

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS

EL SISTEMA DE FALLAS DE JAMA EN LA PLATAFORMA CONTINENTAL (OFF-SHORE) DEL MARGEN ECUATORIANO

**PROYECTO PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE INGENIERA
GEÓLOGA**

MARÍA JOSÉ HERNÁNDEZ SALAZAR

mjhernandezgeo@hotmail.com

DIRECTOR: DR. FRANÇOIS MICHAUD

micho@geoazur.obs-vlfr.fr

Quito, Marzo 2012

DECLARACIÓN

Yo, María José Hernández Salazar, declaro que el trabajo aquí descrito es de mi autoría; que no ha sido previamente presentada para ningún grado o calificación profesional; y, que he consultado las referencias bibliográficas que se incluyen en este documento.

La Escuela Politécnica Nacional, puede hacer uso de los derechos correspondientes a este trabajo, según lo establecido por la Ley de Propiedad Intelectual, por su Reglamento y por la normatividad institucional vigente.

MARÍA JOSÉ HERNÁNDEZ SALAZAR

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por María José Hernández Salazar, bajo mi supervisión.

DR. FRANÇOIS MICHAUD
DIRECTOR DEL PROYECTO

AGRADECIMIENTOS

Mi más sincero agradecimiento al gringo director de este estudio, el Dr. François Michaud, por su verdadero compromiso con este estudio. Por las enseñanzas, el apoyo, las guardias y la coca cola sobre L´ ATALANTE. Pour avoir été un père spirituel et un excellent scientifique (chef de mission), mais surtout pour être quelqu'un d'humain!!!! Merci...

A EP-Petroecuador, en especial al Ing. Marco Rivadeneira por su calidad humana, por su enorme ayuda logística y por haber confiado en este trabajo. El apoyo y la motivación que me brindó fue vital para el desarrollo de este estudio.

Al Ing. Diego Barba por todo el apoyo, el trabajo y el buen compañerismo en petro.

A mis profesores de la EPN por haber compartido sus conocimientos, por su excelencia y por convertirse en un ejemplo (yo quiero ser como ustedes cuando sea grande). Gracias a aquellos que nos facilitaron el proceso de aprendizaje con sus bromas y su amistad.

A mis amigos, especialmente a la Mafer, la Angy, la Vivi y la Gaby, por haberme soportado todo este tiempo, este sentimiento de amistad será eterno. Gracias al jueves de niñas... Al Daniel, al Carlitos Balú y al Lucho, por ser buenos amigos a pesar de la distancia. Juntos pudimos disfrutar de la poli en las horas huecas y sobrellevar todas las catástrofes y fenómenos geológicos acontecidos en el museo; el trauma es permanente al igual que nuestra amistad, es así como lo siento.

Al Flaco, por ayudarme a caminar cuando pensaba que no podía más... En prados de hierba fresca me hace reposar, me conduce junto a fuentes tranquilas y repara mis fuerzas. FLACO VOS ERES TODO!, Gracias...

Gracias a la música que aprisiona mis sentidos, a mis muzos inspiradores y un especial agradecimiento a mi...

DEDICATORIA

A mi MADRE, que ha sido un ejemplo de mujer trabajadora y altruista, luchadora y sensible, de quien he aprendido el valor de sostener a la familia, de sostener el mundo y su desarrollo.

A mi PADRE, que me ha enseñado desde pequeña a entender lo que se estudia y amar lo que se hace. Ha tomar decisiones y saber respetarlas de la manera más inteligente, con paciencia.

A mis HERMANOS, que han alegrado todos los días de mi vida, con sus bromas y peleas. Sin ellos la vida sería tan tranquila y sobre todo enormemente aburrida.

