

ESCUELA SUPERIOR POLITÉCNICA DEL LITORAL

Facultad de Ingeniería en Ciencias de la Tierra

**“Estudio Integrado del Golfo de Guayaquil
del Mioceno al Reciente”**

TESIS DE GRADO

Previo a la obtención del Título de:

INGENIERO GEÓLOGO

Presentada por:

Luis Emilio Cobos Mite

GUAYAQUIL – ECUADOR

Año: 2010

AGRADECIMIENTO

Al Ing. Galo Montenegro, Director de Tesis, por su guía, apoyo y paciencia.

A los Ings. Gerardo Berrones y Edgar Riofrío (+) por su valiosa ayuda.

Al CIGG de Petroproducción y todo su personal que colaboró para la realización de este trabajo.

DEDICATORIA

A DIOS, EL GRAN ARQUITECTO

A MIS PADRES

A MIS HERMANOS

A MI ESPOSA

A MI HIJA

TRIBUNAL DE GRADUACIÓN

Ing. Gastón Proaño C.
SUBDECANO DE LA FICT

Ing. Galo Montenegro S.
DIRECTOR DE TESIS

Ing. Gerardo Berrones H.
VOCAL

Ing. Eugenio Núñez del Arco
VOCAL

DECLARACIÓN EXPRESA

“La responsabilidad del contenido de esta Tesis de Grado, me corresponden exclusivamente; y el patrimonio intelectual de la misma a la ESCUELA SUPERIOR POLITÉCNICA DEL LITORAL”

(Reglamento de Graduación de la ESPOL).

Luis Emilio Cobos Mite

RESUMEN

Este estudio integra la información bioestratigráfica, registros de pozos y secciones sísmicas disponibles del Golfo de Guayaquil. Fueron determinados límites de secuencias, cortejos de sistemas, fallas y estructuras principales. Se concluyó que el Golfo de Guayaquil no es una cuenca de pull-apart tradicional; esta es una cuenca pull-apart en régimen transtensivo y con una zona de despegue dúctil, donde los depocentros se desarrollaron junto a las fallas de borde de cuenca, separados por altos estructurales intracuenca que son las zonas de transferencia del movimiento transcurrente. Su apertura se inició en el Mioceno Medio. Analizando la edad de la roca generadora, el tiempo de la expulsión de petróleo, los períodos de formación de las estructuras, y la presencia verificada de petróleo y gas, se determinó que las estructuras formadas en el Mioceno tardío o antes son las más favorables para ser yacimientos efectivos.

ÍNDICE GENERAL

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN Y CONCEPTOS BÁSICOS.....	1
1.1. Introducción.....	1
1.2. Objetivos	2
1.3. Geología Regional	4
1.4. Área de Estudio	11
1.5. Base de Datos	14
1.6. Trabajos Anteriores	16
1.7. Conceptos Básicos.....	18
1.8. Hipótesis de Trabajo.....	36
1.9. Metodología.....	39
CAPÍTULO 2. SEDIMENTACIÓN Y SUBSIDENCIA EN EL GOLFO DE	
 GUAYAQUIL.....	41
2.1. Introducción.....	41
2.2. Formaciones Sedimentarias del Golfo de Guayaquil	41
2.2.1. El Paleógeno.....	43
2.2.2. Formaciones Dos Bocas/Villingota.....	43
2.2.3. Formación Subibaja.....	45
2.2.4. Formación Progreso	46
2.2.5. Formación Puná.....	48
2.2.6. Zona N-23.....	50
2.3. Eustasia y Subsistencia en el Golfo de Guayaquil.....	51
2.3.1. Tasas de Subsistencia.....	51
2.4. Transgresiones, Regresiones y Variaciones Paleoambientales	58
2.5. Determinación preliminar de secuencias y límites de secuencias	60
CAPÍTULO 3. MODELO ESTRATIGRÁFICO.....	65
3.1. Introducción.....	65

3.2	Análisis de Electrofacies: Fundamentos.....	65
3.3	Identificación de límites de secuencias para el Golfo de Guayaquil utilizando los registros geofísicos de pozos.....	77
3.4	Correlación entre pozos.....	90

CAPÍTULO 4. CONVERSIÓN PROFUNDIDAD A TIEMPO 93

4.1	Introducción.....	93
4.2	El Método de Sísmica de Reflexión, Conceptos Básicos.....	94
4.3	Magnitudes utilizadas en la sísmica de reflexión.....	97
4.4	Determinación de Leyes de Velocidades para los pozos del Golfo de Guayaquil.....	104
4.5	Conversión Profundidad a Tiempo para los pozos del Golfo de Guayaquil.....	112

CAPÍTULO 5. MODELO SÍSMICO ESTRUCTURAL..... 121

5.1	Introducción.....	121
5.2	Sismoestratigrafía: Fundamentos	121
5.3	Identificación de Límites de Secuencias por Sísmica	127
5.4	Análisis de Sismofacies.....	128
5.5	Identificación de Fallas y Estructuras Principales.....	130
5.6	Datación de la Actividad de las Fallas	136
5.7	Modelo Estructural	142
5.8	Evolución Tectónica.....	153
5.9	Implicaciones hidrocarburíferas	161

CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES 168

6.1	Conclusiones	168
6.2	Recomendaciones	172

ANEXOS

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Corte Geológico Regional del Ecuador.	12
Figura 1.2. Área de estudio y Bloques a licitarse.....	13
Figura 1.3. Base de datos: líneas sísmicas y pozos utilizados.....	15
Figura 1.4. Estructura cola de caballo interpretada para el Golfo de Guayaquil, según Lions (1995).	16
Figura 1.5. Estructura en pull apart interpretada para el Golfo de Guayaquil, según Deniaud et al. (1999).	17
Figura 1.6. Interpretación del Golfo de Guayaquil como una estructura relacionada con el escape tectónico del bloque Nor-Andino, según Witt C. et al. (2004). ..	18
Figura 1.7. Tipos de discordancias en una secuencia silicoclástica, tomado de Posamentier et al. (1988)	21
Figura 1.8. Elementos de la Curva de Dislocamiento del Onlap Costero (modificado de Posamentier et al., 1988)	24
Figura 1.9. Arquitectura estratigráfica costera (modificado de Vail et al., 1977)... ..	25
Figura 1.10. Cortejos de Sistemas (modificado de Neal et al., 1993).	32
Figura 1.11. Facies y geometrías estratales de dos secuencias estratigráficas.	33
Figura 1.12. Mapa de Anomalías de Bouguer Simples del Suroeste de la Costa Ecuatoriana (modificado de Feininger , 1977).. ..	38
Figura 1.13. Metodología	40
Figura 2.1. Columna Estratigráfica de la Cuenca Progreso, Isla Puná y Golfo de Guayaquil.....	42
Figura 2.2. Mapa Geológico de la Isla Puná (según García y Vilema, 1986).	44
Figura 2.3. Tasas de Subsistencia en el Golfo de Guayaquil.	55
Figura 2.4. Fases de subsidencia tectónica del Golfo de Guayaquil del Mioceno Temprano al Reciente.. ..	56
Figura 2.5. Tasas de Subsistencia de 5 pozos del Golfo de Guayaquil y la Curva Eustática de Haq et al. de 1988.....	57
Figura 2.6. Paleobatimetría de las formaciones presentes en el Golfo de Guayaquil e Isla Puná.....	59
Figura 2.7. Sucesión vertical típica de facies que indican un límite de secuencia estratigráfica. Pozos ubicados en la plataforma continental.	63

Figura 2.8. Edades de Secuencias Estratigráficas de 3er Orden determinadas para el Golfo de Guayaquil.....	64
Figura 3.1.a. Respuesta del registro SP y/o GR para el sistema de mar bajo – abanico de piso de cuenca, modificado de Vail y Wornardt, 1991.....	70
Figura 3.1.b. Respuesta del registro SP y/o GR para el sistema de mar bajo – abanico de talud, modificado de Vail y Wornardt, 1991.	71
Figura 3.1.c. Respuesta del registro SP y/o GR para el sistema de mar bajo – complejo progradante, modificado de Vail y Wornardt, 1991.	72
Figura 3.1.d. Respuesta del registro SP y/o GR para el sistema de mar transgresivo, modificado de Vail y Wornardt, 1991.	73
Figura 3.1.e. Respuesta del registro SP y/o GR para el sistema de mar alto, modificado de Vail y Wornardt, 1991.	74
Figura 3.2. Respuesta característica del registro Gamma Ray y/o SP para una secuencia estratigráfica. Modificado de Vail y Wornardt, 1991.	75
Figura 3.3. Posibles límites de secuencia identificados en los registros SP y/o GR.	76
Figura 3.4. Análisis Secuencial de electrofacies del POZO P1, identificación de límites de secuencia.	84
Figura 3.5. Análisis Secuencial de electrofacies del POZO P2, identificación de límites de secuencia.	85
Figura 3.6. Análisis Secuencial de electrofacies del POZO P3, identificación de límites de secuencia.	86
Figura 3.7. Análisis Secuencial de electrofacies del POZO P4, identificación de límites de secuencia.	87
Figura 3.8. Análisis Secuencial de electrofacies del POZO P5, identificación de límites de secuencia.	88
Figura 3.9. Análisis Secuencial de electrofacies del POZO P6, identificación de límites de secuencia.	89
Figura 3.10. Correlación de Electrofacies de los Pozos del Golfo de Guayaquil. ..	92
Figura 4.1. Rangos típicos de velocidades sísmicas para rocas y depósitos superficiales (después de Todd, 1980).....	96
Figura 4.2. Magnitudes utilizadas en el método sísmico.	99
Figura 4.3. Tipos de Velocidades Sísmicas.....	101
Figura 4.4. Determinación de \bar{V} de tres horizontes por análisis de reflexiones. .	102

Figura 5.1. Esquema de los patrones de terminaciones de las reflexiones/estratos en los límites de una secuencia sísmica/secuencia depositacional (modificado de Mitchum Jr. et al., 1977).....	123
Figura 5.2. Mapa de líneas presentadas en los anexos A1, A2 y A3.	131
Figura 5.3. Mapa de fallas y estructuras principales en el Golfo de Guayaquil....	135
Figura 5.4. Configuraciones pre, syn y post deformacionales en a) extensión y b) compresión (modificado de Cartwright J.A., 1992).	137
Figura 5.5. Datación de la actividad de las fallas y formación de estructuras del Plioceno-Pleistoceno Temprano.	140
Figura 5.6. Datación de la actividad de las fallas y formación de estructuras: a), b) Mioceno Medio-Reciente; c), d) Mioceno Tardío; e) Pleistoceno Temprano.	141
Figura 5.7. Formación de cuencas de pull-apart, orientación y distribución de las estructuras asociadas (modificado de Rahe et al., 1998; y Sims et al., 1999).....	143
Figura 5.8. Esquema que explica la apertura del Golfo de Guayaquil por acción del sistema de fallas de desplazamiento de rumbo dextral Guayaquil.	143
Figura 5.9. Efecto de la orientación A de las fallas de basamento y la longitud de separación L de los offset en la orientación de las cuencas de pull-apart, basado en modelos experimentales (según Richard et al., 1995).	146
Figura 5.10. Modelo físico de una cuenca de pull-apart que se desarrolla sobre una capa dúctil (según Sims et al., 1999)..	148
Figura 5.11. Características de las fallas lítricas y fallas inversas como producto de un mismo sistema deformacional.	150
Figura 5.12. Geometría tridimensional del Golfo de Guayaquil, basada en la interpretación de secciones sísmicas y modelos físicos análogos (adaptado de Wu et al., 2009).....	152
Figura 5.13. Evolución Tectónica del Golfo de Guayaquil.....	155
Figura 5.14. Marco tectónico regional del Ecuador. Según Spikings et al., 2001.	157
Figura 5.15. Sismicidad (1964-1995) y secciones sismológicas indicando forma de subducción. Según Gutscher et al., 1999.	158
Figura 5.16. Vista 3D del modelo de colisión de la Cordillera Carnegie y el desgarro de la placa hundiéndose al norte y al sur de esta. Modificado de Gutscher et al., 1999.	159

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla II.I. Análisis de Subsistencia en el Golfo de Guayaquil.....	55
Tabla IV.I. Datos de velocidades y cálculo del tiempo de tránsito de la onda sísmica (utilizando la fórmula modificada de Dix).....	107
Tabla IV.II. Cálculo de profundidades a la base de cada capa usada en la determinación de las leyes de velocidades.	110
Tabla IV.III. Cálculo de profundidades TVDSS de límites de secuencia determinados por registros de pozos (valores en pies).....	115
Tabla IV.IV. Conversión Profundidad a Tiempo de los límites de secuencia encontrados en los registros de pozos para el Golfo de Guayaquil (utilizando las leyes de velocidades).	116
Tabla IV.V. Conversión Profundidad a Tiempo de los límites de secuencia encontrados en los registros de pozos para el Golfo de Guayaquil (utilizando sismogramas sintéticos).	119
Tabla V.I. Límites de Secuencias determinados en secciones sísmicas	127
Tabla V.II. Biomarcadores determinados para los pozos Pacoa-1 y P1 (según A. Aleman, 2000).	164

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo A1. Dirección OESTE-ESTE: Secciones Sísmicas D4, T1, T2, T3, T4, T5.

Anexo A2. Dirección NORTE-SUR: Secciones Sísmicas L1, L2, L4, L5, L6, L7.

Anexo A3. Dirección SO-NE y NO-SE: Secciones Sísmicas D3, D4, D5, D6, D7, D1, D2.

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN Y CONCEPTOS BÁSICOS

1.1. Introducción

La costa ecuatoriana comenzó a ser explorada en búsqueda de hidrocarburos desde los primeros años del siglo XX, cuando en 1912 la compañía ANCON OIL COMPANY (luego ANGLO ECUADORIAN OIL FIELDS, LTDA) descubrió el campo Ancón en la Península de Santa Elena basados en emanaciones superficiales de petróleo.

En la zona del Golfo de Guayaquil el primer pozo perforado fue el Lechuza 1 por la IEPC, en 1942 en la Isla Puná, la ubicación habría sido propuesta usando geología de campo y gravimetría; el pozo resultó seco.

En los años 70, ADA descubrió el campo gasífero AMISTAD, perforando cuatro pozos en su estructura.

Previamente la ANGLO realizó un mapeo del subsuelo del Golfo de Guayaquil usando secciones sísmicas, así como gravimetría y magnetometría.

En los pozos perforados por CEPE en los años 80 se encontraron indicios de petróleo en el pozo Golfo de Guayaquil 1, donde se reportó de 100 a 200 BOPD (barriles de crudo por día) de 34°API.

En el año 83 se realizó una sísmica 3D por CEPE (ahora Petroecuador) en el pozo Golfo de Guayaquil y en los años 90 en el Campo Amistad por la EDC como operadora.

En la última década se han realizado estudios de Bioestratigrafía más detallados por el personal del CIGG (Centro de Investigaciones Geológicas Guayaquil de Petroproducción) en los pozos ubicados en el Golfo, lo que ha permitido una mejor precisión en cuanto a edad y ambiente de depositación de las formaciones atravesadas.

El Golfo de Guayaquil, por presentar indicios de hidrocarburo y un campo productor de gas, por ser relativamente una región geográfica y fisiográficamente de fácil acceso (cercanía a la costa y la tabla de agua no sobrepasa los 500 metros), es atractiva para la exploración y producción de hidrocarburos.

1.2. Objetivos

Debido a que la mayor cantidad de cuencas petroleras a nivel mundial ya han sido descubiertas, en la actualidad se está buscando mejorar la recuperación de hidrocarburos en campos maduros y también repotenciar cuencas que alguna vez fueron ya exploradas pero que con el conocimiento y tecnología de aquel entonces no fueron atractivas para la explotación.

Hoy se está buscando con mayor afán los sistemas petroleros estratigráficos y combinados, en los cuales las secuencias depositacionales juegan un papel muy importante. En estos sistemas petroleros es fundamental la determinación de los cortejos de sistemas depositacionales, límites de secuencias e historia tectónica. El reconocimiento de los estilos de movimiento de las fallas ayuda a entender la distribución de los sistemas depositacionales pre, syn y postdeformacionales. También el reconocimiento exacto del tipo de dislocamiento y la duración de la actividad de las fallas es fundamental para datar la formación de estructuras y su relación con la migración y entrapamiento de hidrocarburos.

Los estudios integrados actualmente son la herramienta fundamental para integrar toda la información disponible de una cuenca, constituyen la base para generar modelos estáticos de cuencas con lo cual se pueden descubrir nuevas oportunidades de exploración y/o explotación-desarrollo.

Considerando la cantidad de información generada y acumulada del Golfo de Guayaquil este trabajo de tesis tiene como **objetivo general** realizar el Estudio Integrado del Golfo de Guayaquil, integrando datos bioestratigráficos, de subsidencia, de sedimentación, junto con perfiles geofísicos de pozos y secciones sísmicas.

Con miras a realizar el Estudio Integrado del área de estudio el presente trabajo tiene los siguientes objetivos específicos:

- Identificar las principales secuencias estratigráficas de 3^{er} orden presentes en el Golfo de Guayaquil, desde el Mioceno Inferior hasta el Reciente, los Cortejos de Sistemas de las mismas, distribución espacial y evolución.
- Identificar inicio y fin de actividad de fallas principales a lo largo del tiempo geológico, posibles reactivaciones y estilos tectónicos dominantes.
- Determinar período de formación de las principales estructuras.
- Determinar los sistemas depositacionales pre, sin y post deformativos.
- Determinación de sistemas petrolíferos atractivos para la explotación, posibilidad de reservorios Mio, Plio y Pleistocénicos.

1.3. Geología Regional

El Ecuador se encuentra en la parte pacífica al norte de América del Sur, entre las latitudes 1° N y 4° S. El rasgo fisiográfico más importante es la Cordillera de los Andes la que da origen a 3 regiones geográficas con características bien definidas:

- La región costera entre el Océano Pacífico y la Cordillera de los Andes.
- La región sierra entre las franjas oriental y occidental de la Cordillera.
- La región oriental al O de la Cordillera, incluyendo la región subandina.

Estas regiones geográficas se corresponden con los dominios geotectónicos del país. La región oriental corresponde al trasarco, la Sierra corresponde al arco magmático y la Costa corresponde a las cuencas de antearco. Además se tiene en el dominio marino la Placa oceánica Nazca, la fosa y plano de Benioff, la pared interna de la fosa y el alto externo.

A continuación se presenta una síntesis geológica generalizada de estas regiones:

La Región Oriental y zona subandina

El basamento de la zona subandina y de la cuenca Oriental es una extensión del Escudo Guyanés de edad precámbrica y de carácter ensiálico. Sobre un margen divergente en el Paleozoico se depositaron pizarras de la Fm Pumbuiza (edad indeterminada), calizas marinas carboníferas de la Fm Macuma y calizas marinas a transicionales de la Fm Santiago del Jurásico Inferior. En el Jurásico Medio una discordancia importante marca un período de margen convergente, depositándose luego la Fm Chapiza (Miembro superior volcánico Misahualli) constituida por capas rojas y volcánicas de edad Jurásico Superior-Cretáceo Inferior. Después se producen las transgresiones y regresiones del Cretáceo que depositan las formaciones Hollín (areniscas del Albiano), Napo (lutitas, calizas y areniscas del Albiano Superior al Santoniano). Después de un hiatus del Campaniano se deposita la

Fm Tena maastrichtiana (capas rojas y una arena basal). Luego de una discordancia, el Terciario se inicia con la Fm Tiyuyacu (conglomerados y capas rojas) de edad incierta Paleoceno?-Eoceno Inferior que ya corresponden a sedimentos de origen andino que rellenan una cuenca de tras-arco producida por el cabalgamiento andino sobre el antepaís. En el Terciario se depositan las formaciones Orteguaza (Eoceno Medio a Oligoceno) debida a dos transgresiones; Chalcana (Mioceno) y Arajuno, ambas continentales con una facies lateral (Fm Curaray) debida a la última transgresión (Mioceno Superior – Plioceno) y finalmente varias formaciones continentales plio-cuaternarias.

La Región Sierra

La Cordillera de los Andes en el Ecuador constituye un arco volcánico actualmente activo, constituido por las cordilleras Oriental (o Real) y Occidental, definidas muy bien por dos líneas de volcanes activos con tendencia Norte – Sur. Una tercera línea de volcanes se encuentra en el extremo oriental, en la región subandina. Los volcanes más activos se encuentran en la Cordillera Oriental y en la faja subandina. El magmatismo es típicamente calco alcalino (dacítico – andesítico) a alcalino en la parte más oriental. Las cordilleras Occidental y Oriental presentan grandes diferencias descritas a continuación:

La Cordillera Occidental tiene como basamento un antiguo piso oceánico de edad cretácica, el cual es observado en el flanco O en donde se han reportado escamas tectónicas que buzcan hacia el E de rocas básicas a ultrabásicas definidas como ofiolitas (Juteau et al., 1977).

Sobre este basamento se han depositado la cobertura volcano-sedimentaria denominada Fm Cayo de la Sierra (Cretáceo Superior), seguida por la serie sedimentaria de la Fm Yunguilla (Maastrichtiano-Paleoceno?), una serie marina calcáreo-detritica correspondiente a la Fm Unacota (Eoceno) y Fm Apagua (Eoceno Medio).

En esta cordillera ocurrieron varios episodios volcánicos activos:

Arco Macuchi toleítico según Eguez (Eoceno inferior basal); Fm. Alausí y Fm. Saraguro Inferior (Eoceno Superior); Arco continental Huigra-Tandapi de Eguez (Oligoceno terminal-Mioceno Inferior); Fm. Pisayambo, Fm. Nabón y Fm. Tarqui (Mioceno Superior); Fm. Latacunga y Fm. Sicalpa (Plioceno), y finalmente formaciones volcánicas cuaternarias. El arco magmático calco-alcalino Celica (Henderson 1979; Wallrabe y Adams, 1990), de edad Cretáceo Superior se encuentra en el extremo sur de la Cordillera Occidental.

La Cordillera Oriental se encuentra formada por un núcleo de rocas metamórficas formadas por varios eventos plutónico-metamórficos (Aspden et al., 1992), de edades Triásico Tardío-Jurásico Inferior, Jurásico Medio a Tardío, Cretáceo Inferior y Cretáceo Superior. Se tiene además la presencia de pequeños plutones granodioríticos del Cretáceo Superior-Terciario. En lo que respecta a los sedimentos volcánicos o volcanoclásticos de la actividad magmática de la Cordillera Real han sido borrados por la erosión producida por su continuo levantamiento.

En resumen, las evidencias muestran la existencia de un importante evento de acreción de corteza oceánica de edad Cretácica Inferior (F. Piñón, con su cobertura la Fm. Cayo).

La mayoría de los autores están de acuerdo en que la acreción se produjo entre el Paleoceno y el Eoceno Superior (Lebrat, 1986; Megard et al., 1987, Henderson, 1979; Feininger y Bristow, 1980), aunque Bourgois et al., (1990) piensan que fue durante el Oligoceno. La Fm. Macuchi podría ser los restos del último evento de arco insular sobreimpuesto al antiguo arco insular cretácico instalado sobre corteza oceánica.

La Región Costa

Los estudios gravimétricos (anomalías de Bouguer) y las observaciones de campo evidencian la presencia de una corteza oceánica cretácica, que continúa hacia el E y acrecionada constituiría la raíz cortical de los Andes en el Ecuador (Jaillard et al., 2002).

Estas rocas constituyen el basamento de la costa ecuatoriana, denominado en estudios previos "Formación Piñón" (Tschopp, 1948), "Formación Diabásica" (Sauer, 1950) y luego "Basic Igneous Complex" (Goosens y Rose, 1973). Este basamento aflora en el flanco norte de la Cordillera Chongón-Colonche y en bloques aislados de la Cordillera Costera.

La Cordillera Chongón-Colonche es el desarrollo orográfico de dirección NNO-SSE desde Guayaquil hasta el sector de Olón-Pedro Pablo Gómez y la Cordillera Costera se denomina al desarrollo orográfico que se ubica hacia el N de la Cordillera Chongón-Colonche con dirección aproximada N-S, la cual tiene esporádicas interrupciones.

La Fm. Piñón es un complejo ígneo de carácter oceánico en el cual se distinguen las siguientes unidades y eventos diferenciados petrográficamente por Raharjoana (1980) y geoquímicamente por Lebrat (1985):

- a) La Fm. Piñón sensu strictu: rocas basálticas de piso oceánico (Goosens et al., 1977),
- b) La Fm. San Lorenzo: toleitas de arco insular (Lebrat, 1985) y
- c) intrusivos de varias edades y composición.

Sobre este basamento se encuentran las rocas volcano-sedimentarias de la Formación Cayo, depositadas en ambiente marino profundo, intercaladas con lutitas marinas de la Fm. Guayaquil que finalizan en el Maastrichtiano.

El Paleógeno aparece en el Alto de Santa Elena y por estudios realizados en CEPE (Moreno 1983) se considera como el prisma acrecional del Paleógeno, depositado en ambiente batial y abisal (Ordóñez 1983), constituido por los grupos Azúcar, Grupo Ancón y Zapotal.

Durante el Eoceno Medio-Superior se produjo una invasión marina en la costa depositándose las calizas arrecifales algáceas San Eduardo, Javita, Punta Ostiones, etc., según dataciones de Vaughan (1926), Barker (1932) y Stainforth (1948).

En el Oligoceno se produjo un período de erosión a nivel mundial debido a un decrecimiento eustático, sin embargo se depositaron las areniscas y lutitas marinas de las Formaciones Pambil, Playa Rica y Zapotal.

En el Mioceno Inferior se depositaron las Formaciones marinas esencialmente arcillosas de Dos Bocas, Subibaja, San Antonio, Tosagua y Viche.

Durante el Mioceno Medio y Superior en la cuenca Progreso se depositaron sedimentos estuarino-deltaicos depositados en aguas salobres, formados por arenas y limolitas que constituyen la Fm. Progreso. Al N de la CCC se depositaron las lutitas marinas de las Fm. Angostura y Onzole Inferior. Sobre esta se depositan los sedimentos de edad Plioceno formados por areniscas y arcillas marinas de las Fm. Puná, Onzole Superior y Borbón.

Ya en el Cuaternario ocurre la depositación de los sedimentos de la Fm. Tablazo.

En la **Figura 1.1** se presenta una síntesis geológica estructural del Ecuador.

1.4. Área de Estudio

El "Golfo de Guayaquil" se localiza en la parte SO de la costa Ecuatoriana, entre el Levantamiento de Santa Elena al N, y el Levantamiento peruano de Zorritos al S (**Figura 1.2**). Comprende un área aproximada de 4.000,00 Km², localizada entre las siguientes coordenadas:

2° 40' 0" y 3° 28' 0" Latitud Sur

80° 10' 0" y 81° 0' 0" Longitud Occidental

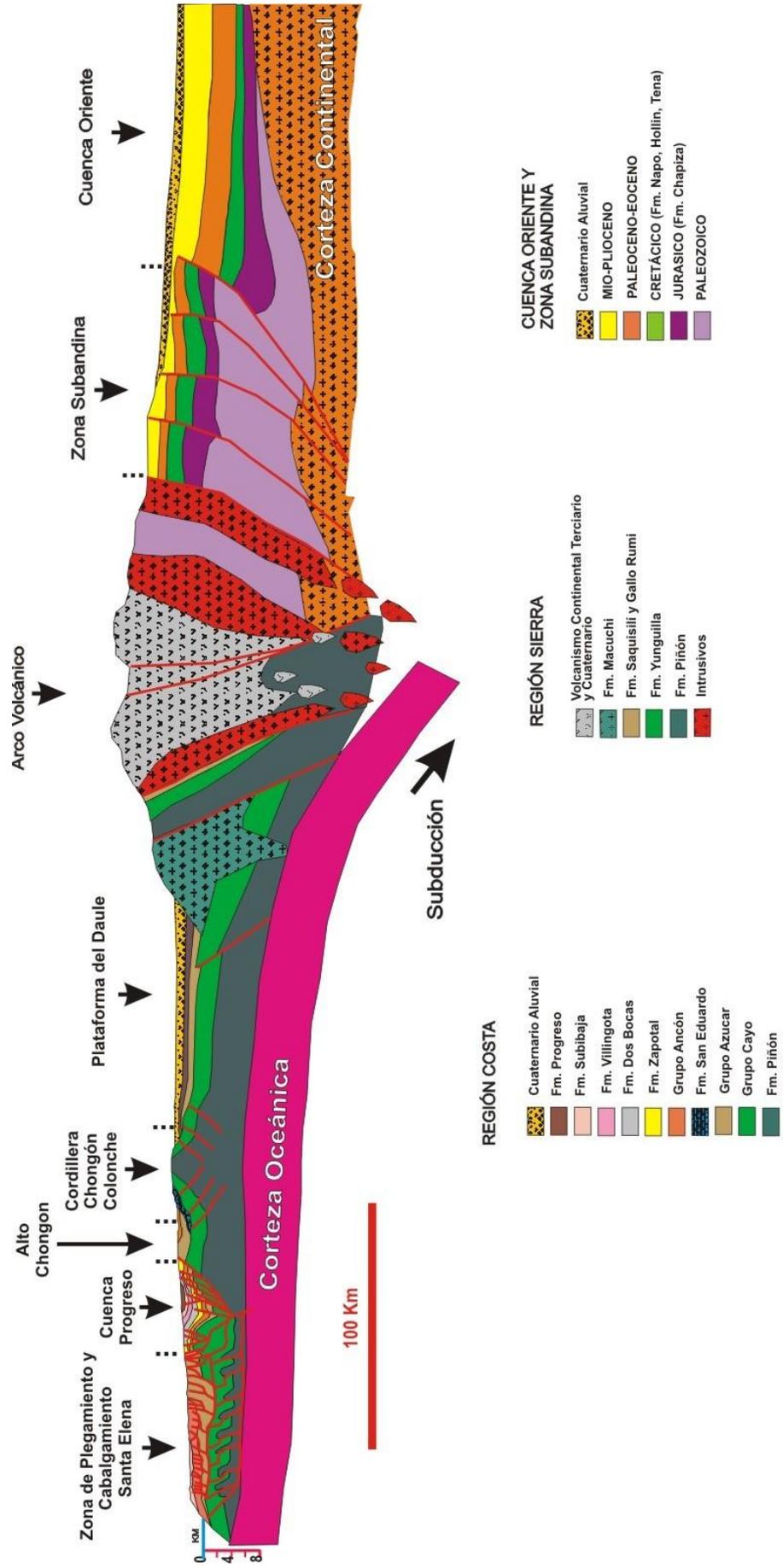


Figura 1.1. CORTE GEOLÓGICO REGIONAL DEL ECUADOR.
 Corte esquemático compilado de Lebras et al. (1987), J. Albuja & H. Freire (1998), A. Aleman (2000), Jaillard et al. (2002).

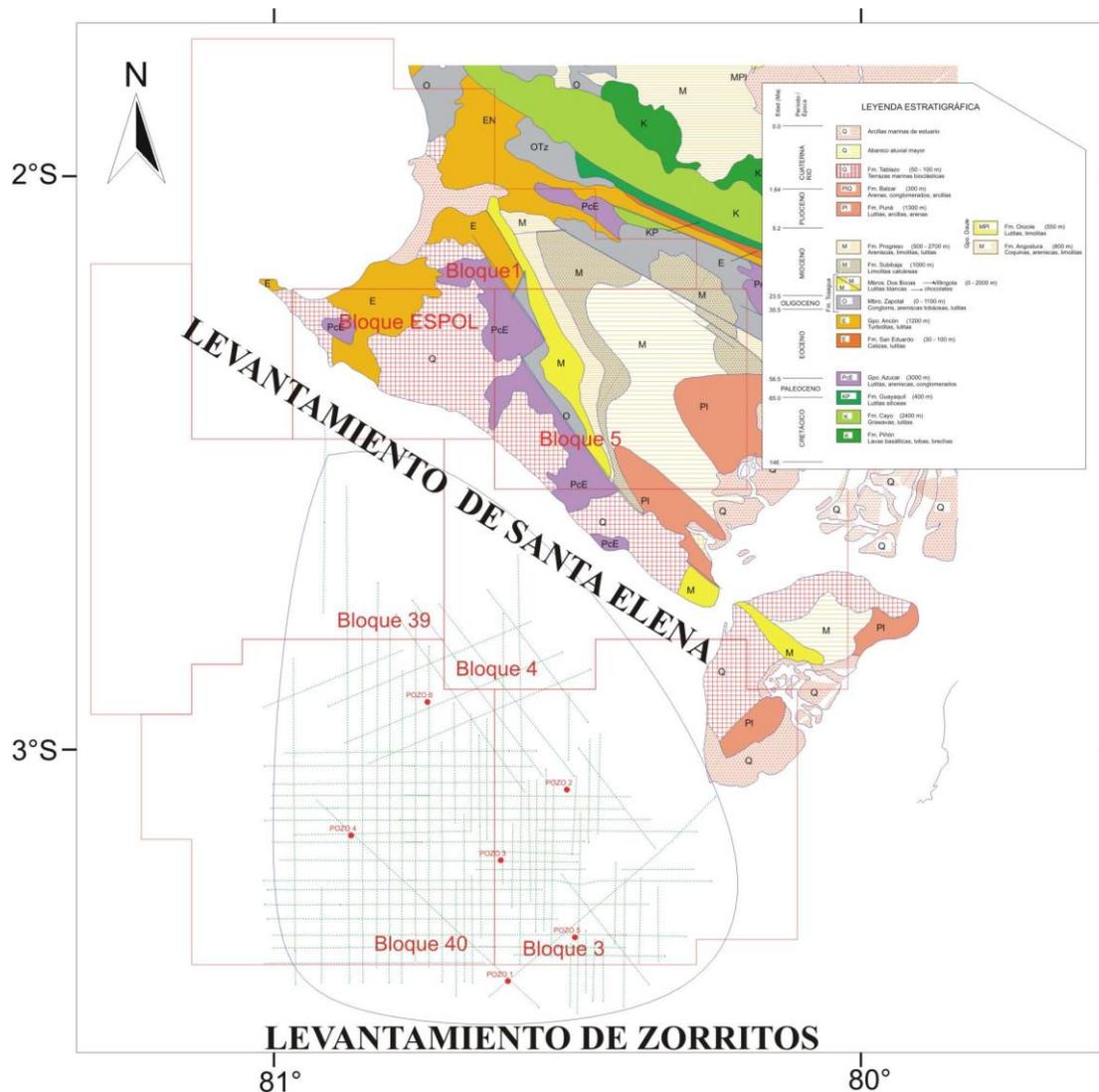


Figura 1.2. Área de estudio y Bloques a licitarse (tomado del Mapa Geológico Del Ecuador, DINAGE-BGS, 1993).

El Golfo de Guayaquil es definido por Faucher y Savcyat (1972) como una zona netamente subsidente formada por fallas paralelas a la falla Babahoyo Guayaquil (actualmente considerada falla Guayaquil de rumbo dextral con dirección NE-SO). La cuenca de mayor subsidencia en el Ecuador según estudios de subsidencia realizados por Petroproducción (Berrones, 1991,

1992, 1994). Fue considerada en principio como una cuenca de talud de fosa según Lonsdale (1978), luego como una subcuenca de la Cuenca Progreso. Benítez (1996) la identificó como una cuenca de antearco debido a que es una depresión tectónica situada entre el prisma de acreción y el arco volcánico de la cordillera Andina.

Actualmente el Golfo de Guayaquil se encuentra dividido, para fines concesionarios petroleros, en los bloques 3, 4, 39 y 40 (**Figura 1.2**); correspondiente el primero de ellos al Campo Gasífero Amistad explotado actualmente por la EDC. Así también a la fecha las compañías PDVSA para el bloque 5, ENAP de Chile para el bloque 40 y Pertamina de Indonesia tienen firmadas cartas de intención para la exploración y actualmente conducen programas de evaluación y revisión de datos.

1.5. Base de Datos

Para el presente trabajo, considerando que la zona de estudio es una zona totalmente bajo el agua, se dispuso solamente de datos de subsuelo. Estos datos estuvieron disponibles **únicamente** en documentos de papel (no digital), sin la presencia de un software inteligente integral. Se utilizaron:

- Registros geofísicos GR, SP y Resistividad de los pozos P1, P2, P3, P4, P5 y P6 (**Figura 1.3**, los nombres de los pozos son referenciales).

- Bioestratigrafía: Edad y Ambiente de Depositación de los pozos P1, P2, P3, P4, P5 y P6.
- Leyes de velocidades sísmicas y sismogramas sintéticos para los pozos P1, P2, P3, P4, P5 y P6.
- Líneas sísmicas 2D adquiridas por la empresa CGG (**Figura 1.3**), utilizando el método convencional de adquisición multicanal con una longitud de registro de 6 segundos.

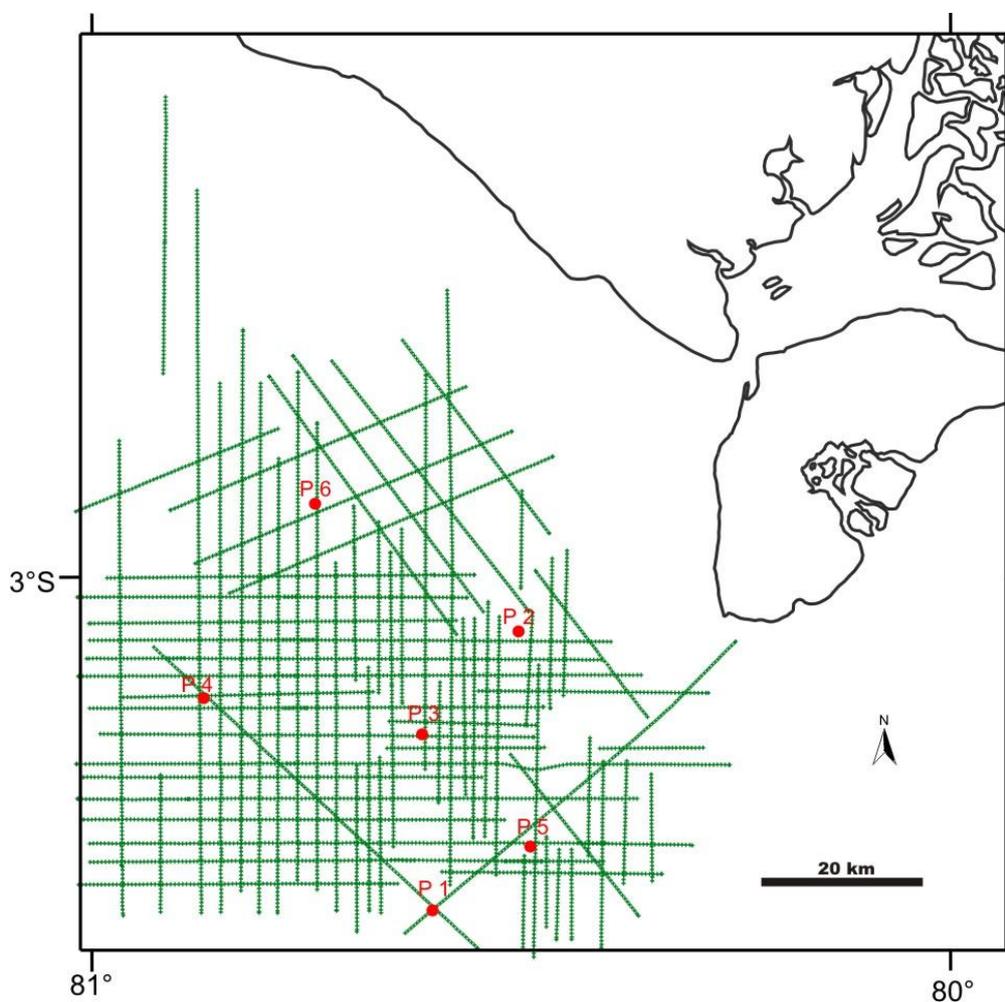


Figura 1.3. Base de datos: líneas sísmicas y pozos utilizados. Las líneas sísmicas corresponden a la campaña realizada por la CGG.

1.6. Trabajos Anteriores

Entre los trabajos realizados anteriormente en el Golfo de Guayaquil, con objetivos de resolver la tectónica, se encuentran:

Lions (1995) que considera al Golfo de Guayaquil como una estructura en cola de caballo producto del amortiguamiento del movimiento en la extremidad sur del sistema transcurrente Dolores-Guayaquil (**Figura 1.4**).

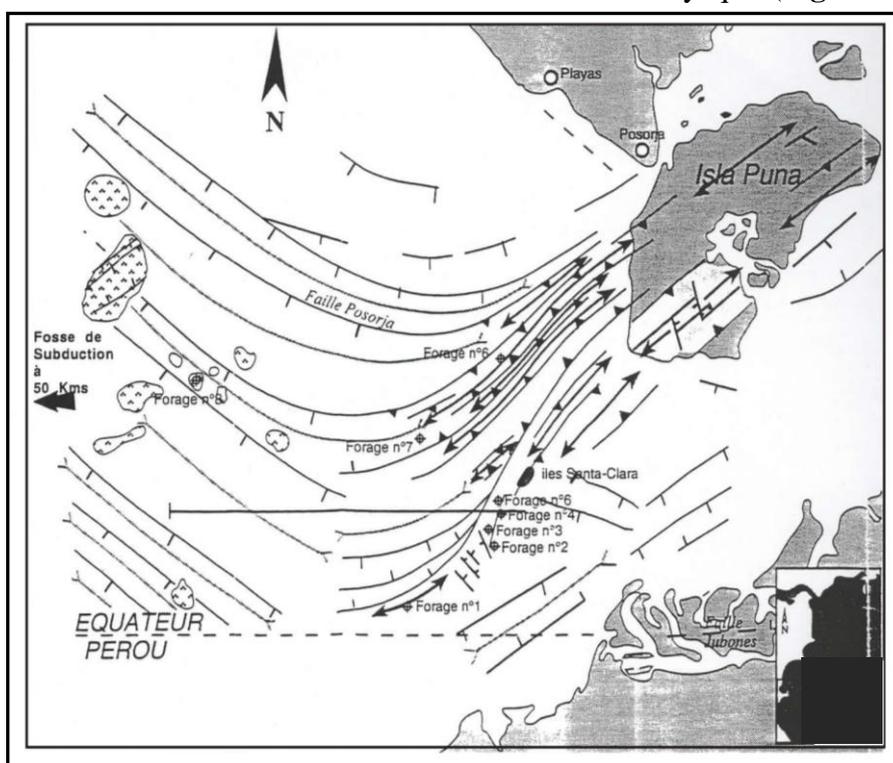


Figura 1.4. Estructura cola de caballo interpretada para el Golfo de Guayaquil, según Lions (1995).

Deniaud et al. (1999) concluye que el Golfo es una deformación extensiva producto del funcionamiento del sistema transcurrente Dolores-Guayaquil, es una estructura en 'pull-apart' (**Figura 1.5**).

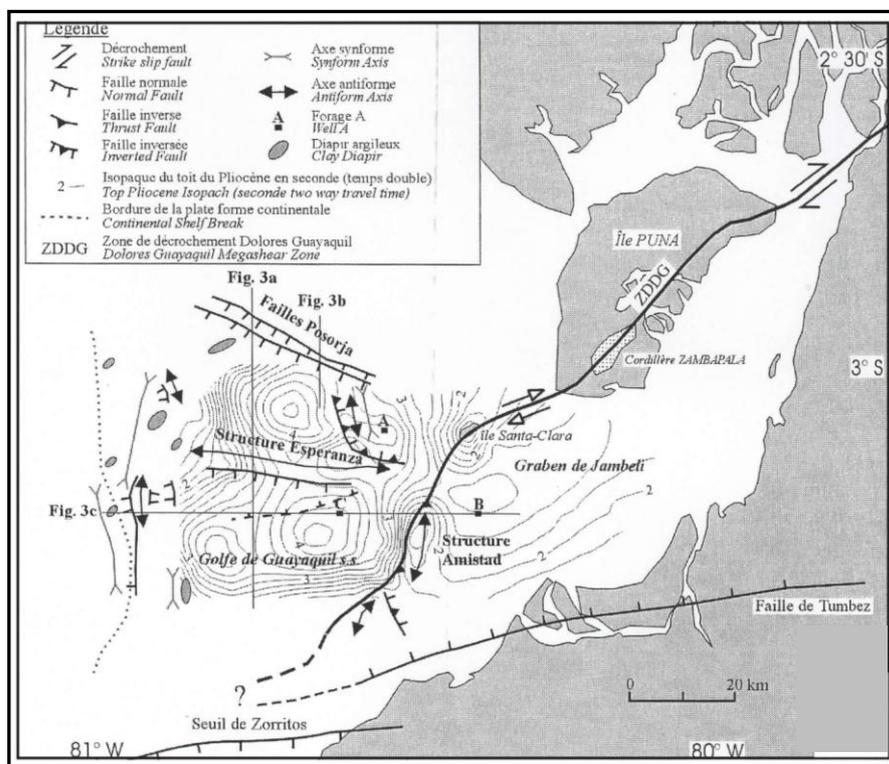


Figura 1.5. Estructura en pull apart interpretada para el Golfo de Guayaquil, según Deniaud et al. (1999).

Witt C. et al. (2004) determina que en el Golfo ocurre el paso de una tectónica Mio-Pliocénica (Sistema Domito) gobernada por estructuras N-S y vergencia O hacia una tectónica Cuaternaria dominada por estructuras E-O con vergencia N-S que ha sido relacionado con el inicio del escape tectónico del Bloque Nor-Andino (**Figura 1.6**).

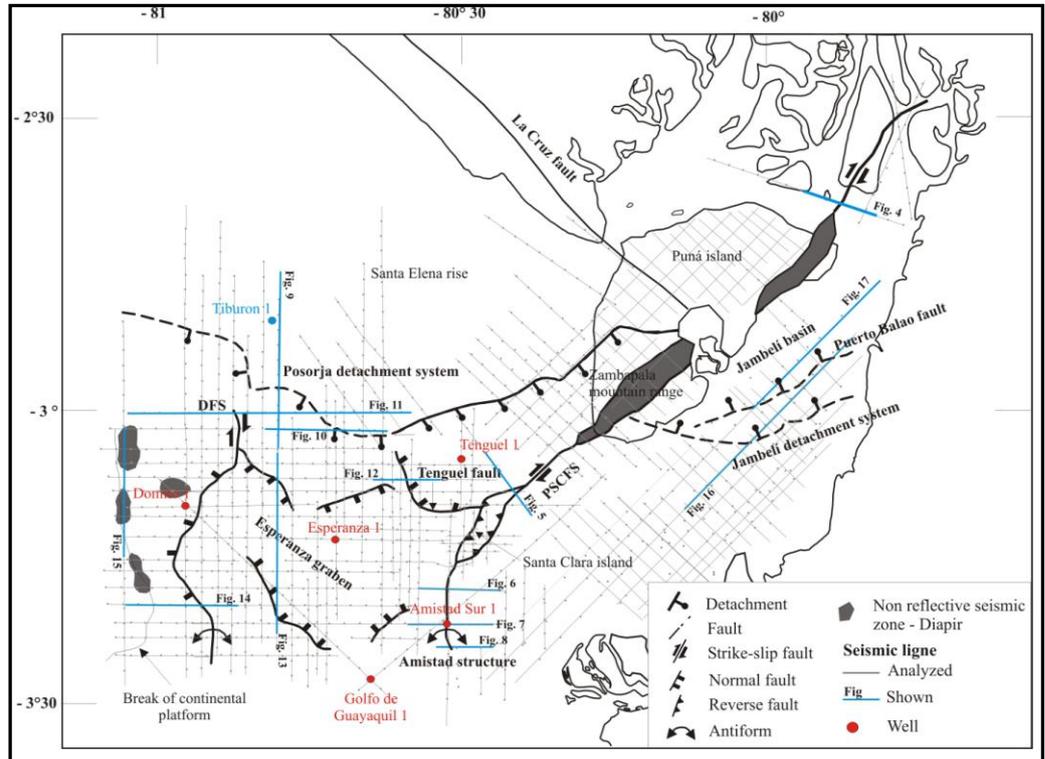


Figura 1.6. Interpretación del Golfo de Guayaquil como una estructura relacionada con el escape tectónico del bloque Nor-Andino, según Witt C. et al. (2004).

