedimentarios
Biotita	1	Cristales tabulares pleocróicos, color verde-café	
Grado de compactación:	Muy Alta		
Fósiles:	Fragmentos de ostras grandes, equinoideos, bivalvos y fragmentos sin identificar 10%		
Matriz:	Sin matriz		
Cemento:	Esparítico en mosaico		
Porosidad:	Alta (primaria y secundaria) de tipo móldico		
Observaciones:	Sin observaciones		
Nombre:	Arenisca conglomerática calcárea		



Fotografía con luz transmitida 5x



Fotografía con polarizador cruzado 5x