CONTENIDO

	Pág
DECLARACIÓN	I
CERTIFICACIÓN	II
AGRADECIMIENTOS	III
DEDICATORIA	IV
CONTENIDO	V
ÍNDICE DE FIGURAS	IX
ÍNDICE DE TABLAS	XIV
RESUMEN	XV
ABSTRACT	XVI
CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN	1
1.1 <i>OBJETIVOS DEL ESTUDIO</i>	2
1.1.1 Antecedentes y justificación del estudio	2
1.1.2 Objetivos	4
1.1.3 Alcance.....	4
1.2 <i>ÁREA DE ESTUDIO</i>	5
1.2.1 Ubicación.....	5
1.2.2 Morfología Off-shore del Área de Estudio	6
1.2.3 Morfología On-shore del sistema de fallas de Jama	8
1.3 <i>METODOLOGÍA</i>	10
1.4 <i>EL SISTEMA DE FALLAS DE JAMA (Trabajos Previos)</i>	11
1.4.1 Anomalías gravimétricas relacionadas al Sistema de falla de Jama	11
1.4.2 Evidencias geológicas relacionadas al Sistema de fallas de Jama	14
1.4.3 Evidencias de actividad neotectónica a la largo del Sistema de fallas de Jama	17
1.4.4 Posible prolongación offshore del Sistema de fallas de Jama.....	19
CAPÍTULO II: GEOLOGÍA REGIONAL	22
2.1 <i>MARCO GEODINÁMICO</i>	22
2.2 <i>ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO</i>	12

2.2.1	Basamento Volcánico (Formación Piñón)	26
2.2.2	Formación Cayo	27
2.2.3	Formación Zapallo.....	27
2.2.4	Formación Tosagua.....	28
2.2.5	Formación Angostura	29
2.2.6	Formación Onzole	29
2.2.7	Formación Borbón.....	31
2.2.8	Formación Jama.....	31
2.2.9	Formación Tablazos	32
2.3	<i>EVOLUCIÓN TECTÓNICA</i>	33
2.3.1	Acreción de terrenos alóctonos	33
2.3.2	La Cuenca de Manabí	36
2.3.3	Levantamiento de la Cordillera Costera	37
CAPÍTULO III: DATOS UTILIZADOS		39
3.1	<i>DATOS DISPONIBLES EN EL ÁREA DE ESTUDIO: BASE DE DATOS PERTENECIENTES A EP PETROECUADOR</i>	39
	Además se estudiaron los siguientes perfiles sísmicos:.....	39
3.2	<i>MÉTODO SÍSMICO DE REFLEXIÓN</i>	41
3.3	<i>BÚSQUEDA Y DIGITALIZACIÓN DE REGISTROS ORIGINALES DE POZO</i>	43
3.3.1	Verificación y Generación de Curvas Tiempo-Profundidad (TZ) ...	46
3.3.2	Generación de Sismogramas Sintéticos.....	49
3.3.3	Cálculo de la Resolución Vertical	52
3.4	<i>BALANCEO DE SECCIONES SÍSMICAS</i>	53
CAPÍTULO IV: INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS SÍSMICOS		54
4.1	<i>GENERALIDADES SOBRE LA INTERPRETACIÓN SISMOESTRATIGRÁFICA</i>	54

4.1.1	Parámetros para la definición de facies sísmica	55
4.1.2	Geometría de los reflectores al límite entre unidades	56
4.2	<i>RESULTADOS DE LA INTERPRETACIÓN SISMO-ESTRATIGRÁFICA DEL ÁREA DE ESTUDIO: UNIDADES SISMO-ESTRATIGRÁFICAS</i>	57
4.3	<i>INTERPRETACIÓN SÍSMICA ESTRUCTURAL</i>	63
4.3.1	Resultados de la Interpretación Sísmica Estructural en el Área de Estudio.....	64
4.4	<i>RESULTADOS DE MAPAS ESTRUCTURALES EN TIEMPO</i>	73
4.4.1	Mapa estructural en tiempo doble del basamento sísmico.....	77
4.4.2	Mapa estructural en tiempo doble de la U5	78
 CAPÍTULO V: CARACTERIZACIÓN DEL SISTEMA DE LA FALLAS DE JAMA		
.....		80
5.1	<i>EL SISTEMA DE FALLAS TRANSCURRENTE DE JAMA</i>	80
5.5.1	Estructura en flor	80
5.1.2.-	Geometría de la microcuenca.....	80
5.2	<i>DISCUSIÓN DE LA EDAD DEL SISTEMA DE FALLAS DE JAMA Y DE LAS CUENCAS ASOCIADAS</i>	82
5.2.1	Correlación con el pozo Caraquez-1	82
5.2.2	Posibles correlaciones con la estratigrafía costa adentro.....	89
5.2.3	Comparación con las etapas de deformación del Bloque Norte Andino y del Golfo de Guayaquil	89
5.2.4	Cuantificación tentativa de la tasa de apertura para la cuenca más reciente.....	90
5.2.5	Aportes sobre la cuenca de Manta.....	91
5.2.6	Evolución del área de estudio	93
5.2.7	Procesos geodinámicos recientes y posible relación a la apertura de las cuencas en estudio.	96
 CAPÍTULO VI: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES		
.....		97