1.7. Conceptos Básicos

Para el presente trabajo se han considerado los conceptos básicos de Estratigrafía de Secuencias y Modelos de Cortejos de Sistemas revisados a continuación:

Conceptos Básicos de Estratigrafía de Secuencias

Estratigrafía de Secuencias o **Estratigrafía Secuencial** es aquella disciplina parte de la geología que busca la relación y entendimiento entre la

arquitectura depositacional del relleno o cuñas clásticas formadoras de las cuencas sedimentarias y las oscilaciones eustáticas.

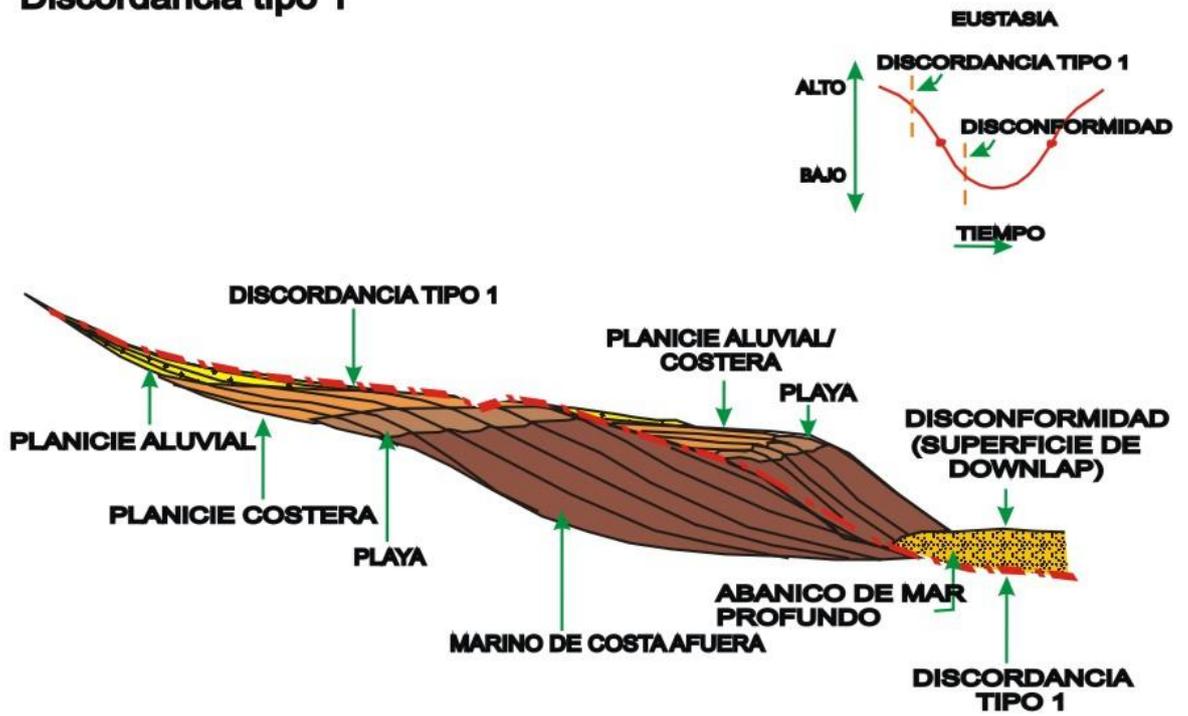
Una **secuencia depositacional**, es la unidad estratigráfica compuesta por una sucesión de estratos genéticamente relacionados, relativamente concordantes, limitados en el tope y en la base por discordancias o por sus equivalentes concordantes (Mitchum Jr. et al., 1977). Se reconocen dos tipos de secuencias: tipo 1 y tipo 2. La secuencia tipo 1 es limitada en la base por una discordancia tipo 1 y en el tope por una discordancia tipo 1 o tipo 2. La secuencia tipo 2 es limitada en la base por una discordancia de tipo 2 y en el tope por una de tipo 1 o de tipo 2 (Posamentier et al., 1988). La discordancia tipo 1 es caracterizada por la reactivación de corrientes e incisión fluvial, sobrepaso sedimentario de la plataforma y un cambio abrupto de facies y onlap costero. La discordancia tipo 2 es más sutil y es caracterizada por un cambio de los onlaps costero y suave erosión subaérea en amplia superficie acompañando gradualmente denudación o degradación del paisaje (**Figura 1.7**).

Según Van Wagoner et al. (1988) las unidades fundamentales de una secuencia son las **parasecuencias**, definidas como una sucesión de capas o conjunto de capas relativamente concordantes, genéticamente relacionadas, limitadas por superficies de inundación marina o superficies correlacionadas;

estas en general están abajo de la resolución sísmica, identificada mejor en perfiles, testigos y afloramientos.

El **nivel relativo del mar (NRM)** es como producto de la variación del nivel absoluto del mar y la posición absoluta de la superficie depositacional, esta última es la superficie subaérea o subacuosa donde se produce la sedimentación, representa la morfología del sitio de sedimentación en un determinado instante de tiempo, por consiguiente es una superficie cronoestratigráfica producto de la interrelación entre la eustasia, subsidencia, isostasia y aporte sedimentario.

Discordancia tipo 1



Discordancia Tipo 2

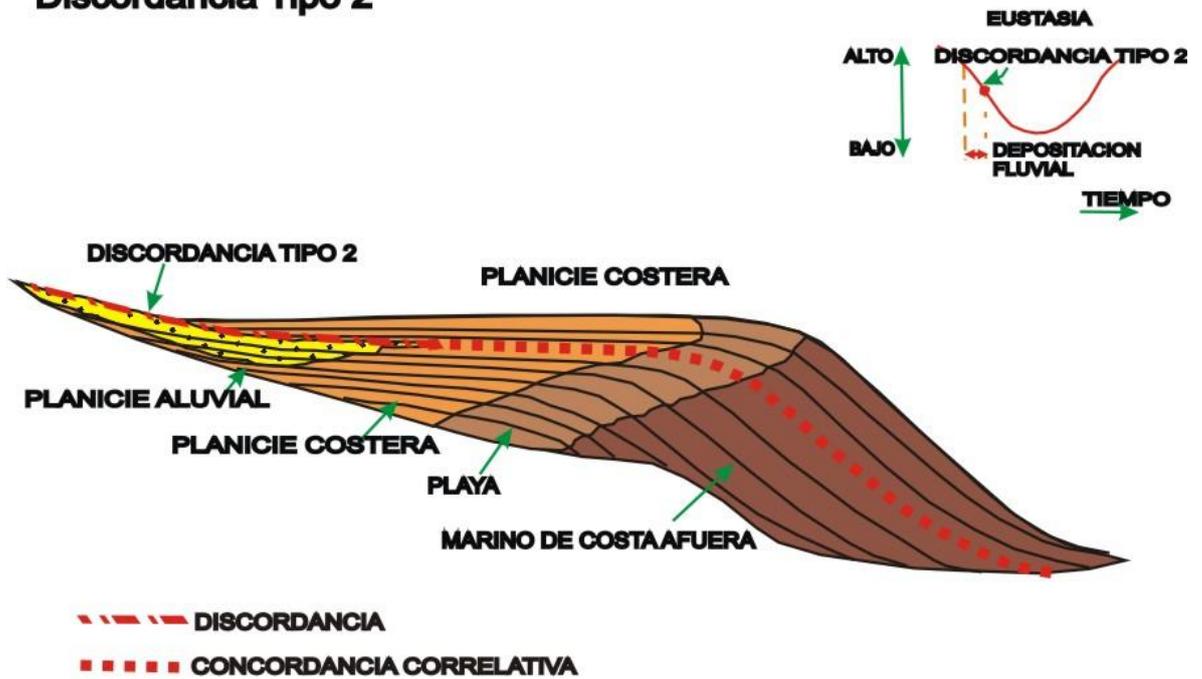


Figura 1.7. Tipos de discordancias en una secuencia silicoclástica, tomado de Posamentier et. al. (1988).

La **curva de onlap costero (Figura 1.8)** muestra la máxima extensión de la depositación de sedimentos hacia el continente, generados por las variaciones relativas del nivel del mar, específicamente durante una oscilación eustática, desde el punto de inflexión de descenso eustático hasta el siguiente punto de inflexión de subida eustática, durante lo cual la cantidad de espacio disponible para la potencial depositación y acumulación de sedimentos aumenta significativamente.

Este crecimiento produce que la línea de costa migre hacia el continente y consecuentemente genera onlap costero. Vail y sus colaboradores, a partir de esta curva de onlap costero, derivaron la curva de variación eustática. Una de las asunciones del grupo de la EXXON fue que las cuencas tienen una tasa (velocidad) de subsidencia constante durante un período mayor que la repetición cíclica de las secuencias sísmicas, pudiendo así derivar la curva de cambio del nivel relativo del mar y extraer la influencia de la componente tectónica dejando solamente la componente eustática como la frecuencia residual alta.

La depositación en sistemas silicoclásticos costeros se desarrolla de tal forma que las superficies depositacionales en general son inclinadas hacia el océano, generando clinofomas, las cuales registran diferentes instantes de la geomorfología que cambia con respecto a la etapa de la evolución

paleogeográfica de la secuencia depositada. La relación entre la tasa de aporte sedimentario, la tasa de variación del nivel relativo del mar y el espacio de acomodación controla la **arquitectura estratigráfica costera (Figura 1.9)**, si los estratos se disponen en forma agradacional, progradacional o retrogradacional.

El **espacio de acomodación** es el espacio disponible para potencial acumulación de sedimentos (Jervey, 1988). Esto es equivalente a decir que la preservación de los depósitos sedimentarios presupone la existencia de espacio disponible abajo del nivel de base.

Según Shanley & McCabe, 1994, se diferencian dos conceptos principales de **nivel de base**:

Nivel de base geomorfológico es el límite teórico o el nivel más bajo al cual la erosión de la superficie de la tierra busca llegar (Battes & Jackson, 1987). Es el nivel debajo del cual los ríos no consiguen erosionar sus depósitos; el gran nivel de base para la superficie terrestre es el nivel del mar.

Nivel de base estratigráfico es la superficie en dirección a la cual los sistemas estratigráficos se buscan ajustar, a través de la sedimentación y preservación estratigráfica o por traspaso sedimentario o aun erosión de los depósitos (Barrel, 1917; Sloss, 1962; Wheeler, 1964).

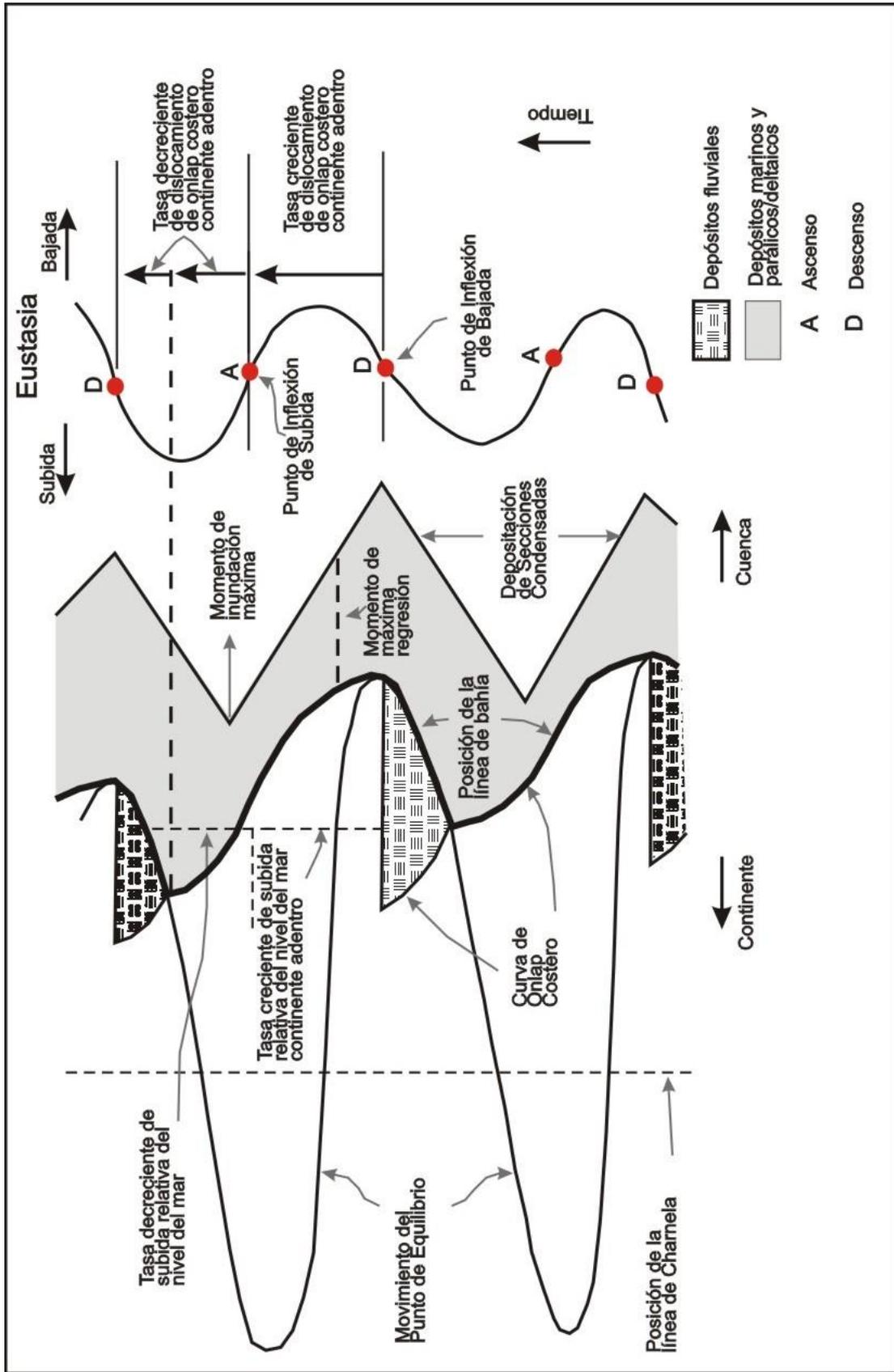


Figura 1.8. Elementos de la Curva de Dislocamiento del Onlap Costero (modificado de Posamentier et al., 1988).

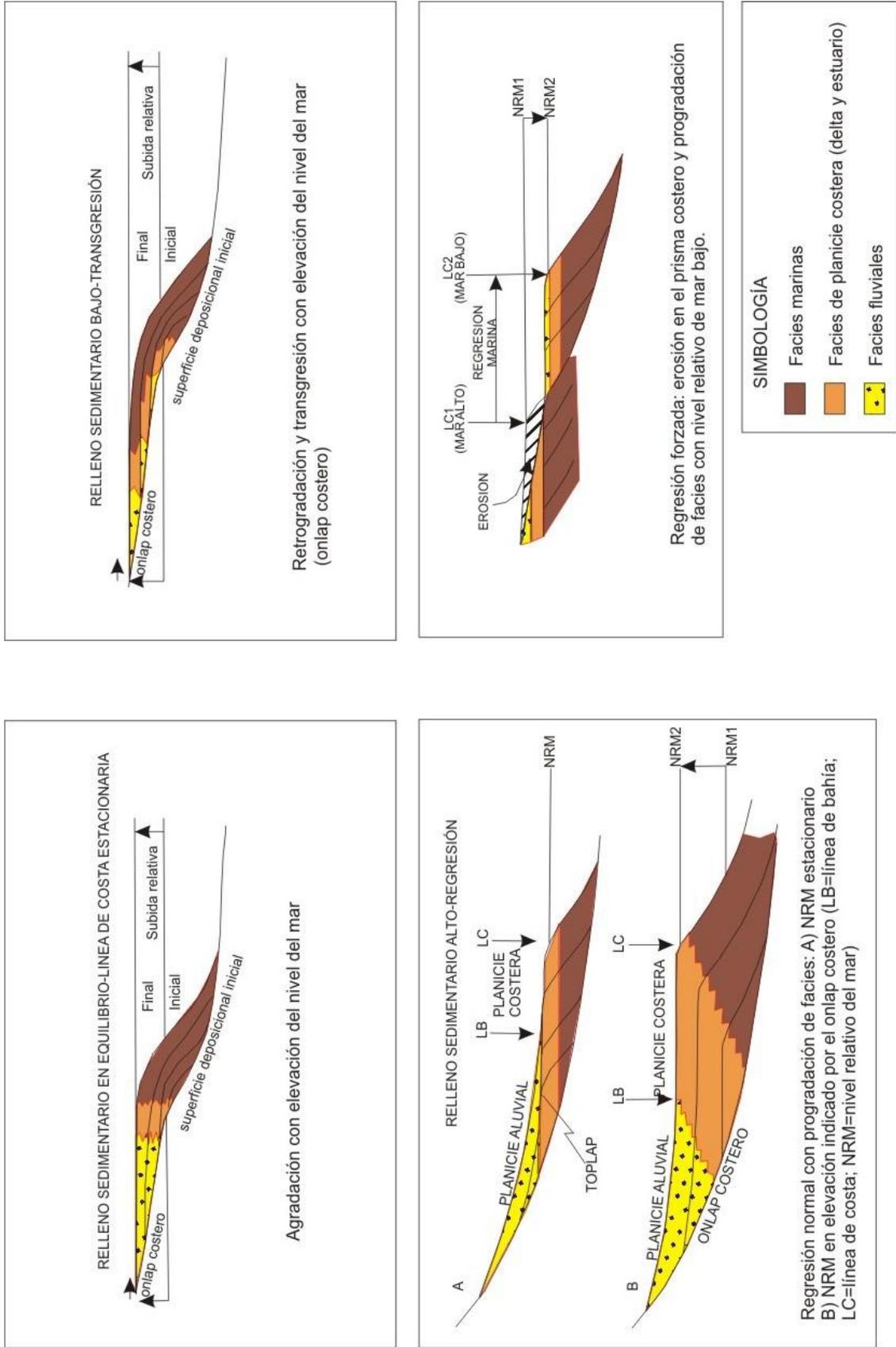


Figura 1.9. Arquitectura estratigráfica costera (modificado de Vail et. al., 1977).

La agradación se genera cuando el aporte de sedimento y la generación del espacio de acomodación están en equilibrio. Los conjuntos de facies sucesivos se disponen verticalmente sin existir migración de facies ni horizontal ni verticalmente.

La progradación se produce cuando la sedimentación avanza del continente hacia el océano, construyendo clinofomas que se superponen, con el consecuente desplazamiento de la línea de costa hacia el mar. La disposición vertical estratigráfica está caracterizada por tener facies marinas cubiertas por facies litorales que a su vez son cubiertas por facies de ambientes parálisis.

La retrogradación se presenta cuando la tasa de aporte sedimentario es baja con respecto a la generación del espacio de acomodación por una alta tasa de subida del nivel del mar, como consecuencia se tiene una transgresión marina que genera clinofomas que se superponen una a lado de otra, pero en este caso se produce un desplazamiento de facies en dirección al continente, con la presencia de una disposición vertical de facies típica: ambientes parálisis son recubiertos por facies litorales que a su vez están suprayacidas por facies marinas.

Secuencias y Modelos de Cortejos de Sistemas

Cuando se produce una oscilación eustática, la depositación de los sedimentos tiene una distribución espacial correlacionada, estos ensambles tridimensionales de litofacies, genéticamente asociadas por procesos y ambientes activos (modernos) o inferidos (antiguos), son denominados **sistemas depositacionales** (Fisher & McGowen, 1967). El sistema depositacional es el registro estratigráfico o análogo de la depositación en ambientes que constituye ríos, delta, isla de barrera, plataforma y sistemas de talud, entre otros. La unidad fundamental del sistema depositacional es la **litofacies**, el sedimento tridimensional o cuerpo de roca limitado por superficies depositacionales o erosionales cuya génesis es inferida por la interpretación de estructuras sedimentarias, variaciones texturales, características estratales, relaciones estratigráficas externas e internas, paleontología y la asociación con facies adyacentes. El conjunto de sistemas depositacionales contiguos y contemporáneos se denomina de **cortejo de sistemas** (*systems tracts*), Brown & Fisher, 1977.

Cada secuencia es compuesta por una sucesión de cortejos de sistemas depositacionales, según Posamentier & Vail (1988), se reconocen cuatro cortejos de sistemas: de mar bajo, transgresivo, de mar alto y de borde de plataforma (*lowstand, transgressive, highstand, shelf margin* respectivamente). Cada system tract está asociado con un segmento de la

curva eustática, pero para algunas cuencas sedimentarias la exactitud del tiempo cuando se da cada sistema depende de las condiciones locales de subsidencia y aporte sedimentario.

El **Sistema de mar bajo (lowstand systems tract)** es depositado durante intervalos caracterizados por el descenso relativo del nivel del mar y subsecuente subida lenta del nivel relativo del mar. Si este sistema de mar bajo es depositado en una cuenca con un borde de plataforma discreto este puede ser dividido comúnmente en dos miembros separados: el abanico de mar bajo (lowstand fan) seguido por la cuña de mar bajo (lowstand wedge).

El abanico es dominado por depositación de abanicos submarinos al tiempo que los sedimentos son traspasados de la plataforma expuesta a través de valles excavados activos. La cuña de mar bajo subsecuente es dominada por grano fino, por depósitos de talud, los cuales son descritos de varias maneras como abanico de talud, relleno de frente del talud, cuña, cono y abanico submarino, y contiene sistemas contemporáneos de depósitos de plataforma en la forma de valles excavados rellenos. Los abanicos de mar bajo son depositados en las márgenes de la cuenca que son caracterizadas por quiebres abruptos de la fisiografía de la plataforma-talud. Se produce la depositación cuando la tasa de descenso eustático sobrepasa la tasa de subsidencia. Los sedimentos que los forman son pasados de la plataforma y depositados directamente en el talud y en la cuenca a través de cañones submarinos.

La cuña de mar bajo es la unidad estratigráfica regresiva caracterizada por un patrón de depositación de parasecuencias progradacionales y se inicia durante la parte tardía de un descenso eustático rápido y el subsecuente sistema de mar bajo, después que la tasa de subsidencia en el quiebre de la línea de costa excede la tasa de descenso eustático. Este intervalo es caracterizado por el resurgimiento de un lento descenso del nivel relativo del mar (Posamentier & Vail, 1988).

El **sistema transgresivo (transgressive systems tract)** está compuesto por una sucesión de parasecuencias retrogradacionales. Su inicio es marcado por el primer evento significativo de inundación después del tiempo de máxima regresión de la cuña de mar bajo. Está caracterizado por una sucesión de eventos de inundación y puede ser asociado con la concentración de minerales autigénicos y depósitos de carbón ampliamente distribuidos. Los depósitos transgresivos con gran extensión (fuera de los valles excavados) pueden ser significativamente menos comunes en asociación con discordancias tipo 1 que relativas a discordancias tipo 2. En la etapa temprana de los depósitos transgresivos, estos son restringidos a los valles excavados, sin embargo en la etapa posterior, donde los valles excavados no ocurren, los depósitos transgresivos estarán más ampliamente distribuidos (Posamentier & Vail, 1988). El límite superior del sistema transgresivo es definido por la superficie de inundación máxima, SIM, (o por sus siglas en

ingles MFS, maximum flooding surface) que representa la superficie depositacional en el momento de la máxima transgresión de la línea de costa en dirección al continente, durante este evento la tasa de depositación es muy baja generándose delgados intervalos estratigráficos de ambiente marino denominados secciones condensadas (Vail et al., 1984). La importancia de la SIM es geométrica, ya que indica hasta qué punto dentro del continente llegó la transgresión, además es una de las superficies mejor observadas en las secciones sísmicas.

El **Sistema de mar alto (highstand systems tract)** es caracterizado por un patrón de apilamiento de parasecuencias crecientemente progradacionales y es depositado durante el estadio eustático de mar alto. En respuesta al retardo gradual de la subida relativa del nivel del mar, la transgresión eventualmente pasa a regresión, resultando en la iniciación de este sistema. Este evento ocurre típicamente a menudo después del punto de inflexión pero antes de que se alcance el ápice eustático. La base de este sistema está asociada con una superficie de downlap o la sección condensada, utilizada generalmente en la interpretación de secciones sísmicas (se observa la extremidad de clinofomas en downlap sobre una superficie, la SIM). El tope de este sistema está asociado con el relleno ampliamente distribuido de depositación fluvial (Posamentier & Vail, 1988).

El **Sistema de margen de plataforma (shelf margin systems tract)** es la unidad estratigráfica regresiva caracterizada por una progradación decreciente, seguida de una parasecuencia con un patrón de apilamiento agradacional. Esta suprayace al sistema de mar alto y es usualmente depositado siguiendo el punto de inflexión en un descenso eustático suave. En general los sedimentos son caracterizados por una tendencia hacia el apilamiento vertical de facies con un cambio gradual de ambiente no marino a marino (Posamentier & Vail, 1988).

En las **Figuras 1.10 y 1.11** se observan los distintos cortejos de sistemas y sus características más importantes.

Los Ciclos Deltaicos

Los deltas son sistemas dinámicos en el tiempo, por lo que los medios sedimentarios que lo constituyen (llanura deltaica, frente deltaico y prodelta) se superponen de forma característica dependiendo del ciclo deltaico en el que se encuentra, constituyendo sistemas progradacionales.

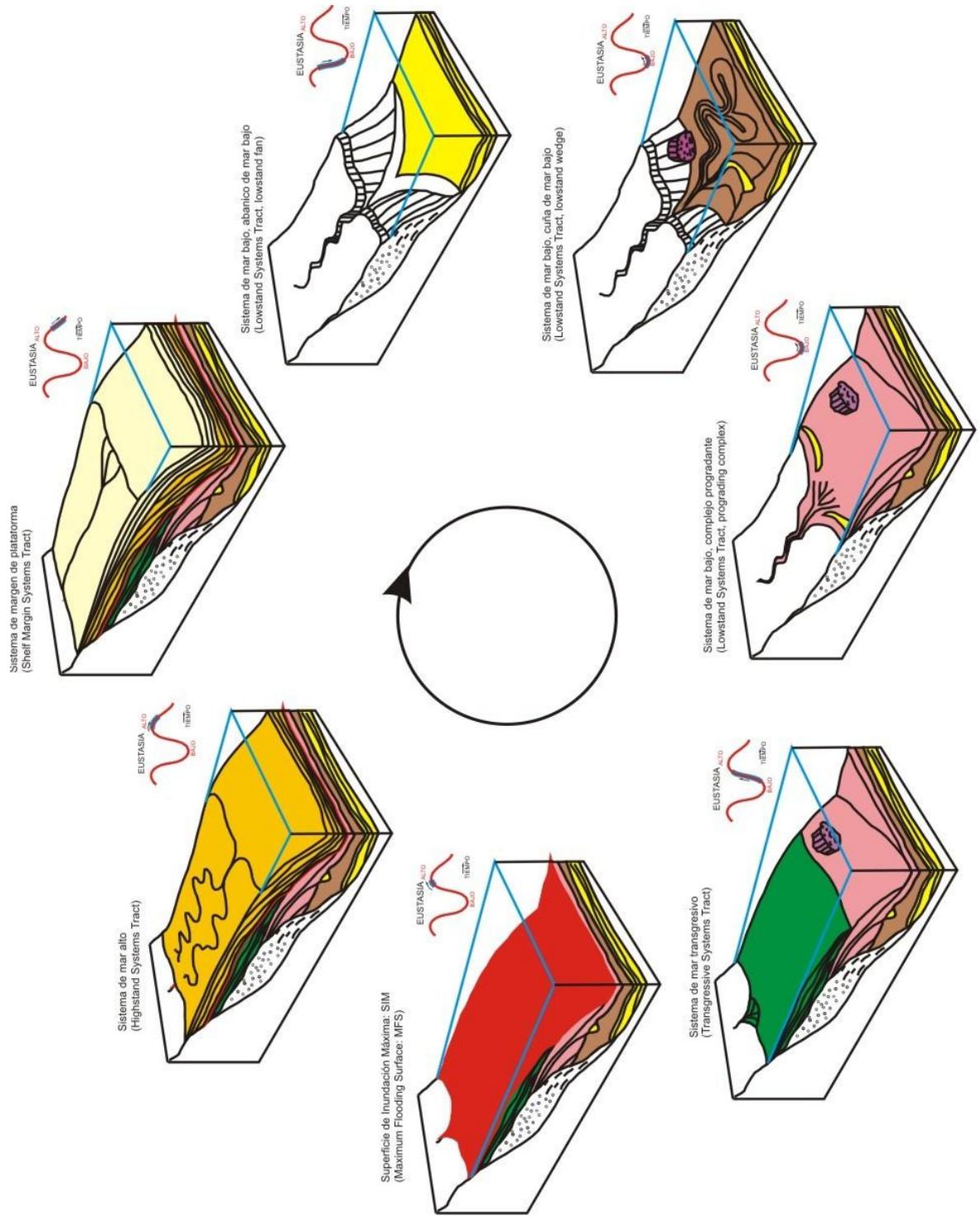


Figura 1.10. Cortejos de Sistemas, modificado de Neal et al., 1993.

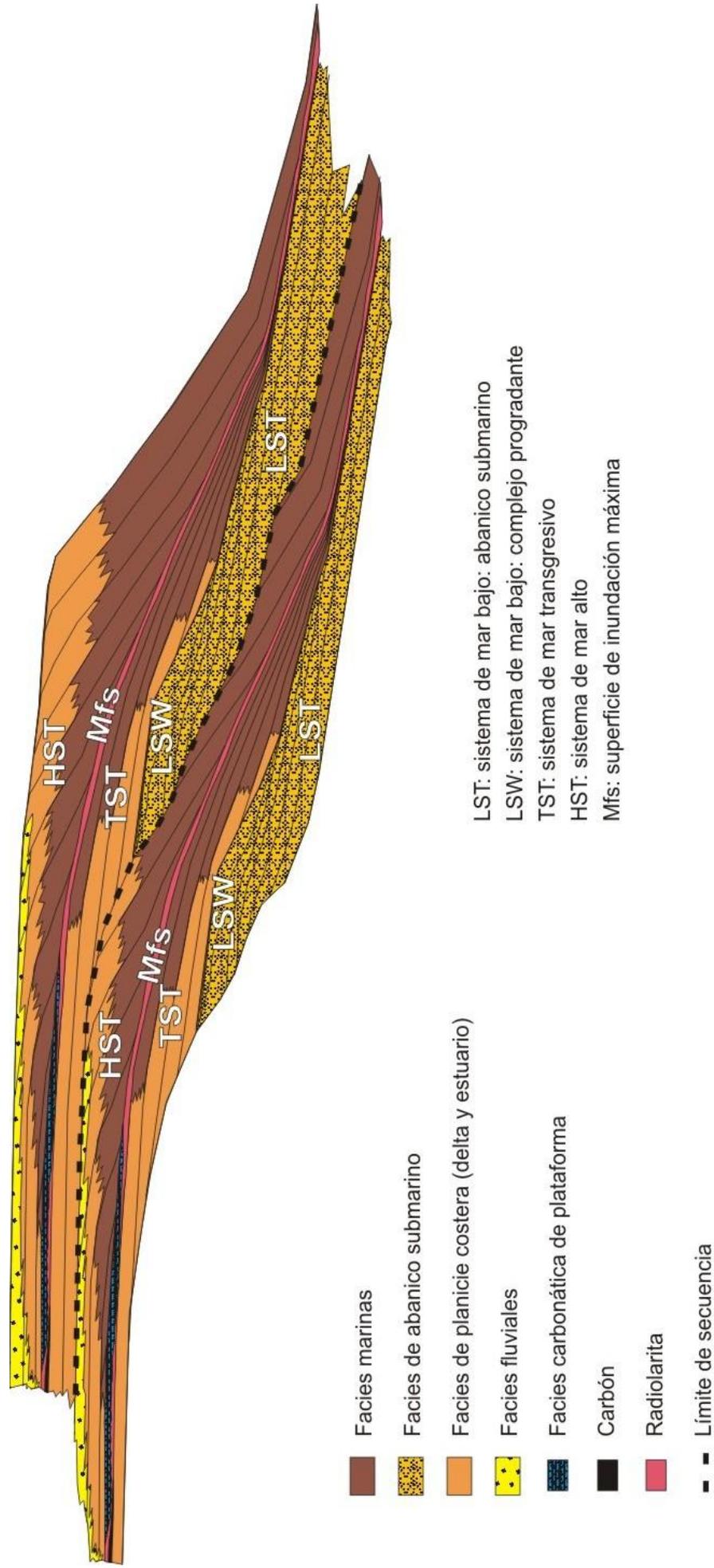


Figura 1.11. Facies y geometrías estratales de dos secuencias estratigráficas. Los cortes de sistemas se han nombrado tradicionalmente.

Secuencia regresiva: Progradación.- Los deltas generalmente progradan cuando la tasa de sedimentación es mayor a la velocidad de un alza eustática. A medida que prograda el delta, los depósitos de los tres medios sedimentarios se van a superponer verticalmente, dando lugar a secuencias regresivas de progradación. Dicha secuencia se caracteriza por su granocrecencia. Presenta en la base sedimentos finos de prodelta, sobreyacidos por las arcillas arenosas del frente deltaico, y luego por los sedimentos de la llanura deltaica con las arenas de canales y las arcillas y el carbón de las zonas intercanales. El tope de la secuencia está frecuentemente caracterizado por extensos depósitos de carbón, a veces potentes.

Secuencia transgresiva: Retrogradación.- Durante una transgresión, cuando la velocidad de una subida eustática es mayor a la tasa de sedimentación o cuando la subsidencia es muy rápida, los ríos no pueden edificar deltas y los lóbulos deltaicos son abandonados, produciéndose una invasión marina que deposita sedimentos marinos (arcillas, carbonatos) y retrabaja una parte de los sedimentos deltaicos formando barras arenosas transgresivas, tidales o de playa; al mismo tiempo se pueden depositar capas de carbón en la llanura deltaica. Estos depósitos transgresivos constituyen buenos niveles guía locales, y forman una secuencia transgresiva que sobreyace a la secuencia regresiva. Después el río migra nuevamente y una nueva secuencia de progradación deltaica sobreyace a los sedimentos

marinos. Dicha sedimentación cíclica es una característica de los depósitos deltaicos. Las secuencias unitarias pueden ser organizadas en megasecuencias globalmente regresivas si los aportes sobrepasan la subsidencia, separadas por discontinuidades regionales de origen tectónico o eustático.

Otros conceptos a utilizarse en la presente tesis se encuentran en los siguientes trabajos:

- Modelamiento Estratigráfico Bidimensional, realizado por Lawrence et al. (1994) quienes simularon cuencas subsidentes y levantadas, con cambios del nivel del mar y cambios en el volumen de aporte sedimentario para clásticos terrígenos, carbonáticos y regímenes mixtos clasto/carbonáticos, calibrando en comparación con los resultados para datos de pozos y sísmicos de muchas cuencas en una gran variedad de ambientes tectónicos, usando algoritmos desarrollados empíricamente y realizando observaciones en deltas actuales.
- Análisis de aplicación de métodos de Sismoestratigrafía en Interpretación Estructural por J. A. Cartwright (1992), en donde se exponen observaciones muy importantes para, utilizando las configuraciones de las reflexiones sísmicas, determinar estilos tectónicos dominantes y periodos de tiempo de acción de los mismos.

1.8. Hipótesis de Trabajo

Con los conceptos previamente presentados se han definido las siguientes hipótesis de trabajo:

- Las interfases que causan reflexiones sísmicas corresponden principalmente a superficies estratales y a discordancias (Vail et al., 1977); así en base a las configuraciones de las reflexiones sísmicas se pueden deducir las interacciones entre la eustasia, subsidencia y aporte sedimentario; también se puede dilucidar el estilo tectónico de las fallas presentes y el tiempo de duración de la actividad de las mismas.
- Todas las geometrías de toplap y cambios de descenso en los onlaps costeros son asociados con períodos de descenso del nivel del mar, el efecto de un incremento en la tasa de aporte sedimentario es únicamente el cambio en el espesor interno de los estratos de la secuencia depositacional.
- En ausencia de algún cambio en la subsidencia, nivel del mar o tasa de sedimentación, la cuña clástica progradante hacia el mar será envuelta por una geometría sigmoide progradacional a sigmoide agradacional.

- Para cuencas subsidiando con moderado a alto aporte sedimentario la transgresión máxima típicamente tendrá lugar previo a un nivel eustático alto, y la máxima regresión tomará lugar después de un nivel eustático bajo.
- Analizando el Mapa de Anomalías de Bouguer presentado por Feininger, en la porción correspondiente al suroeste de la Costa Ecuatoriana (**Figura 1.12**), en el que se evidencia la continuidad entre la Cuenca Progreso, la Isla Puná y el Golfo de Guayaquil, sin presentarse altos estructurales importantes que dividan estas zonas, se considera a estas tres como partes de una misma cuenca sedimentaria, con las mismas formaciones geológicas, aunque estas pueden presentar variaciones horizontales de facies.
- Considerando la evidencia litoestratigráfica y bioestratigráfica se asume que, en el Golfo de Guayaquil, se ha tenido desde el Mioceno Inferior Tardío hasta el Reciente la evolución de un ambiente estuarino – deltaico a marino transicional influenciado por las variaciones del nivel relativo del mar.

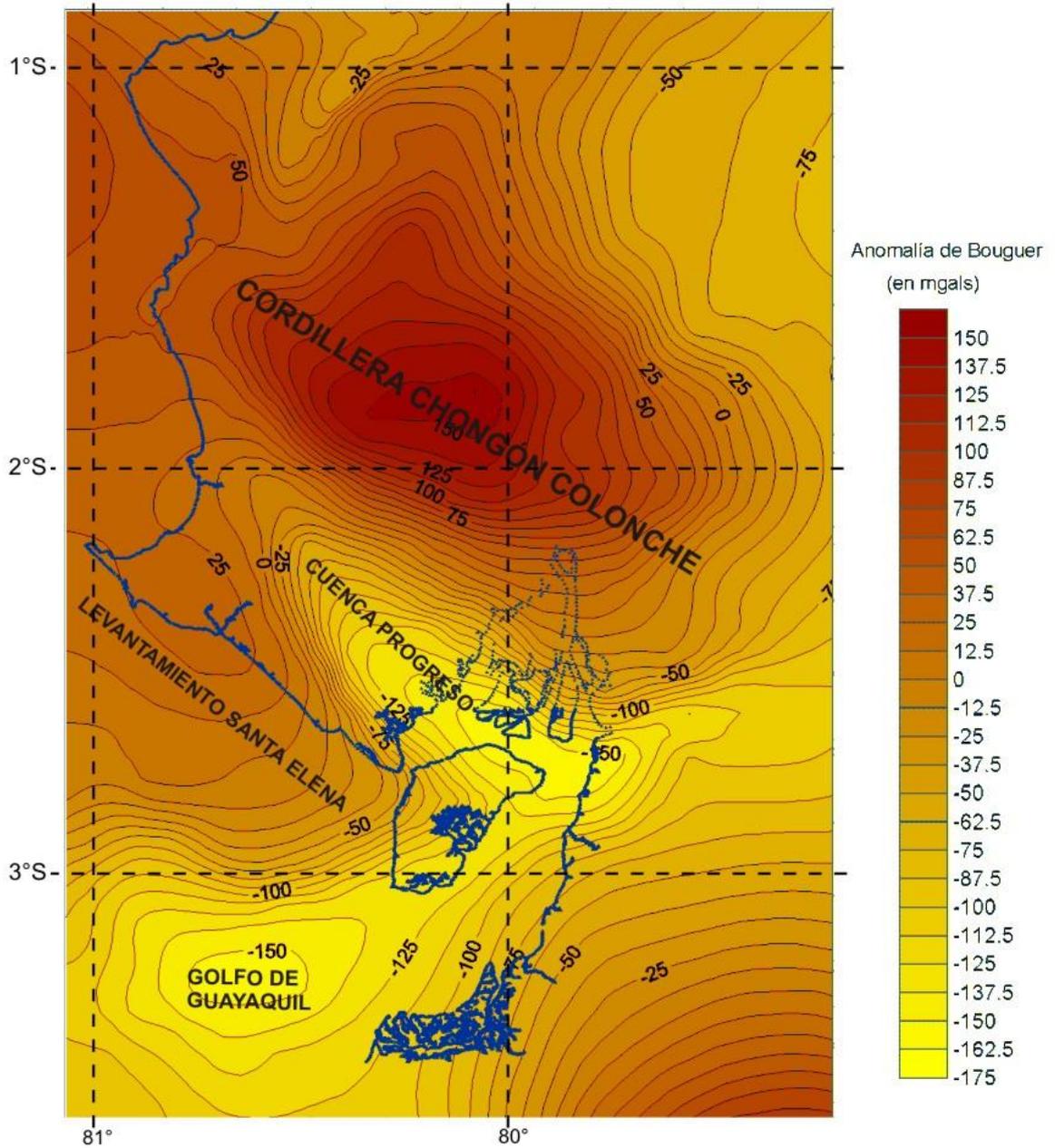


Figura 1.12. Mapa de Anomalías de Bouguer Simples del Suroeste de la Costa Ecuatoriana, modificado de Feininger (1977). Valores altos (color rojo) están relacionados con la presencia de altos estructurales. Valores bajos (color amarillo) están relacionados con la presencia de cuencas sedimentarias.

1.9. Metodología

Un estudio integrado busca como producto final un modelo integrado que permita la identificación de oportunidades potenciales de desarrollo, mediante la integración de toda la información de geología y yacimientos, representados en los modelos estructural, estratigráfico, sedimentológico y análisis convencional de ingeniería de yacimientos.

La metodología utilizada para el presente trabajo parte de los análisis de subsidencia, aporte sedimentario, transgresiones y regresiones determinados por variaciones paleoambientales, y eustasia; con lo que se realiza una determinación preliminar de los límites de secuencia tentativos. Esta información como guía es luego corroborada, corregida y/o descartada con la información de bioestratigrafía para cada pozo, análisis de electrofacies y patrones de apilamiento para generar un modelo estratigráfico. Posteriormente se realiza la calibración de los pozos con la sísmica, un subsiguiente reconocimiento y mapeo de las secuencias estratigráficas en las secciones sísmicas e interpretación estructural generando el modelo sísmico-estructural. Finalmente con la integración de la información generada se llega a determinar la evolución tectono-sedimentaria del Golfo de Guayaquil. Esta metodología es presentada en la **Figura 1.13**.

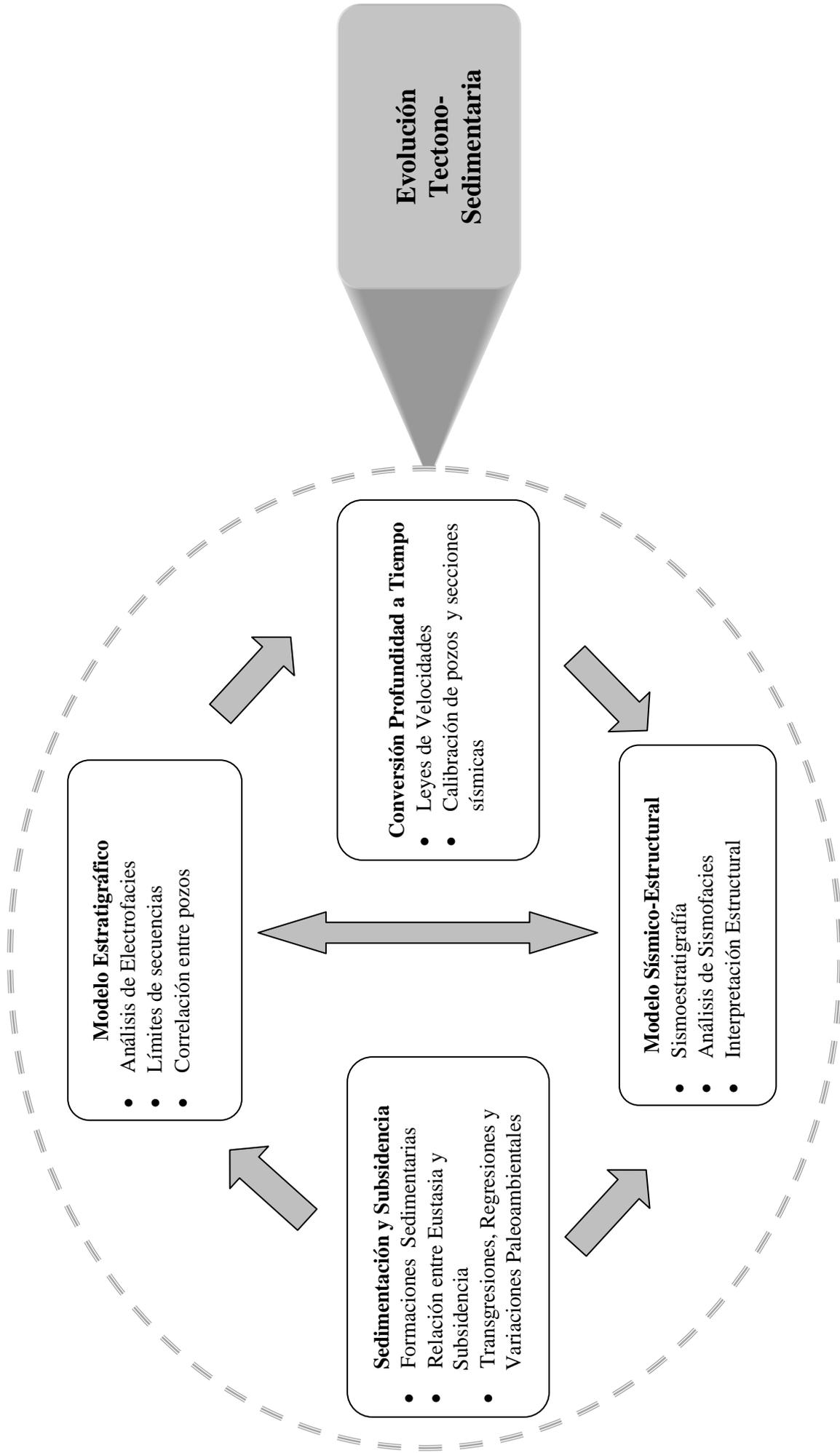


Figura 1.13. Metodología

CAPÍTULO 2. SEDIMENTACIÓN Y SUBSIDENCIA EN EL GOLFO DE GUAYAQUIL

2.1 Introducción

A lo largo de los años, el problema fundamental en la Estratigrafía ha sido determinar las contribuciones relativas de la Eustasia, Subsistencia y Aporte Sedimentario como controles en el registro estratigráfico. Dentro de este marco en el presente capítulo se realizará una revisión de las formaciones sedimentarias presentes en el Golfo de Guayaquil, sus sucesiones litológicas, variaciones paleoambientales y la subsidencia tectónica en el mismo, a partir de datos de subsuelo tomados de los pozos perforados en el área, con el fin de determinar potenciales límites de secuencias en el área de estudio.

2.2 Formaciones Sedimentarias del Golfo de Guayaquil

La sedimentación del Golfo puede ser analizada desde el Mioceno Temprano hasta el Reciente, separándola en series sedimentarias correlacionables con la estratigrafía costa-adentro de la Cuenca Progreso e Isla Puná (ver **Figura 2.1**), excepto la serie sedimentaria más joven que no tiene equivalencia en tierra.

Estas formaciones son descritas a continuación:

PERIODO	EPOCA	FORMACION	SIMBOLOGIA	AMBIENTE	
CUATERNARIO	HOLOCENO	TABLAZO		MARINO SOMERO	
	PLEISTOCENO	ZONA N23			
	PLIOCENO	PUNA		MARINO DE PLATAFORMA	
	MIOCENO	SUPERIOR	PROGRESO		ESTUARINO
		MEDIO	SUBIBAJA		MARINO SOMERO
		INFERIOR	VILLINGOTA		ESTUARINO
			DOS BOCAS		MARINO SOMERO
	OLIGOCENO	SUP.	ZAPOTAL		PLATAFORMA EXT. A TALUD CONT.
		INF.			
	EOCENO	SUPERIOR	G. ANCON PUNTA ANCON SECA SOCORRO CLAY PEBBLE BED		
		MEDIO			
		INFERIOR			
PALEOCENO	SUP.	G. AZUCAR ESTANCIA CHANDUY ENGABAO			
	INFERIOR				ABISAL

Figura 2.1. Columna Estratigráfica de la Cuenca Progreso, Isla Puná y Golfo de Guayaquil.

2.2.1. El Paleógeno

El Paleógeno no se ha encontrado en las zonas subsidentes del Golfo de Guayaquil, pero sí en los pozos ubicados en el levantamiento de Santa Elena (pozo P6) que presenta rocas correspondientes al Grupo Ancón. Se supone que estas rocas existen en el Golfo de Guayaquil en las zonas subsidentes a profundidades que no han sido alcanzadas en las perforaciones.

2.2.2. Formaciones Dos Bocas/Villingota

En la Isla Puná subafloran las rocas de las Formaciones Dos Bocas/Villingota no diferenciadas (García y Vilema, 1986), formando una franja alargada de un ancho de 2 Km aproximadamente en dirección paralela a la falla de La Cruz desde Bajada hasta Campo Alegre (ver **Figura 2.2**). Estos depósitos corresponden a un máximo transgresivo con un ambiente nerítico externo a batial superior (Ordoñez et al., 2006).

La Formación Dos Bocas se conforma de arcillolitas semiduras gris oscuras que meteorizan a café chocolate, presentan vetillas de yeso. Mientras que la Formación Villingota está constituida por arcillolitas de color gris a gris verdosas muy ricas en microfauna, limolitas gris

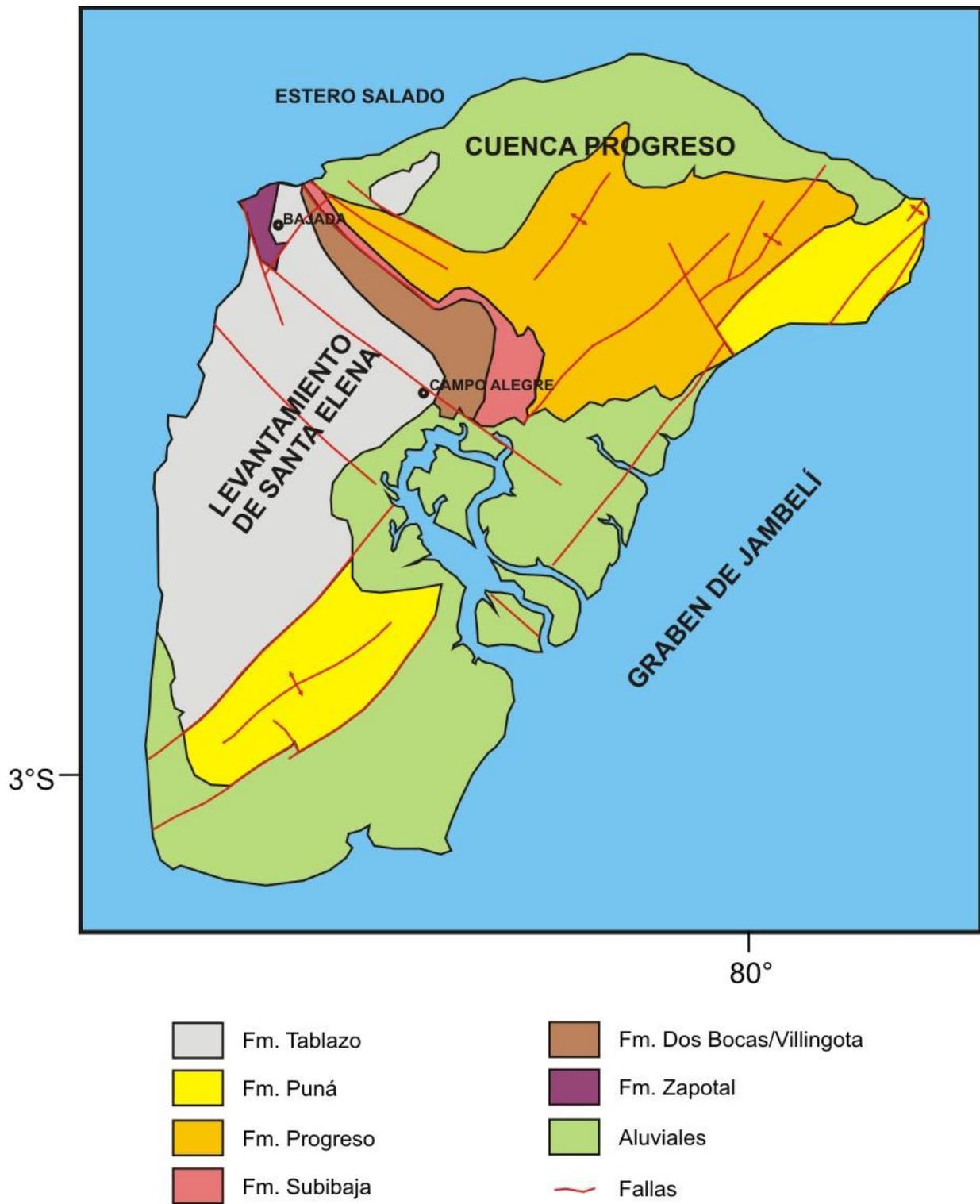


Figura 2.2. Mapa Geológico de la Isla Puná (García y Vilema, 1986).

amarillentas, limolitas arenosas y esporádicos estratos de arenisca fina gris amarillenta a gris oscura (García y Vilema, 1986). Se supone que estas formaciones existen en el Golfo a profundidades que no han sido alcanzadas en las perforaciones.

2.2.3. Formación Subibaja

En la parte continental aflora extensamente sobre la Cuenca Progreso e Isla Puná. Se diferencian dos miembros:

Miembro Saiba.- Formado por limolitas macizas color gris-oscuro, duras, con cemento calcáreo y abundantes foraminíferos, que lateralmente pasan en forma gradual a facies arcillosas y arenosas. Se intercalan con lutitas macizas, con foraminíferos, y capas de calizas concrecionarias en la parte inferior (García y Vilema, 1986). Este miembro tiene una edad de Mioceno Temprano tardío (Zona N8 y base de N9) y corresponde a un ambiente marino de plataforma central a interna (Ordóñez et al., 2006).

Miembro Sacachum.- Compuesto principalmente por limolitas color gris-verdoso, friables a moderadamente compactas, intercaladas con lutitas grises, usualmente estériles, dispuestas en capas delgadas o lentes, y areniscas finas, friables, con megafósiles y estratificación

cruzada frecuente. Los minerales accesorios comunes son pirita, glauconita, mica y carbón (García y Vilema, 1986). La edad de este miembro corresponde al Mioceno Temprano tardío a Mioceno Medio temprano con un ambiente de depositación estuarino transicional a continental palustre o lacustre (Ordóñez et al., 2006).

En el Golfo de Guayaquil la Fm. Subibaja es atravesada parcialmente por los pozos P1, P4 y P5 por lo que se desconoce su espesor total al interior del Golfo. No se diferencian sus dos miembros reportándose como interestratificaciones de arcillolitas oscuras, físisles, y areniscas cuarzosas color gris finas a gruesas, regular a mal seleccionadas con granos subangulosos a subredondeados, con abundante matriz arcillosa y cemento silíceo. Se interestratifican con limolitas laminadas color gris, carbonosas y algo arenosas. Los minerales accesorios son mica, glauconita, pirita y carbón (García y Vilema, 1986).

2.2.4. Formación Progreso

En la parte costa adentro se extiende ampliamente por toda la parte central de la Cuenca Progreso, alcanzando un espesor estimado de 2700 m. (Berrones, 1993).

Litológicamente está conformada por interestratificaciones de areniscas blandas, arcillolitas verdes y lutitas oscuras, entre las cuales se depositan ocasionales capas de lumaquelas, arcillas bentoníticas, tobas, areniscas guijarrosas, areniscas calcáreas con ostras y microconglomerados. La materia carbonosa está presente en trazas (Palacios, 1983; García y Vilema, 1986).

En el Golfo se puede describir en general como interestratificaciones de areniscas gris-claras a marrón claro-grisáceas, de tamaño variable con mayor frecuencia entre muy fino y mediano, de regular selección y pobre consolidación, con abundante matriz arcillosa hacia el S y más limpias hacia el N, generalmente cementadas por calcita. Estos estratos están intercalados con lutitas marrón a marrón-grisáceas, suaves, micáceas, generalmente calcáreas, y carbonosas, con contenido variable de bioclastos. Los minerales accesorios más comunes son micas, glauconita, pirita masiva y carbón (García y Vilema, 1986).

Esta formación es de edad Mioceno Medio a Mioceno Tardío y corresponde a un ambiente marino somero de plataforma interna en la base a estuarino-deltaico de agua salobre al tope (Ordóñez et al., 2006).

2.2.5. Formación Puná

Esta serie abarca las zonas N18 a N22 de la Biozonación de Foraminíferos Planctónicos en la Carta Cronoestratigráfica de Vail et al., 1987. Ha sido dividida en dos miembros:

Puná Inferior (Miembro Placer)

En su localidad tipo, en el NE de la isla Puná, está compuesto de lutitas grises, amarillas y chocolates, con numerosas capas de limolitas y areniscas.

En los pozos este intervalo es reportado como una interestratificación de areniscas de tamaño variable entre muy fino y medio, con marcado predominio del tamaño fino, de colores claros entre blanquecino y grisáceo, con ocasionales tonalidades verdosas o gris-oscuras, compuesta mayormente de cuarzo hialino y en menor proporción cuarzo lechoso, con cantidades variables de matriz arcillosa, generalmente baja porosidad, cemento calcáreo y como minerales accesorios glauconita y carbón; con fragmentos líticos hacia la parte S. Estas areniscas se intercalan con capas de arcillolitas limosas gris claras a gris oscuras o verdosas, generalmente calcáreas, solubles, plásticas y carbonosas, con abundante contenido de bioclastos, micas y pirita; y con variable contenido de microfósiles. Los otros

componentes litológicos de la formación son limolitas gris-verdosas, deleznales, carbonosas, piritosas, micáceas, generalmente arenosas y bioclásticas; y calizas crema a ligeramente verdosas o marrón claro, masivas, compactas, dolomíticas y con glauconita, las cuales son más comunes hacia el N (García y Vilema, 1986).

Este miembro corresponde al Plioceno Temprano (zona N18) y al Plioceno Tardío (zona N21) y de acuerdo a datos paleontológicos es de un ambiente estuarino con transgresiones a la base (zona N19) a marino de plataforma media a externa (zona N21; Ordóñez et al., 2006).

Puná Superior (Miembro Lechuza)

Corresponde al Pleistoceno Temprano zona N22 (Ordóñez et al., 2006) de edad entre 1.9 y 0.8 millones de años.

Litológicamente se conforma por interestratificaciones de areniscas, limolitas y lutitas, que hacia el N se intercalan con calizas. Las areniscas son mayormente de grano fino a medio, y en menor proporción grueso a microconglomerático, generalmente de colores gris-blancuecino a gris-oscuro o verdoso, calcáreas, friables, compuestas mayormente de cuarzo hialino y lechoso, de regular a mala

selección, forma angular a subredondeados, con fragmentos líticos, bioclastos y ocasionalmente glauconita, de matriz arcillosa o carbonosa y baja porosidad. Las limolitas son arcillosas, de tonos gris-oscuro a verde-oliva, micáceas. Las arcillolitas son generalmente gris claras a marrón claro, suaves, generalmente calcáreas, micáceas y con bioclastos, presentando además pirita diseminada o masiva y materia carbonosa. Las calizas, reportadas únicamente en el pozo P4, son de color crema-verdosa, masivas, dolomíticas y duras, con glauconita, bioclastos y microfósiles piritizados (García y Vilema, 1986).

Este miembro es de un ambiente marino de plataforma interna a deltaico-estuarino al tope (Benítez, 1995).

2.2.6. Zona N-23.

Zona correspondiente al intervalo de 0.8 Ma hasta la actualidad. Litológicamente se conforma por una sucesión de areniscas de grano grueso y microconglomerados, de tonos gris-claro a blanquecino, de granos mal seleccionados, subangulosos a subredondeados, compuestos mayormente de cuarzo hialino o lechoso, fragmentos líticos de cuarcita y rocas volcánicas; con poca matriz arcillosa, pirita masiva, bioclastos y materia carbonosa (Benítez, 1995).

2.3 Eustasia y Subsistencia en el Golfo de Guayaquil.

Una de las asunciones del grupo de la EXXON, para, a partir de la curva de onlap costero derivar la curva de variación eustática, fue que las cuencas tienen una tasa de subsidencia constante durante un período mayor que la repetición cíclica de las secuencias sísmicas, pudiendo así derivar la curva de cambio del nivel relativo del mar y extraer la influencia de la componente tectónica, dejando solamente la componente eustática como la frecuencia residual alta. Sin embargo trabajando a una escala local la variación del nivel eustático está sujeta a las tasas relativas de los procesos geológicos interactuantes, las cuales no son siempre constantes. Por lo tanto se procederá a continuación a analizar las tasas de subsidencia halladas en el Golfo de Guayaquil y su correlación con los eventos globales de la variación del nivel eustático.

2.3.1. Tasas de Subsistencia

Las Tasas de Subsistencia son una medida de la movilidad relativa de una cuenca. En el área de estudio existen trabajos previos de análisis de subsidencia y sedimentación. El trabajo más específico y considerado en la presente tesis es el realizado por Berrones (1994) denominado Evolución Geodinámica del Golfo de Guayaquil, en el cual se cuantificaron las tasas de sedimentación y subsidencia (tectónica y total), utilizando el Método de Denudación de Espesores

capa por capa (Backstripping) desarrollado por Steckler y Watts, con ayuda del programa BURSUB (Burial Subsidence), publicado por Stam et al. (1986).

En este trabajo se utilizaron datos de Paleobatimetría producto de análisis previos de Lito y Bioestratigrafía. Para las correcciones debidas a la variación del nivel eustático fue usada la curva eustática de período largo de Haq et al., 1986. Las edades asignadas a cada intervalo litológico son producto de estudios bioestratigráficos detallados realizados por Ordóñez, Jiménez & Zambrano (informes inéditos de Petroproducción), Corelab, Litton, Robertson Research, British Petroleum, y Ada. Los resultados más importantes de este trabajo fueron:

Tasa de sedimentación restaurada (en cm./1.000 a.).

Tasa de subsidencia total promedio (en cm./1.000 a.).

Tasa de subsidencia tectónica promedio (en cm./1.000 a.).

Los pozos P2 y P3, a pesar de tener profundidades muy significativas (superiores a 4.300 m.), no atravesaron sedimentos del Mioceno, y los pozos P1, P4 y P5 llegaron solo hasta el Mioceno Temprano tardío.

Debido a esto no es posible por datos de pozos analizar la historia del Golfo anterior a esta última época.

En la **Tabla II.I** se muestra los valores numéricos de las tasas de subsidencia tectónica de todos los pozos y en la **Figura 2.3** su representación gráfica. En la **Figura 2.4** se representa las curvas de subsidencia tectónica expresada en Km. de profundidad versus tiempo geológico.

Del análisis de las tasas de subsidencia tectónica se determinaron cinco fases tectónicas, durante cada una de las cuales las tasas de subsidencia tienen valores relativamente similares y constantes. Estas se describen a continuación:

Fase 1: Que incluye el Mioceno Temprano tardío y Mioceno Medio en donde la tasa de subsidencia tiene valores significativos, hasta de 20.45 cm/1000 años, con un promedio de 11.82 cm/1000 años.

Fase 2: Correspondiente al Mioceno Tardío en donde la subsidencia tectónica es casi nula, valores en el orden de 0 a 5.44 cm/1000 años, con un promedio de 4.66 cm/1000 años.

Fase 3: Período del Plioceno en el cual la subsidencia aumenta considerablemente, alcanzando valores hasta 37.59 cm/1000 años, con un promedio de 19.11 cm/1000 años.

Fase 4: Corresponde al Pleistoceno Temprano (biozona N22), en este período se tiene un violento aumento en las tasas de subsidencia tectónica alcanzando los máximos valores, llegando hasta 114.04 cm/1000 años, con un promedio de 46.08 cm/1000 años. En esta fase se acumulan sedimentos con un espesor aproximado de 3 Km., los cuales no tienen equivalencia con ninguna formación conocida de la parte costa-adentro.

Fase 5: Correspondiente al Pleistoceno Tardío - Holoceno en el que la subsidencia tectónica disminuye a valores del orden de hasta 5.36 cm/1000 años, con un promedio de 10.67 cm/1000 años.

En la **Figura 2.5** se integra estas fases tectónicas con las tasas de subsidencia y la curva eustática global de Haq et al. (1988). En ella se puede observar que las variaciones eustáticas son de ciclos menores que el período de cada fase tectónica; es decir que se cumple que la cuenca

Cronoestratigrafía	Tiempo (ma)	Pozo P1	Pozo P2	Pozo P3	Pozo P4	Pozo P5	Fase Tectónica	T SUB Promedio
		T SUB cm/1000a						
Pleist. Tardío - Holoceno	0.0 - 0.4	8,43	19,92	11,48	5,36	8,11	5	10,67
	0.4 - 0.8	8,56	19,92	11,48	5,36	8,11		
Pleistoceno Temprano	0.8 - 1.3	12,83	78,10	68,10	4,08	26,38	4	46,08
	1.3 - 1.4	12,83	114,04	68,10	4,08	26,38		
	1.4 - 1.9	12,83	114,04	104,59	4,08	40,71		
Plioceno	1.9 - 3.0	9,02	18,44	37,59	6,24	12,32	3	19,11
	3.0 - 4.0	28,36	22,56	8,74	26,24	12,64		
	4.0 - 4.2	28,36	22,56	8,74	26,24	29,79		
	4.2 - 5.2	28,36	23,56	8,74	26,53	29,79		
	5.2 - 5.3	0,55	9,99	26,11	26,53	-0,34		
Mioceno Tardío	5.3 - 6.3	0,55	9,99	26,11	5,44	-0,34	2	4,66
	6.3 - 8.1	0,55			5,44	-0,34		
	8.1 - 10.2	0,55			3,65	-0,34		
Mioceno Medio	10.2 - 11.6	13,45			9,47	20,45	1	11,82
	11.6 - 11.8	13,45			9,47	12,83		
	11.8 - 12.7	13,45			9,47	19,77		
	12.7 - 13.1	13,45			9,47	15,20		
	13.1 - 15.2	13,45			9,47	20,17		
	15.2 - 16.0	5,07			9,47	20,17		
	16.0 - 16.2	5,07			1,07	20,17		
Mioceno Temprano	16.2 - 18.0	19,63			1,07	9,60		
	18.0 - 20.0				1,07			

Tabla II.I. Análisis de Subsistencia en el Golfo de Guayaquil.

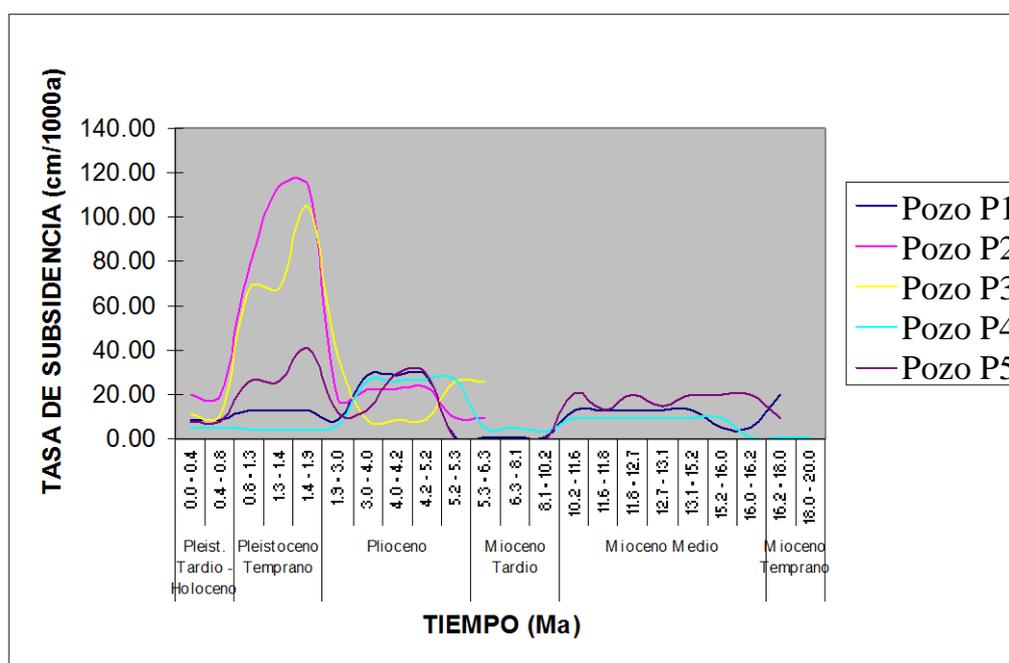


Figura 2.3. Tasas de Subsistencia en el Golfo de Guayaquil.

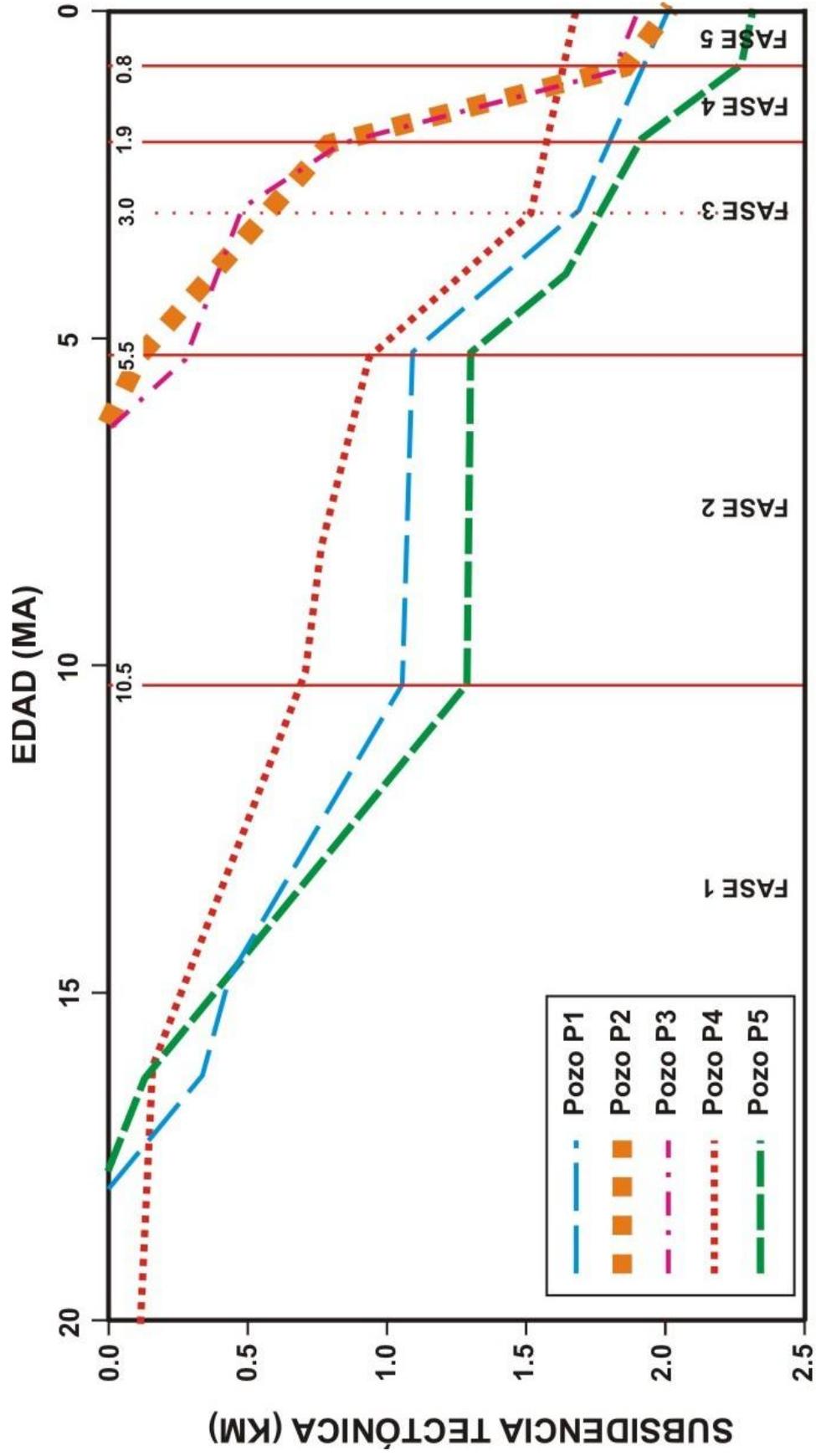


Figura 2.4. Fases de subsidencia tectónica del Golfo de Guayaquil del Mioceno Temprano al Reciente. Las curvas de subsidencia de 5 pozos fueron tomadas de Berrones (1994).

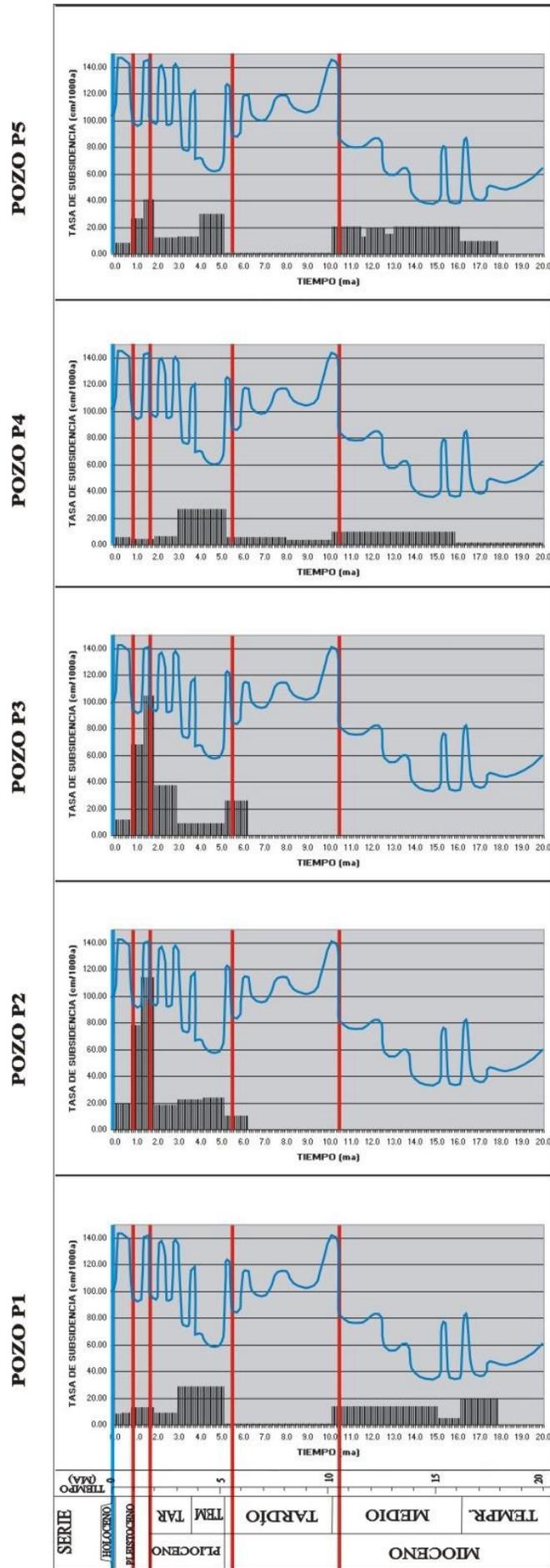


Figura 2.5. Tasas de Subsistencia de 5 pozos del Golfo de Guayaquil y la Curva Eustática de Haq et al. de 1988.

tiene tasas de subsidencia constante durante períodos mayores que las variaciones eustáticas de tercer orden, pudiendo del análisis de la interacción entre ellas determinar límites de secuencias como se verá a continuación.

2.4 Transgresiones, Regresiones y Variaciones Paleoambientales

Debido a que la caracterización paleoambiental (paleobatimetría) de los estratos da evidencias de la fisiografía de una cuenca, el análisis integrado de un conjunto de curvas paleobatimétricas suministra evidencias concernientes a las variaciones relativas del nivel del mar. El rasgo a ser utilizado son marcadas discontinuidades paleobatimétricas que pueden indicar límites de secuencias.

Para las formaciones sedimentarias presentes en el Golfo de Guayaquil se han determinado por micropaleontología (análisis realizados por el área de Bioestratigrafía del CIGG) precisiones paleoambientales presentadas en la **Figura 2.6**. También se incluye transgresiones y regresiones interpretadas según Ordoñez et al. (2006) y Benítez (1995).

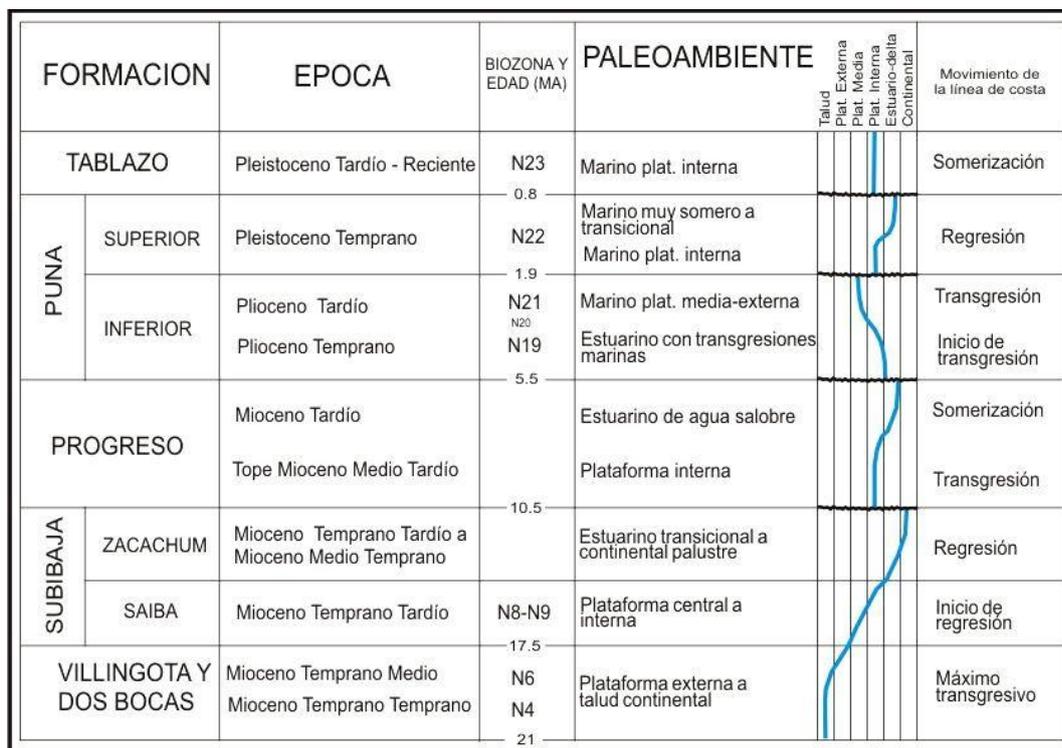


Figura 2.6. Paleobatimetría de las formaciones presentes en el Golfo de Guayaquil e Isla Puná. Los datos bioestratigráficos y movimientos de la línea de costa son según Ordóñez et al. (2006) y Benítez (1995).

Analizando las sucesiones paleoambientales se evidenciaron marcadas discontinuidades descritas a continuación:

En la base del Pleistoceno Tardío (~0.8 Ma) evidenciado por el salto de un ambiente deltaico-estuarino sobre el cual se pasa a un ambiente de plataforma interna.

En la base del Pleistoceno Temprano (~1.9 Ma) evidenciado por el salto de un ambiente marino de plataforma media a externa sobre el cual se tiene un ambiente marino de plataforma interna.

En la base del Plioceno (~5.5 Ma) donde se pasa de un ambiente estuarino de agua salobre sobre el cual se presenta un ambiente estuarino con transgresiones marinas.

En la base del Mioceno Tardío (~10.5 Ma) en donde se pasa abruptamente de un ambiente estuarino - continental palustre sobre el cual se encuentra un ambiente marino de plataforma interna.

Estos saltos paleoambientales son indicativos de la existencia de límites de secuencias para el Golfo de Guayaquil como se verá a continuación.

2.5 Determinación preliminar de secuencias y límites de secuencias

Considerando la hipótesis de trabajo de que en una secuencia silicoclástica, durante un ascenso y descenso del NRM se tiene la sucesión de facies marinas, transicionales y continentales; y si se tienen perforaciones ubicadas en la plataforma continental (**Figura 2.7**) se pueden tener los dos siguientes casos:

- Al final del período de mar alto, después de que se ha alcanzado el ápice de la curva eustática, la tasa de acomodación decrece gradualmente depositándose un complejo deltaico progradacional. Cuando se produce un posterior ascenso del nivel relativo del mar, sobre este complejo deltaico se depositan sedimentos de plataforma, esto es una clara evidencia de la presencia de un límite de secuencia.

- Si se tiene solamente sucesiones de facies de plataforma marina debido a la posición en la cuenca, por un aporte sedimentario incipiente o subsidencia importante, el descenso del nivel relativo del mar produce somerización y se depositan facies de plataforma interna sobre facies de plataforma externa; esto indica la presencia de un límite de secuencia.

En el Golfo de Guayaquil estos dos casos ocurren precisamente en las discontinuidades paleoambientales ya descritas. Como resultado de este análisis se definieron los siguientes límites de secuencias:

- **A1: Tope del Mioceno Medio (~10.5 Ma)**
- **A2: Tope del Mioceno Tardío (~5.5 Ma)**
- **B: Tope del Plioceno Tardío (~1.9 Ma)**
- **C1: Tope del Pleistoceno Temprano (~0.8 Ma)**
- **C2: Tope del Reciente**

Estas secuencias junto con la curva eustática para el Terciario según Haq et al. (1988) son mostradas en la **Figura 2.8**. En los capítulos siguientes se verificará los límites de secuencias en base a los patrones de las reflexiones en secciones sísmicas y curvas de los perfiles geofísicos de pozos.

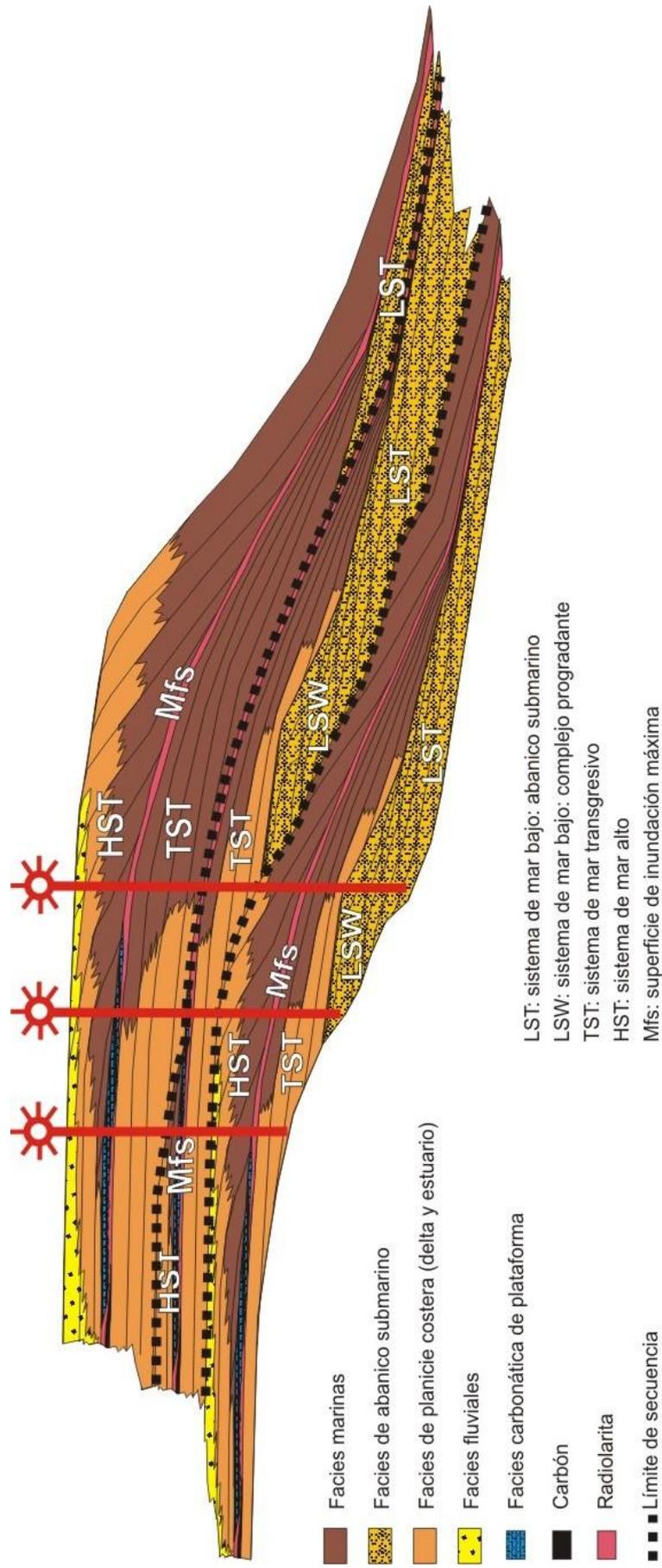


Figura 2.7. Sucesión vertical típica de facies que indican un límite de secuencia estratigráfica. Pozos ubicados en la plataforma continental.

CAPÍTULO 3. MODELO ESTRATIGRÁFICO

3.1 Introducción

El análisis, identificación e interpretación de las secuencias estratigráficas con sus elementos (límites de secuencias, superficies de inundación máxima y cortejos de sistemas) constituyen el denominado modelo estratigráfico. En este proceso se utilizan los registros geofísicos de pozos integrados con los datos bioestratigráficos y paleobatimétricos.

Los límites de secuencias y superficies de inundación máxima determinados en este modelo son luego correlacionados con la información de las secciones sísmicas y mapeadas en toda el área.

Para determinar los límites de secuencias, superficies de inundación máxima y cortejos de sistemas se utilizaron los siguientes fundamentos teóricos.

3.2 Análisis de Electrofacies: Fundamentos

Los registros geofísicos más utilizados para la determinación de secuencias y de sus respectivos cortejos de sistemas son los registros SP, GR y Resistividad Profunda, debido a que reflejan muy bien la litología de las rocas atravesadas en una perforación.

La curva de potencial espontáneo (SP) es una medida de las corrientes eléctricas que se producen dentro del pozo debido al contacto entre diversos fluidos con salinidades diferentes. Los filtrados del lodo de perforación invaden aquellas zonas que exhiben alguna permeabilidad y en consecuencia se generan corrientes. Si la zona es impermeable, como es el caso de lutitas, no habrá invasión por los filtrados y no se generarán "corrientes SP" por lo tanto el trazo de la curva será relativamente recto y sin caracteres distintivos. Puesto que las lutitas no tienen permeabilidad en tanto que las arenas, calizas y dolomitas sí la tienen hasta cierto punto, la SP es una herramienta muy importante para la identificación de la litología.

La curva de rayos gamma (GR) mide la radiación natural de las rocas y generalmente refleja el contenido de arcilla o lutita de las rocas sedimentarias, debido a que los elementos altamente radioactivos tienden a concentrarse en las arcillas o lutitas; por consiguiente, lutitas y arenas lutíticas muestran una radioactividad alta, en tanto que arenas limpias y carbonatos generalmente exhiben niveles bajos de radioactividad, siendo así que la curva de rayos gamma también permite determinar la litología. Inclusive el GR espectral discierne con la composición mineralógica.

La curva de resistividad mide la resistividad (o su recíproca conductividad) de las rocas que es función de la saturación de fluidos y la naturaleza de los

mismos, permite así determinar la presencia de rocas permeables saturadas de hidrocarburos y/o agua, en esta última se puede dilucidar la salinidad de la misma. La mayor parte de los registros de resistividad presentan más de una clase de medición de la resistividad; los más utilizados son los registros eléctricos normal y lateral, y los registros de inducción eléctrica.

El concepto de "*electrofacies*" fue una contribución útil de Serra y Abbott (1980), en la que, considerando que los registros geofísicos de pozos reflejaban en parte la litología de los paquetes rocosos sondeados (poniendo de manifiesto sus propiedades de porosidad, permeabilidad, granulometría, etc.) realizaron un puente para conectar las configuraciones de las medidas geofísicas con las facies sedimentarias que las generaban.

Los cortejos de sistemas, descritos en la sección 1.7, debido a su arquitectura sedimentaria tienen una sucesión vertical característica, la misma que puede ser identificada utilizando los perfiles geofísicos de pozos, especialmente los registros SP, GR y Resistividad. En estos registros se puede determinar grano y estrato crecencia y/o decrecencia, sucesiones verticales (progradacionales, agradacionales y retrogradacionales), intercalaciones litológicas, salinidad del agua que satura las zonas permeables, presencia de minerales radiactivos en arcillas, etc. Existe una serie de trabajos realizados al respecto, entre los más destacados se encuentran los de Pirson (1970), Serra y Abbott (1980), Serra

(1984, 1986), Rider (1986, 1991), Doveton (1986), Hurst et al. (1990), Van Wagoner et al. (1990), entre otros; sin embargo en la presente tesis se ha tomado como base el trabajo realizado por Vail y Wornardt (1991) denominado “Well log-seismic sequence stratigraphy analysis”, en el que se presenta una descripción amplia de las principales características de cada cortejo de sistema y su impronta en los registros de pozos. En las **Figuras 3.1a, 3.1b, 3.1c, 3.1d y 3.1e** se describe cada uno de los sistemas, desde el sistema de mar bajo hasta el sistema de mar alto. En la **Figura 3.2** se presenta la respuesta de una secuencia estratigráfica completa de 3er Orden completa.

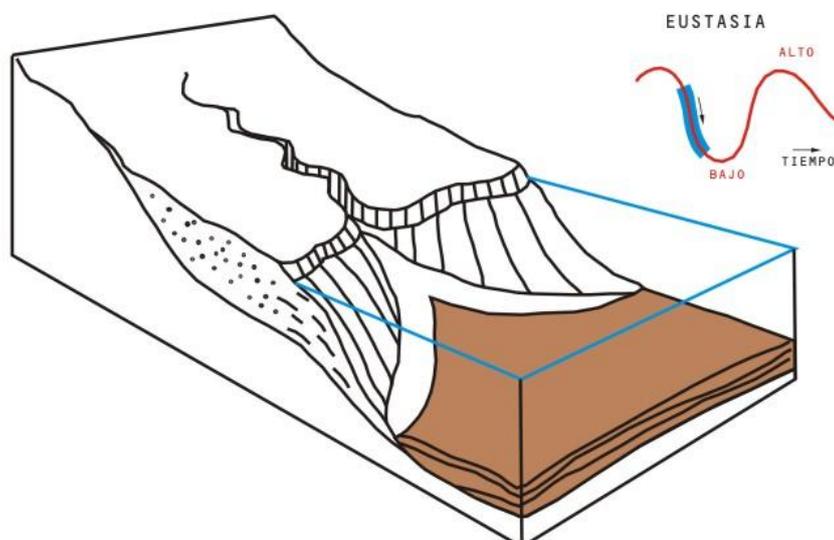
Para la identificación de los límites de secuencia hay que considerar las posibles disposiciones espaciales de los cortejos de sistemas, debido a la magnitud de la variación del nivel relativo del mar y a la ubicación en la cuenca sedimentaria, a saber:

Cuando se tiene el desarrollo del sistema de mar alto (HST) sobre este y al iniciar la secuencia posterior se pueden depositar el sistema de mar bajo (LST), tanto el abanico de piso de cuenca como el abanico de talud, y el sistema de mar transgresivo (TST), ver **Figura 3.3 literales A, B y C**. No es probable que se encuentre dos sistemas de mar alto sobrepuestos ya que para que se desarrollen necesariamente debió existir una transgresión entre ellos.

Cuando se producen descensos rápidos del nivel relativo del mar, el sistema de mar alto no se desarrolla lo suficiente como para suprayacer toda la extensión del sistema de mar transgresivo, así sobre este sistema transgresivo se pueden depositar el sistema de mar bajo (LST), tanto el abanico de piso de cuenca como el abanico de talud, y el sistema de mar transgresivo (TST) de la secuencia posterior, ver **Figura 3.3 literales D, E y F**.

En la llanura abisal o próxima a ella es muy probable que se encuentren sistemas de mar bajo uno sobre otro, sin embargo separados por la equivalente a las superficies de inundación máxima en la cuenca: las secciones condensadas.

CORTEJO DE MAR BAJO - ABANICO DE PISO DE CUENCA
(LOW STAND SYSTEMS TRACT - BASIN FLOOR FAN)



RESPUESTA CARACTERÍSTICA DEL REGISTRO

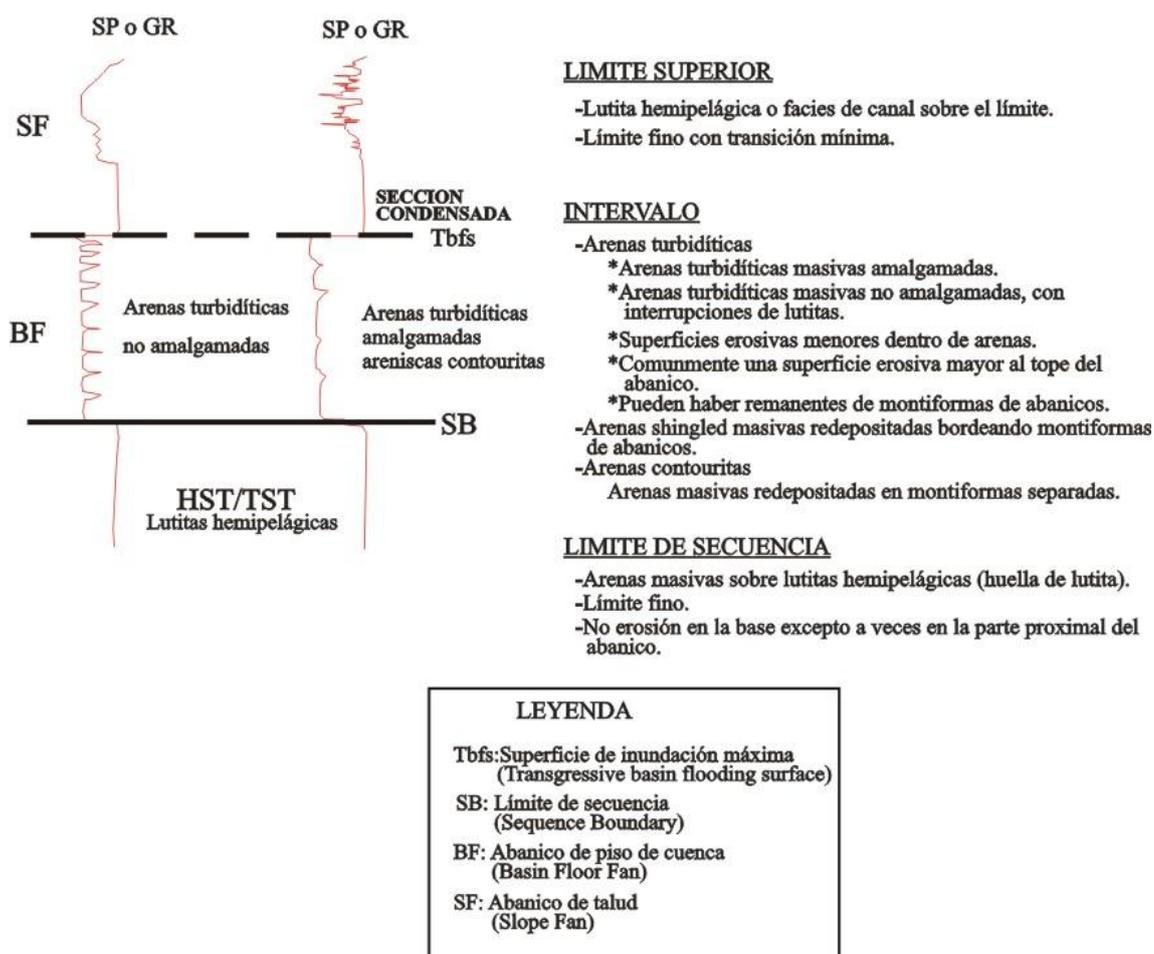
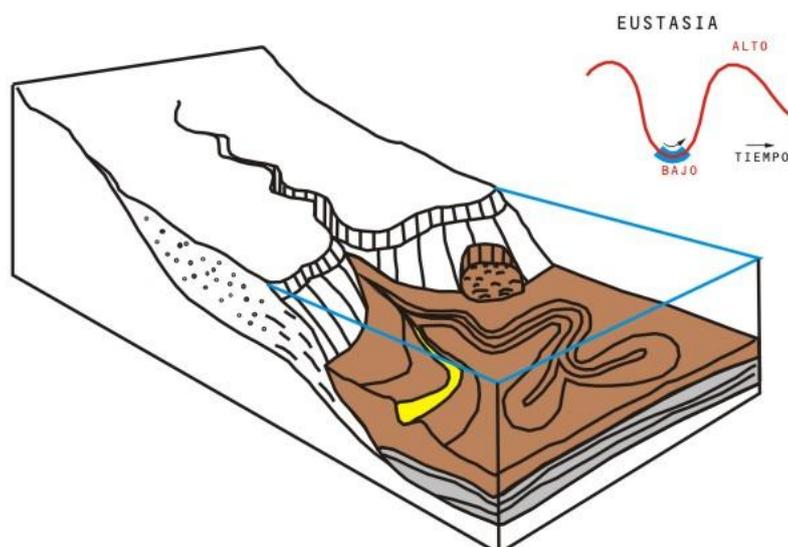
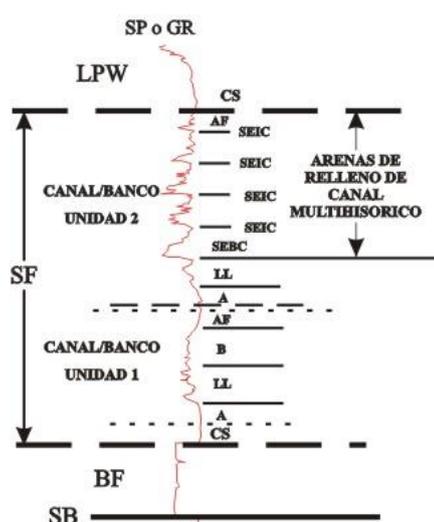


Figura 3.1a. Respuesta del registro SP y/o GR para el sistema de mar bajo - abanico de piso de cuenca, modificado de Vail y Wornardt, 1991.