6.1 CONCLUSIONES.....	97
6.2 RECOMENDACIONES.....	98
7. BIBLIOGRAFÍA.....	99
L Á M I N A S.....	112
LÁMINA 1.....	113
LÁMINA 2.....	115
LÁMINA 3.....	117
LÁMINA 4.....	119
LÁMINA 5.....	121
ANEXOS.....	123

ÍNDICE DE FIGURAS

	Pág
Figura 1.1 El sistema de fallas Jama (Jama Quinindé en la figura) en off-shore coincide aproximadamente con el límite Sur de la zona de ruptura asociada al mega-sismo de 1942, según Collot et al., 2004. Cuenca de Manta, representada de color azul, según (Deniaud, 2000).	3
Figura 1.2 Área de estudio delimitada por el polígono de color azul. El relieve en tierra corresponde a la Provincia de Manabí (fondo cartográfico tomado de Michaud et al.2006).	6
Figura 1.3 Batimetría del área de estudio. Modificado del Mapa de Batimetría y Relieve Continental (Michaud et al., 2006).	7
Figura 1.4 Mapa de las fallas y lineamientos que controlan la elevación de la Cordillera de la Costa del Ecuador. Modificado de Reyes, 2008.	9
Figura 1.5 Ejemplos del análisis de fallas pertenecientes al sistema Jama mediante el uso combinado de la topografía, drenaje y mapa de pendientes. Modificado de Reyes, 2008.	10
Figura 1.6 Isolíneas de color rojo que corresponden a valores de hasta 60 miligales en el área de Jama y Cojimíes corresponden en el trabajo de Feininger et al., 1977 a las montañas de Jama, donde aflora la Fm Piñón (modificado del Mapa Gravimétrico de Anomalías de Bouguer Simples del Ecuador, Feininger, 1977).	12
Figura 1.7 Anomalías gravimétricas de Bouguer en la plataforma continental, el área de este estudio se encuentra representada por anomalías positivas de hasta 60 miligales (Tomado de Montenegro G., 2004).	13
Figura 1.8 Sistema de fallas de Jama en el Mapa Geológico del Ecuador (Modificado de Litherland, 1993).	15
Figura 1.9 Cartografía disponible de las Hojas de Jama, Bahía de Caráquez, Chone y Manta, a escala 1:100.000.	16
Figura 1.10 La Falla Cañaverál (Sistema de fallas de Jama) con 3 segmentos, está caracterizada por poseer un componente de movimiento dextral (Modificado del Mapa de Fallas y Pliegues Cuaternarias de Ecuador y Regiones Oceánicas Adyacentes, 2003).	18
Figura 1.11 Perfil SIS-58 (campaña Sisteur) interpretado como una estructura en flor por Collot et al. (2004). Localización del perfil en la figura 1.1.	20
Figura 1.12 Mapa de localización de las fallas superficiales determinadas a partir de la interpretación sísmica, anterior a la campaña SCAN (en off-shore, línea roja corresponde a un perfil de la campaña Sisteur y líneas amarillas representan	

perfiles de la campaña realizada en el año 1975). Interpretación realizada por Sebillat, 2008.

21

Figura 2.1 Esquema geológico del Ecuador, batimetría simplificada y anomalías magnéticas de la placa Nazca. Tomado de Vallejo et al. (2009).

23

Figura 2.2 Estratigrafía de la cuenca de Manabí (escala estratigráfica ODIN). Paleambiente: 1. Continental, 2. Transicional, 3. Sublitoral, 4. Plataforma, 5. Batial y 6. Abisal. Tomado de Flores, 2011.