CORTEJO DE MAR BAJO - ABANICO DE TALUD (LOW STAND SYSTEMS TRACT - SLOPE FAN)



RESPUESTA CARACTERÍSTICA DEL REGISTRO



LIMITE SUPERIOR

- Cambio hacia abajo de lutitas hemipelágicas a turbiditas laminadas de grano fino.
- Finas digitaciones hacia arriba caracterizan al registro debajo del límite.
- Pico de abundancia faunística.

INTERVALO

- Formas crecientes a unidades individuales de canal/banco.
- Dentro de las unidades de canal/banco arenas gruesas a finas hacia arriba.
- 1 a 10 unidades de canal/banco dentro de cada abanico de talud.
- Las facies proximales pueden ser mayormente arenas cercanas a la fuente.
- Las facies de canal pueden ser:
 - *Arenas turbidíticas masivas.
 - *Arenas turbidíticas masivas adelgazándose hacia arriba.
 - *Turbiditas lodolíticas de grano fino.

LIMITE INFERIOR

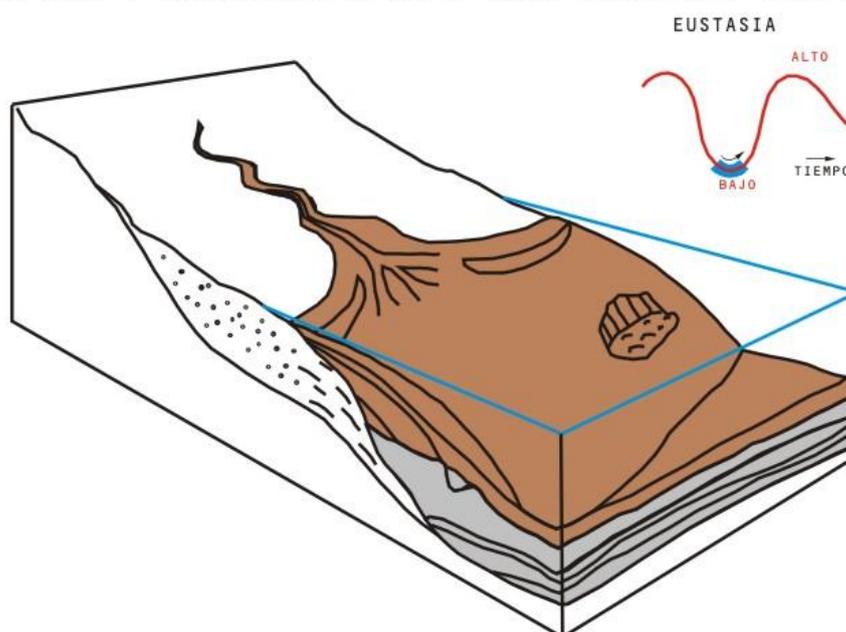
- Lutita hemipelágica con pico de abundancia faunística comunmente a la base del abanico de talud.
- Yace sobre el límite de secuencia o sobre el abanico de piso de cuenca del LST.
- Límite comunmente concordante en la cuenca y erosivo en el talud.

LEYENDA

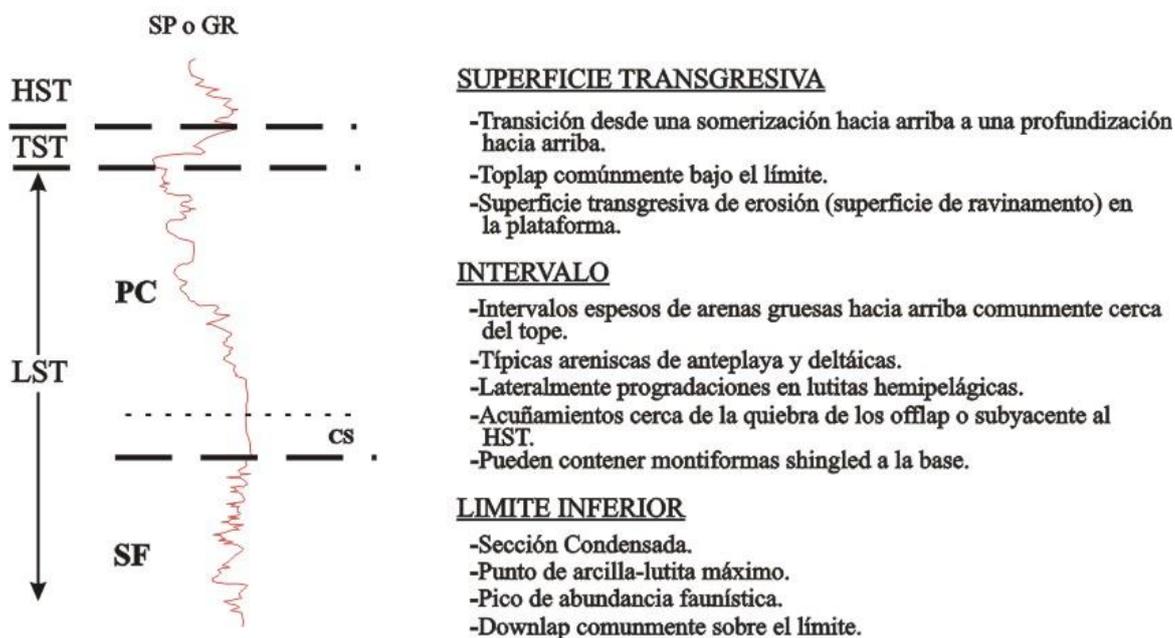
A: Ápice	CS: Sección condensada (Condensed Section)
B: Banco	SB: Límite de secuencia (Sequence Boundary)
LL: Lóbulos ligados	BF: Abanico de piso de cuenca (Basin Floor Fan)
AF: Abandono de facies	SF: Abanico de talud (Slope Fan)
SEBC: Superficie erosiva de base de canal	LPW: Cufia progradante (Lowstand Prograding Wedge)
SEIC: Superficie erosiva de intervalo de canal	

Figura 3.1b. Respuesta del registro SP y/o GR para el sistema de mar bajo - abanico de talud, modificado de Vail y Wornardt, 1991.

CORTEJO DE MAR BAJO - COMPLEJO PROGRADANTE
(LOW STAND SYSTEMS TRACT - PROGRADING COMPLEX)



RESPUESTA CARACTERÍSTICA DEL REGISTRO

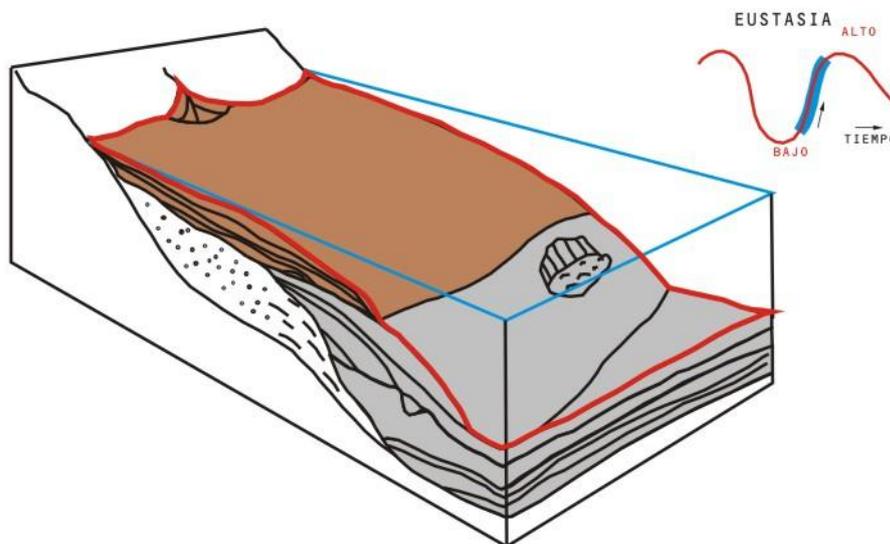


LEYENDA

CS: Sección condensada
 (Condensed Section)
 SF: Abanico de talud
 (Slope Fan)
 PC: Complejo progradante
 (Prograding Complex)

Figura 3.1c. Respuesta del registro SP y/o GR para el sistema de mar bajo - complejo progradante, modificado de Vail y Wornardt, 1991.

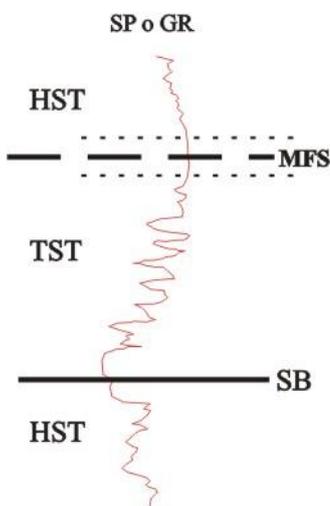
CORTEJO DE MAR TRANSGRESIVO (TRANSGRESSIVE SYSTEMS TRACT)



RESPUESTA CARACTERÍSTICA DEL REGISTRO

SUPERFICIE DE INUNDACION MAXIMA

- Comunmente la más baja resistividad y el más alto GR.
- La mayoría lutita rica en arcilla.
- Pico de abundancia faunística.
- Truncación aparente común debajo del límite.
- Downlap común sobre el límite.



INTERVALO

- Parasecuencias individuales progradantes, finas y delgadas hacia arriba.
- Arenas de playa y anteplaya comunes cerca a la base.
- El equivalente en la cuenca es una lutita hemipelágica delgada.
- La correlación es buena, pero la superficie transgresiva de erosión es tiempo-transgresiva.
- Las arenas son a menudo mejor clasificadas que en el HST.
- Minerales autigénicos son comunes.

LIMITE DE SECUENCIA

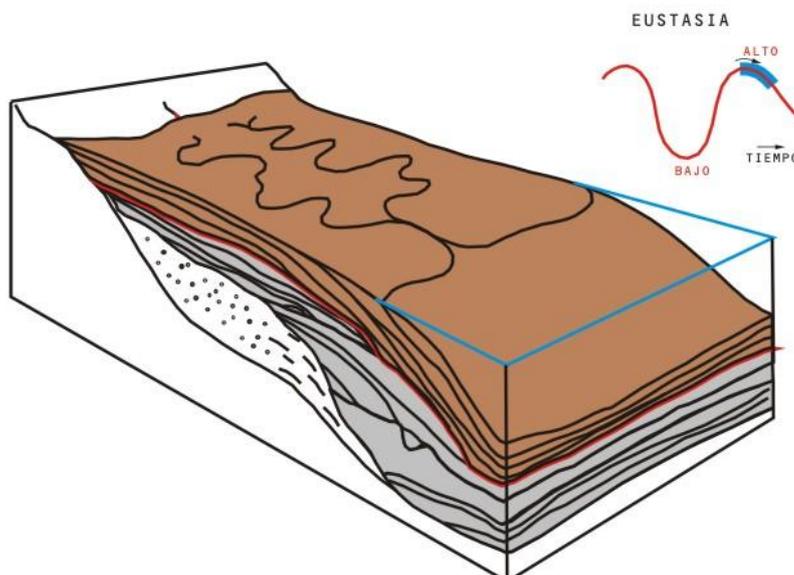
- Onlaps de límite de secuencia.
- Comunmente superficie transgresiva de erosión (superficie de ravinamiento) sobre LST, valles incisos o sedimentos mas viejos cerca del borde de plataforma.
- Sedimentos no marinos (planicie costera, carbón o sedimentos de lago) onlapan el límite de secuencia en las áreas más tierra adentro.
- Superficie transgresiva a la base del TST.

LEYENDA

MFS: Superficie de inundación máxima
(Maximum Flooding Surface)
SB: Límite de secuencia
(Sequence Boundary)

Figura 3.1d. Respuesta del registro SP y/o GR para el sistema de mar transgresivo, modificado de Vail y Wornardt, 1991.

CORTEJO DE MAR ALTO (HIGH STAND SYSTEMS TRACT)



RESPUESTA CARACTERÍSTICA DEL REGISTRO

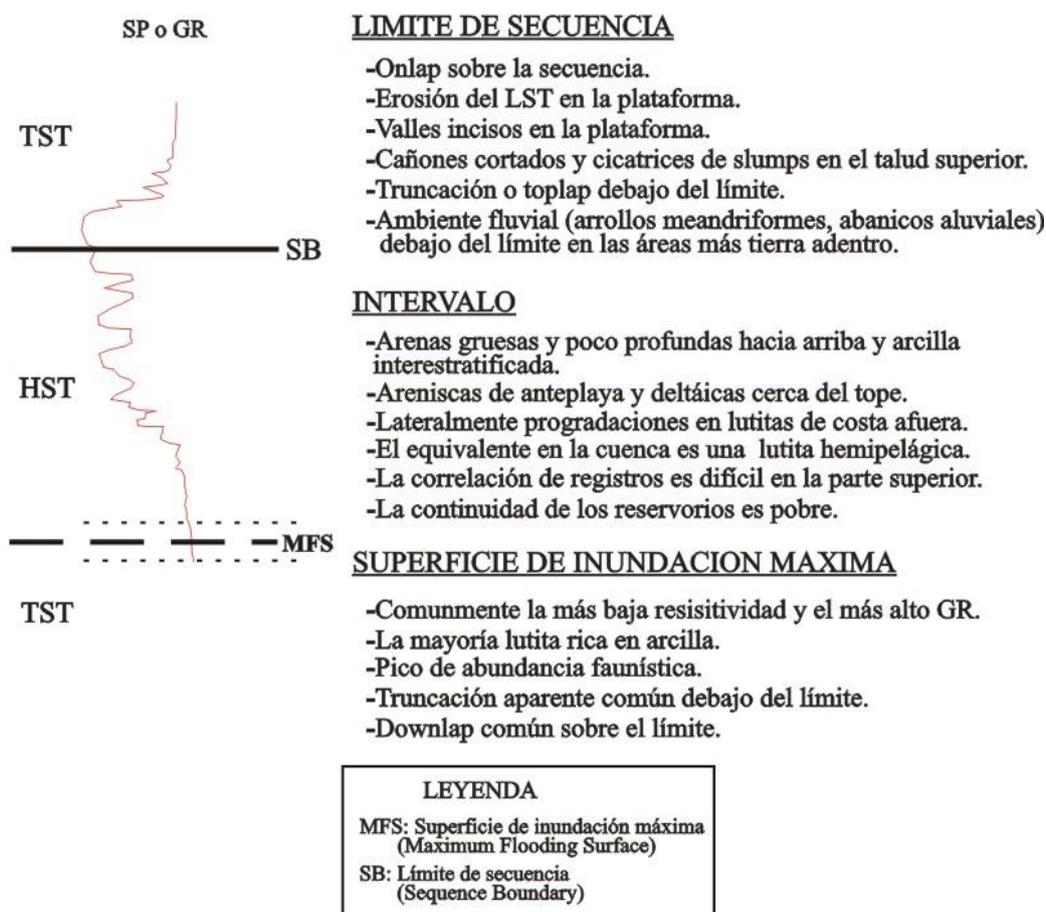


Figura 3.1e. Respuesta del registro SP y/o GR para el sistema de mar alto, modificado de Vail y Wornardt, 1991.

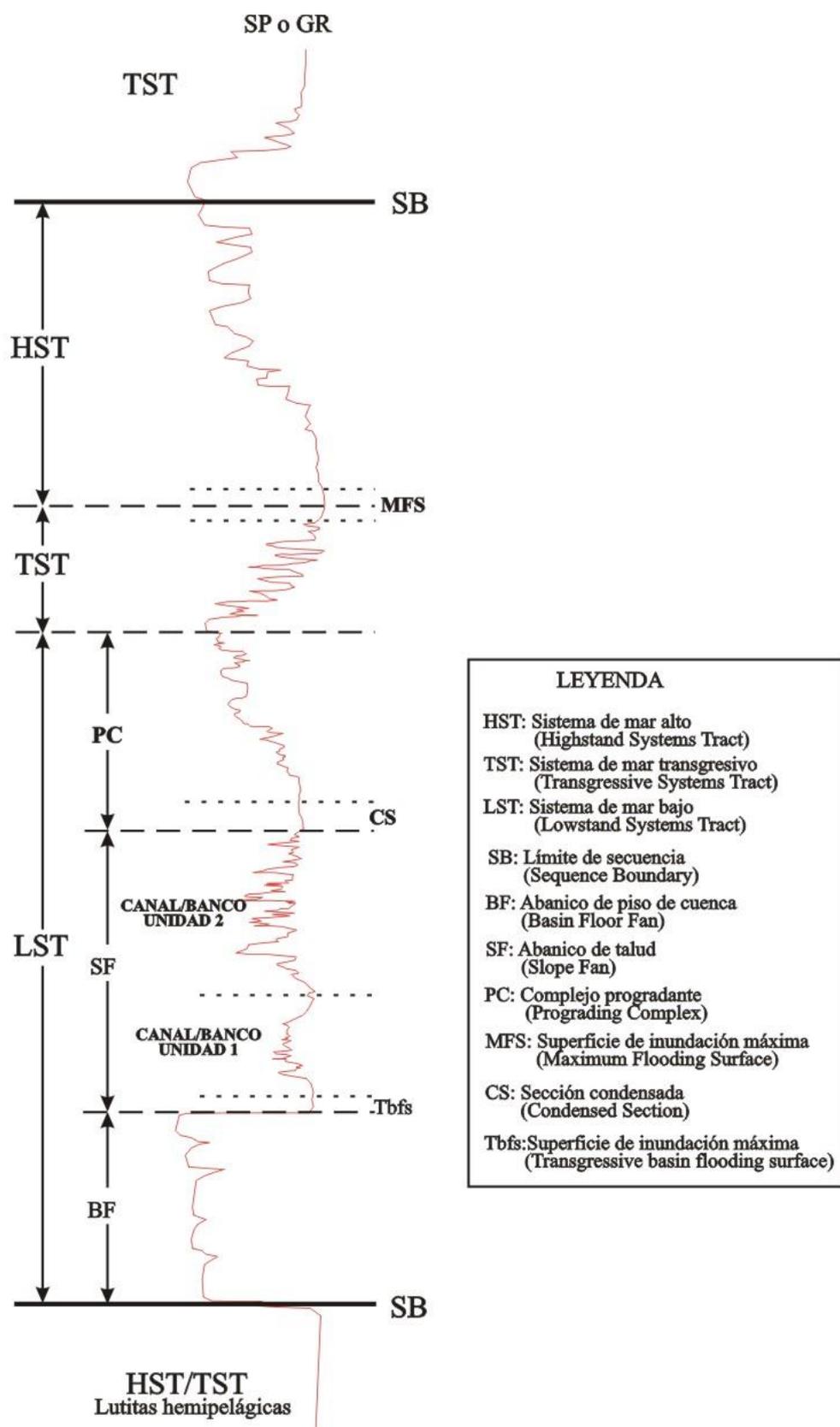


Figura 3.2. Respuesta característica del registro Gamma Ray y/o Sp para una secuencia estratigráfica. Modificado de Vail y Wornardt, 1991.

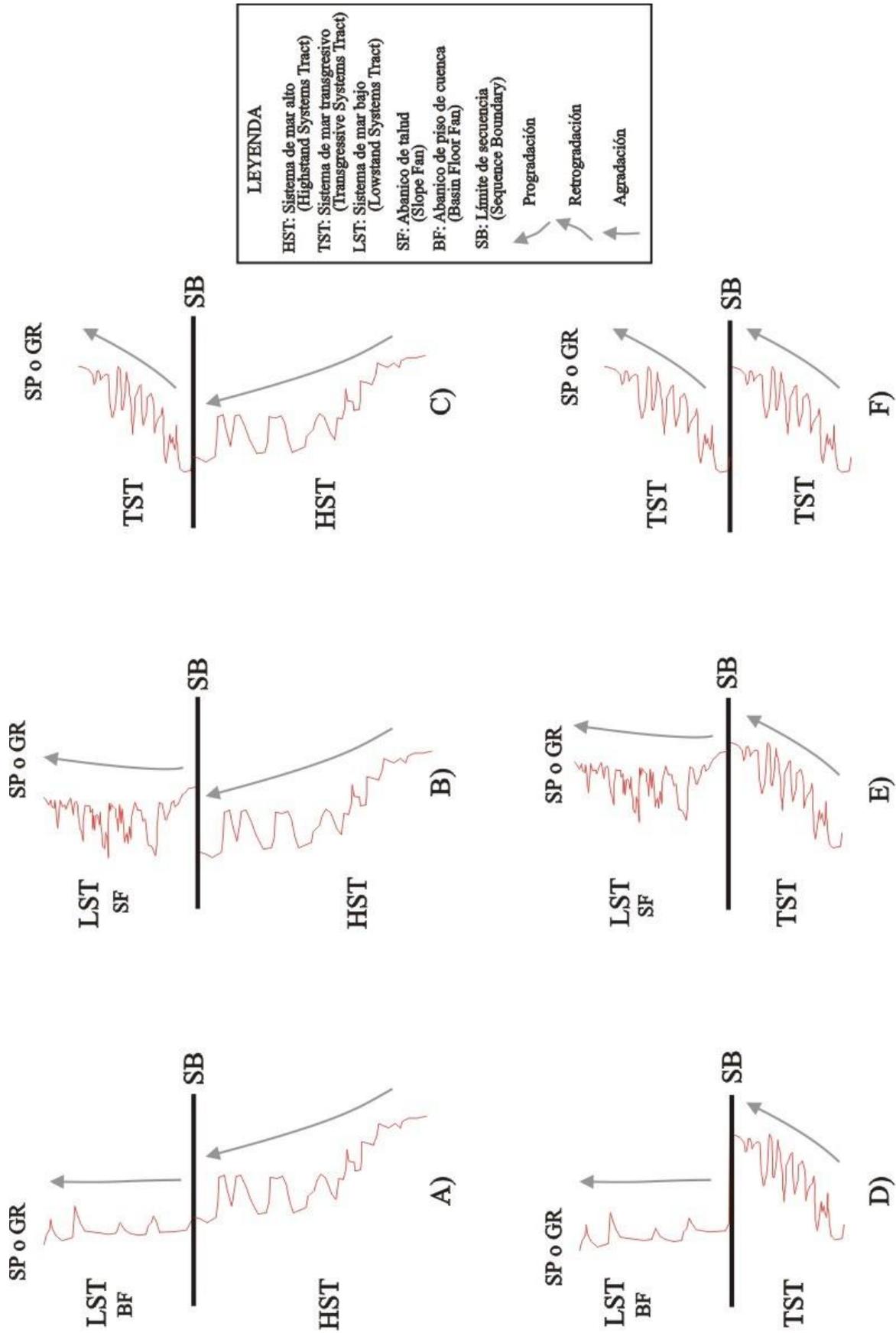


Figura 3.3. Posibles límites de secuencia identificados en los registros SP y/o GR.

3.3 Identificación de límites de secuencias para el Golfo de Guayaquil utilizando los registros geofísicos de pozos.

Si se considera que los pozos perforados en el Golfo de Guayaquil se encuentran en la plataforma continental, los límites de secuencia mostrados en la **Figura 3.3 A y D** (en los que el abanico de piso de cuenca sobreyace a los sistemas transgresivos y de mar alto) no se presentan a menudo. En cambio los sistemas transgresivos y de mar alto se presentan con mucha más frecuencia, por lo que los límites de secuencia más probables a ser encontrados son los de **Figura 3.3 literales B, C, E y F**.

Para el presente trabajo se contó con varios registros geofísicos de pozos: todos los registros SP y registros de resistividades (Lateral Log Deep, LLD, e Induction Log Deep, ILD, que determinan la resistividad de la formación R_t) y para los pozos P4 y P5 los registros GR. Con la ayuda de estos tres registros se procedió a identificar las secuencias estratigráficas de tercer orden presentes en el Golfo, con sus respectivos límites de secuencia y superficies de inundación máxima. Se incluyó los datos bioestratigráficos en cada uno de los pozos determinados por foraminíferos analizados por Ordóñez et al. (2006), Ordóñez (1991) y palinomorfos analizados por CORE-LAB (1985). Estos datos se presentan en la **Tabla III.I**.

Pozo P1	
1170´-3030´	Pleistoceno Temprano (Zona N22)
3090´-4020´	Plioceno Tardío (Zona N21)
4230´-5720´	Plioceno Temprano (Zona N19)
6080´-9500´	Mioceno Medio – Mioceno Tardío?
12000´-13870´	Mioceno Temprano tardío (Zona N8-Base Zona N9)
Pozo P2	
2000-11710´	Pleistoceno Temprano (Zona N22)
12000´-12710´	Plioceno Tardío (Zona N21)
13000´-15120´	Plioceno Temprano (Zona N19)
Pozo P3	
1540´-9520´	Pleistoceno Temprano (Zona N22)
10520´-12020´	Plioceno Tardío (Zona N21)
12100´-14160´	Mioceno Tardío (Zona N16-1/2 N17) a Plioceno Temprano (Base Zona N19)
Pozo P4	
1180´-3910´	Pleistoceno Temprano (Zona N22)
3970´-5020´	Plioceno Tardío (Zona N21)
5110´-6100´	Plioceno Temprano (Zona N19)
9300´	Límite Mioceno Temp. tard.- Mioceno Med. temp. (Zona NN5)
9300´-11000´	Mioceno Temp. tard. -Mioceno Med. temp. (Zona NN4-NN5)
11500´-12100´	Mioceno Temprano tardío (Zona NN4)
Pozo P5	
980´-4450´	Pleistoceno Temprano (Zona N22)
4450´-6160´	Plioceno Tardío - Pleistoceno Temprano
6340´-7960´	Plioceno Temprano
7960´-11500´	Mioceno Medio – Mioceno Tardío
11700´-14990´	Mioceno Temprano tardío-Mioceno Medio temprano
14990´-16090´	Mioceno Temprano tardío
Pozo P6	
2430´-2460´	Plioceno - Pleistoceno Temprano?
3120´-3150´	Plioceno - Pleistoceno Temprano?
5000´-6000´	Eoceno Tardío temprano (Zona P15)
8150´-8180´	Eoceno Medio
10080´-10100´	Eoceno Medio
10720´-10740´	Eoceno Medio temprano

Tabla III.I. Bioestratigrafía del Golfo de Guayaquil según Core Lab (1985), Litton (1986), Ordoñez (1991), Ordoñez et al. (2006).

Para el análisis de electrofacies se consideró que:

- Las muestras utilizadas para la datación bioestratigráfica de los distintos pozos fueron de rípios de perforación, por lo que puede haber ocasionalmente contaminación de las muestras, especialmente en los intervalos próximos a cambios de edad (límites biozonales).
- Pudieron haber aparentes cambios de electrofacies debido a cambios en la escala de los registros, sin embargo los mismos fueron descartados.

Las electrofacies se analizaron separadamente, utilizándose la información bioestratigráfica para control. En las **Figuras 3.4 a 3.9** se presentan los resultados de este análisis para cada pozo, incluyendo los datos bioestratigráficos, límites de secuencias y cortejos de sistemas.

A continuación se resume el análisis de electrofacies de cada pozo y la identificación de los límites de secuencias.

POZO P1

En el Pozo P1 se encuentran presentes 5 límites de secuencias de 3er Orden. Los datos bioestratigráficos disponibles concuerdan bastante bien con los límites de secuencias determinados por electrofacies, excepto en el tope de la

secuencia A2 donde por bioestratigrafía se encuentra a los 6080' mientras que por electrofacies se encuentra a 6370', por lo que el dato 6080' se interpreta como contaminación de la muestra.

Analizando las configuraciones de las electrofacies se encontró al tope de cada secuencia configuraciones progradacionales interpretadas como sistemas de mar alto. A la base se encontraron configuraciones agradacionales y retrogradacionales interpretadas como sistemas transgresivos.

Al tope de la secuencia B se tienen configuraciones retrogradacionales interpretadas como sistema transgresivo.

Los resultados del análisis se presentan en la **Figura 3.4**.

POZO P2

En el Pozo P2 se encuentran presentes solo 3 límites de secuencias de 3er Orden pertenecientes a las secuencias más recientes. Los datos bioestratigráficos y los límites de secuencias determinados por electrofacies concuerdan muy bien.

Analizando las configuraciones de las electrofacies se encontró al tope de la

secuencia C1 configuraciones progradacionales interpretadas como sistemas de mar alto; hacia la base configuraciones agradacionales y retrogradacionales interpretadas como un sistema transgresivo.

Al tope de la secuencia B se tienen configuraciones agradacionales interpretadas como un sistema transgresivo.

Los resultados del análisis se presentan en la **Figura 3.5**.

POZO P3

En este pozo al igual que el anterior se encuentran presentes 3 límites de secuencias los mismos que se ajustan muy bien a los datos bioestratigráficos.

Al tope de la secuencia C1 se tienen configuraciones progradacionales interpretadas como sistemas de mar alto, bajo las cuales se presentan configuraciones agradacionales interpretadas como sistema transgresivo.

Al tope de la secuencia B se presentan configuraciones agradacionales interpretadas como un sistema transgresivo.

Los resultados del análisis se presentan en la **Figura 3.6**.

POZO P4

En este pozo se encuentran presentes 5 límites de secuencias de 3er Orden, concordantes con los datos bioestratigráficos.

Al tope de las secuencias se encuentran configuraciones progradacionales interpretadas como sistemas de mar alto. A la base de cada secuencia y al tope de la secuencia B se encuentran configuraciones retrogradacionales interpretadas como sistemas transgresivos.

Los resultados del análisis se presentan en la **Figura 3.7**.

POZO P5

En este pozo se encuentran presentes 5 secuencias de 3er Orden, de estos solo 4 fueron determinados por análisis de electrofacies. El límite de secuencia tope de A1 fue determinado solamente por bioestratigrafía ya que no se contó con los registros de pozos hasta la profundidad total del pozo.

Hacia el tope de la secuencia A2 se tienen configuraciones progradacionales interpretadas como un sistema de mar alto.

Hacia la base de A2 y C1 se tienen configuraciones retrogradacionales y agradacionales interpretadas como sistemas transgresivos.

La secuencia B tiene configuraciones retrogradacionales y agradacionales interpretadas como un sistema transgresivo. Su tope fue determinado solo por electrofacies ya que por bioestratigrafía el intervalo 4450´-6160´ es de edad Plioceno Tardío – Pleistoceno Temprano.

Los resultados del análisis se presentan en la **Figura 3.8**.

POZO P6

Se encuentran 5 límites de secuencias, incluido el límite Paleógeno-Neógeno. Por bioestratigrafía se confirma la presencia de una sección Miocénica interpretada como el sistema de mar alto de la secuencia A2.

Las otras secuencias presentan configuraciones agradacionales y progradacionales interpretadas como sistemas transgresivos y de mar alto respectivamente.

Los resultados del análisis se presentan en la **Figura 3.9**.

La sección Paleógena no fue analizada debido a que no forma parte de este estudio.

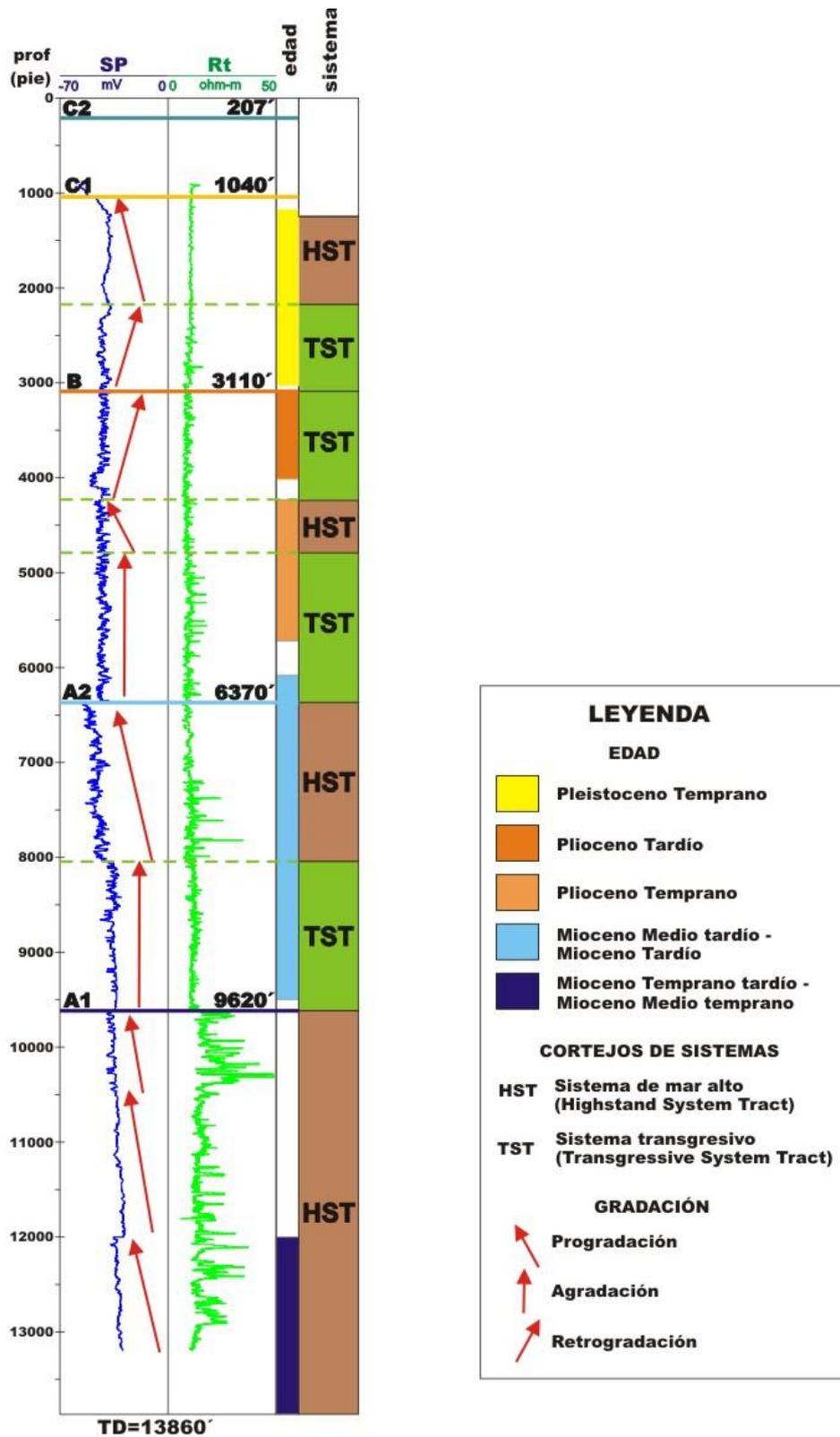


Figura 3.4. Análisis Secuencial de electrofacies del pozo P1, identificación de límites de secuencia y cortejos de sistemas.

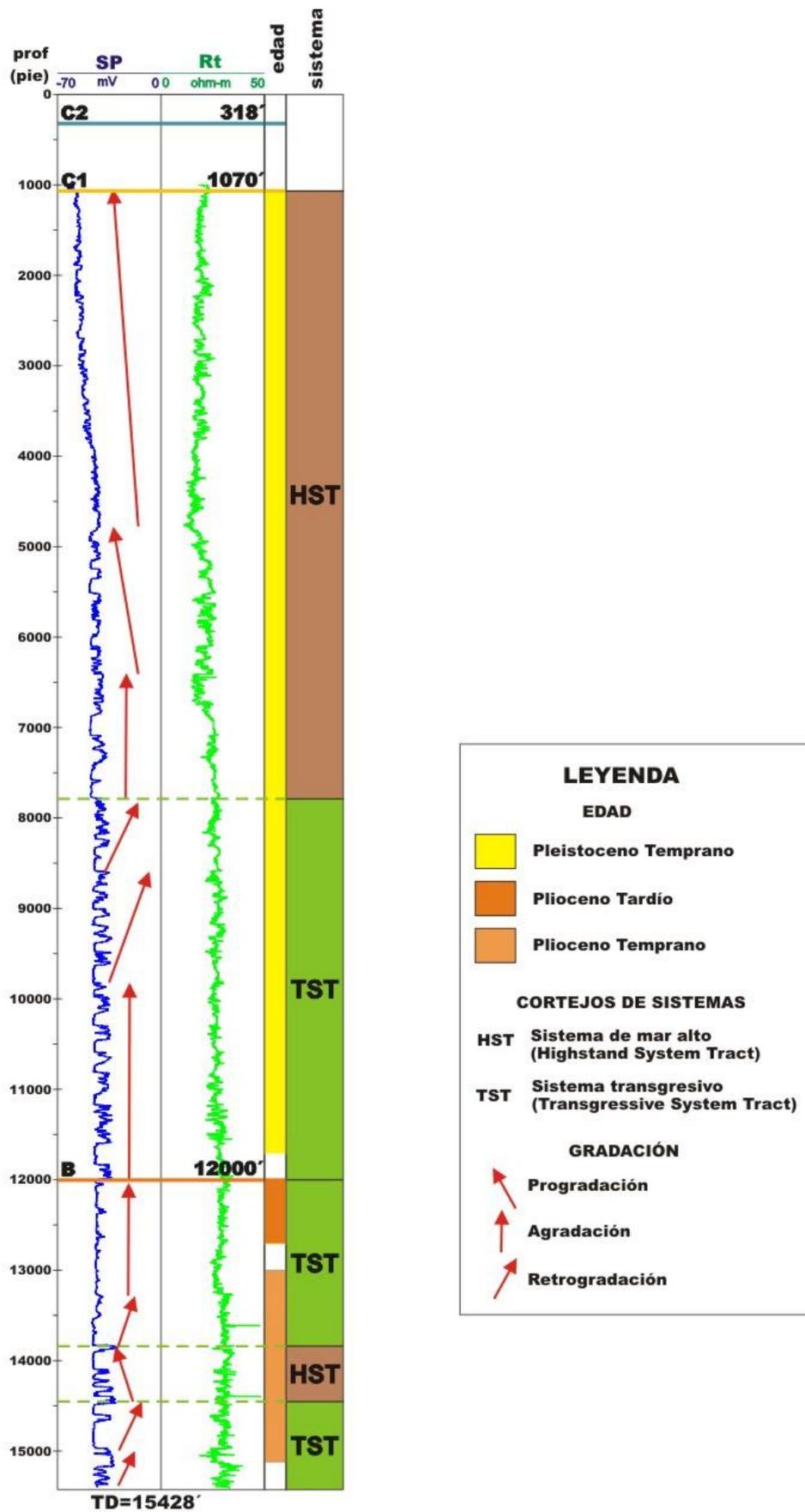


Figura 3.5. Análisis Secuencial de electrofacies del pozo P2, identificación de límites de secuencia y cortejos de sistemas.

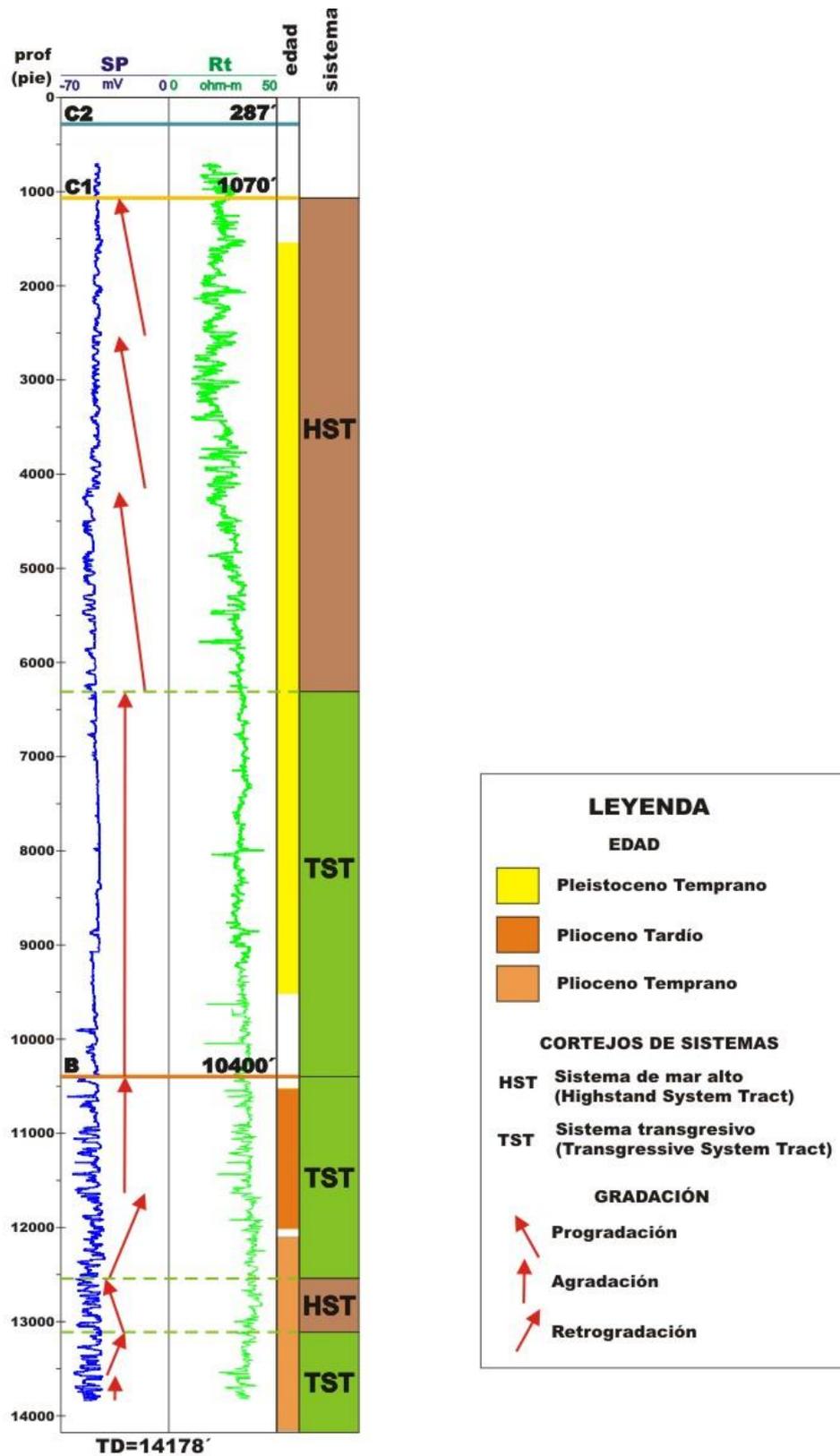


Figura 3.6. Análisis Secuencial de electrofacies del pozo P3, identificación de límites de secuencia y cortejos de sistemas.

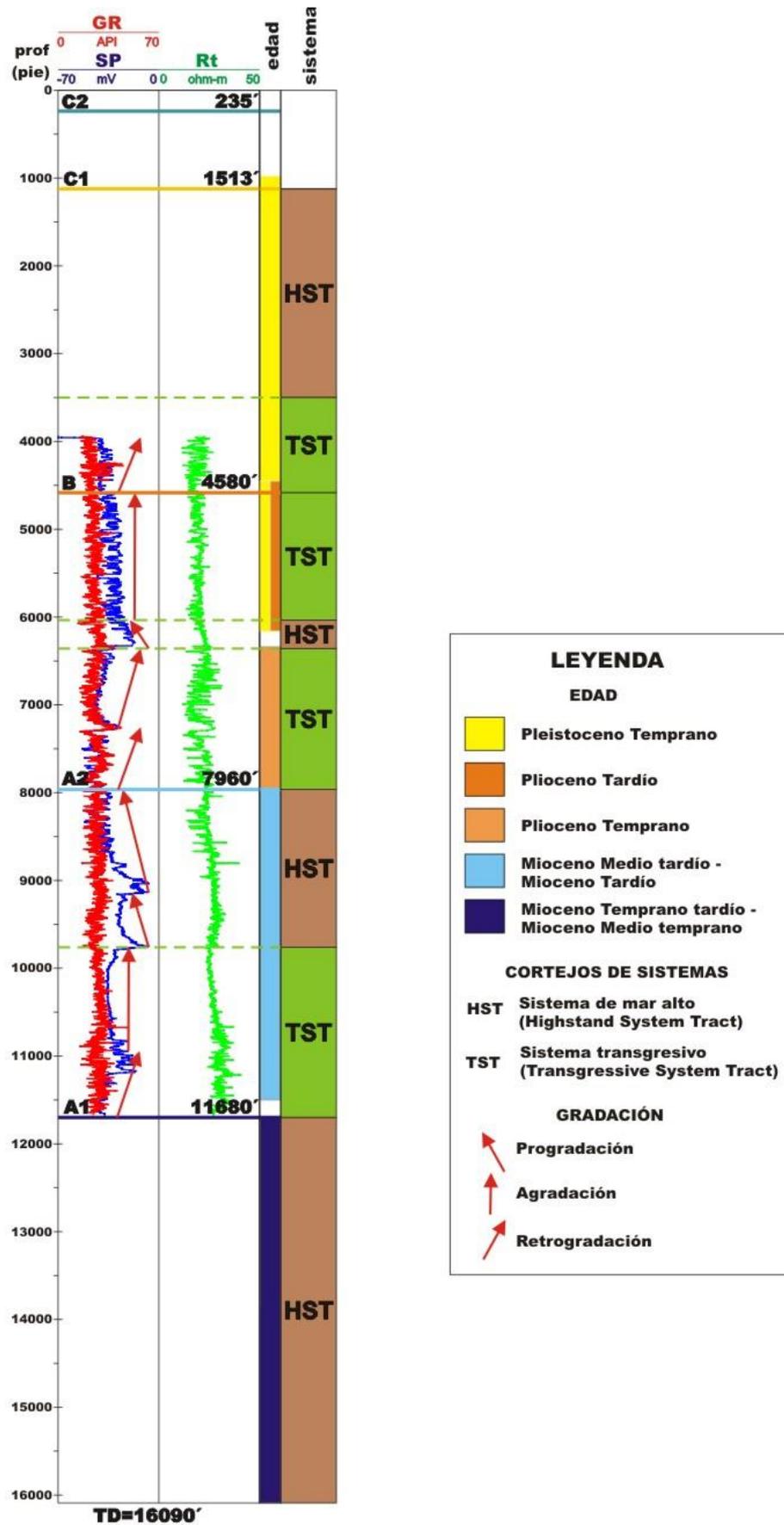


Figura 3.8. Análisis Secuencial de electrofacies del pozo P5, identificación de límites de secuencia y cortejos de sistemas.

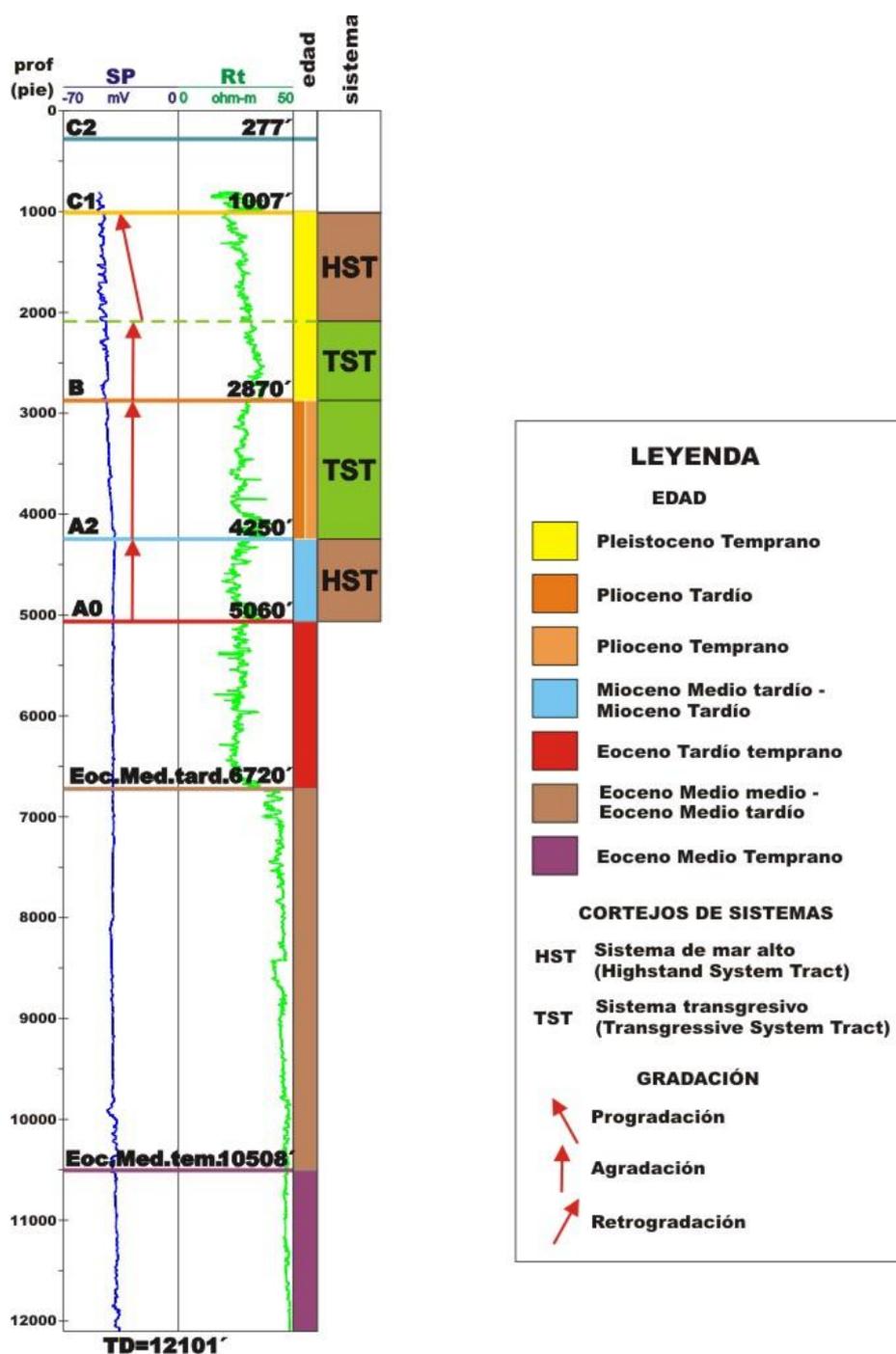


Figura 3.9. Análisis Secuencial de electrofacies del pozo P6, identificación de límites de secuencia y cortejos de sistemas.

3.4 Correlación entre pozos.

La correlación realizada entre los pozos del Golfo de Guayaquil se presenta en la **Figura 3.10** en donde los pozos van desde el borde externo (Sur) al borde interno (Norte) de la cuenca. Se incluyen los límites de secuencias y cortejos de sistemas.

En la secuencia A1 se identificó el sistema de mar alto en base a configuraciones progradacionales.

En la secuencia A2 se identificó el sistema transgresivo con la presencia de configuraciones agradacionales, en el pozo P4 (el más distal de la cuenca) se presentan configuraciones netamente retrogradacionales. El sistema de mar alto fue identificado con la presencia de configuraciones progradacionales.

En la secuencia B se identificó el sistema transgresivo en base a la presencia de configuraciones agradacionales y retrogradacionales.

En la secuencia C1 se identificó el sistema transgresivo en base a configuraciones retrogradacionales y agradacionales. El sistema de mar alto fue identificado con la presencia de configuraciones progradacionales.

Estas configuraciones agradacionales, progradacionales y retrogradacionales, así como los cortejos de sistemas guardan concordancia con las variaciones paleoambientales obtenidas de los datos bioestratigráficos utilizados en este estudio.

El pozo P4 por ser el más distal de la cuenca presentó los paleoambientes más marinos de todos los pozos analizados, mostrando en las electrofacies configuraciones retrogradacionales muy marcadas en los sistemas transgresivos.

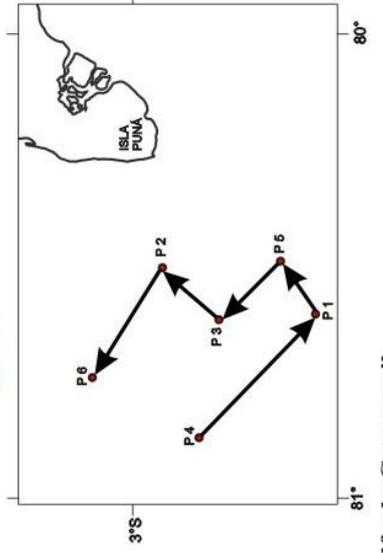
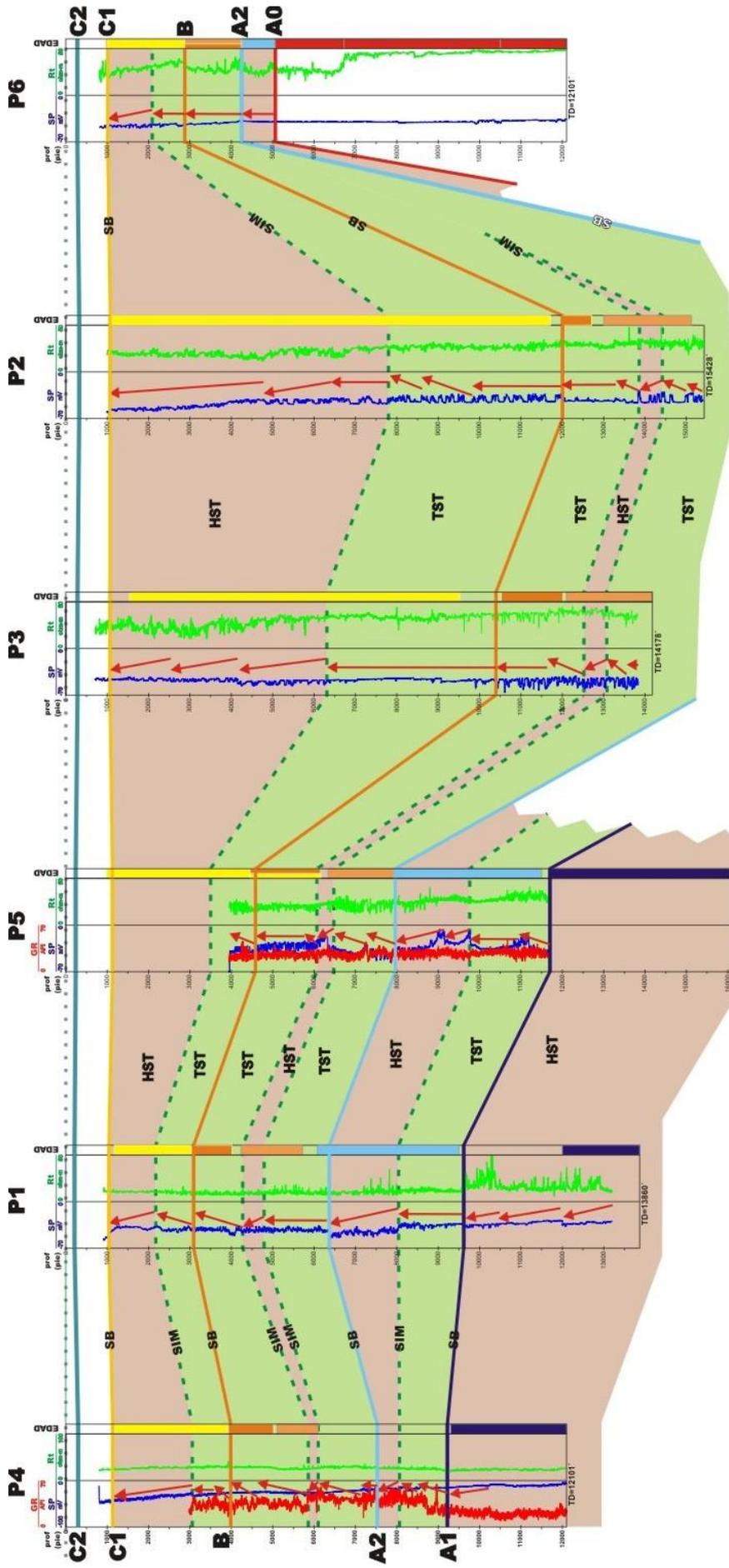


Figura 3.10. Correlación de electrofacies de los pozos del Golfo de Guayaquil.

CAPÍTULO 4. CONVERSIÓN PROFUNDIDAD A TIEMPO

4.1 Introducción

El método geofísico más utilizado en la exploración de hidrocarburos es el método de sísmica de reflexión, con el se obtienen las denominadas líneas sísmicas en las que se presentan reflectores que representan capas de roca con propiedades físicas distintas.

Las líneas sísmicas se interpretan geológicamente con el fin de determinar las áreas más atractivas para la acumulación de hidrocarburos. Cuando ya se realiza una perforación exploratoria, aparte de verificar la existencia y volumen de petróleo y/o gas, se aporta con datos verídicos de bioestratigrafía y litoestratigrafía, que integrados con la información de geofísica de pozos y perfiles sísmicos permiten mejorar el conocimiento geológico de la cuenca estudiada.

La información presentada en una línea sísmica tiene como escala vertical el tiempo doble de tránsito de la onda sísmica al ser reflejada en una interfase física. La información de pozos está referenciada a la profundidad de los mismos. Para realizar una integración de pozos y sísmica se debe realizar la denominada “conversión profundidad a tiempo”, utilizando la función de velocidad aproximada determinada de la medida sísmica en superficie.

En el presente capítulo se presentan las magnitudes básicas definidas en la sísmica de reflexión y las expresiones matemáticas utilizadas para determinar la función de velocidad, encontrando la misma para cada uno de los pozos del área de estudio y utilizando esta para convertir los datos de profundidad a tiempo.

4.2 El Método de Sísmica de Reflexión, Conceptos Básicos

El método sísmico se basa en el fenómeno de propagación de las ondas elásticas en las rocas. En el proceso de propagación el material responde a las perturbaciones provocadas por el paso de las ondas y se deforma en función de sus constantes de elasticidad influenciadas por la porosidad, contenido de fluidos, grado de compactación, composición mineralógica, entre otras propiedades. Así la velocidad con que una onda sísmica atraviesa un paquete rocoso depende de la litología de la misma y su saturación de fluidos. En base a esto se han determinado las velocidades promedio de ondas sísmicas para distintos tipos de roca, un ejemplo se muestra en la **Figura 4.1**.

El método de sísmica de reflexión emplea los principios de la óptica geométrica que rigen la reflexión de ondas planas incidentes en una superficie reflectora. La onda sísmica es generada en superficie por algún sistema de perturbación, esta viaja a través del medio rocoso hasta que llega a

una interfase de medios con propiedades físicas distintas, con impedancias diferentes. La impedancia (I) es definida como:

$$I = \rho * V$$

Donde: ρ : densidad del medio

V : velocidad de la onda sísmica

En cada interfase ocurre una división de energía: parte de la energía incidente es reflejada para el medio sobreyacente en forma de ondas reflejadas y la otra parte es refractada para el medio subyacente en forma de ondas refractadas o transmitidas.

Los tiempos requeridos por las ondas sísmicas para retornar a la superficie después de haber sido reflejadas son registrados por geófonos que se disponen linealmente.

La señal tomada por cada geófono es procesada matemáticamente realizando correcciones debidas a la topografía del terreno y al tiempo de retardo de la señal para llegar a cada geófono, entre otras. La señal es apilada para identificar reflexiones sísmicas.

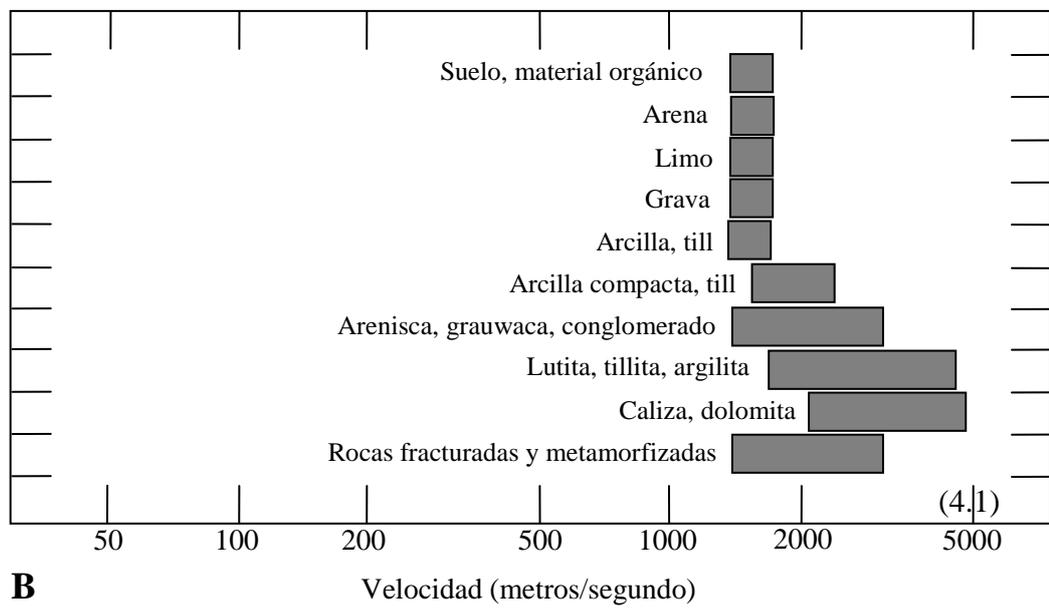
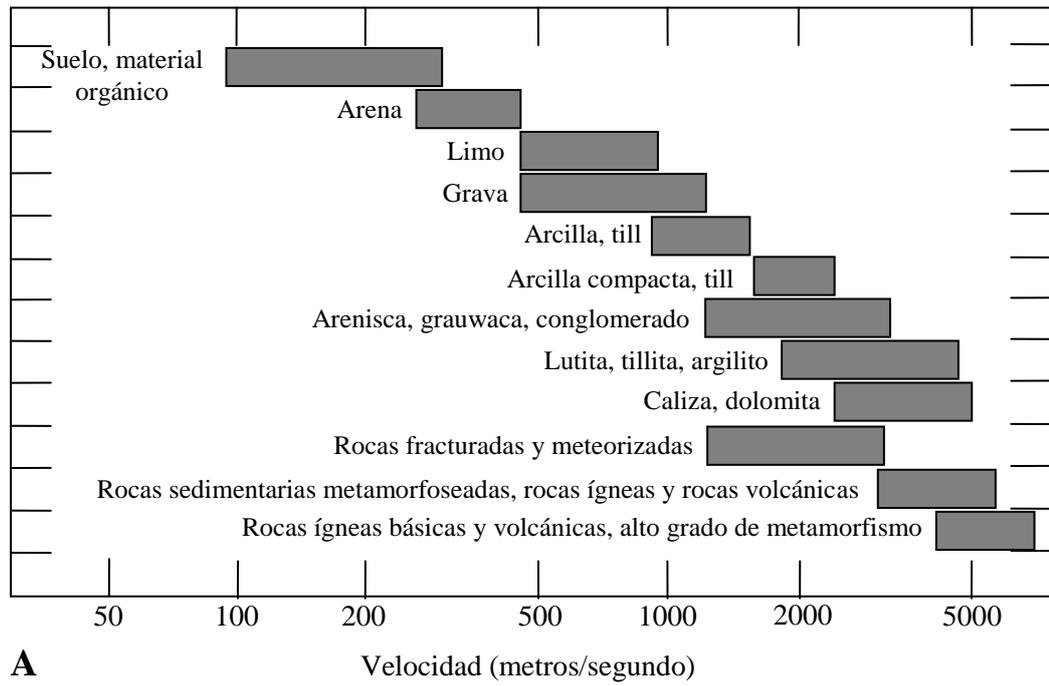


Figura 4.1. Rangos típicos de velocidades sísmicas para rocas y depósitos superficiales (según Todd, 1980). A. Materiales no saturados. B. Materiales saturados.

Las reflexiones a lo largo de la línea de geófonos es presentada en las denominadas líneas sísmicas 2D, las que tienen como escala horizontal el espaciamiento entre los geófonos y como escala vertical el tiempo de tránsito de las ondas sísmicas a través de los distintos paquetes rocosos.

4.3 Magnitudes utilizadas en la sísmica de reflexión

En el método de sísmica de reflexión se han definido cantidades utilizadas en el procesamiento de la información y en la determinación de la ley de velocidades, las más usadas son:

El Tiempo de Tránsito (T_0) es el tiempo en el que la onda sísmica pasa desde la superficie del terreno hasta una capa de roca específica que se encuentra a una profundidad h y **retorna** a la superficie.

El Tiempo de Tránsito Intervalar (ΔT_0) es el tiempo que tarda la onda sísmica en atravesar una determinada capa o segmento de roca, estaría dado por:

$$\Delta T_{0i} = T_{0i} - T_{0i-1} \quad (4.1)$$

El espesor de la i -ésima capa estaría dado por:

$$\Delta h_i = h_i - h_{i-1} \quad (4.2)$$

La Velocidad Media o Promedio (\bar{V}) se define como la velocidad promedio que tiene la onda sísmica desde la superficie hasta una capa de roca específica; se obtiene dividiendo la profundidad (h_N) para medio tiempo de tránsito a la base de la N-ésima capa, es decir:

$$\bar{V}_N = \frac{\sum_{i=1}^N \Delta h_i}{\sum_{i=1}^N \frac{\Delta T_{0i}}{2}} = 2 * \frac{h_N}{T_{0N}} \quad (4.3)$$

Cada vez que en un cálculo se involucra la profundidad (o espesor) el tiempo de tránsito se divide para 2, debido a que solo se utiliza un tiempo de ida.

La Velocidad Intervalar (V) se define como la velocidad de la onda sísmica con la que atraviesa una capa de roca específica, para la i-ésima capa:

$$V_i = \frac{\Delta h_i}{\frac{\Delta T_{0i}}{2}} \quad (4.4)$$

Expresando la velocidad media en función de la velocidad intervalar se tiene:

$$\bar{V}_N = \frac{\sum_{i=1}^N V_i \Delta T_{0i}}{\sum_{i=1}^N \Delta T_{0i}} \quad (4.5)$$

La velocidad media cuadrada (V_{RMS}) es obtenida del ajuste de la línea tangente a la verdadera curva tiempo distancia. Esta magnitud se explicará más adelante.

En la **Figura 4.2** se presentan las distintas magnitudes arriba definidas.

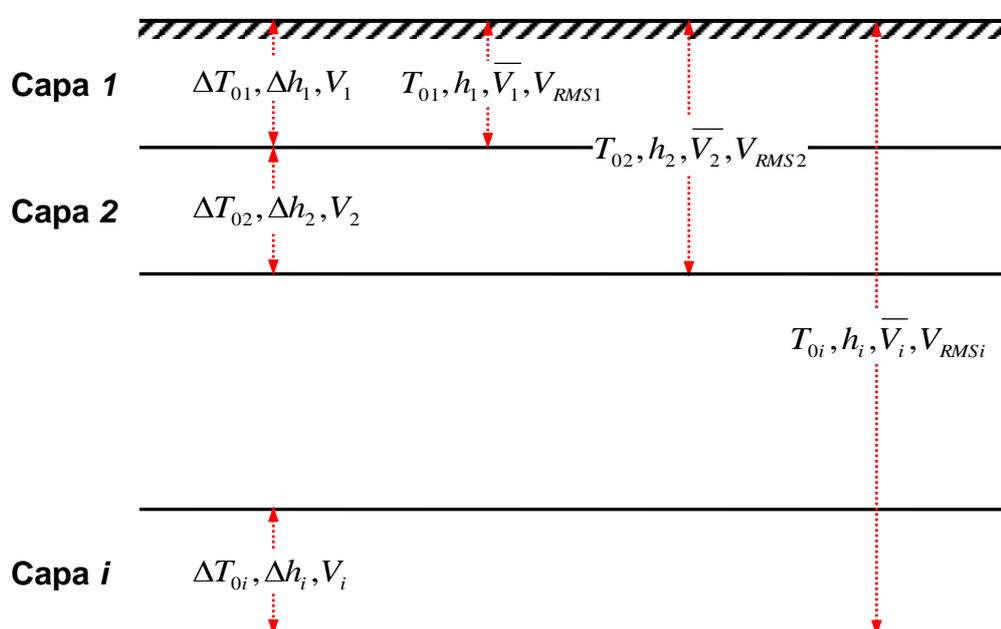


Figura 4.2. Magnitudes utilizadas en el método sísmico.

Determinación de leyes de velocidades

Donde no se tiene disponible información de velocidad de pozos perforados se puede determinar una función de velocidad aproximada de la medida sísmica en superficie. De los tiempos de tránsito a las varias profundidades y distancias, se puede calcular la velocidad por fórmulas elementales.

Utilizando los tiempos de llegada T de una reflexión (de profundidad z) a las distancias tiro-detector X , extendiéndose a un número grande de distancias registradas, se puede determinar velocidades con una mayor precisión dibujando T^2 vs. X^2 , sobre un amplio rango de posiciones de detectores estrechamente espaciados (ver **Figura 4.3**).

Los puntos de la curva tiempo distancia (T^2 - X^2) se pueden ajustar a una hipérbola de la forma:

$$T^2(X) = T_0^2 + \frac{X^2}{V_s^2} \quad (4.6)$$

Donde la expresión V_s , producto del mejor ajuste a una hipérbola, es conocida como la velocidad de stacking (apilamiento) y es determinada usualmente por análisis de velocidades durante el procesamiento sísmico. El gráfico T^2 - X^2 es una línea con pendiente = $1/V_s^2$ e intercepto = $T_0^2 = 4z^2/\bar{V}_s^2$, encontrándose así V_s y z .

La velocidad media cuadrada (V_{RMS}) es obtenida del ajuste de la línea tangente a la verdadera curva T^2 - X^2 a $X=0$. Para la N -ésima capa es definida como:

$$V_{RMS_N} = \left[\frac{\sum_{i=1}^N V_i^2 \Delta T_{Oi}}{\sum_{i=1}^N \Delta T_{Oi}} \right]^{1/2} \quad (4.7)$$

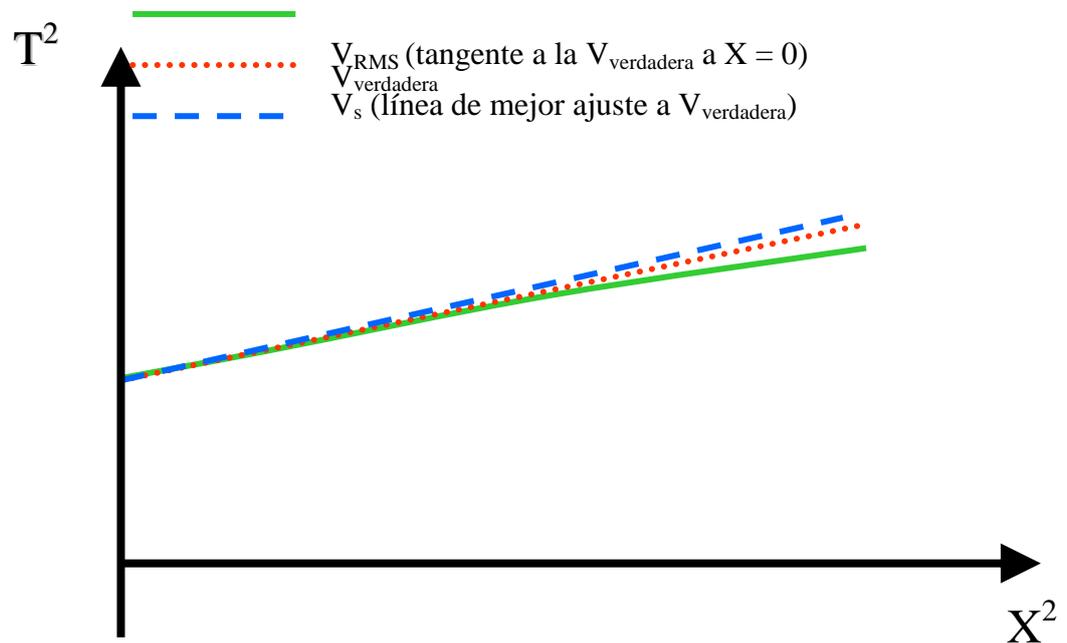


Figura 4.3. Tipos de Velocidades Sísmicas.

Para distancias tiro-detector X muy pequeñas ($X^2/Z^2 \ll 1$) se cumple que $V_{RMS} \approx V_s \approx \bar{V}$.

En la práctica, se usan todas las reflexiones en el registro para este cómputo y las velocidades promedio \bar{V}_1 , \bar{V}_2 , \bar{V}_3 , etc., son determinadas para las respectivas reflexiones de profundidades z_1 , z_2 , z_3 , como se muestra en la **Figura 4.4**. Los disparos son siempre registrados en direcciones opuestas, y las velocidades son promediadas para que el efecto de cualquier buzamiento en la formación reflejada sea minimizado. Las velocidades promedio así obtenidas pueden ser dibujadas contra las profundidades de los horizontes

reflejados, las curvas resultantes son similares a las curvas de velocidad promedio-profundidad de los estudios de velocidad en pozos.

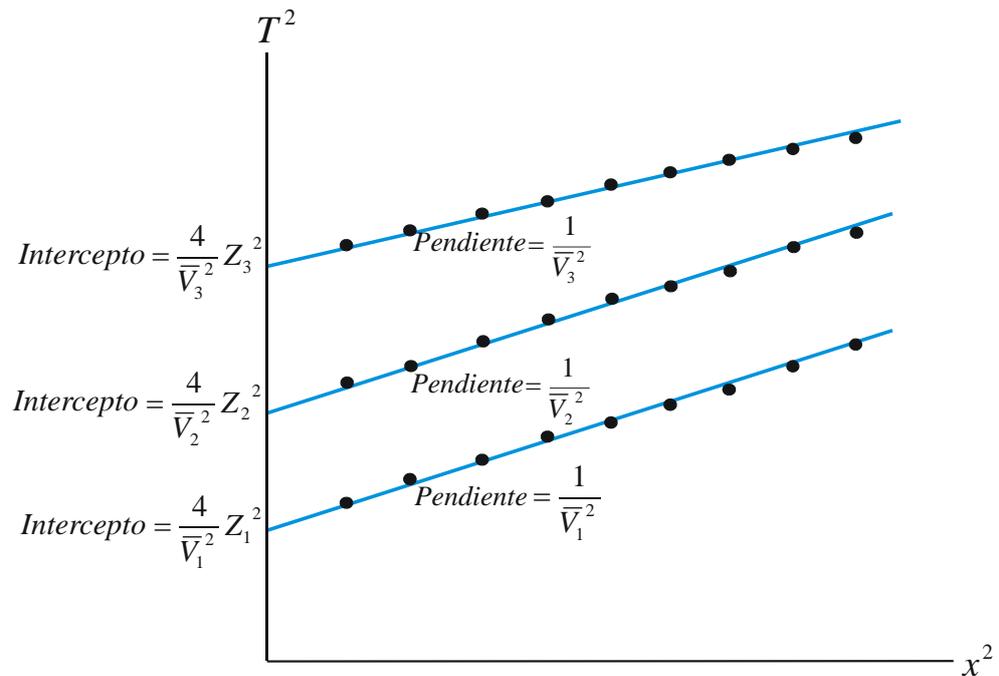


Figura 4.4. Determinación de \bar{V} de tres horizontes por análisis de reflexiones.

Para determinar las velocidades promedio y las velocidades intervalares para varios reflectores ha sido desarrollado por Dix (1955). Las reflexiones en los registros de los sucesivos disparos son correlacionadas y T^2 es dibujado contra X^2 en una base traza por traza. Los segmentos en este dibujo generalmente son lineales para que las pendientes y los interceptos puedan ser notados para cada reflexión. De los valores así tabulados, las velocidades

intervalares entre sucesivas reflexiones pueden ser computadas, así como las velocidades promedio.

La velocidad intervalar calculada por la fórmula de Dix es calculada de las velocidades RMS del tope y piso de la i -ésima capa (V_{RMSi-1} and V_{RMSi}), por medio de la fórmula:

$$V_i = \left[\frac{V_{RMSi}^2 T_{0i} - V_{RMSi-1}^2 T_{0i-1}}{T_{0N} - T_{0i-1}} \right]^{1/2} \quad (4.8)$$

Determinación de Sismogramas Sintéticos

Los sismogramas sintéticos son la correlación de la traza de la onda sísmica con los atributos de las rocas determinados con los registros eléctricos. Es calculado de la siguiente forma:

- Cálculo de los coeficientes de reflexión de los registros calibrados del Sónico y Densidad, usando la ecuación:

$$R = \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1}$$

donde: ρ_1 y ρ_2 son las densidades de los medios con contraste de impedancia acústica y V_1 y V_2 la velocidad de la onda sísmica. Las densidades son obtenidas del registro de densidad y las velocidades del registro sísmico.

El cómputo del sismograma sintético asume una onda plana, de normal reflexión incidente y transmisión.

- Filtraje la fuente de la serie de sintéticos con cualquier cero o mínima fase permitidas.
- Despliegue (a lo largo) con el tiempo corregido de los registros sísmico y de densidad.

4.4 Determinación de Leyes de Velocidades para los pozos del Golfo de Guayaquil

Las líneas sísmicas registradas en 1983 por la Compagnie Generale de Geophysique (CGG) en el Golfo de Guayaquil fueron tomadas utilizando como fuente de energía el sistema de vaporchoc consiguiendo una buena resolución de la onda. La información sísmica fue migrada por el método de ecuación de onda.

Las líneas impresas presentaban en varios Shot Points las leyes de velocidades, no coincidiendo con la ubicación de los pozos, sin embargo del análisis de velocidades se pudo obtener registros de las velocidades intervalares y de las velocidades VRMS, pero no se tenía los tiempos de tránsito para cada velocidad intervalar ni tampoco la profundidad para cada una de las capas determinadas. Por consiguiente se tuvo que encontrar una expresión que permita, a partir de los datos de Velocidades Intervalares y RMS, determinar los tiempos de tránsito de la onda sísmica hasta cada una de las capas. Para esto se partió de la fórmula de Dix.

De la ecuación de Dix (4.8) se tiene:

$$V_i = \left[\frac{V_{RMSi}^2 T_{0i} - V_{RMSi-1}^2 T_{0i-1}}{T_{0i} - T_{0i-1}} \right]^{1/2}$$

elevando al cuadrado los dos términos de esta expresión matemática y pasando el denominador al primer término se tiene:

$$V_i^2 * (T_{0i} - T_{0i-1}) = V_{RMSi}^2 T_{0i} - V_{RMSi-1}^2 T_{0i-1}$$

multiplicando el primer término se obtiene:

$$V_i^2 T_{0i} - V_i^2 T_{0i-1} = V_{RMSi}^2 T_{0i} - V_{RMSi-1}^2 T_{0i-1}$$

pasando los términos que contienen a T_{0i} al primer término y los que tienen a T_{0i-1} al segundo término se consigue:

$$V_i^2 T_{0i} - V_{RMSi}^2 T_{0i} = V_i^2 T_{0i-1} - V_{RMSi-1}^2 T_{0i-1}$$

Así para la i -ésima capa, agrupando los términos y despejando T_{0i} se llega a:

$$T_{0i} = T_{0i-1} \frac{V_i^2 - V_{RMSi-1}^2}{V_i^2 - V_{RMSi}^2} \quad (4.9)$$

Esta expresión se utilizó para, a partir de las velocidades calcular el tiempo de tránsito de la onda sísmica hasta la i -ésima capa, utilizándose en un método numérico implícito, obteniendo T_0 desde 1 hasta i .

Los datos de V_{RMS} y V_i utilizados para cada pozo se encuentran expuestos en la **Tabla IV.I**. En esa misma tabla se encuentran los resultados de aplicar iterativamente la fórmula 4.9 para hallar T_{0i} , con redondeo de 0,025 segundos.

Tabla IV.I. Datos de velocidades y cálculo del tiempo de tránsito de la onda sísmica (utilizando la fórmula modificada de Dix).

POZO: P3

Capa No.	V_{rms} (m/s)	V_i (m/s)	aprox. T_{0i} (s)	T_{0i} (s)
1	1524	1524	0,1	0,100
2	1550	1567	0,2508313	0,250
3	1600	1641	0,54631776	0,550
4	1722	1926	0,84952781	0,850
5	1849	2057	1,32447892	1,325
6	1941	2531	1,50010119	1,500
7	2099	2339	2,39894096	2,400
8	2214	2775	2,82531644	2,825
9	2301	2722	3,34974727	3,350
10	2471	3485	3,79998861	3,800
11	2788	4186	4,4497659	4,450
12	2941	3968	4,99972391	5,000

POZO: P4

Capa No.	V_{rms} (m/s)	V_i (m/s)	aprox. T_{0i} (s)	T_{0i} (s)
1	1524	1524	0,1	0,100
2	1541	1558	0,19890287	0,200
3	1647	1727	0,45039123	0,450
4	1776	2037	0,64966494	0,650
5	1867	2172	0,82492031	0,825
6	1905	1992	1,17378642	1,175
7	2068	2511	1,55011952	1,550
8	2232	2594	2,17567401	2,175
9	2364	2808	2,74960808	2,750
10	2486	2947	3,39967123	3,400
11	2614	3472	3,82504981	3,825
12	2806	3979	4,32513136	4,325

POZO: P6

Capa No.	V_{rms} (m/s)	V_i (m/s)	aprox. T_{0i} (s)	T_{0i} (s)
1	1524	1524	0,1	0,100
2	1574	1594	0,34447601	0,350
3	1710	1821	0,74883146	0,750
4	1881	2226	1,07503414	1,075
5	1996	2247	1,52504439	1,525
6	2151	2765	1,84975462	1,850
7	2357	3359	2,1499597	2,150
8	2588	3407	2,65019995	2,650
9	3127	4630	3,3501613	3,350

Con los cálculos de T_{0i} se pueden determinar las profundidades de la base de cada capa usada en la determinación de las leyes de velocidades. Para esto de la fórmula 4.4 despejando la profundidad se tiene:

$$\Delta h_i = V_i * \frac{\Delta T_{0i}}{2} \quad (4.10)$$

obteniendo el espesor de cada capa. Para la profundidad hasta la N-ésima capa se utiliza la fórmula:

$$h_N = \sum_{i=1}^N \Delta h_i . \quad (4.11)$$

Los resultados obtenidos de aplicar estas dos fórmulas se encuentran presentes en la **Tabla IV.II**. Esta información será necesaria para la conversión profundidad a tiempo.

Tabla IV.II. Cálculo de profundidades a la base de cada capa usada en la determinación de las leyes de velocidades.

Pozo P3

Capa No.	T_{0i} (s)	ΔT_{0i} (s)	V_i (m/s)	Δh_i (m)	h_N (m)	h_N (pie)
1	0,100	0,100	1524	76,2	76,2	250
2	0,250	0,150	1567	117,5	193,7	636
3	0,550	0,300	1641	246,2	439,9	1443
4	0,850	0,300	1926	288,9	728,8	2391
5	1,325	0,475	2057	488,5	1217,3	3994
6	1,500	0,175	2531	221,5	1438,8	4721
7	2,400	0,900	2339	1052,6	2491,4	8174
8	2,825	0,425	2775	589,7	3081,1	10109
9	3,350	0,525	2722	714,5	3795,6	12453
10	3,800	0,450	3485	784,1	4579,7	15025
11	4,450	0,650	4186	1360,5	5940,2	19489
12	5,000	0,550	3968	1091,2	7031,4	23069

Pozo P4

Capa No.	T_{0i} (s)	ΔT_{0i} (s)	V_i (m/s)	Δh_i (m)	h_N (m)	h_N (pie)
1	0,100	0,100	1524	76,2	76,2	250
2	0,200	0,100	1558	77,9	154,1	506
3	0,450	0,250	1727	215,9	370,0	1214
4	0,650	0,200	2037	203,7	573,7	1882
5	0,825	0,175	2172	190,1	763,8	2506
6	1,175	0,350	1992	348,6	1112,4	3650
7	1,550	0,375	2511	470,8	1583,2	5194
8	2,175	0,625	2594	810,6	2393,8	7854
9	2,750	0,575	2808	807,3	3201,1	10502
10	3,400	0,650	2947	957,8	4158,9	13645
11	3,825	0,425	3472	737,8	4896,7	16065
12	4,325	0,500	3979	994,8	5891,5	19329

Pozo P6

Capa No.	T_{0i} (s)	ΔT_{0i} (s)	V_i (m/s)	Δh_i (m)	h_N (m)	h_N (pie)
1	0,100	0,100	1524	76,2	76,2	250
2	0,350	0,250	1594	199,3	275,5	904
3	0,750	0,400	1821	364,2	639,7	2099
4	1,075	0,325	2226	361,7	1001,4	3285
5	1,525	0,450	2247	505,6	1507,0	4944
6	1,850	0,325	2765	449,3	1956,3	6418
7	2,150	0,300	3359	503,9	2460,2	8072
8	2,650	0,500	3407	851,8	3312,0	10866
9	3,350	0,700	4630	1620,5	4932,5	16183

Para los pozos P1, P2 y P5 se contó con los datos del sismograma sintético previamente determinados para estos pozos por la Cía. Schlumberger. El cálculo de los coeficientes de reflexión de los registros calibrados del Sónico y Densidad se realizaron cada 2 milisegundos de un tiempo de tránsito de ida.

4.5 Conversión Profundidad a Tiempo para los pozos del Golfo de Guayaquil.

Como los datos de los límites de secuencia encontrados en el capítulo anterior se encuentran en profundidad se debe realizar una conversión de

profundidad a tiempo, con el fin de trasladar estos datos obtenidos del análisis de los registros de pozos a la sísmica.

Debido a que el nivel de referencia (datum) para la sísmica fue el nivel promedio del mar, para los cálculos y transformación de profundidad a tiempo se tuvo que llevar las profundidades MD medidas de los registros de pozos (Measure Depth) a profundidades TVDSS relativas con respecto al datum de la sísmica (True Vertical Depth Sub Sea). Así se restó de las profundidades MD la elevación del kelly Bushing, KB, sobre el nivel del mar:

$$\text{Profundad TVDSS} = - [\text{Profundidad MD} - \text{Kelly Bushing}] \quad (4.12)$$

Los datos y resultados del cálculo aplicando la fórmula 4.12 se presentan en la **Tabla IV.III**. Estos datos de profundidad relativa se analizaron con las profundidades de cada capa de la tabla de velocidades para cada pozo (**Tabla IV.II**) con el fin de determinar en qué capa se encontraban los límites de secuencias.

Para calcular los tiempos de cada límite de secuencia se partió de la fórmula 4.4:

$$V_i = \frac{\Delta h_i}{\frac{\Delta T_{0i}}{2}}$$

Despejando ΔT_{0i} se obtiene:

$$\Delta T_{0i} = 2 * \frac{\Delta h_i}{V_i} \quad (4.13)$$

Expresión utilizada para determinar el tiempo para cada capa. El tiempo a la N-ésima capa, en este caso a cada límite de secuencia se calculó usando la fórmula:

$$T_{0N} = \sum_{i=1}^N \Delta T_{0i} \quad (4.14)$$

Así partiendo de los valores de profundidades TVDSS de la **Tabla IV.III**, los valores de V_i y T_{0i} de la **Tabla IV.I** y los valores de Δh_i de la **Tabla IV.II** se procedió a calcular el tiempo para cada uno de los límites de secuencia encontrados en el capítulo anterior, utilizando las fórmulas 4.2, 4.13 y 4.14.

Los resultados para cada pozo se exponen en la **Tabla IV.IV**, se incluyen los intervalos de V_i de las leyes de velocidades (para los pozos P3, P4 y P6).

Los resultados de la conversión profundidad a tiempo de los límites de secuencias para los pozos P1, P2 y P5 (utilizando los sismogramas sintéticos disponibles) se presentan en la **Tabla IV.V**.

Tabla IV.III. Cálculo de profundidades TVDSS de límites de secuencia determinados por registros de pozos (valores en pies).

Límite de Secuencia	Pozo P1		Pozo P2		Pozo P3		Pozo P4		Pozo P5		Pozo P6	
	KB=82		KB=84		KB=55		KB=54		KB=83		KB=55	
	MD	TVDSS										
C2	207	-125	318	-234	287	-232	300	-246	235	-152	277	-222
C1	1040	-958	1070	-986	1070	-1015	1126	-1072	1513	-1430	1007	-952
B	3110	-3028	12000	-11916	10400	-10345	3990	-3936	4580	-4497	2870	-2815
A2	6370	-6288					7530	-7476	7960	-7877	4250	-4195
A1	9620	-9538					9225	-9171	11680	-11597		
A0											5060	-5005
PT	13860	-13778	15428	-15344	14178	-14123	12101	-12047	16090	-16007	12101	-12046

Tabla IV.IV. Conversión Profundidad a Tiempo de los límites de secuencia encontrados en los registros de pozos para el Golfo de Guayaquil (utilizando las leyes de velocidades).

Pozo P3						
Nivel	h_i (pie)	h_i (m)	Δh_i (m)	V_i (m/s)	ΔT_{0i} (ms)	T_{0N} (ms)
Nivel del mar	0	0,0	0,0		0	0
TOPE C2	-232	-70,7	70,7	1524	93	93
Base capa 1	-250	-76,2	76,2		100	100
Base capa 2	-636	-193,7	117,5	1567	150	250
TOPE C1	-1015	-309,4	115,7	1641	141	391
Base capa 3	-1443	-439,9	246,2		300	550
Base capa 4	-2391	-728,8	288,9	1926	300	850
Base capa 5	-3994	-1217,3	488,5	2057	475	1325
Base capa 6	-4721	-1438,8	221,5	2531	175	1500
Base capa 7	-8174	-2491,4	1052,6	2339	900	2400
Base capa 8	-10109	-3081,1	589,7	2775	425	2825
TOPE B	-10345	-3153,2	72,1	2722	53	2878
Base capa 9	-12453	-3795,6	714,5		525	3350
PT	-14123	-4304,7	509,1	3485	292	3642
Base capa 10	-15025	-4579,7	784,1		450	3800
Base capa 11	-19489	-5940,2	1360,5	4186	650	4450
Base capa 12	-23069	-7031,4	1091,2	3968	550	5000

Pozo P4

Nivel	h_i (pie)	h_i (m)	Δh_i (m)	V_i (m/s)	ΔT_{0i} (ms)	T_{0N} (ms)
Nivel del mar	0	0,0	0,0		0	0
TOPE C2	-246	-75,0	75,0	1524	98	98
Base capa 1	-250	-76,2	76,2		100	100
Base capa 2	-506	-154,1	77,9	1558	100	200
TOPE C1	-1072	-326,7	172,6	1727	200	400
Base capa 3	-1214	-370,0	215,9		250	450
Base capa 4	-1882	-573,7	203,7	2037	200	650
Base capa 5	-2506	-763,8	190,1	2172	175	825
Base capa 6	-3650	-1112,4	348,6	1992	350	1175
TOPE B	-3936	-1199,7	87,3	2511	70	1245
Base capa 7	-5194	-1583,2	470,8		375	1550
TOPE A2	-7476	-2278,7	695,5	2594	536	2086
Base capa 8	-7854	-2393,8	810,6		625	2175
TOPE A1	-9171	-2795,3	401,5	2808	286	2461
Base capa 9	-10502	-3201,1	807,3		575	2750
PT	-12047	-3671,9	470,8	2947	320	3070
Base capa 10	-13645	-4158,9	957,8		650	3400
Base capa 11	-16065	-4896,7	737,8	3472	425	3825
Base capa 12	-19329	-5891,5	994,8	3979	500	4325

Pozo P6

Nivel	h_i (pie)	h_i (m)	Δh_i (m)	V_i (m/s)	ΔT_{0i} (ms)	T_{0N} (ms)
Nivel del mar	0	0,0	0,0		0	0
TOPE C2	-222	-67,7	67,7	1524	89	89
Base capa 1	-250	-76,2	76,2		100	100
Base capa 2	-904	-275,5	199,3	1594	250	350
TOPE C1	-952	-290,2	14,7	1821	16	366
Base capa 3	-2099	-639,7	364,2		400	750
TOPE B	-2815	-858,0	218,3	2226	196	946
Base capa 4	-3285	-1001,4	361,7		325	1075
TOPE A2	-4195	-1278,6	277,2	2247	247	1322
Base capa 5	-4944	-1507,0	505,6		450	1525
TOPE A0	-5005	-1525,5	18,5	2765	13	1538
Base capa 6	-6418	-1956,3	449,3		325	1850
Base capa 7	-8072	-2460,2	503,9	3359	300	2150
Base capa 8	-10866	-3312,0	851,8	3407	500	2650
PT	-12046	-3671,6	359,6	4630	155	2805
Base capa 9	-16183	-4932,5	1620,5		700	3350

Tabla IV.V. Conversión Profundidad a Tiempo de los límites de secuencia encontrados en los registros de pozos para el Golfo de Guayaquil (utilizando sismogramas sintéticos).

Pozo P1

Nivel	h_i (pie)	T_{0N} (ms)
TOPE C2	-125	50
TOPE C1	-958	334
TOPE B	-3028	960
TOPE A2	-6288	1684
TOPE A1	-9538	2348
PF	-13074	2986

Pozo P2

Nivel	h_i (pie)	T_{0N} (ms)
TOPE C2	-234	86
TOPE C1	-986	358
TOPE B	-11916	3076
PT	-15344	3708

Pozo P5

Nivel	h_i (pie)	T_{0N} (ms)
TOPE C2	-152	60
TOPE C1	-1430	508
TOPE B	-4497	1332
TOPE A2	-7877	2100
TOPE A1	-11597	2862
PF	-15994	3692

Los límites de secuencia convertidos de profundidad a tiempo se utilizan en el siguiente capítulo al realizar la interpretación de secciones sísmicas.