25

Figura 2.3 Mapa de unidades tectono-estratigráficas en el ante-arco ecuatoriano. Abreviaciones: CCF, Falla de Chongón-Colonche; CF, Falla Canandé; CTSZ, Zona de Cizalla Chimbo-Toachi; CPFZ, Zona de Falla Calacalí-Pujilí; DB, Bloque Desgracia; MB, Bloque Macuchi; MSZ, Zona de Cizalla Mulaute; NB, Bloque Naranjal; PaB, Bloque Pallatanga; PB, Bloque Piñón; PEB, Bloque Pedernales-Esmeraldas; PCF, Falla Puerto Cayo; PF, Falla Pallatanga; RSZ, Zona de Sutura Romeral; SEB, Bloque Santa-Elena; SLB, Bloque San Lorenzo. Tomado de Luzieux et al. (2006).

35

Figura 2.4 Esquema estructural de la Cuenca Manabí (Deniaud Y., 1998). Tomado Flores, 2011.

37

Figura 3.1 Esquema donde se muestra sobre la batimetría las líneas sísmicas, de color negro correspondientes a la campaña realizada en el año 2009 y de color blanco, las líneas registradas en 1975.

40

Figura 3.2 Registros del Pozo CARAQUEZ-1 digitalizados en Neuralog.

45

Figura 3.3 Curvas TZ para los pozos Amistad Sur, Calceta-1, Golfo de Guayaquil-1, Puna-1, Ricaurte-1 y Tenguel-1 localizados en el Litoral. Las diferentes curvas presentan la misma tendencia a excepción de la curva TZ del pozo Tenguel-1.

47

Figura 3.4 Comparación entre las curvas TZ regional (color negro) y la Curva de las Velocidades RMS (color azul). Si bien es cierto estas curvas no poseen la misma tendencia, pero se puede ver una familiaridad hasta los 1500 ms de twt.

48

Figura 3.5 Sismograma Sintético del pozo CARAQUEZ-1. La aplicación Syntool genera una serie de paneles donde se despliega los registros: sónico, sónico corregido con la curva tiempo-profundidad, densidad, impedancia, gamma ray, IL, picks, sintético, checkshot que se aplicó para modificar las velocidades interválicas y la comparación del sismograma sintético con la ondícula extraída de la sísmica. Además se puede visualizar el sismograma sintético final sobre la línea sísmica N-20-3 que corresponde al Pozo Caraquez-1.

51

Figura 4.1 Parámetros utilizados para la definición de facies sísmica (a, b) y relaciones entre las reflexiones sísmicas al límites de unidades sísmicas (c, d). Tomado de Mitchum et al. (1977).

57

Figura 4.2 a) Interpretación sísmo-estratigráfica del perfil MR08-425-C, las discordancias a nivel regional definen Unidades, como se puede ver en la leyenda. La escala vertical del perfil está dada en milisegundos. b) Localización y extensión del perfil MR08-425-C en la plataforma del margen ecuatoriano.

59

Figura 4.3 Sección parcial MR08-896-C, la escala vertical está en milisegundos. Se muestra la micro-cuenca controlada por fallas, su relleno es complejo e involucra varias discordancias dentro de la Unidad 5, de la que se puede generalizar dos facies 5a y 5b.

63

Figura 4.4 Localización de los perfiles (líneas blancas) que posteriormente se presentan en las Figuras 4.5 hasta la 4.11. La zona afectada por el sistema de fallas de Jama se encuentra entre los perfiles MR08-908-N y MR08-880-C. El perfil MR08-912-N se encuentra al norte de esta zona, mientras que el perfil MR08-872-C se localiza al sur. El perfil MR08-433-C (línea discontinua) se presenta en el Anexo1.

65

Figura 4.5 Perfil MR08-912-N, localizado al N de la zona deformada por el sistema de fallas de Jama. Se observan fallas normales: la más oriental limita una cuenca, rellena por las Unidades 3, 4 y 5, cuyo espesor poco desarrollado. El fondo marino de la plataforma se muestra plano, hasta el principio de la pendiente.

66

Figura 4.6 Perfil MR08-908-N localizado dentro de la zona afectada por el sistema de fallas de Jama, en el N. En este perfil la falla más importante buza hacia el E y controla el desarrollo en espesor de la Unidad 4.

67

Figura 4.7 Perfil MR08-904-N, muestra una falla transcurrente, al igual que en el perfil MR08-908-N (Figura 4.6), con buzamiento hacia el E, observándose sus ramificaciones. Parece se desarrolla a partir de la inversión de una falla normal, que controló el espesor de la Unidad 4. La compresión (levantamiento de la Unidad 4) que se puede evidenciar en este perfil es localizada.