CAPÍTULO 5. MODELO SÍSMICO ESTRUCTURAL

5.1 Introducción

Utilizando la información generada en los capítulos anteriores, tanto límites de secuencias correlacionados en registros eléctricos de pozos y bioestratigrafía, así como la conversión profundidad a tiempo en base a leyes de velocidades y sismogramas sintéticos, en el presente capítulo se correlaciona e integra las secciones sísmicas 2D del área. Uno de los objetivos principales de la interpretación sísmica es generar un modelo estructural en el que queden determinados los elementos estructurales (fallas y pliegues), su orientación y geometría, así como las relaciones temporales entre los mismos.

Fueron interpretadas 35 secciones sísmicas adquiridas por la empresa CGG con un total de 1700 Km de longitud. Para realizar la interpretación sísmica se utilizaron los conceptos básicos de Sismoestratigrafía los mismos que en forma simplificada son descritos a continuación.

5.2 Sismoestratigrafía: Fundamentos

La Sismoestratigrafía es un método estratigráfico de interpretación de los datos sísmicos. Fue implantado como consecuencia del mejoramiento de las técnicas de adquisición y procesamiento de datos obtenidos por el método de sísmica de reflexión.

Las **reflexiones sísmicas** no corresponden necesariamente a contactos litológicos, ya que la impedancia acústica no refleja fielmente el tipo de litologías, además muchos contactos son gradacionales. Según Vail et al. (1977) las interfases que causan reflexiones corresponden principalmente a superficies estratales y a discordancias.

Las **superficies estratales** son niveles de acamamiento, es decir paleosuperficies depositacionales, las cuales en la práctica son sincrónicas en casi toda su extensión, con ligeras variaciones temporales sin relevancia considerando la escala de tiempo geológico.

Las **discordancias** son superficies de erosión o no depositación, en ambos casos implica que existe una ausencia de un intervalo cronoestratigráfico. No constituyen una superficie sincrónica.

Una **secuencia depositacional** es definida como una unidad estratigráfica compuesta por una sucesión de estratos genéticamente relacionados, relativamente concordantes, limitados en el tope y en la base por discordancias o por sus equivalentes concordantes (Mitchum Jr. et al., 1977).

Una **secuencia sísmica**, considerada la unidad sismoestratigráfica básica, tiene límites reconocidos a través de la relación de terminación de las reflexiones sísmicas, dependiendo si las reflexiones se disponían en paralelismo o angularidad en relación a los límites de una secuencia. Actualmente se acepta que los patrones de terminaciones de las reflexiones no representan solamente los límites de una secuencia, ellos van a delimitar unidades sísmicas que serán interpretados como cortejos de sistemas depositacionales.

Los **patrones de terminaciones de las reflexiones** más utilizados son: onlap, downlap, toplap, truncamiento y conformidad. (**Figura 5.1**)

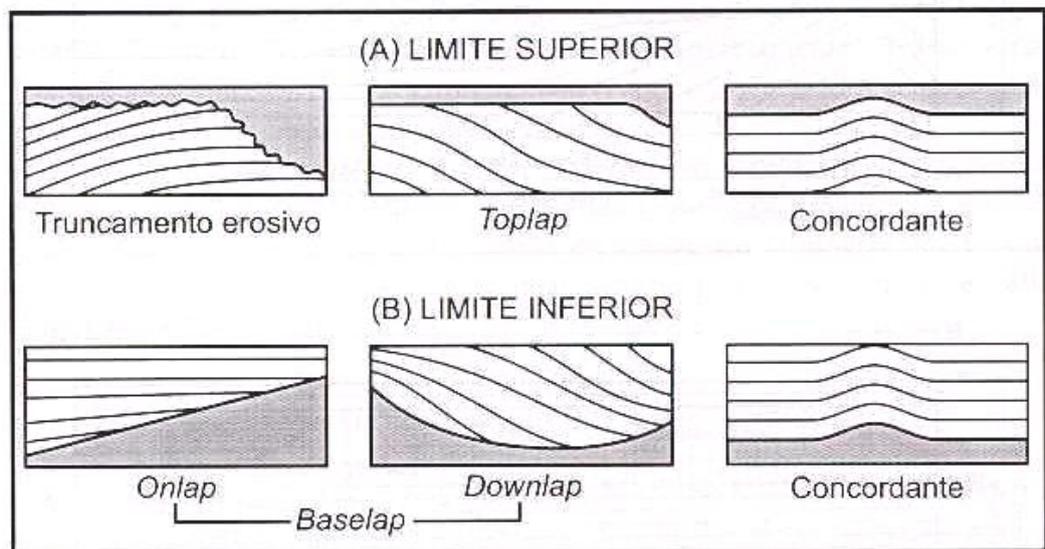


Figura 5.1. Esquema de los patrones de terminaciones de las reflexiones/estratos en los límites superior e inferior de una secuencia sísmica/sequencia depositacional (modificado de Mitchum Jr. et al., 1977).

Onlap se denomina cuando una reflexión, inicialmente horizontal, termina depositacionalmente con una superficie inclinada en principio.

Downlap se denomina cuando una reflexión inclinada en primera instancia termina cayendo hacia abajo sobre una superficie inicialmente horizontal o inclinada.

Toplap se denomina cuando las reflexiones terminan lateralmente disminuyendo gradualmente de espesor hacia abajo y ascendiendo al límite superior asintóticamente.

Truncamiento se tiene cuando las reflexiones terminan lateralmente por haber sido seccionadas de su límite depositacional original, pudiendo ser erosional o estructural. En el primer caso la terminación erosional se da por efecto erosivo y se sitúa en la parte superior de una secuencia.

El *truncamiento estructural* es el rasgo más importante para determinar fallas en las secciones sísmicas. En este las reflexiones terminan lateralmente por ruptura estructural, deslizamiento gravitacional, flujo de sal o lodo (domo), intrusión ígnea, entre otras. Cuando se tienen grandes fallas se produce una “zona de ruptura” en la que la continuidad de los reflectores se pierde produciéndose un blanqueamiento de la señal sísmica.

Concordancia o conformidad es cuando las reflexiones de las secuencias adyacentes se encuentran dispuestas en forma paralela con la superficie que las limita. La concordancia puede ocurrir en el tope o en la base de la unidad sísmica.

Esos patrones de terminaciones de las reflexiones son aquellos que se utilizan para determinar los **límites de secuencias**. Los patrones onlap y downlap ocurren encima de los límites de secuencias y los patrones truncamiento, toplap y truncamiento aparente, abajo. Los límites de secuencia son caracterizados por truncamiento y onlap regionales. Apenas con una excepción, los límites de cortejos de sistemas dentro de una secuencia son definidos por downlaps regionales.

La **superficie de inundación máxima** es regionalmente continua y tiene la característica de presentarse en las líneas sísmicas de reflexión como reflectores de muy alta amplitud sísmica, esta impronta la hace fácilmente mapeable. Generalmente se presenta como una superficie sobre la cual se encuentran terminaciones de reflexiones tipo downlap.

Una **facies sísmica** se define como una unidad tridimensional, arealmente definida, constituida por reflexiones sísmicas cuyos parámetros inherentes difieren de las facies adyacentes (Brown Jr. & Fisher, 1980).

En la interpretación de las facies sísmicas son descritos los **parámetros** de los patrones de las reflexiones como: configuración, continuidad, amplitud, frecuencia, entre otras. Estos parámetros tienen su significado geológico.

La **continuidad** de las reflexiones se relaciona con la continuidad y espesor de los estratos.

La **amplitud** y **frecuencia** se puede relacionar con el espaciamiento de las interfases reflectoras, variación lateral en la velocidad intervalar y también se puede asociar a ocurrencias de gas.

La **configuración interna** de las reflexiones es el parámetro que mejor caracteriza las facies sísmicas:

- *Configuraciones paralelas/subparalelas* indican una tasa de depositación uniforme de los estratos sobre una superficie estable o uniformemente subsidente.
- *Configuraciones divergentes* pueden indicar una variación en área de la tasa de depositación y/o inclinación progresiva del sustrato.
- *Configuraciones progradantes* ocurren en áreas donde los estratos se superponen lateralmente formando superficies inclinadas denominadas clinofomas. Estas pueden ocurrir en diversos tipos de ambientes.

5.3 Identificación de Límites de Secuencias por Sísmica

Para la identificación de límites de secuencias se utilizaron los patrones de terminaciones de las reflexiones. Así los patrones onlap y downlap se reconocieron encima de los límites, y los patrones toplap, truncamiento y truncamiento aparente, abajo. Las terminaciones downlap se reconocieron más fácilmente en las secuencias B y C1.

Fueron determinados 6 límites de secuencias, expuestos en la **Tabla V.I** incluyéndose el color utilizado para representarlos en las secciones sísmicas.

Tabla V.I. Límites de Secuencias determinados en las secciones sísmicas (incluye color presentado en las secciones).

Límite de Secuencia	Edad (Tope)	Color (Tope)
C2	Reciente	Blanco
C1	Pleistoceno Temprano	Amarillo dorado
B	Plioceno	Naranja
A2	Mioceno Tardío	Celeste
A1	Mioceno Medio	Azul
A0	Tope Paleógeno	Rojo

Para la interpretación de las secciones sísmicas en primera instancia se conectaron paulatinamente las secciones que incluían los pozos, en circuitos de correlación en forma de un polígono, con el fin de verificar los límites de secuencia determinados por electrofacies. Luego de esto se comenzó a interpretar un mallado regular de secciones sísmicas en las direcciones perpendiculares: Este-Oeste (E-O) y Norte-Sur (N-S), primero una malla poco densa hasta incrementar la densidad.

5.4 Análisis de Sismofacies

El análisis de sismofacies tiene como propósito la determinación objetiva de las variaciones de los parámetros sísmicos de las secuencias. Los principales parámetros sísmicos usados en este análisis son: amplitud, frecuencia, continuidad y la geometría de los reflectores dentro de cada una de las secuencias reconocidas. Así al realizar la interpretación de las secciones sísmicas, se diferenciaron sismofacies correspondientes a las secuencias estratigráficas descritas en el Capítulo 2, cuyas características son las siguientes:

Secuencia A1: presenta sismofacies de reflectores sísmicos de alta amplitud, baja frecuencia, continuos a ligeramente discontinuos, con configuración paralela sin embargo en la zona SO presentan localmente configuración

divergente. Al tope de la secuencia la amplitud de los reflectores aumenta. Se interpretó como depósitos de plataforma.

Secuencia A2: presenta sismofacies de reflectores sísmicos de amplitudes medianas a ligeramente altas al tope, frecuencia moderada, moderadamente discontinuos a continuos hacia el tope, con configuración paralela, subparalela y en varios sectores ligeramente divergentes. Se interpretó como depósitos de plataforma.

Secuencia B: presenta sismofacies de reflectores sísmicos con alta amplitud, especialmente al tope, frecuencia moderada, continuos. Presentan configuración divergente a sigmoide en toda la cuenca. Se interpretó como depósitos de plataforma a depósitos deltaicos.

Secuencia C1: presenta sismofacies de reflectores sísmicos con alta amplitud, frecuencia moderada a alta, continuos, con configuración divergente y sigmoide. Se interpretó como depósitos deltaicos.

Secuencia C2: presenta sismofacies de reflectores sísmicos con amplitud y frecuencia moderada, continuos a ligeramente discontinuos, con configuración paralela ligeramente divergente. Se interpretó como depósitos deltaicos a depósitos de plataforma.

Se encontró que en general al tope de cada secuencia los reflectores aumentan de amplitud y continuidad, probablemente debido a deposición del sistema de mar alto.

El tope del Paleógeno (Tope A0) fue determinado por la presencia de reflectores de alta amplitud y baja frecuencia, estos reflectores en la zona Norte (pozo P6) fueron identificados por micropaleontología (por área de Bioestratigrafía del CIGG) como Eoceno tardío y están en contacto directo con rocas del Mioceno tardío por discordancia erosiva, producto probablemente del gran descenso eustático del Oligoceno Tardío evidenciado en todo el mundo.

5.5 Identificación de Fallas y Estructuras Principales

A medida que se interpretaron los horizontes en las secciones sísmicas, también se fue interpretando las fallas más conspicuas. Para interpretar las fallas se observó con cuidado las relaciones geométricas de las reflexiones sísmicas, la orientación, flexura y desplazamientos horizontales y verticales que ellas producen.

En los Anexos A1, A2, y A3 se muestran las secciones sísmicas ordenadas secuencialmente de acuerdo a su distribución espacial (ver **Figura 5.2**), es decir se presentan las secciones sísmicas en dirección Oeste-Este (O-E), en

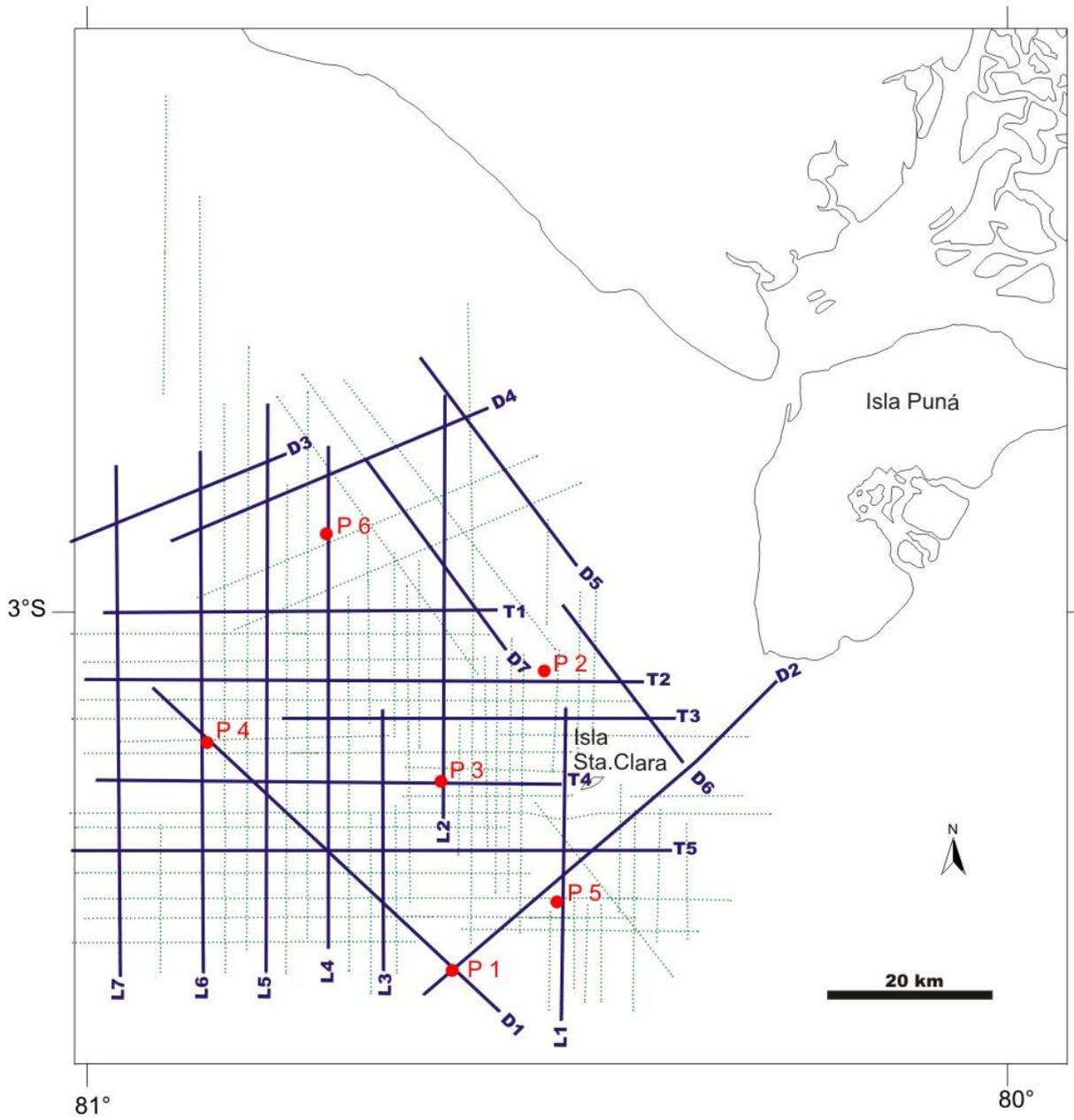


Figura 5.2. Mapa de líneas presentadas en los Anexos A1, A2 y A3.

dirección Norte-Sur (N-S), así como las secciones en dirección diagonal a las anteriores es decir SO-NE y NO-SE.

A continuación se describen las fallas y estructuras principales mostradas en estos anexos. La explicación de la formación de estas estructuras se expondrá en el modelo estructural del área de estudio.

Dirección Oeste-Este: Secciones sísmicas D4, T1, T2, T3, T4, T5

(Anexo A1)

Las secciones sísmicas O-E son presentadas secuencialmente desde el extremo N al extremo S del área de estudio.

En la zona N del área de estudio, al extremo NE y E de las secciones D4 y T1 se determinó la presencia de fallas normales lístricas con depositación sinsedimentaria (a manera de fallas de crecimiento) que en adelante se denominarán Sistema de Fallas Normales del Norte, las mismas que limitan la cuenca del Golfo de Guayaquil en su parte N.

Al SO y O de las secciones D4, T1 y T2 se tiene la presencia de fallas inversas, que hacia el S del área, en las secciones T4 y T5, van disminuyendo gradualmente quedando únicamente las ubicadas al extremo O de las secciones. En estas fallas inversas se tiene la presencia de diapiros de arcilla.

Al extremo E de las secciones T2, T3, T4 y T5 se determinó la presencia de estructuras en flor positivas.

Dirección Norte-Sur: Secciones sísmicas L1, L2, L4, L5, L6, L7

(Anexo A2)

Estas secciones sísmicas N-S son presentadas secuencialmente desde el extremo E hasta el extremo O del área de estudio.

Al extremo N de todas las secciones (excepto L1 que cubre solo la zona S del área de estudio) se encontró la presencia de las Fallas Normales del Norte.

En la zona central hacia el E del área, al centro de la sección L4, al extremo S de la sección L2 y al extremo N de la sección L1, se determinó la presencia de estructuras en flor positivas.

En la zona S del área de estudio se determinó la presencia de dos sistemas de estructuras en flor positivas, uno evidenciado al extremo S de las secciones L4, L5, L6, L7 y al centro de la sección L1; y otro al centro de las secciones L5, L6 y L7 en las que además se tiene la presencia de diapiros de arcilla.

Dirección SO-NE, NO-SE: Secciones sísmicas D1, D2, D3, D4, D5, D6, D7
(Anexo A3)

En el Anexo A3 se presentan dos grupos de secciones sísmicas: tres secciones orientadas SO-NE y cuatro secciones orientadas NO-SE.

En la zona N del área de estudio, secciones D3, D4, D5 y D7, se tiene la presencia de las Fallas Normales del Norte.

Al extremo SE y SO de las secciones D6, D1 y D2, se encontraron estructuras en flor positivas.

En la zona Central O del área de estudio, al extremo NO de la sección D1, se tiene la presencia de diapiros de arcilla.

En la **Figura 5.3** se presentan las fallas y estructuras más importantes determinadas en las secciones sísmicas. En esta se muestra el Sistema de Fallas Normales del Norte que está compuesto por dos trenes de fallas: el primero en la zona NE con un rumbo $N60^\circ$ buzando hacia el SE, el segundo en la zona NO con rumbo $N120^\circ$ y buzando hacia el SO (este último conocido como Fallas Posorja). Los dos trenes convergen en las vecindades de la intersección entre las secciones L2 y T1 observándose mejor la convergencia en esta última sección.

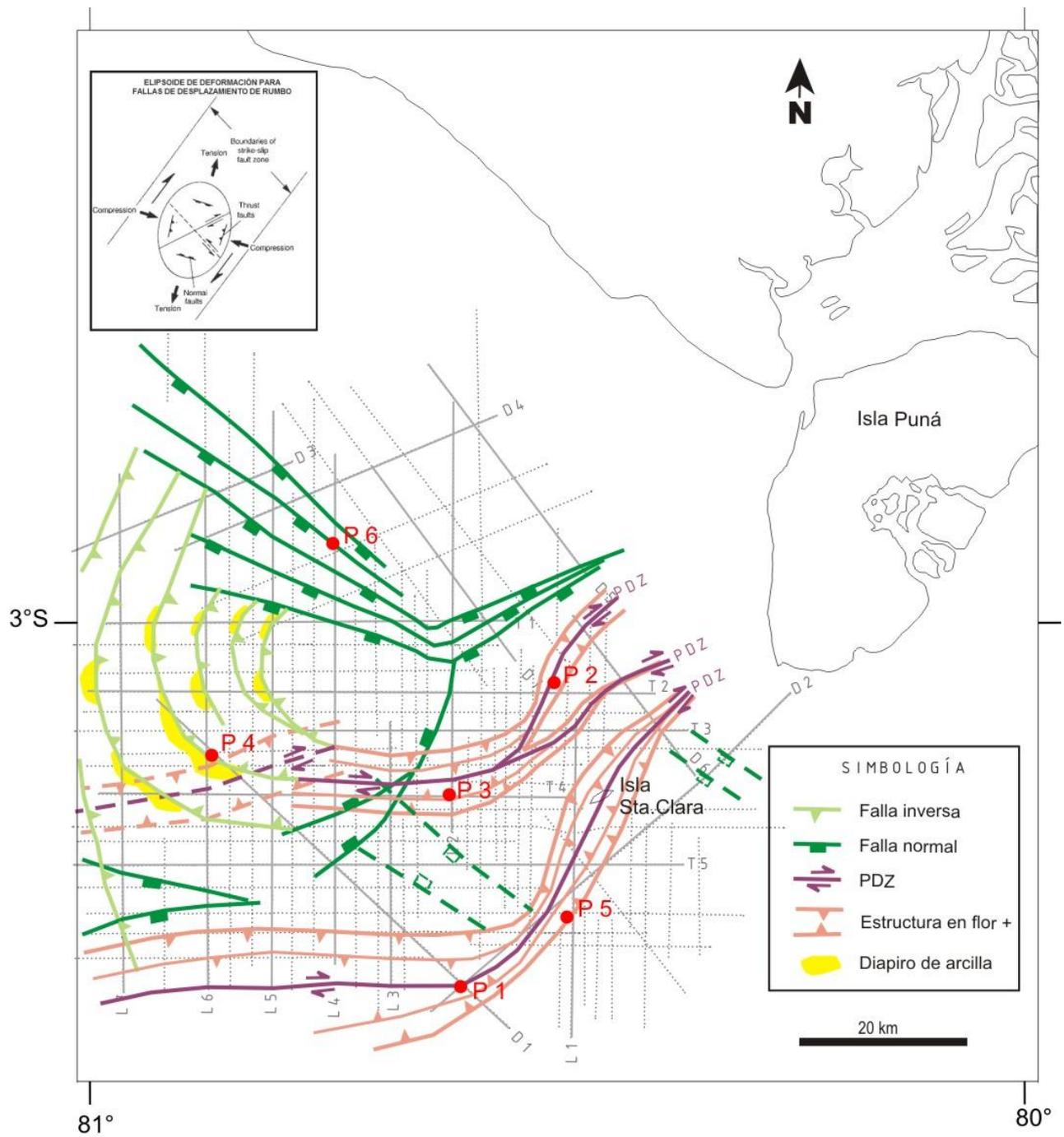


Figura 5.3. Mapa de fallas y estructuras principales en el Golfo de Guayaquil.

Se encontraron estructuras en flor que fueron generadas por el Sistema Transcurrente Guayaquil, determinado en el área de estudio por tres componentes de fallas de desplazamiento de rumbo: una en la zona Central hacia el O, otra en la zona Central hacia el NE y la principal en la zona S y SE.

5.6 Datación de la Actividad de las Fallas

Debido a que los reflectores sísmicos son buenas aproximaciones primarias para determinar la posición de las superficies depositacionales originales, sus configuraciones marcan la evolución de la superficie depositacional y puede utilizarse para una buena aproximación de la historia del movimiento de una falla. Para datar el inicio y fin de la actividad de las fallas se utilizaron métodos de Sismoestratigrafía aplicados a Interpretación Estructural (J. A. Cartwright, 1992).

En régimen extensional el cambio de configuraciones paralelas a divergentes permite determinar el principio y fin de la actividad de la falla. Secuencias divergentes son producidas por la rotación del bloque fallado, con la expansión estratal aumentando hacia el plano de falla. Si se tiene onlap paralelo este pertenece a la secuencia post deformacional y la morfología de la base sería consecuencia del fin de la actividad de la falla (ver **Figura 5.4a**).

En régimen compresional una de las estructuras más comunes son los pliegues. Debido a la elevación relativa de la superficie deposicional durante la actividad compresiva las capas de sedimentos sufren una disminución de espesor en los flancos del anticlinal, depositándose en forma de onlaps rotados y/o downlaps rotados; mientras que los sedimentos precompresionales no presentan variación en el espesor (ver **Figura 5.4b**).

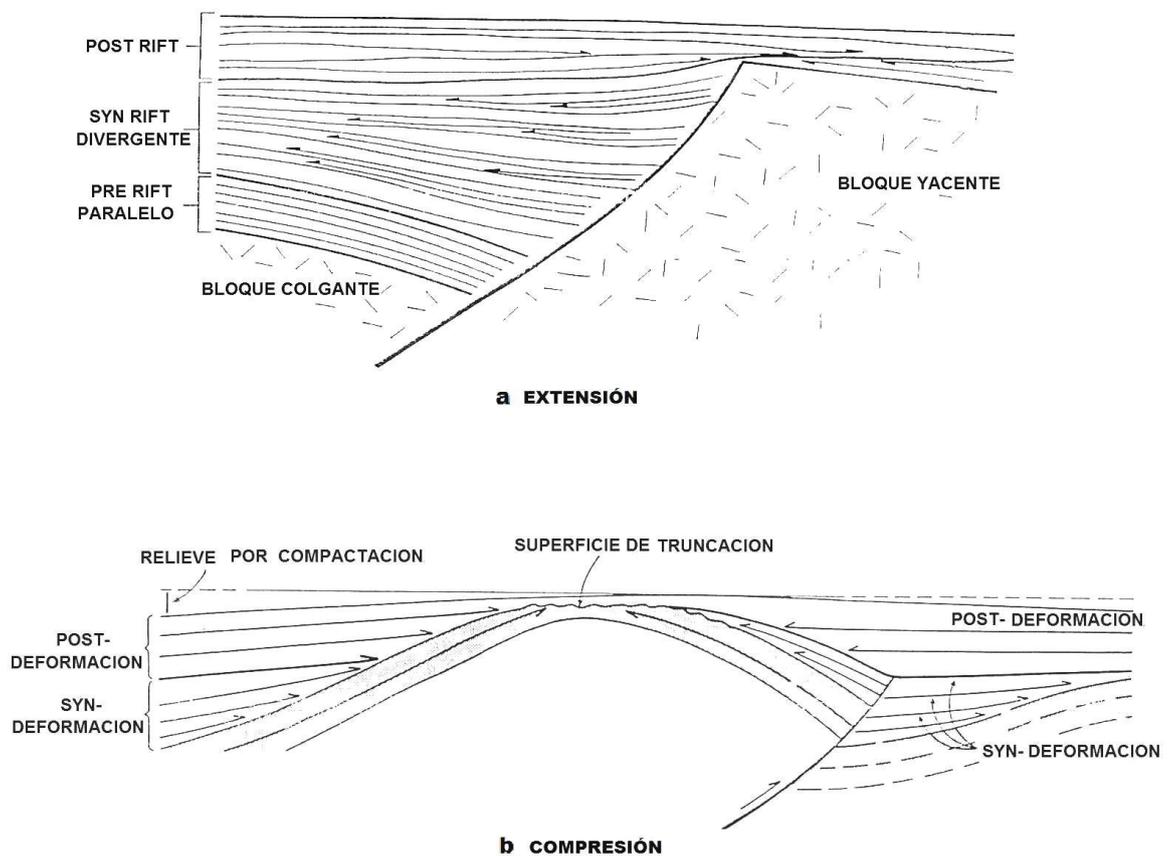


Figura 5.4. Configuraciones pre, syn y post deformativas en a) extensión y b) compresión (modificado de Cartwright J.A., 1992).

En base a estos criterios, analizando las configuraciones de las reflexiones sísmicas y dentro del marco de las relaciones temporales de los sistemas de fallas, se determinó que:

El Sistema de Fallas Normales del Norte afecta desde rocas Paleógenas pertenecientes al Levantamiento de Santa Elena hasta rocas Pleistocénicas, pero su actividad comenzó en el Mioceno Tardío llegando a ser muy importante durante el Plioceno hasta el Pleistoceno Temprano como lo evidencian las configuraciones fuertemente divergentes de este período (ver **Figura 5.5a, b y c**).

Las fallas inversas ubicadas al O formaron anticlinales en cuyas crestas se observa la disminución del espesor de las capas debido a la elevación de la superficie depositacional (ver **Figura 5.5d**). En sectores como en las vecindades del pozo P4 se encontraron diapiros arcillosos formados por rocas del Mioceno Temprano o más antiguas, que aprovecharon los planos de estas fallas inversas como zonas de debilidad para emerger (ver **Figura 5.5e y f**). Todo este sistema comenzó a funcionar localmente al final del Mioceno Tardío llegando a ser muy importante en el Plioceno y Pleistoceno Temprano. La actividad disminuye hasta ser casi nula en el Pleistoceno Tardío-Holoceno.

Con respecto al Sistema Transcurrente Guayaquil cada una de las tres componentes de desplazamiento de rumbo que lo conforman tiene su período de actividad, estos son descritos a continuación:

-En la zona S y SE se determinó la componente dextral principal, que generó estructuras en flor positivas, la misma que ha actuado continuamente al menos desde el Mioceno Medio hasta el Reciente afectando a rocas de dichas edades (ver **Figura 5.6a y b**). La expresión superficial de esta componente se ha evidenciado en las islas Santa Clara y Puná (Moreira L, 2001; Dumont et al., 2005).

-En la zona Central hacia el O se tiene una componente dextral que generó estructuras en flor positivas. Esta se ha desarrollado solo durante el Mioceno Tardío evidenciado por configuraciones convergentes de los reflectores correspondientes a esta edad y afecta a rocas Paleógenas y Miocénicas (ver **Figura 5.6c y d**).

-En la zona NE del área de estudio se tiene una componente dextral que generó estructuras en flor positivas cuyo desarrollo fue durante el Pleistoceno Temprano evidenciado por las configuraciones convergentes de esa edad (ver **Figura 5.6e**). Estas fallas afectan a rocas de que van desde el Mioceno Temprano hasta el Pleistoceno Temprano.

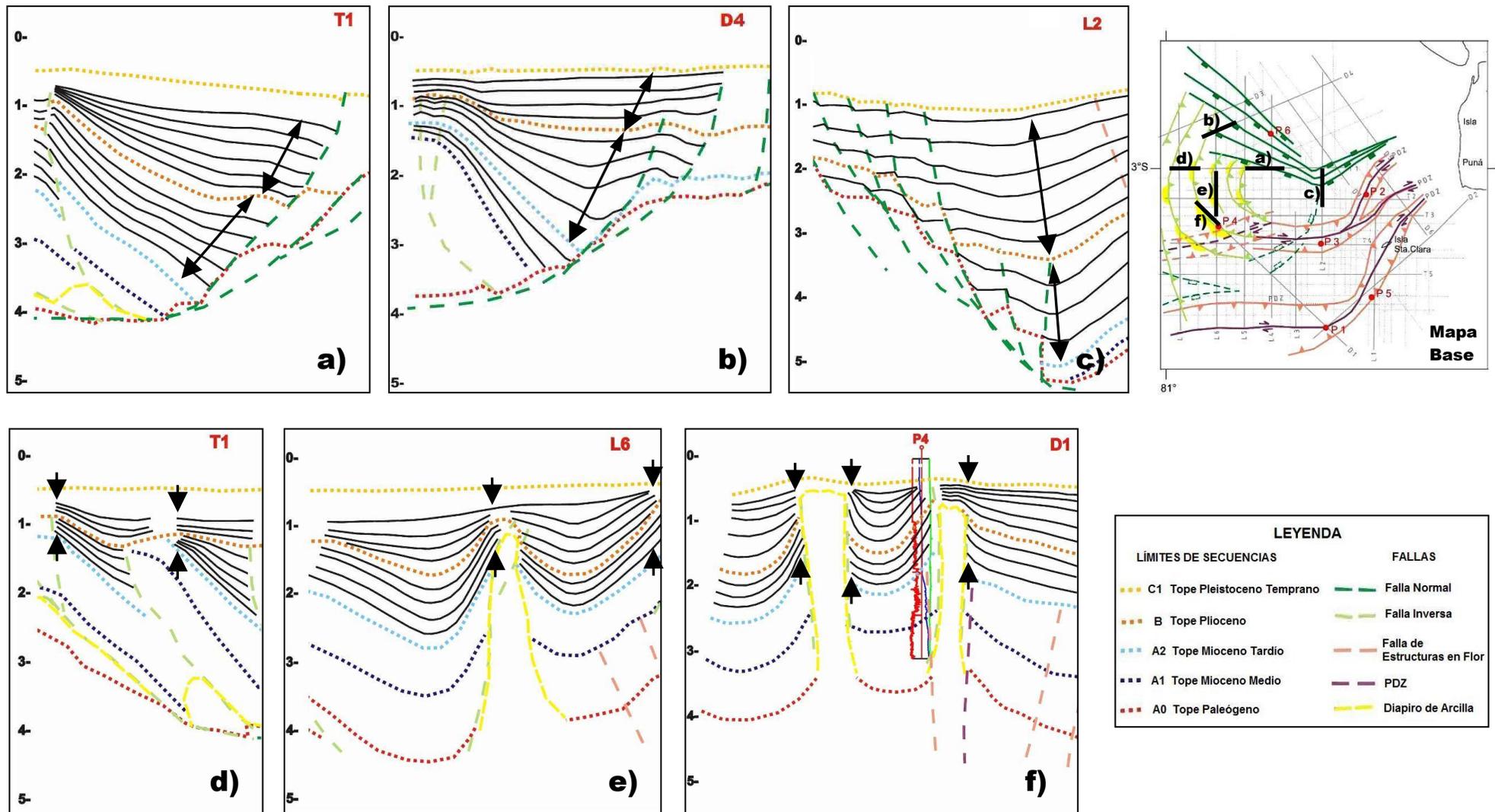


Figura 5.5. Datación de la actividad de las fallas y formación de estructuras del Plioceno-Pleistoceno Temprano.

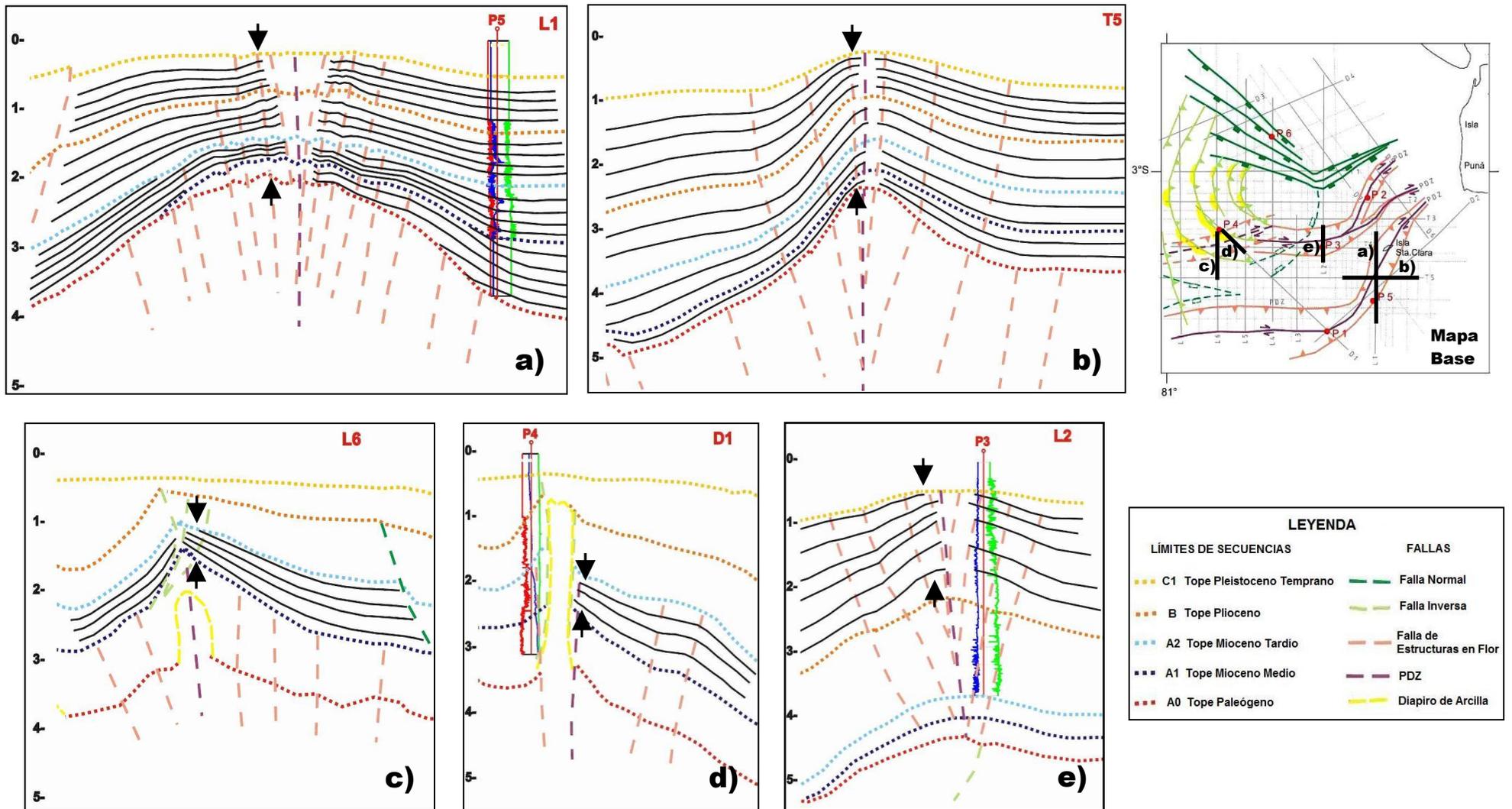


Figura 5.6. Datación de la actividad de las fallas y formación de estructuras: a), b) Mioceno Medio-Reciente; c), d) Mioceno Tardío; e) Pleistoceno Temprano.

5.7 Modelo Estructural

Como resultado de la interpretación de las secciones sísmicas se desarrolló un patrón coherente conceptualmente que armoniza con la evolución geológica regional, con otros ejemplos naturales y con modelos físicos actuales.

Los modelos tradicionales describen una cuenca de pull-apart como una cuenca de forma romboide que se genera en depresiones extensionales en una falla simple de desplazamiento de rumbo o entre dos fallas de desplazamiento de rumbo en échelon (ver **Figura 5.7**), conocidas como zonas de desplazamiento principal (principal displacement zones, PDZ). El movimiento relativo de los bloques es paralelo a los PDZs. La cuenca está limitada longitudinalmente por un sistema de fallas extensionales oblicuas que se enlazan con los PDZs. La subsidencia se concentra en el centro de la cuenca, con el desarrollo de fallas a lo largo de la misma.

Las estructuras asociadas incluyen la zona de desplazamiento principal (D), desplazamiento de rumbo internas (R, R', P), fracturas de tensión (T) y fallas normales N (ver **Figura 5.7**).

En base a las estructuras regionales encontradas el Golfo de Guayaquil correspondería tectónicamente a una cuenca de pull-apart formada por acción del Sistema Transcurrente Dextral Guayaquil (ver **Figura 5.8**).

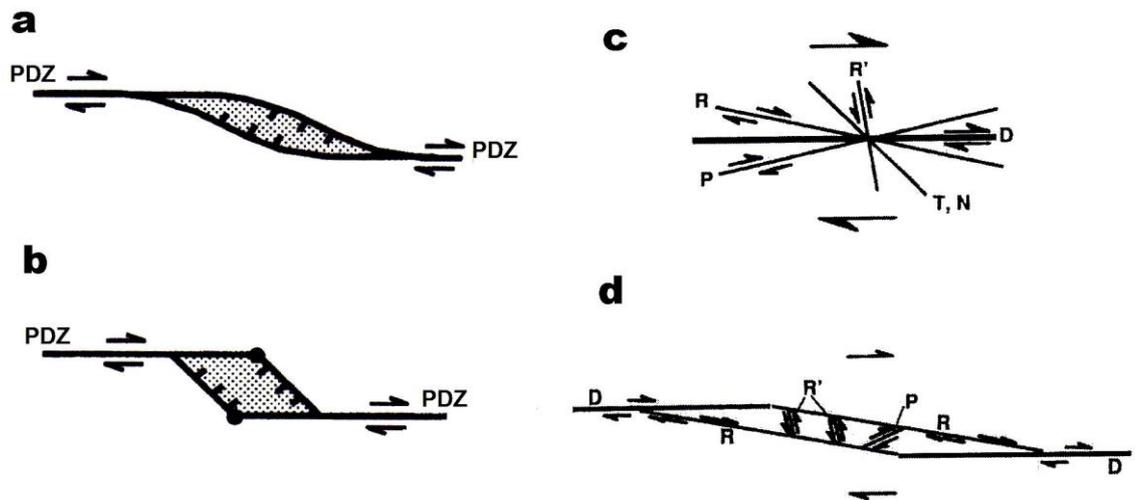


Figura 5.7. Formación de cuencas de pull-apart: a) a partir de una falla simple de desplazamiento de rumbo, b) a partir de dos fallas en échelon. c) orientación y d) distribución de las estructuras asociadas (modificado de Rahe et al., 1998; y Sims et al., 1999).

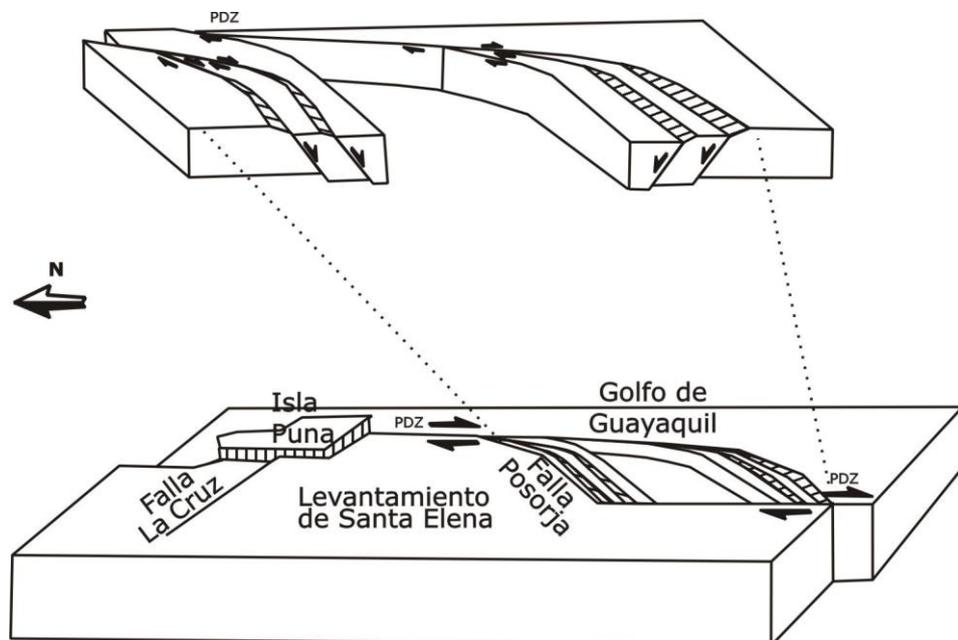


Figura 5.8. Esquema que explica la apertura del Golfo de Guayaquil por acción del sistema de fallas de desplazamiento de rumbo dextral Guayaquil.

Sin embargo el Golfo de Guayaquil presenta características que no son explicadas por los modelos conceptuales *tradicionales* de las cuencas de pull apart, estas son:

- Forma: La cuenca no presenta forma romboide elongada típica de una cuenca de pull apart tradicional.
- Altos estructurales: La cuenca presenta altos estructurales a manera de estructuras en flor positivas indicando zonas de régimen compresivo que a su vez dividen la cuenca en subcuencas con su respectivos depocentros. En la tradicional cuenca de pull apart se tiene la presencia de zonas netamente extensivas con un solo depocentro central.
- Fallas inversas: En la zona NO se presenta fallas inversas indicando régimen compresivo. También a lo largo de toda la zona O se tienen pequeñas fallas inversas.
- Diapiros de arcilla: Presentes en la zona O del área de estudio.

A continuación se analiza cada una de estas características y la explicación determinada en este estudio.

Forma: La forma de una cuenca de pull apart tiene relación con la orientación de las fallas preexistentes de lo que constituye el basamento de la cuenca, con la distancia perpendicular de separación de las fallas principales

de desplazamiento de rumbo conocida como offset y con el espesor de los sedimentos de la cuenca (Richard et al., 1995).

Si el offset es mayor que el doble del espesor total de los sedimentos, el eje de la cuenca refleja fielmente la orientación de las fallas del basamento (ver **Figura 5.9a, c, d y e**). Si el offset es más pequeño que el espesor total de los sedimentos de la cuenca el eje de la cuenca sigue únicamente la orientación de las fallas de desplazamiento de rumbo principales generando la forma romboide elongada típica (ver **Figura 5.9b**).

Por la forma y orientación de la cuenca del Golfo de Guayaquil, y las estructuras encontradas en la misma (ver **Figura 5.3**), se infirió la presencia de antiguas fallas en el basamento de la cuenca que tienen una dirección similar a las Fallas Normales del Norte componente NO-SE, es decir aproximadamente N120°. Estas fallas de basamento se evidencian en el centro del área de estudio al extremo NE de la sección sísmica D2 y al centro de las secciones sísmicas T4 y T5.

Altos estructurales: Los altos estructurales determinados en la cuenca a manera de estructuras en flor positivas no pueden ser explicados por un sistema pull apart tradicional. Los resultados experimentales de modelos físicos actuales desarrollados por distintos autores (Rahe et al., 1998;

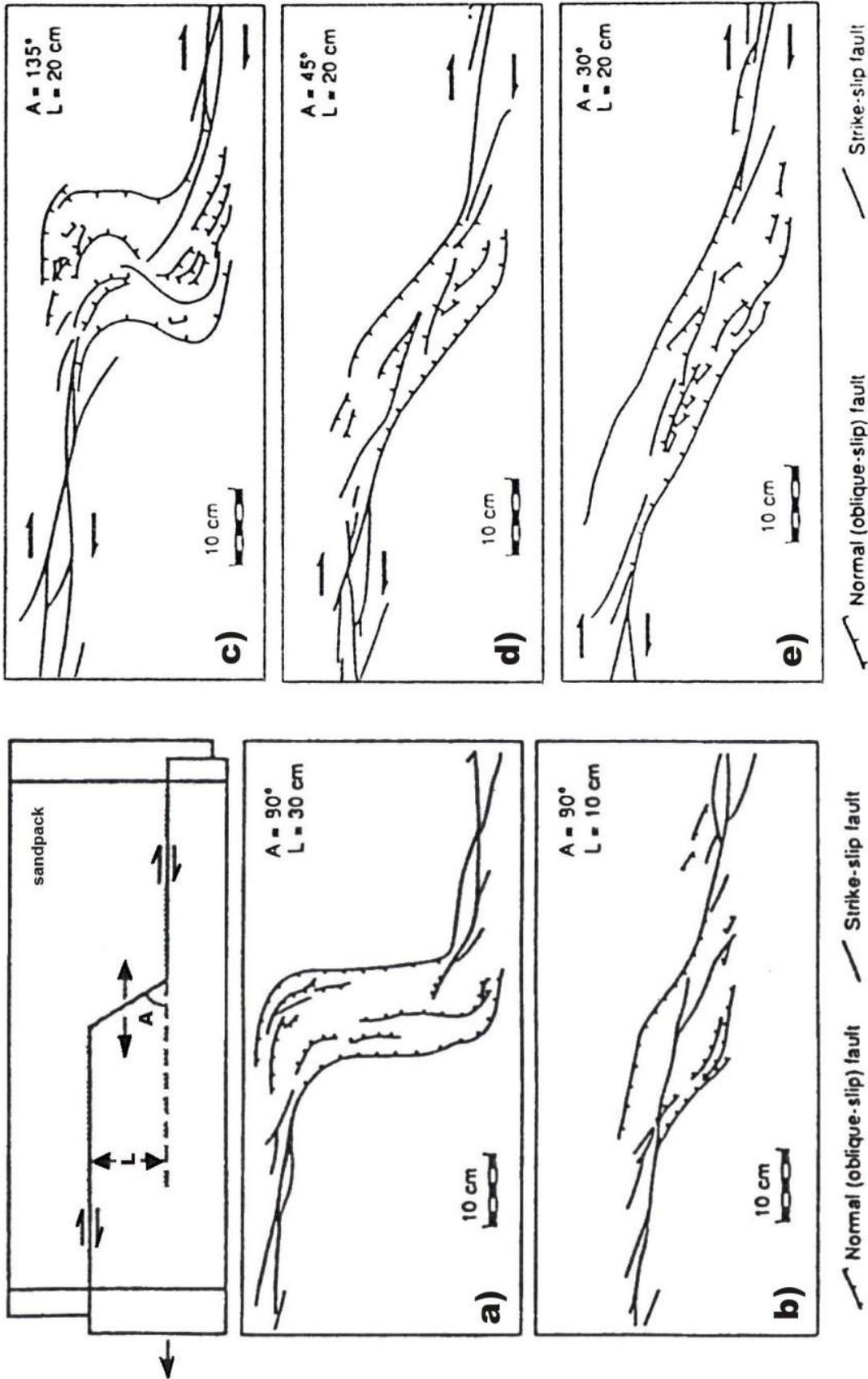


Figura 5.9. Efecto de la orientación A de las fallas de basamento y la longitud de separación L de los offset en la orientación de las cuencas de pull-apart, basado en modelos experimentales (según Richard et al., 1995).

Efecto de la longitud L con $A=90^\circ$: a) L mayor que el doble del espesor de la sobrecarga. b) L menor que el espesor de la sobrecarga. Efecto de la orientación A : c) $A=135^\circ$ d) $A=45^\circ$ y e) $A=30^\circ$

Sims et al., 1999; Wu et al., 2009; etc.) y que han sido verificados con ejemplos naturales como los casos del Golfo de Elat-Aqaba, Golfo de Paria, Cuenca Cariaco, Cuenca Viena, etc., indican que los estilos estructurales de las cuencas de pull-apart también son diferentes cuando existe una zona dúctil de despegue (detachment, décollement) bajo las capas que conforman la cuenca. El espesor y la resistencia de la zona de despegue controlan el desarrollo y la geometría de las cuencas de pull-apart.

Mientras que en los sistemas pull-apart tradicional se desarrolla una cuenca con un único depocentro central, en los sistemas pull-apart que tienen una zona de despegue dúctil se desarrollan depocentros separados por altos estructurales intracuenca (Sims et al., 1999; ver **Figura 5.10**).

También en los sistemas pull apart con desarrollo transtensional (cuando el movimiento relativo de los bloques no es paralelo sino oblicuo y divergente a los PDZs) se desarrollan depocentros dobles en los extremos opuestos de la cuenca junto a las fallas de borde de cuenca. Estos depocentros están separados por altos estructurales (Wu et al., 2009).

Fallas inversas y diapiros de arcilla: En la zona NO del área de estudio se tiene la presencia de fallas inversas que deben ser explicadas. Se determinó que estas se generaron debido a que la extensión de las Fallas Normales del

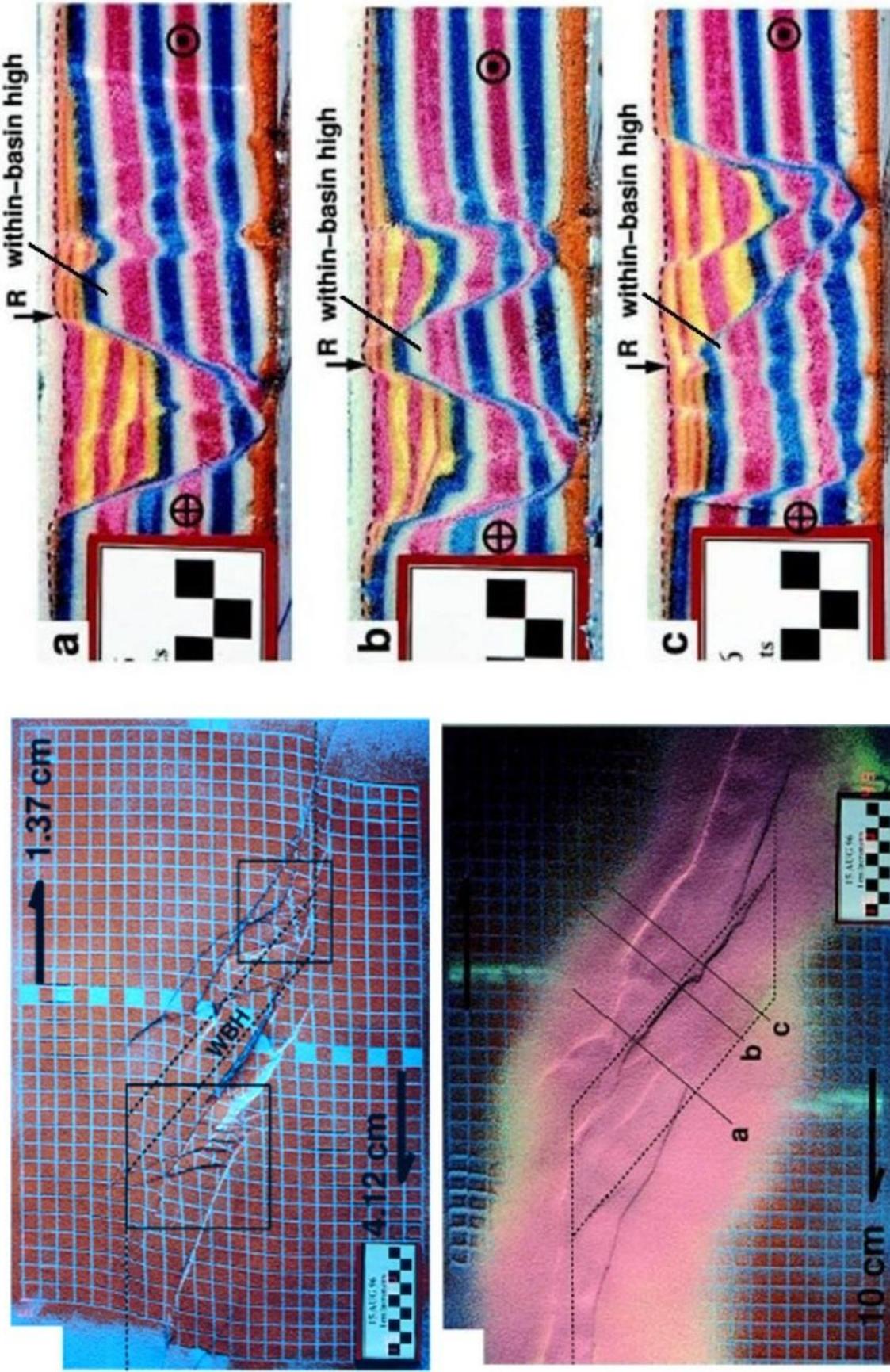


Figura 5.10. Modelo físico de una cuenca que se desarrolla sobre una capa dúctil (según Sims et al., 1999). A la izquierda vista en planta que muestra la formación de depocentros junto a las fallas de borde de cuenca separadas por altos estructurales intracuenca. A la derecha vista de perfiles. R: zona de transferencia del desplazamiento de rumbo.

Norte (lístricas) es balanceada en el frente de deformación por un régimen de compresión que ha generado las fallas inversas, a manera de estructuras de colapso gravitacional (ver **Figura 5.11**). Algunas de estas fallas inversas a su vez se encuentran asociadas a presencia de diapiros de arcilla. Varios autores (Deigel et al., 1995; McClay et al., 2003; Totterdell J.M. & Krassay A.A., 2003; Rowan et al., 2004; Krueger A. & Gilbert E, 2009; Mourgues et al., 2009; entre otros) han determinado en otras partes del mundo y en modelos físicos a escala, la presencia del mecanismo de fallas lístricas-fallas inversas asociadas con la presencia de una zona de despegue de sal o lutita que suelen ascender como diapiros (ver **Figura 5.11**). Para que los diapiros se desarrollen el material arcilloso debió estar a una profundidad considerable generando una situación gravitacional inestable, entonces el movimiento ascendente se produjo a través de las zonas de debilidad (planos de las fallas inversas).

Hacia el Centro y S del área de estudio estas fallas inversas están ausentes debido a que existe mayor espacio para la relajación de esfuerzos.

En toda la zona O del área de estudio se tienen otras pequeñas fallas inversas pero estas son debido a la presencia del prisma de acreción.

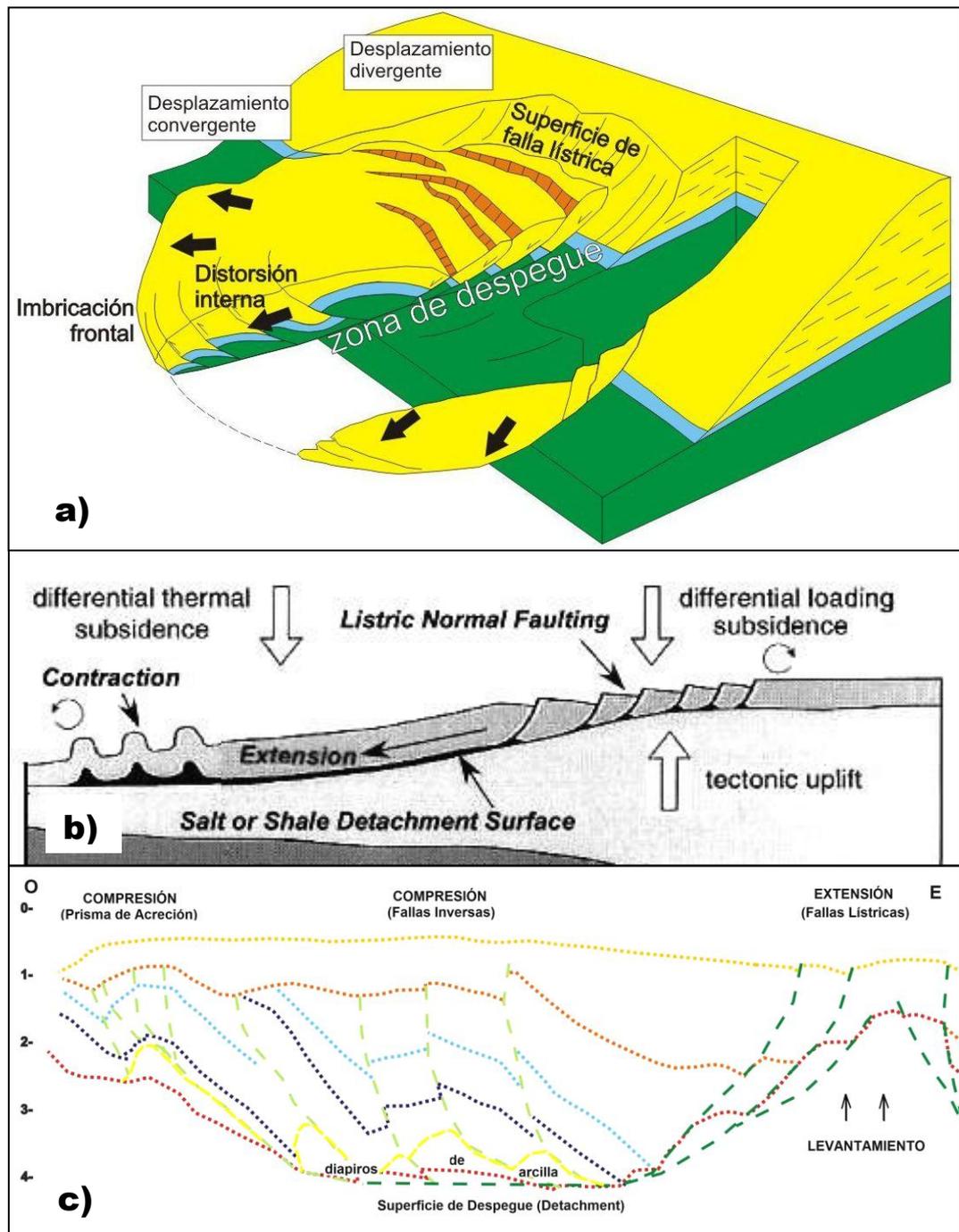


Figura 5.11. Características de las fallas lístricas (zona de extensión) y fallas inversas (zona de compresión) como producto de un mismo sistema deformacional.

- Estructura de colapso gravitacional (según Oldenziel et al., 2002).
- Explicación para el Golfo de México (según Rowan et al., 2004).
- Interpretación de la sección T1 para el Golfo de Guayaquil.

Modelo Final

Debido a las estructuras determinadas, su distribución y características, así como la comparación con ejemplos naturales en otras partes del mundo y con modelos conceptuales y físicos, se concluye que el Golfo de Guayaquil corresponde a una cuenca de pull-apart en régimen transtensivo con una zona de despegue dúctil (ver **Figura 5.12**). Esta zona de despegue, inferida por las secciones sísmicas, corresponde a rocas del Mioceno Temprano o más antiguas, con características de material dúctil para producir el movimiento ascendente y la formación de diapiros.

Existen dos altos estructurales manifestados como estructuras en flor positivas que corresponden a las zonas de transferencia del desplazamiento de rumbo y en conjunto forman el Sistema Transcurrente Guayaquil. El primero en la parte Central y NE que incluye a los pozos P2 y P3; y el segundo al S y SE que incluye a los pozos P1 y P5. Estos altos generan tres depocentros: uno al N inmediatamente junto a las Fallas Normales del Norte, uno Central entre los dos altos y uno al S y SE del área de estudio.

En la zona NO existe un sistema conjugado de fallas lítricas-fallas inversas que se desarrolló sobre la zona de despegue. A través de las fallas inversas han emergido diapiros de arcilla.

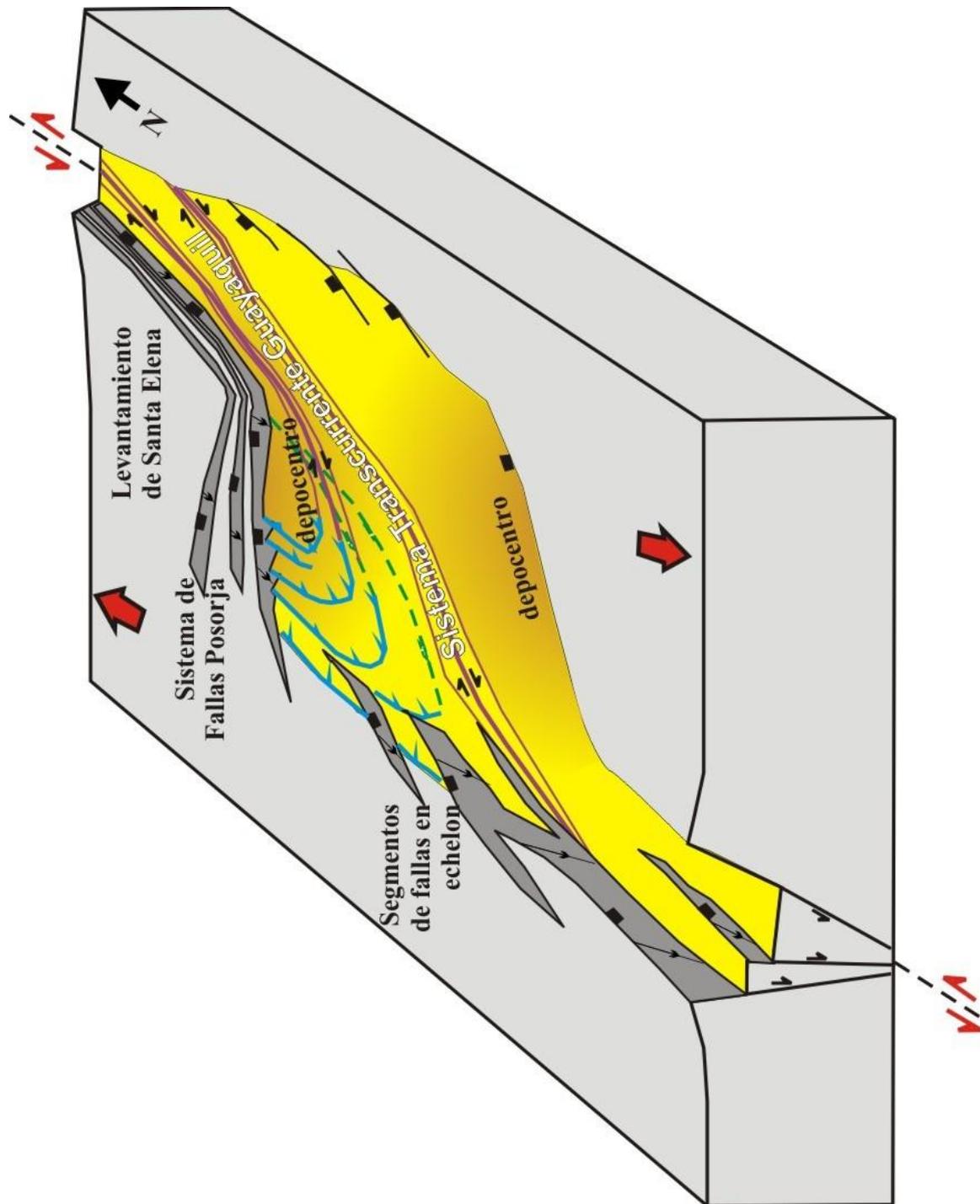


Figura 5.12. Geometría tridimensional del Golfo de Guayaquil, basada en la interpretación de secciones sísmicas y modelos físicos análogos (adaptado de Wu et al., 2009).

5.8 Evolución Tectónica

Determinadas las principales fallas y estructuras, y períodos de actividad de las fallas, se realizó una reconstrucción de la evolución tectono-sedimentaria.

En el Mioceno Temprano y Mioceno Medio, luego del descenso eustático global del Oligoceno, el área de estudio ya era una zona poco deprimida y con escasa movilidad del sustrato en la que se depositaron sedimentos de plataforma silicoclástica. Existían fallas normales con rumbo aproximado N120° que constituirían las fallas del basamento Paleógeno. En el Mioceno Medio, en el SE (vecindades de los pozos P1 y P5) y en el extremo SO del área de estudio ya se tenía la acción inicial de un sistema de fallas de desplazamiento de rumbo en dirección NE-SO que posteriormente sería la componente principal del Sistema Transcurrente Guayaquil. Al N el levantamiento de Santa Elena se encontraba moderadamente emergido no depositándose sedimentos sobre él.

En el Mioceno Tardío comenzó a actuar el Sistema de Fallas Normales del Norte, a la vez que la componente principal del Sistema Transcurrente Guayaquil ubicada en la zona S y SE tenía una actividad más importante generando ya estructuras en flor positivas. En la zona O se desarrolló la componente O del sistema transcurrente que estuvo en actividad solo durante esta época.

Durante el Plioceno y el Pleistoceno Temprano la actividad del Sistema de Fallas Normales del Norte aumentó, especialmente la componente de rumbo N120° y buzamiento hacia el SO (fallas Posorja), estas captaron la mayor cantidad de sedimentos provocando que el depocentro se ubique inmediatamente al S estas fallas, como se evidenció en los pozos P2 y P3. En el frente deformación de las fallas normales lístricas, hacia el S y SO de estas, se desarrollaron fallas inversas que localmente sirvieron para el desarrollo de diapiros arcillosos.

La componente principal del Sistema Transcurrente Guayaquil, en la zona S y SE, continuó su actividad durante el Plioceno y Pleistoceno Temprano. Mientras que solo en el Pleistoceno Temprano en la zona NE la tercera componente del Sistema Transcurrente Guayaquil inició su actividad generando estructuras en flor con orientación similar a la componente principal.

En general en el Pleistoceno Tardío y el Reciente la actividad de todas las fallas disminuye.

La evolución de las fallas y de la formación de estructuras descrita anteriormente se presenta en la **Figura 5.13**.

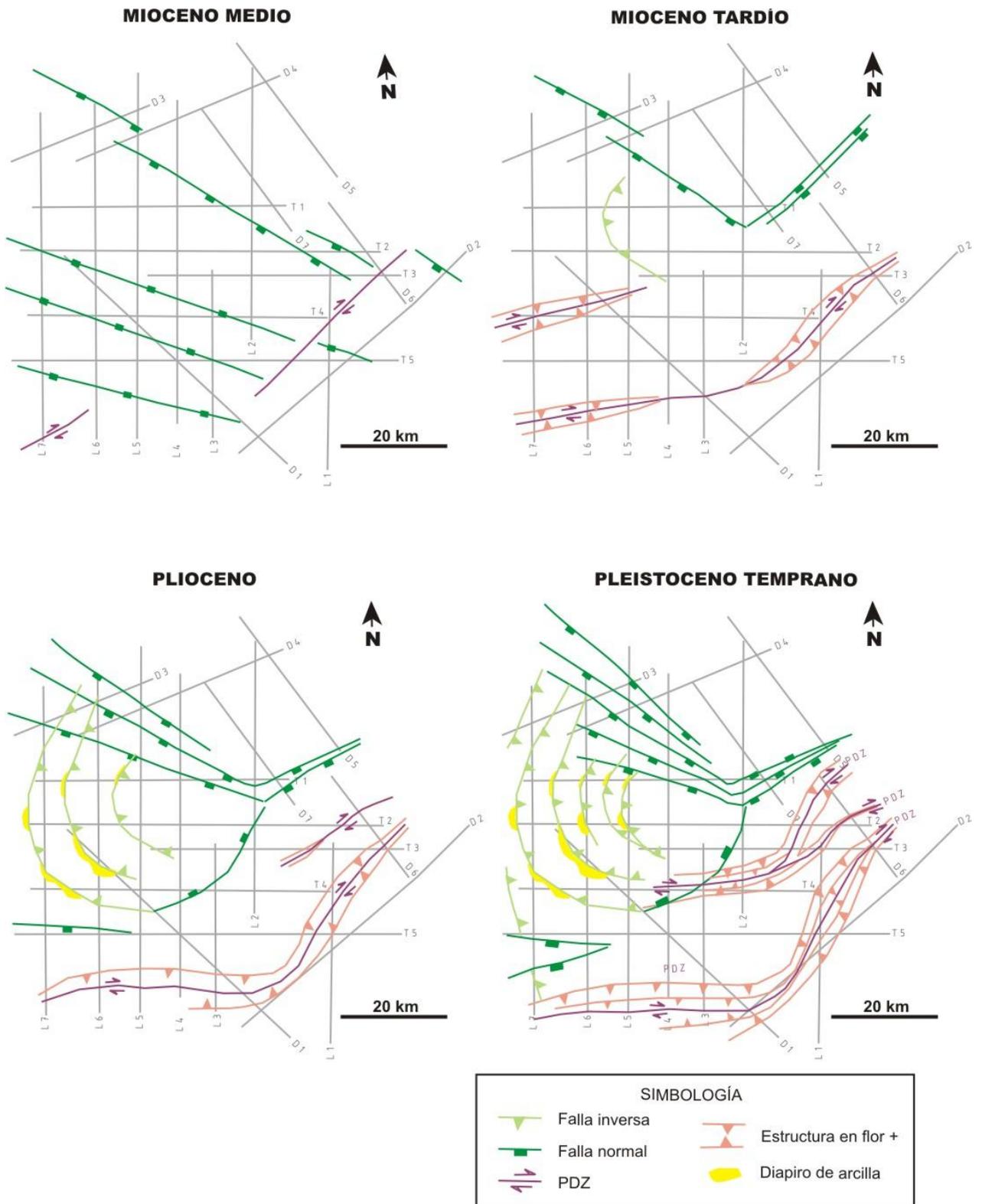


Figura 5.13. Evolución Tectónica del Golfo de Guayaquil basada en la datación de la actividad de las fallas, tiempo de formación de las estructuras y distribución sedimentaria.

Tectónica de placas

Para explicar el mecanismo que genera la apertura y evolución del Golfo hay que considerar el marco tectónico regional. Si bien el Golfo de Guayaquil es considerada una cuenca de antearco debido a que es una depresión tectónica situada entre el prisma de acreción generado por la zona de subducción y el arco volcánico de los Andes (Benítez 1995), su ubicación geográfica hace que su tectónica sea mucho más compleja.

El Golfo se encuentra ubicado al E de la Fractura de Grijalva, la misma que divide a la placa Nazca limitando corteza Nazca con edades menores 25 Ma de la vieja corteza Farallón de edades mayores a 25 Ma (Spikings et al., 2001). La Fractura de Grijalva probablemente se extiende debajo de la Placa Sudamericana (Gutscher et al., 1999; Spikings et al., 2001; ver **Figura 5.14**).

Otro rasgo muy importante frente a la Costa Ecuatoriana es la Cordillera Carnegie la misma que probablemente también se extiende debajo de la Cordillera de los Andes (Gutscher et al., 1999; Spikings et al., 2001; ver **Figura 5.14**)

La presencia de la Cordillera Carnegie hace que el sistema de subducción frente a las costas ecuatorianas sea atípico. Gutscher et al. (1999) analizando la información sismológica expuso secciones que muestran las distintas

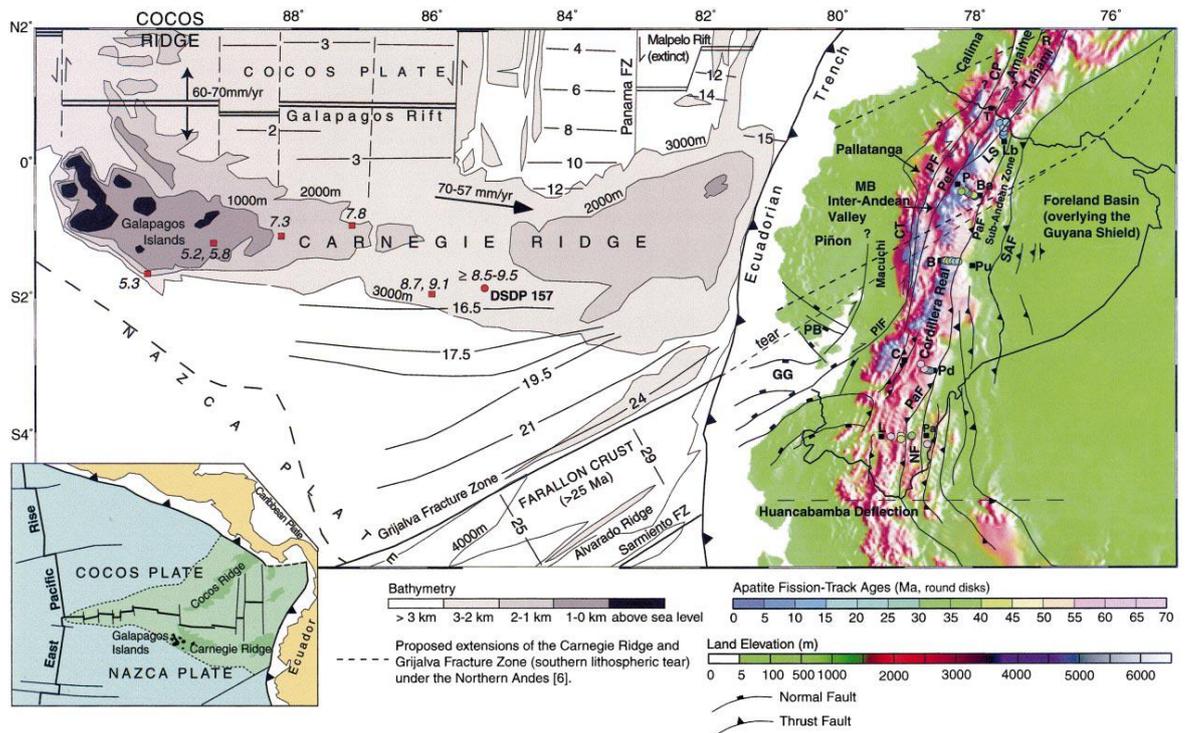


Figura 5.14. Marco tectónico regional del Ecuador que muestra fallas principales, movimientos relativos de las placas, anomalías magnéticas (edad aproximada en Ma), y edades determinadas por el método de Fisión de Apatita. También se incluye las extensiones propuestas para la Cordillera de Carnegie y la Fractura Grijalva bajo los Andes. Según Spikings et al., 2001.

formas de subducción (ver **Figura 5.15**), interpretando emersión de la placa oceánica (“flat slab”) a la altura de la Cordillera Carnegie y también en la zona norte de las costas del Perú. En cambio en el borde sur de la Fractura Grijalva interpretó la inmersión de la placa oceánica (“dipping slab”). La extensión de la Fractura Grijalva constituiría una zona de desgarro de la placa oceánica, en donde esta se profundiza en el borde sur de la fractura; el Golfo de Guayaquil sería la expresión superficial de la inmersión de este fragmento de placa (ver **Figura 5.16**).

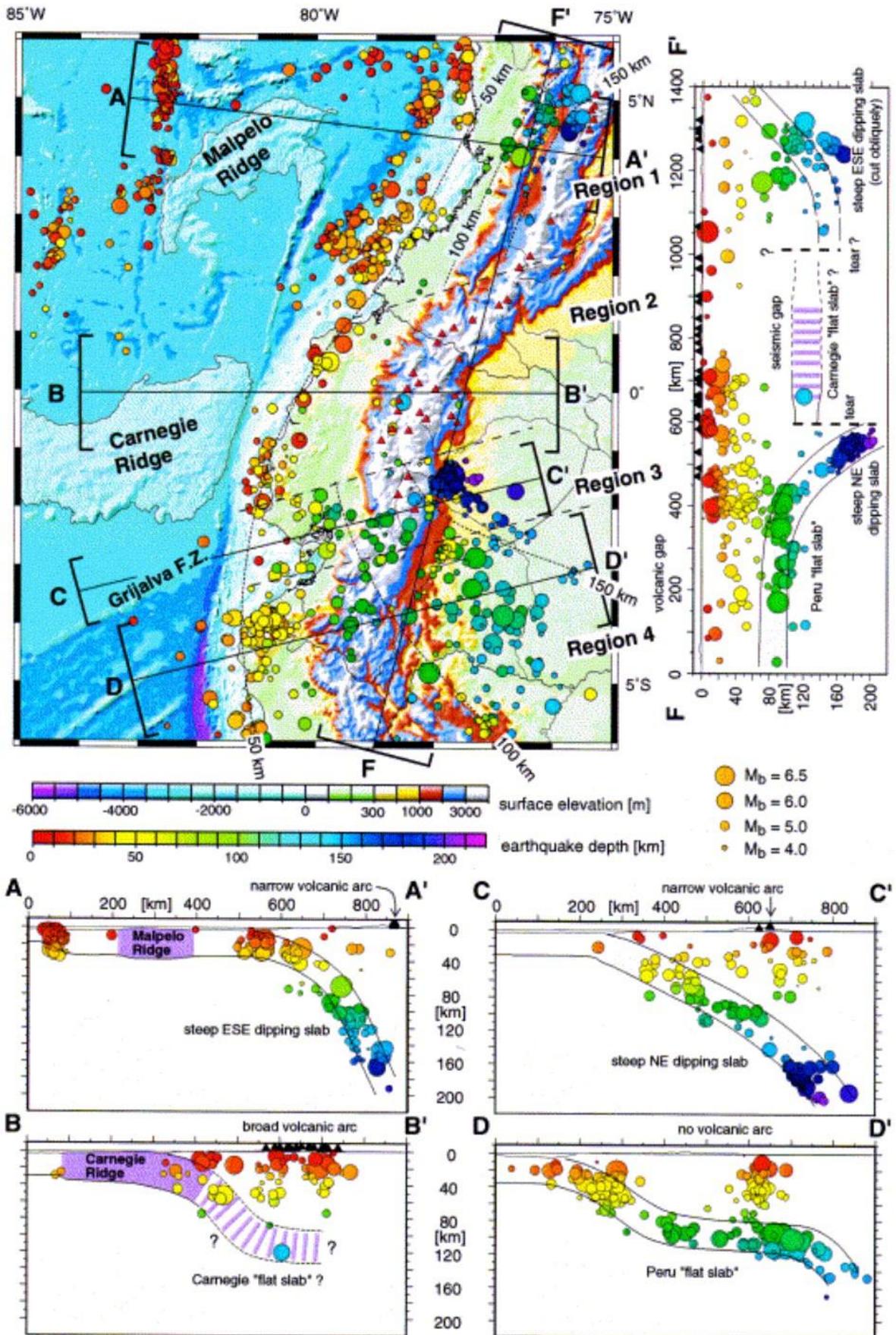


Figura 5.15. Sismicidad (1964-1995) y secciones sismológicas indicando forma de subducción. Se evidencia emersión del borde de la placa subductada ("flat slab") en el norte del Perú y a la altura de la Cordillera Carnegie, e inmersión ("dipping slab") en el borde sur de la Fractura Grijalva. Según Gutscher et al., 1999.

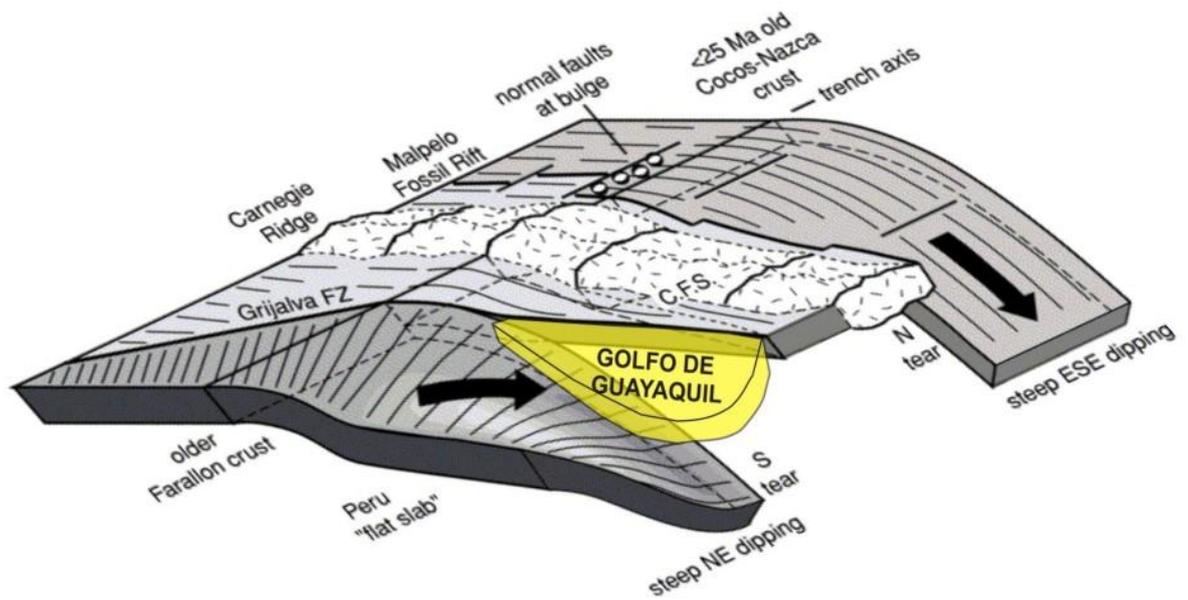


Figura 5.16. Vista 3D del modelo de colisión de la Cordillera Carnegie y el desgarro de la placa hundiéndose al norte y al sur de ésta. La apertura del Golfo de Guayaquil puede constituir la expresión superficial de la inmersión de la placa en el borde sur de la extensión de la Fractura Grijalva. Modificado de Gutscher et al., 1999.

Si bien en la literatura prevalece que la Cordillera Carnegie está siendo subductada desde hace 1 a 3 Ma como lo señalaron Lonsdale y Klitgord en 1978 (asumieron una velocidad de convergencia de solo 5cm/año), otros autores con evidencia más recientes sugieren que la colisión de la Cordillera Carnegie con la trinchera ecuatoriana ocurrió mucho antes.

Gustcher et al. (1999) propone que la colisión fue hace 8 Ma y que causó el desplazamiento hacia el NE de los terrenos oceánicos alóctonos a tasas de 1.2cm/año. Daly (1989) también propone que la colisión ocurrió aproximadamente hace 8 Ma.

Spikings et al. (2001) basándose en la datación de los basaltos de la Cordillera Carnegie y sedimentos suprayacentes que indican una tasa de desplazamiento hacia el E de 67-75mm/año al menos en los últimos 9 Ma, dedujo que la colisión de Cordillera Carnegie con la trinchera ecuatoriana pudo ocurrir hace 15 Ma a 9 Ma. Con medidas de variación termal en el Ecuador y determinaciones termocronológicas, concluye que la colisión ocurrió hace 15 Ma produciendo tasas de enfriamiento y exhumación elevadas en el N del Ecuador y extensión en el S. El desequilibrio isostático subsecuente ("flat slab" de la Cordillera Carnegie) junto con el régimen de esfuerzo compresional generó un aumento muy significativo de estas tasas de enfriamiento y exhumación hace 9 Ma.

En la presente tesis se determinó que en el Mioceno Medio ya existía en el Golfo de Guayaquil una zona poco deprimida y que la componente principal del Sistema Transcurrente Guayaquil inició su actividad en esta época siendo más importante ya en el Mioceno Tardío. Esto ubica el inicio de la apertura del Golfo de Guayaquil en algún momento durante el Mioceno Medio, cuando al chocar la Cordillera Carnegie con la trinchera ecuatoriana en esta época (Spikings et al., 2001) se comenzaron a desplazar hacia el NE los terrenos oceánicos alóctonos que forman el basamento de la costa ecuatoriana (Gustcher et al., 1999), iniciándose el movimiento transcurrente dextral regional.

5.9 Implicaciones hidrocarburíferas

La determinación de la edad de formación de las estructuras favorables para entrapamiento, del tiempo cuando se produce la expulsión y migración primaria de hidrocarburo y la identificación de la roca generadora, es fundamental para definir qué estructuras son más propicias a ser yacimientos efectivos. A continuación se analiza cada uno de estos aspectos.

Edad de las estructuras

Durante las perforaciones exploratorias de los años 80 realizadas en el área de estudio, se encontraron indicios de hidrocarburos en los pozos P4, P5 y P1

llegando a realizarse hasta pruebas de producción en este último pozo, las mismas que reportaron 200 BOPD de 34°API de horizontes correspondientes al Mioceno Medio (Fm. Subibaja), no entrando a producción por un posible daño de formación. Estos tres pozos llegaron hasta rocas Miocénicas y fueron perforados en estructuras en flor positivas que por este estudio se determinó se desarrollaron desde el Mioceno Temprano o antes hasta el Reciente y que afectaron a rocas de dichas edades.

Los pozos P2 y P3 llegaron a grandes profundidades de hasta 16000 pies, no toparon el Mioceno y fueron perforados en estructuras en flor positivas que por este estudio se determinó se desarrollaron solo a partir del Pleistoceno Temprano.

Tiempo de expulsión y migración primaria

Se han realizado pocos estudios que hayan determinado la edad de expulsión y migración de hidrocarburos en la Costa Ecuatoriana. La referencia más próxima al área de estudio se refiere al trabajo realizado por Montenegro y Benítez (1991) que analizando rocas del Campo Ancón determinaron que la expulsión y migración primaria de hidrocarburos se produjo desde el Oligoceno hasta el Mioceno Tardío. Si fuera el caso esto explicaría la presencia de hidrocarburo en el pozo P1 y los indicios en los pozos P4 y P5, ya que en estos pozos la estructura estaba formada cuando se produjo la

migración. La presencia del campo gasífero Amistad, cuya explotación corresponde a horizontes del Mioceno Medio, sería explicada de forma similar ya que está ubicado en las vecindades de los pozos P1 y P5, también en estructuras en flor positivas desarrolladas desde el Mioceno Temprano o antes.

Considerando estas relaciones temporales entre edad de la estructura y tiempo de expulsión y migración primaria, se determina que las estructuras formadas durante el Mioceno Tardío o antes son las más prospectivas a ser yacimientos efectivos de petróleo y/o gas.

No se descarta la posibilidad de que a través de las Fallas Normales del Norte durante el Plioceno y Pleistoceno haya *remigrado* hidrocarburo, acumulado en el cierre formado por las capas Plio-Pleistocénicas contra las fallas normales.

Se menciona que en la costa norte del Perú, a poca distancia del pozo P1 y posiblemente en el mismo tren de estructuras, se encuentra el campo petrolífero Albacora que produjo en los años 70 y 80, reportándose pozos con producción de hasta 1940 BOPD de 39°API. Actualmente la compañía BPZ ha puesto en producción el pozo A-14XD en el mismo campo, con 2300

BOPD. Todas estas producciones fueron de la Fm. Zorritos de edad Mioceno Medio (equivalente a la Fm. Subibaja de Ecuador).

Roca generadora

Con respecto a la roca generadora de los crudos del Golfo de Guayaquil, Aleman A. (2000) realizó una comparación entre los biomarcadores de las muestras de crudo encontradas en el pozo Pacoa-1 de la Península de Santa Elena (35°API) y el pozo P1 del Golfo de Guayaquil (34°API). Las relaciones de biomarcadores que utilizó se presentan en la **Tabla V.II**.

Tabla V.II. Biomarcadores determinados para los pozos Pacoa-1 y P1 (según A. Aleman, 2000).

Pozo	Biomarcadores (determinados por GC-MS)						
	Pri/ Phy	Pri/ n-C17	Phy/ n-C18	C23t/ C30H	C24tet/ C26tS	Ts/Tm	Olea/ C30H
Pacoa-1	1.20	0.82	0.82	0.91	0.39	2.87	0.97
P1	1.12	0.67	0.95	0.15	0.49	3.18	0.50

Varios autores, McKirdy et al., 1983; Hughes, 1984; Palacas, 1984; Tissot and Welte, 1984; Moldowan et al., 1985; entre otros, han relacionado los parámetros de biomarcadores para diferenciar aspectos como litología y ambiente de depósito de la roca generadora, así como la naturaleza de su materia orgánica. Estas características fueron determinadas para los crudos de los pozos Pacoa-1 y P1, los mismos son expuestos a continuación.

La relación Pristano/Fitano es indicativo del ambiente de depósito de la roca madre, relacionando los valores de la siguiente manera:

- Pri/Phy < 1.0 ambientes marino de plataforma carbonáticos,
- Pri/Phy 1.0 - 2.0 ambientes de plataforma silicoclástica,
- Pri/Phy > 2.0 ambientes deltaicos,
- Pri/Phy > 3.0 ambientes continentales.

Para los pozos Pacoa-1 y P1, los crudos tienen valores Pri/Phy de 1.20 y 1.12 indicando que ambos son generados de materia orgánica de ambiente marino de plataforma silicoclástica.

Las relaciones Pristano/n-C17 y Fitano/n-C18 cuando son > 1.0 indican que el crudo ha sufrido biodegradación, caso contrario ambas son < 1.0 . Para los crudos de los pozos Pacoa-1 y P1 ambos con valores < 1.0 son indicativos que no han sufrido biodegradación.

La relación C24 tetracíclico/C26 tricíclico tiene valores < 1.0 para ambientes silicoclástico y > 1.0 en ambientes carbonáticos. Para los crudos de los pozos Pacoa-1 y P1, esta relación con valores de 0.39 y 0.49 indican una roca madre de fuente silicoclástica (tipo lutita enriquecida con materia orgánica).

La relación Oleanano/C30 Hopano con valores de hasta 0.2 indica ambientes marinos de plataforma pre-Terciarios, y si aumenta a valores > 0.3 indica ambientes marino deltaicos del Terciario ya que el oleanano es un biomarcador relacionado con las angiospermas que son terrestres y comienzan a aparecer en el Cretácico Tardío pero que fundamentalmente son abundantes en el Terciario. Los crudos analizados de los pozos Pacoa-1 y P1 muestran alta abundancia relativa de oleanano con valores 0.97 y 0.50 indicando un generador de ambiente marino deltaico del *Terciario*.

La relación Ts/Tm (C27 trisnorneohopano/C27 trisnorhopano) presenta valores < 1.0 cuando la roca generadora es de un ambiente de depósito lacustrino, salino, marino evaporítico o marino carbonático, en cambio valores > 1.0 es indicativo de un ambiente lacustre de agua dulce o marino deltaico. Los crudos de los pozos Pacoa-1 y P1 presenta valores altos de 2.87 y 3.18 indicando roca generadora de ambiente marino deltaico.

Si bien el conjunto de biomarcadores de los dos crudos tienen valores similares, la relación C23 terpano/C30 hopano sí es distinta. Los valores altos de esta relación es asociado a influencia marina silicoclástica, los valores bajos indican influencia carbonática y su total ausencia indican ambiente no marino. Los crudos del pozo Pacoa-1 y P1 muestran para esta relación valores de 0.91 y 0.15 respectivamente, probablemente la diferencia indique

que el crudo del pozo Pacoa-1 venga de una roca generadora con más influencia terrígena que el crudo del pozo P1, esto también se correlacionaría con el valor más alto de la relación Olea/C30H en el crudo del pozo Pacoa-1 (0.97) en comparación con el crudo del pozo P1 (0.50).

Como conclusión del análisis de biomarcadores, los crudos de los pozos Pacoa-1 y P1 tienen improntas muy similares, indicativo de que la roca generadora es de naturaleza similar y podría ser hasta la misma. Esta corresponde a una lutita de fuente clástica depositada en una plataforma marina (plataforma marina silicoclástica). La materia orgánica generadora sería mixta, kerógeno de tipo II/III.

Con respecto a la edad de la roca generadora, para los crudos de los pozos Pacoa-1 de la Península de Santa Elena y P1 del Golfo de Guayaquil, esta no sería más antigua que el Cretáceo Tardío, siendo mucho más probable de edad Terciario por la alta abundancia relativa de oleanano. Si se considera que el petróleo del pozo Pacoa-1 se encuentra en la Formación Socorro de edad Eoceno Medio temprano -Eoceno Medio medio, la roca generadora no podría ser de una edad posterior a esta última.

CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1 Conclusiones

- ♦ En el Golfo de Guayaquil se ha tenido desde el Mioceno Inferior Tardío hasta el Reciente la evolución de un ambiente Estuarino-Deltaico a Marino Transicional influenciado por las variaciones del nivel relativo del mar.
- ♦ Por análisis de micropaleontología se evidenciaron marcadas discontinuidades paleobatimétricas relacionadas con los límites de secuencias.
- ♦ Se determinaron 6 límites de secuencias estratigráficas de 3er Orden:
 - C2: Tope del Reciente
 - C1: Tope del Pleistoceno Temprano (~0.8 Ma)
 - B: Tope del Plioceno Tardío (~1.9 Ma)
 - A2: Tope del Mioceno Tardío (~5.5 Ma)
 - A1: Tope del Mioceno Medio (~10.5 Ma)
 - A0: Tope del Paleógeno (~25.2 Ma)
- ♦ En base a electrofacies fueron identificados sistemas de mar alto y sistemas de mar transgresivo. Los sistemas transgresivos se caracterizaron por configuraciones agradacionales y retrogradacionales. Los sistemas de mar alto se caracterizaron por configuraciones progradacionales.

- ♦ Las configuraciones agradacionales, progradacionales y retrogradacionales, así como los cortejos de sistemas determinados, guardan concordancia con las discontinuidades paleoambientales obtenidas de los datos bioestratigráficos.
- ♦ Tectónicamente el Golfo de Guayaquil corresponde a una cuenca de pull-apart, pero en régimen transtensivo y con una zona de despegue dúctil la misma que queda evidenciada por la presencia de diapiros arcillosos y que correspondería a rocas de edad Mioceno Temprano o más antiguas. Este modelo explica el depocentro ubicado en el N, así como los altos estructurales intracuenca y el sistema de fallas lístricas-fallas inversas ubicado al NO.
- ♦ El inicio de la apertura del Golfo de Guayaquil ocurrió en algún momento durante el Mioceno Medio, cuando se comenzaron a desplazar hacia el NE los terrenos oceánicos alóctonos que forman el basamento de la costa ecuatoriana generando extensión al S, iniciándose así el movimiento transcurrente dextral regional como producto del choque de la Cordillera Carnegie contra la trinchera ecuatoriana en esta época.
- ♦ Ya desde el Mioceno Temprano y Mioceno Medio existía en el Golfo de Guayaquil una zona poco deprimida y con escasa movilidad del sustrato

en la que se depositaron sedimentos de plataforma silicoclástica. Al N el levantamiento de Santa Elena se encontraba moderadamente emergido por lo que localmente apenas se depositó la porción tardía del Mioceno Tardío.

- ♦ El sistema de fallas transcurrentes dextral presente en el Golfo está formado por tres componentes, los mismos que tienen sus propios períodos de actividad. La componente principal ubicada al S y SE (evidenciada en las islas Santa Clara y Puná como la falla Piqueros y las fallas de la estructura Zambapala-Lechuza respectivamente), ha actuado continuamente desde el Mioceno Medio hasta el Reciente. Al O una componente ha actuado solo durante el Mioceno Tardío. La componente al NE se ha desarrollado durante el Pleistoceno Temprano hasta el Reciente.

- ♦ La presencia de hidrocarburos en el pozo P1, los indicios en los pozos P4 y P5, así como la existencia del campo gasífero Amistad tiene relación con la edad de la estructura, están ubicados en la componente principal del Sistema Transcurrente Guayaquil que se desarrolló continuamente desde antes del Mioceno Tardío (posiblemente desde el Mioceno Temprano) hasta el Reciente y que afectó a rocas de dichas edades.

- ♦ Los pozos P2 y P3 fueron perforados en estructuras que se desarrollaron solo a partir del Pleistoceno Temprano, en un depocentro que acumuló grandes espesores del Plioceno y Pleistoceno Temprano.

- ♦ Considerando el tiempo de la expulsión y migración primaria de hidrocarburos, las estructuras formadas durante el Mioceno Tardío o antes son las más prospectivas a ser yacimientos efectivos de petróleo y/o gas.

- ♦ En caso de migración secundaria tardía es probable que a través de las Fallas Normales del Norte, durante el Plioceno y Pleistoceno, haya remigrado hidrocarburo, el mismo que pudo haberse acumulado en el cierre de las capas Plio-Pleistocénicas contra las fallas normales.

- ♦ Con respecto a la roca generadora, analizando los biomarcadores geoquímicos, esta correspondería a una lutita enriquecida con materia orgánica mixta y depositada en un ambiente de plataforma silicoclástica. Su edad sería posterior al Cretáceo tardío siendo muy probablemente del Terciario. Si se considera la ocurrencia de petróleo en el Golfo de Guayaquil de una fuente similar que el petróleo del pozo Pacoa-1 de la Península de Santa Elena, la roca generadora no podría ser de una edad posterior al Eoceno Medio medio.

6.2 Recomendaciones

- ♦ Se recomienda recuperar y preservar la información sísmica tomada en los años 80 en un formato más moderno, con el fin de que en un futuro pueda ser reprocesada y montada en una plataforma de interpretación (software especializado). Petroproducción ha comenzado con este proceso y tiene planificado culminarlo hasta el 2011.

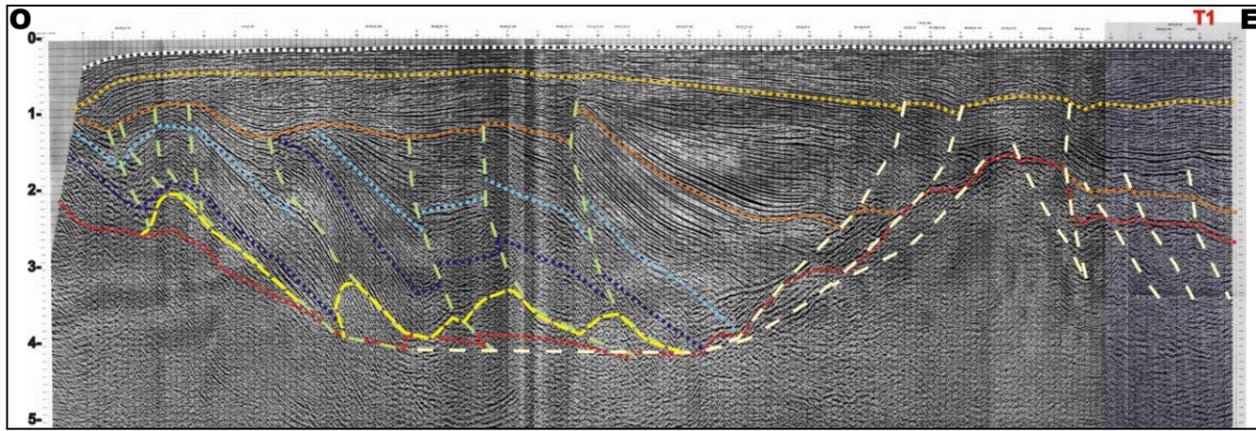
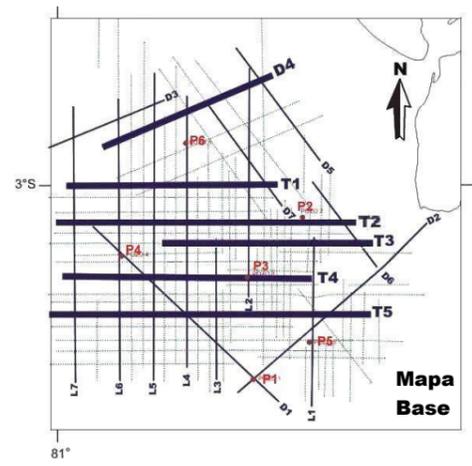
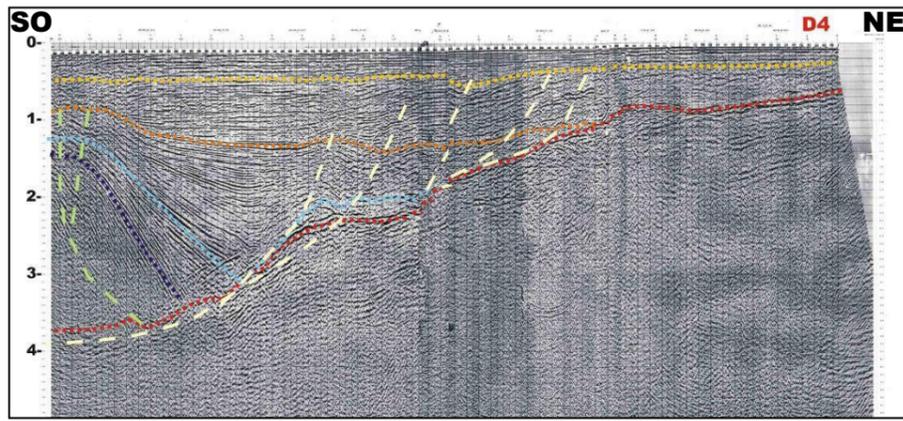
- ♦ Se recomienda respaldar y digitalizar la información de registros de pozos para futuros análisis petrofísicos.

- ♦ Se recomienda realizar un estudio geoquímico que determine de forma más precisa cuál es la roca generadora del petróleo encontrado en el pozo P1, así también que determine el tiempo de expulsión y migración primaria en el Golfo con el fin de definir mejor las estructuras favorables de edades propicias para acumulación de hidrocarburos.

- ♦ Se recomienda realizar nuevos estudios al gas del Campo Amistad para verificar su origen, considerando los últimos avances en el conocimiento del gas en la última década.

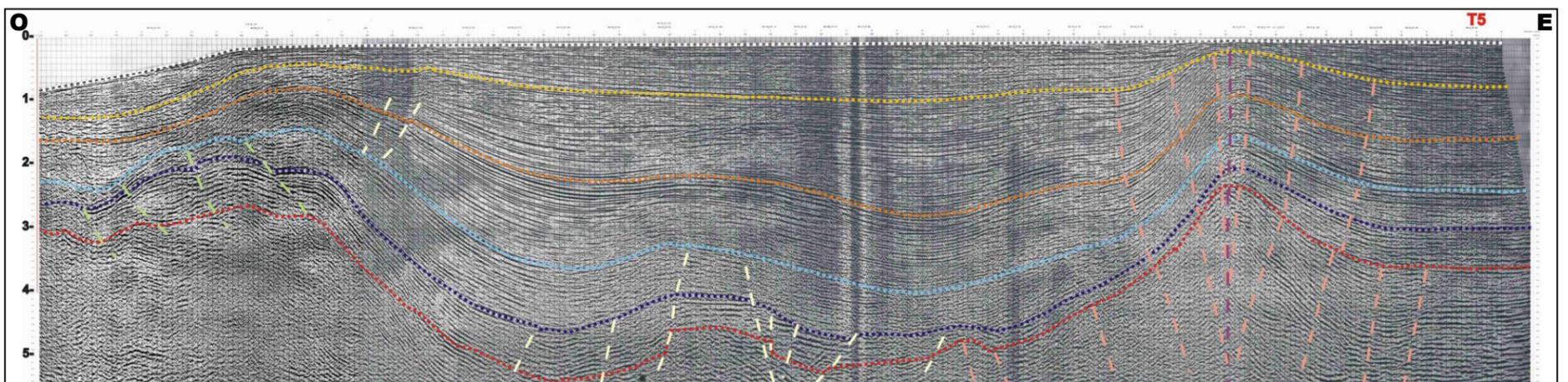
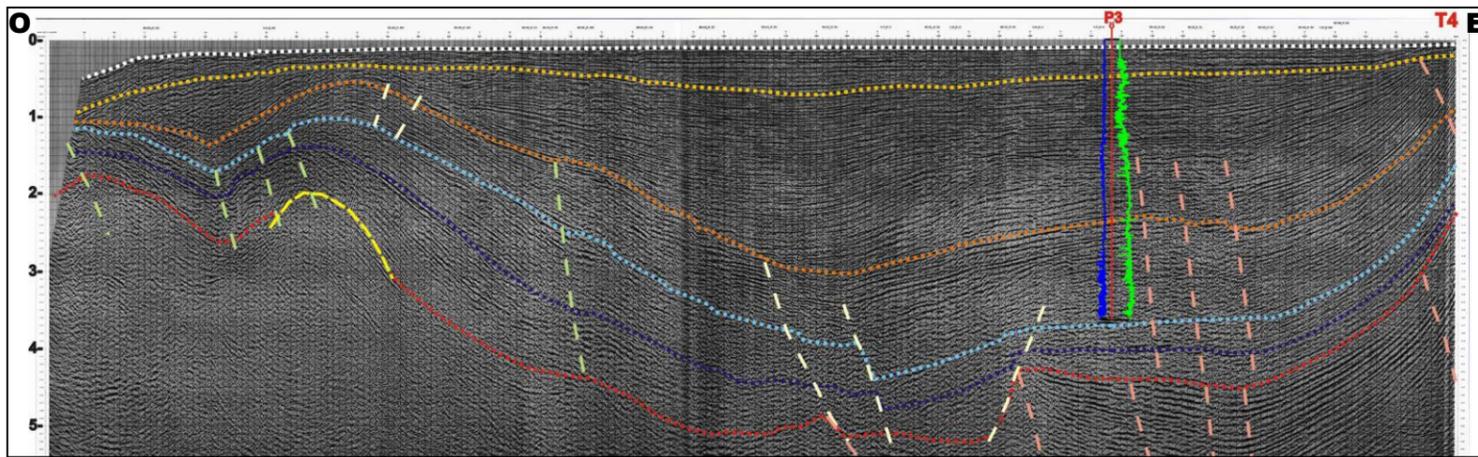
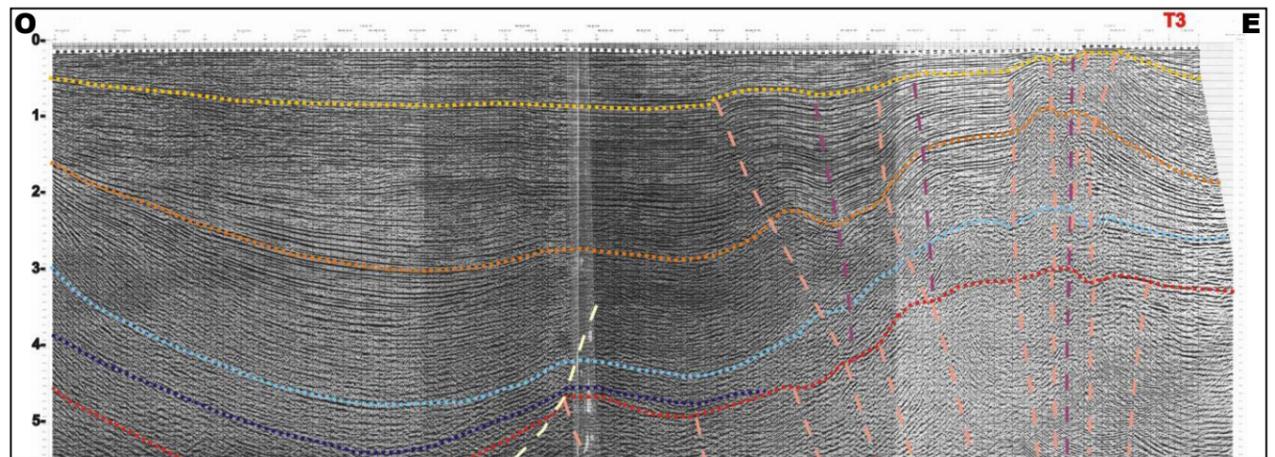
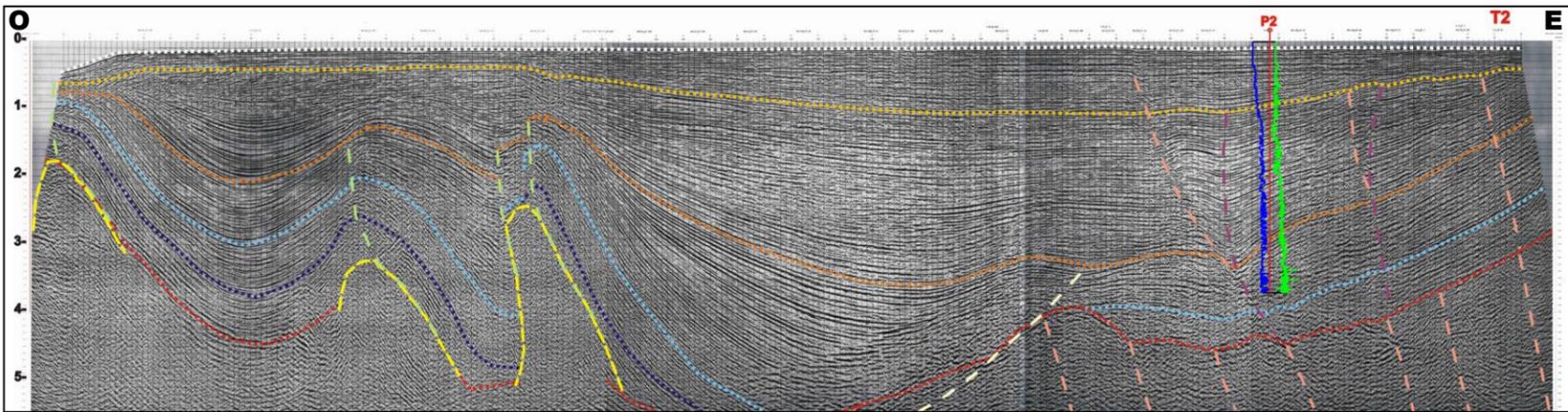
ANEXOS

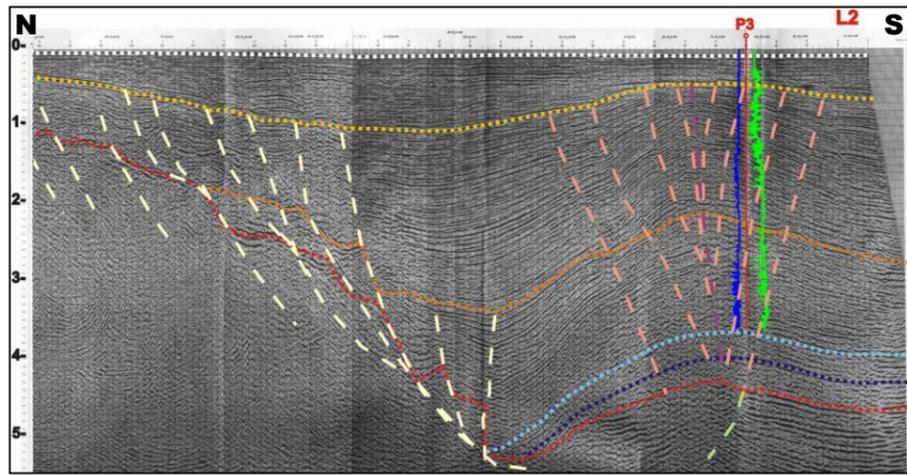
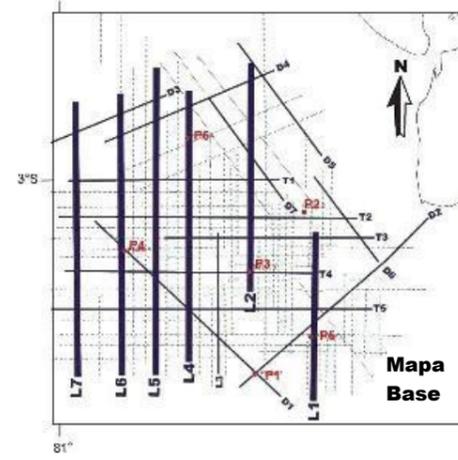
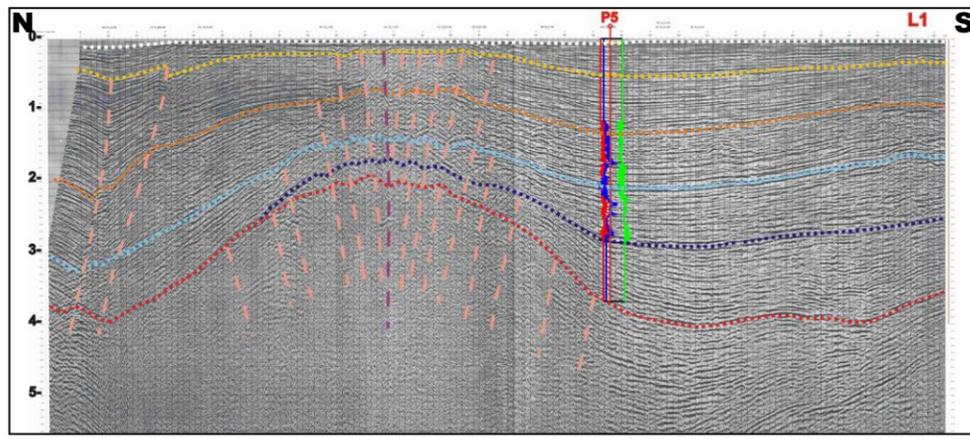
Tesis: Estudio Integrado del Golfo de Guayaquil del Mioceno al Reciente.
 Anexo A1. Dirección OESTE-ESTE: Secciones Sísmicas D4, T1, T2, T3, T4, T5.
 Por: Luis Cobos Año: 2010



LEYENDA

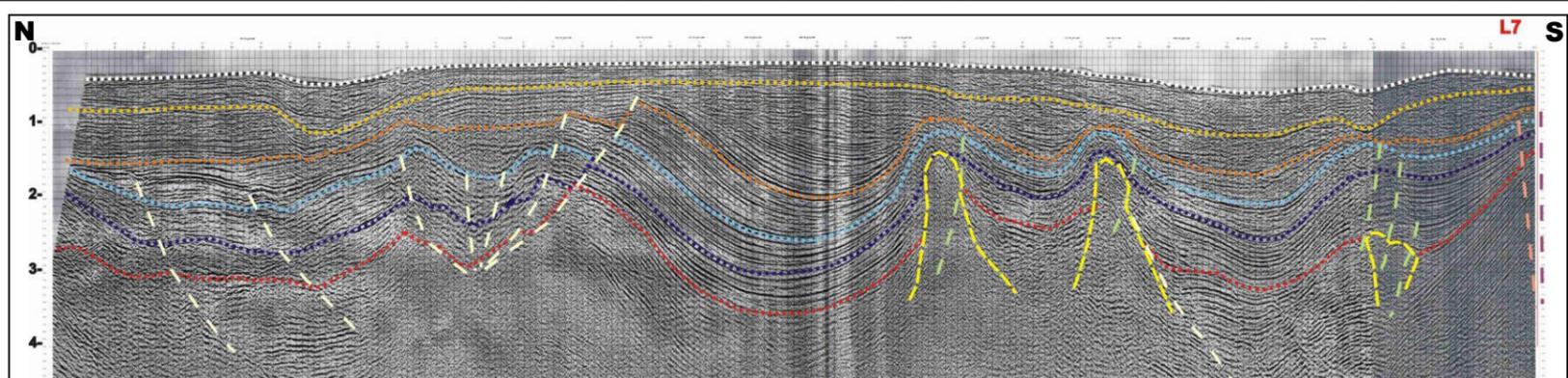
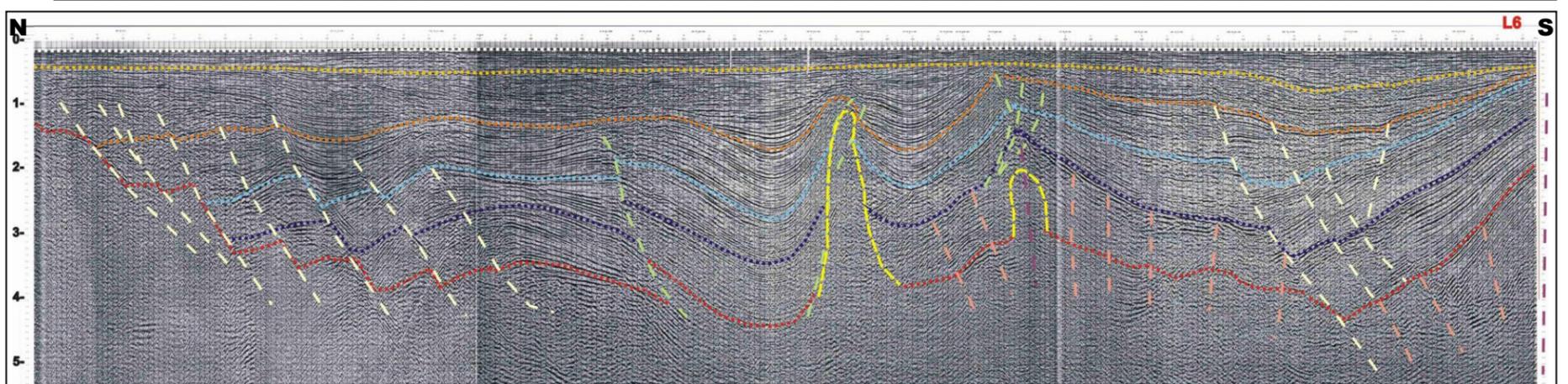
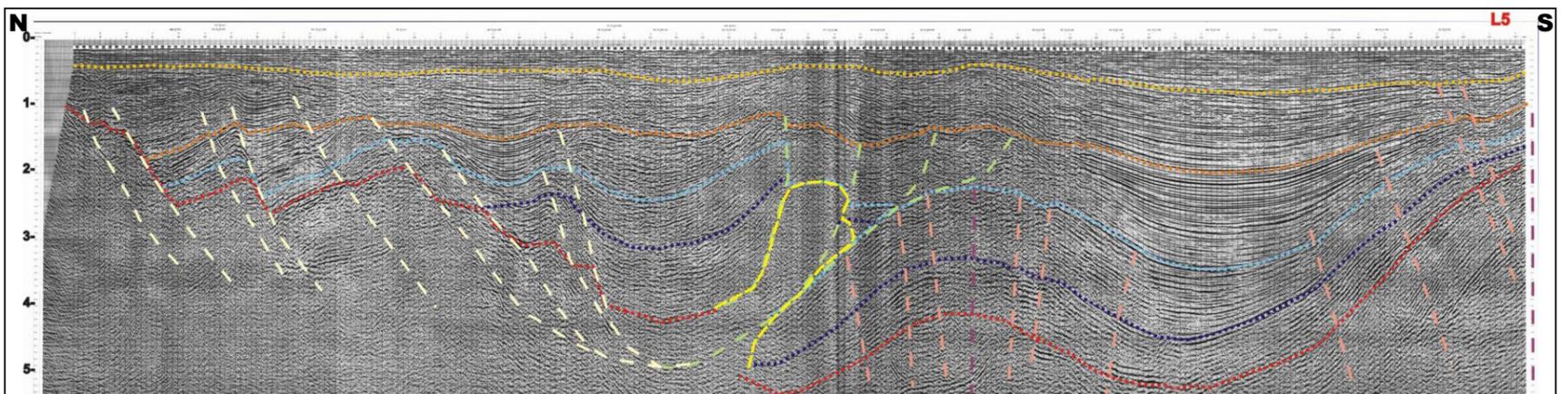
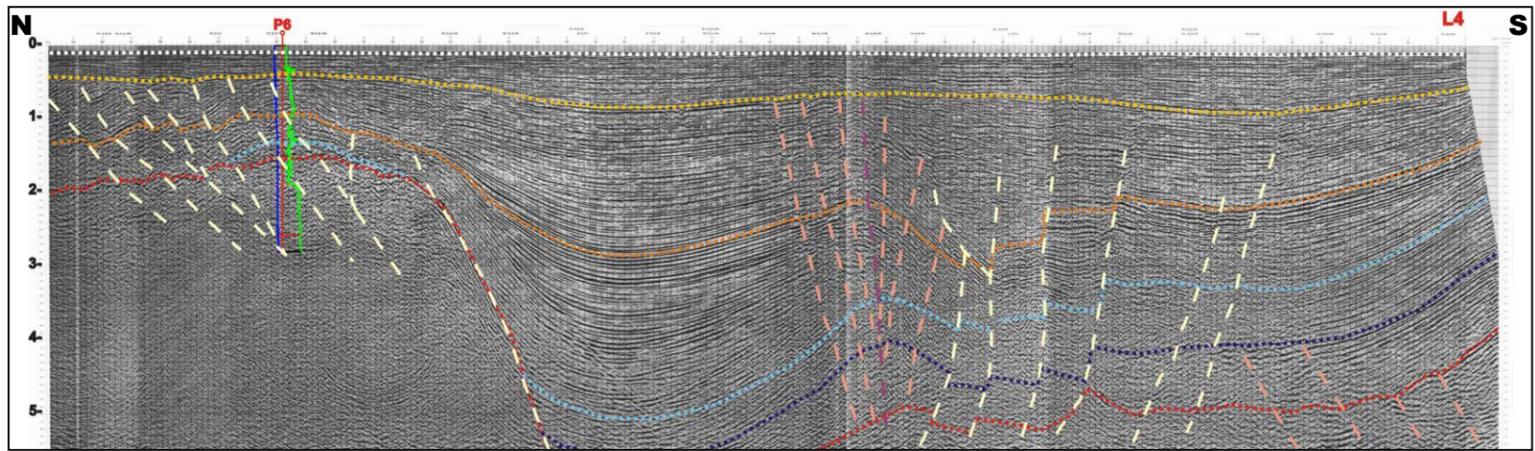
LÍMITES DE SECUENCIAS	FALLAS
C2 Tope Reciente	Falla Normal
C1 Tope Pleistoceno Temprano	Falla Inversa
B Tope Plioceno	Fallas de Estructura en Flor
A2 Tope Mioceno Tardío	PDZ
A1 Tope Mioceno Medio	Diapiro de Arcilla
A0 Tope Paleógeno	

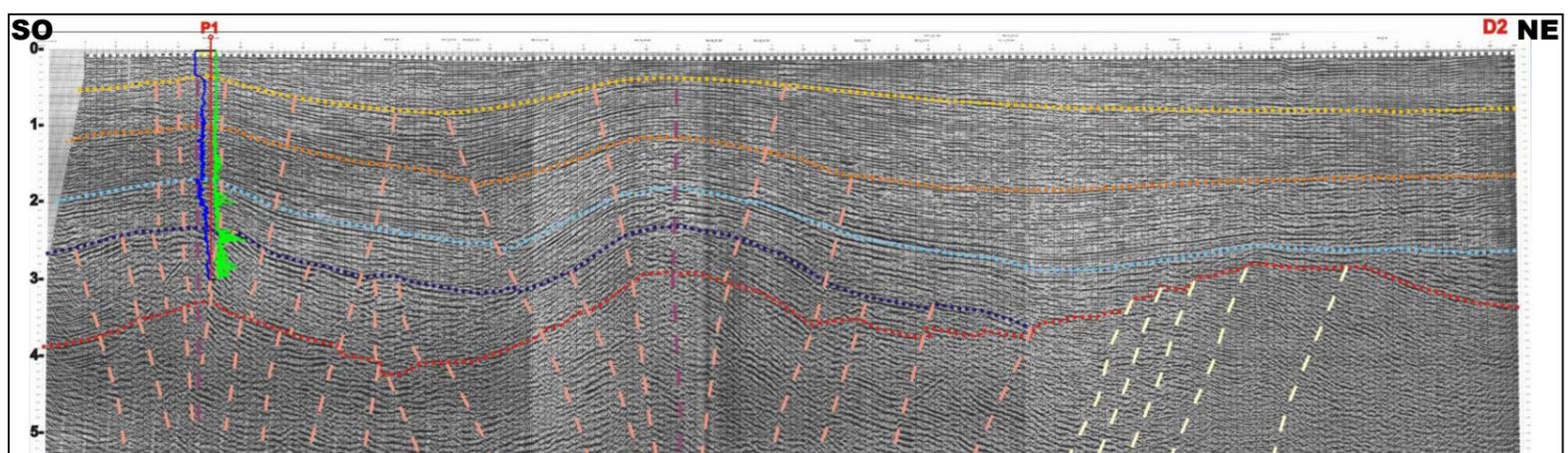
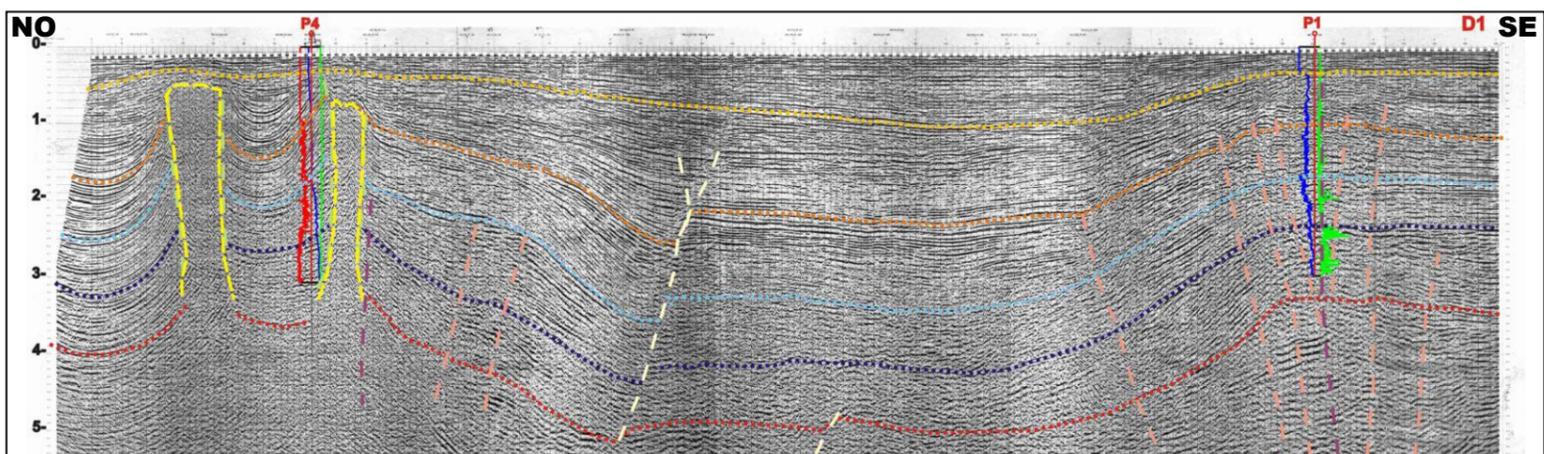
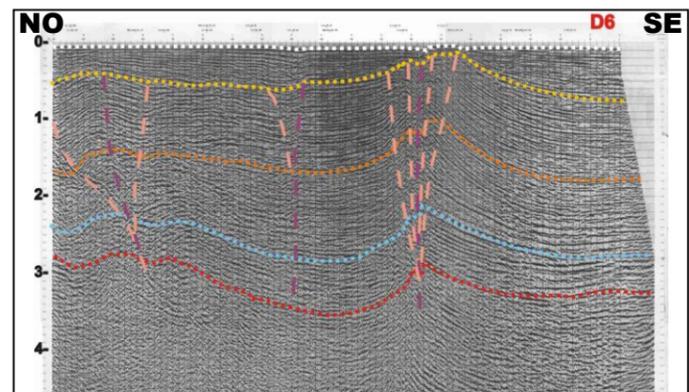
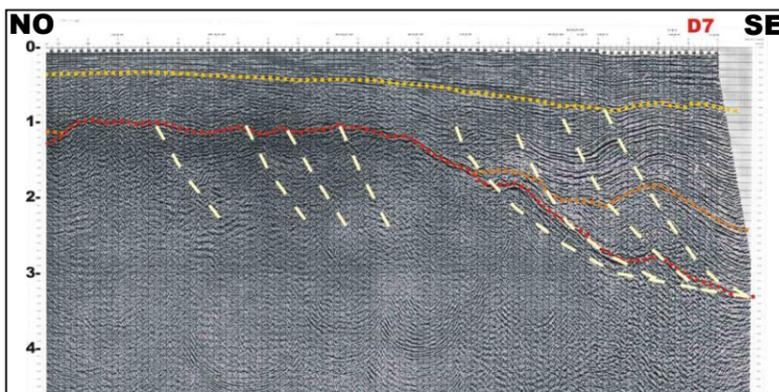
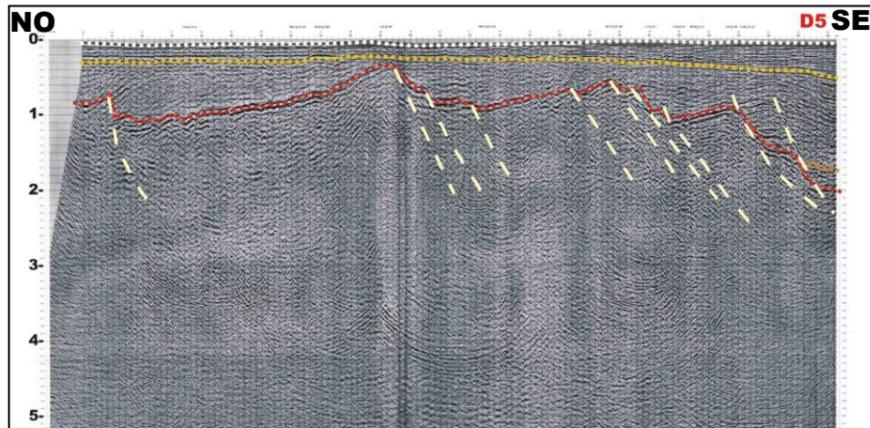
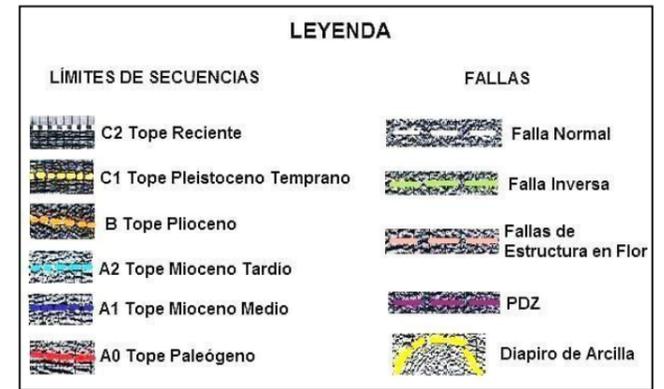
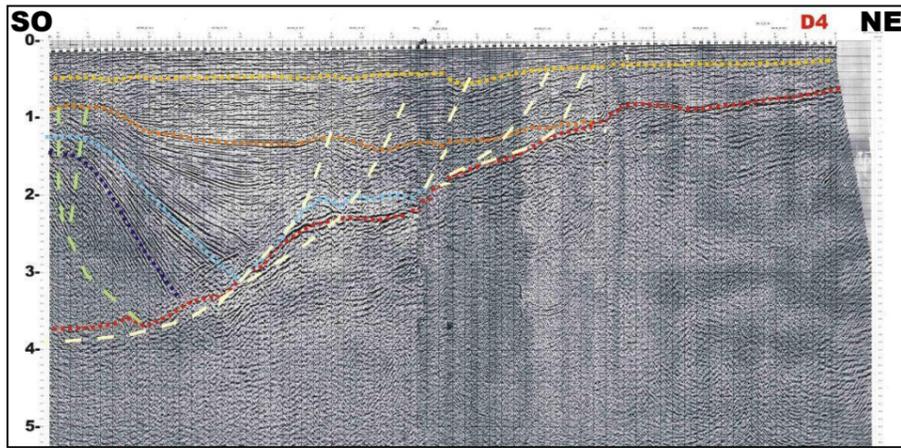
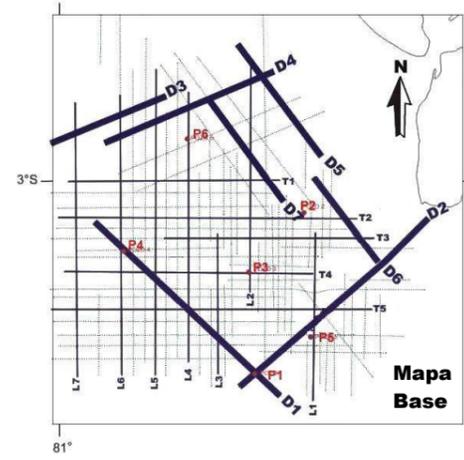
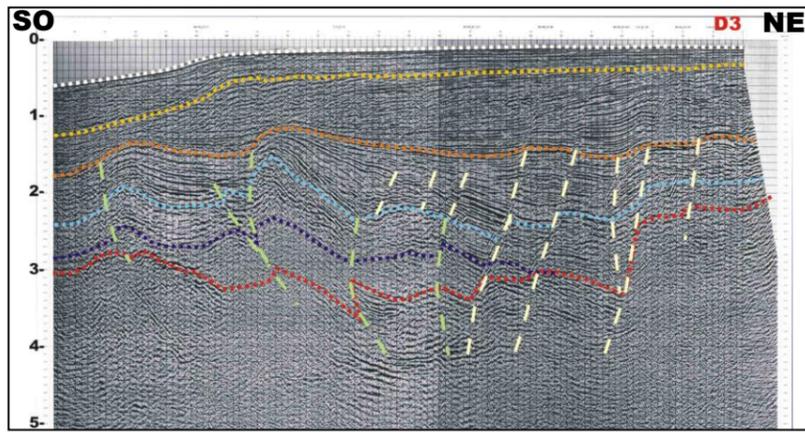




LEYENDA

LÍMITES DE SECUENCIAS	FALLAS
C2 Tope Reciente	Falla Normal
C1 Tope Pleistoceno Temprano	Falla Inversa
B Tope Plioceno	Fallas de Estructura en Flor
A2 Tope Mioceno Tardío	PDZ
A1 Tope Mioceno Medio	Diapiro de Arcilla
A0 Tope Paleógeno	





REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- **Aleman A.** (2000). Geological and Geophysical Evolution of the Progreso Basin, Southwestern Ecuador. Duke Energy.
- **Benítez S.** (1995). Évolution géodynamique de la province côtière sud-équatorienne au Crétacé supérieur - Tertiaire, Géologie Alpine 71, p. 5-38, 48-96, 121-150.
- **Berrones G.** (1994). Evolución Geodinámica del Graben de Jambelí desde el Mioceno Superior hasta el Reciente. Informe Interno Petroproducción.
- **Billings M.** (1972). Structural Geology. Cap. 8-14.
- **Bristow C.R. et Hoffstetter R.** (1977). Lexique Stratigraphique Internationale Amérique Latine, Fascicule 5 a2, Ecuador, 2^o édition.
- **Burgan A. M., Ali Che Aziz.** (2009). Characterization of the Black Shales of the Temburong Formation in West Sabah, East Malaysia. European Journal of Scientific Research, Vol.30 No.1, p. 79-98.
- **Cartwright J.A.** (1992). Application of Seismic Stratigraphic Methods in Structural Interpretation. Royal School of Mines, Imperial College of London.
- **Core Laboratories** (1985). Estudio Regional de Geoquímica y Bioestratigrafía del Suroeste del Ecuador.

- **Diegel, E. A. , Schuster D. C., Karlo J. F., Shoup R. C. and Tauvers P. R.** (1995). Cenozoic Structural Evolution and Tectono-Stratigraphic Framework of the Northern Gulf Coast Continental Margin in M.P.A. Jackson, D.G. Roberts, and S. Snelson, eds., Salt Tectonics: A Global Perspective: AAPG Memoir 65.
- **Dumont J.F., Santana E., Vilema W., Pedoja K., Ordóñez M., Cruz M., Jiménez N., Zambrano I.** (2005). Morphological and microtectonic analysis of Quaternary deformation from Puná and Santa Clara Islands, Gulf of Guayaquil, Ecuador (South América). Tectonophysics 399, p. 331-350.
- **Galloway W. E.** (1989). Genetic Stratigraphic sequences in basin analysis I: Architecture and genesis of flooding – surface bounded depositional units. A.A.P.G. Bulletin, Vol. 73.
- **García M. y Vilema W.** (1986). Síntesis Geológica de la Isla Puná. IV Congreso Ecuatoriano de Geología, Minas y Petróleos.
- **Geiser P.A.** (1988). Mechanism of thrust propagation: some examples and implications for the analysis of overthrust terranes. Journal of Structural Geology, Vol. 10, N°8, p. 829-845.
- **Gutscher M.A., Malavieille J., Lallemand S., Collot J.Y.** (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. Earth and Planetary Science Letters 168, p. 255–270.
- **Hatcher R.D.** (1995). Structural Geology. Cap. 11-13.

- **Jarvie D. M.** (2001). Williston Basin Petroleum Systems: Inferences from Oil Geochemistry and Geology. *The Mountain Geologist*, Vol. 38, No.1, p. 19-41.
- **Karavas F. A.** (1998). Causes and control son Oil Quality Variations in Mannville Group Reservoirs, Southern Alberta. Thesis of Master University of Calgary, Alberta.
- **Krueger A. and Gilbert E.** (2009). Deepwater Fold-Thrust Belts: Not All the Beasts Are Equal. *Search and Discovery Article #30085*.
- **Lions R.** (1995). Évolution géodynamique d'un bassin d'avant-arc néogène en contexte décrochant: l'ouverture du Golfe de Guayaquil. Tesis D.E.A. Université Joseph Fourier, Grenoble.
- **Litton Resources Group** (1986). The Gulf of Guayaquil Basin Study, Integrated Report. *Biostratigraphy*, p. 1-44.
- **McClay K. and Bonora M.** (2001). Analog models of restraining stepovers in strike-slip fault systems. *AAPG Bulletin*, Vol. 85, N°2, p. 233-260.
- **McClay K., Dooley T. & Zamora G.** (2003). Analogue models of delta systems above ductile substrates. In *Subsurface sediment mobilization of Pieter van Rensbergen*. Geological Society Special Publication N°216, p. 411-427.
- **Montenegro G. & Benítez S.** (1991). Estado Actual del Conocimiento Geoquímico de las Cuencas del Suroeste Ecuatoriano. *Boletín Geológico Ecuatoriano*, Vol. 2, N°1, p. 27-46.

- **Moreira L.** (2001). Enfoque Geodinámico de la Isla Santa Clara del Golfo de Guayaquil. ESPOL. Tesis de Grado.
- **Mourgues R., Lecomte E., Vendeville B. and Raillard S.** (2009) An experimental investigation of gravity-driven shale tectonics in progradational delta. *Tectonophysics* Vol. 474, p. 643-656.
- **Núñez del Arco E.** (2003) *Geología del Ecuador*, p. 125-147.
- **Ordóñez M.** (1991) *Bioestratigrafía y Paleoecología del Plio-Pleistoceno del Graben de Jambelí*. Tesis Doctoral Universidad de Guayaquil.
- **Ordóñez M., Jiménez N., Suárez J.** (2006) *Micropaleontología Ecuatoriana*. Cap. 3 y Cap. 4, p. 31-78.
- **Oldenziel T., Van Dithuijzen R. & Van Kruijsdijk C.** (2002) Geologic parametrization of reservoir model enhances history-match procedures. *The Leading Edge*, 21, p. 544-551.
- **Peters K.E, Walters C.C. and Moldowan J.M.** (2005). *The Biomarker Guide, Volume 2: Biomarkers and Isotopes in Petroleum Systems and Earth History*. Cambridge University Press, p. 555- 558, 824-827.
- **Posamentier H.W. & Vail P.R.** (1988). Eustatic control on clastic deposition II – Sequences and Systems Tracts. *SEPM special publication N°42*.
- **Rahe B., Ferril D.A., Morrins A.P** (1998). Physical analog modeling of pull-apart basin evolution. *Tectonophysics* 285, p. 21-40.

- **Renato Pimenta de Azevedo.** (1991). Tectonic Evolution of Brazilian Equatorial Continental Margin Basins. Thesis Ph.D. University of London, p. 13-56.
- **Richard P. D., Naylor M. A. and Koopman A.** (1995). Experimental Models of Strike-Slip Tectonics. *Petroleum Geoscience*, Vol. 1, p. 71-80.
- **Rowan M.G., Peel F.J., and Vendeville B.C.** (2004). Gravity-driven foldbelts on passive margins, in K.R. McClay, ed., *Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems: AAPG Memoir 82*, p. 157-182.
- **Santana E., Dumont J.F., Vilema W., Pedoja K.** (2003). Opening of the Gulf of Guayaquil: quantifying the motion from the trench to the Andean Cordillera. EGS-AGU-EUG Joint Assembly.
- **Serra O., Bett M., Desparment J. R., Langley R. L., Mair B. F., Rossetti A. N.** (1984). Análisis de Ambientes Sedimentarios Mediante Perfiles de Pozos, Schlumberger Ltd.
- **Sims D., Ferrill D.A., Stamatakos J.A.** (1999). Role of a ductile décollement in the development of pull-apart basins: Experimental results and natural examples. *Journal of Structural Geology* 21, p. 533-554.
- **Spikings R.A., Winkler W., Seward D., Handler R.** (2001). Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 186, p. 57-73.

- **Totterdell J.M. & Krassay A.A.** (2003). The role of shale deformation and growth faulting in the Late Cretaceous evolution of the Bight Basin, offshore southern Australia. In *Subsurface sediment mobilization of Pieter van Rensbergen*. Geological Society Special Publication N°216, p. 429-442.
- **Vail P.R., and Wornardt W.W. Jr.** (1991). Well log-seismic sequence stratigraphy analysis: an integrated approach to exploration and development. *AAPG Bulletin*, Vol. 75, N°8, p. 1423.
- **Van Wagoner J.C., Mitchum R.M, Campion K.M. & Rahmain V.D.** (1990). Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: Concept for high-resolution of time and facies. *AAPG. Methods in Exploration series N° 7*.
- **Walther W. & Wornardt. W.** (1999). Revision of Sequences Boundaries and Maximum Flooding Surfaces: Jurassic to Recent. *Offshore Technology Conference*.
- **Witt C., Bourgois J., Michaud F., Ordoñez M., Jiménez N., and Sosson M.** (2006). Development of the Gulf of Guayaquil (Ecuador) during the Quaternary as an effect of the North Andean block tectonic escape. *Tectonics*, Vol. 25.
- **Wu Jonathan E., McClay Ken, Whitehouse Paul, Dooley Tim.** (2009). 4D analogue modelling of transtensional pull-apart basins. *Marine and Petroleum Geology* 26, p. 1608–1623.