68

Figura 4.8 Perfil MR08-896-C, la micro-cuenca (Unidad 5) está controlada por el sistema de fallas de Jama que dibuja una estructura en flor negativa, las fallas principales ubicadas en los extremos E-W buzaban en dirección contraria y convergen a profundidad. Se evidencia también el desarrollo sucesivo de dos micro-cuencas, la que se mencionó y otra micro-cuenca relativamente más antigua, cuyo relleno son las Unidades 3 con espesores un poco más desarrollados. Estas micro-cuencas se desarrollan sucesivamente, después del evento marcado por la fuerte superficie de erosión que define el tope de la Unidad 2. El fondo marino está perturbado por la actividad neotectónica de este sistema de fallas. La morfología de la plataforma continental, muestra un cambio en escalón hacia la fosa y se evidencia en toda la zona afectada por el sistema de fallas.

69

Figura 4.9 Perfil MR08-884-C muestra el cierre de la micro-cuenca más reciente (Unidad 5), controlada por una falla en flor negativa. Además la Unidad 3 se

adelgaza en comparación al perfil de la figura anterior.

70

Figura 4.10 Perfil MR08-880-C estructura en flor, en este perfil. También se observa la micro-cuenca (Unidad 5) asociada al fallamiento. Por la base, la Unidad 5a se muestra deformada, lo más probablemente por ramificaciones de la falla en flor; mientras que la Unidad 5b se deposita durante un periodo de relativa calma tectónica. Esto permite caracterizar dos episodios de desarrollo de la micro-cuenca.

71

Figura 4.11 Perfil MR08-872-C localizado al S de la zona afectada por el sistema de fallas de Jama. Las Unidades que rellenan las micro-cuencas desaparecen, mientras que se observa dos fallas normales que controlan un alto estructural que en este estudio lo denominamos el Horst de Manta y que en los extremos limita el desarrollo de dos cuencas relativamente más antiguas. Note que la morfología de la plataforma se estabiliza, con una superficie regular similar al perfil MR08-912-N localizado al norte de la zona afectada por el sistema de fallas.

72

Figura 4.12 Representación esquemática del salto de falla (heaves). En la proyección en planta de las fallas, el programa dibuja una flecha en sentido del buzamiento de la falla.

74

Figura 4.13 a) Visualización en Map View de todas las fallas regionales que fueron interpretadas en este estudio, con ayuda de la leyenda se puede reconocer las fallas asignadas y las inasignadas, mientras que a la derecha b) se observan las fallas inasignadas y la triangulación entre las diferentes fallas asignadas, que se muestran de diferentes colores.

75

Figura 4.14 Mapa estructural en tiempo doble del Basamento Sísmico. Al Norte de Manta en la plataforma continental dos fallas controlan un alto estructural denominado en este estudio como Horst de Manta, interrumpido por una zona de fuerte subsidencia del basamento en dirección NE-SW (coincidente con la dirección del sistema de fallas de Jama).

78

Figura 4.15 Mapa estructural en tiempo doble de la Unidad 5 (unidad más reciente). La existencia de una micro-cuenca en forma romboidal que sugiere ser el resultado de un sistema transcurrente o strike slip. Su dirección alargada NE-SW es cercana a la dirección del sistema de fallas de Jama reconocido en tierra.

79

Figura 5.1 Esquema comparativo entre resultados del modelamiento análogo para el desarrollo de una cuenca pull-apart (a, b y c) con 5° de desplazamiento transtensional a lo largo de zona de principal desplazamiento (PDZs) tomado de Wu et al. (2009) y d) cuenca evidenciada en este estudio. a) Topografía obtenida, b) interpretación de fallas e incremento en la subsidencia de la cuenca, c) geometría de un escenario de desarrollo temprano para la cuenca (5° transtensión) basado sobre los resultados de un modelamiento análogo y d) cuenca controlada por el sistema de fallas de Jama. La geometría obtenida es compatible con un movimiento dextral (las flechas de color rojo, muestran la posible dirección de movimiento de los bloques limitados por la falla).

81

Figura 5.2 Muestra el zig-zag entre los perfiles sísmicos MR08-896-C, MR08-433-C, E-36 y N-20-3, en este último perfil se localiza el pozo CARAQUEZ-1.

83

Figura 5.3 Zig-zag entre los perfiles MR-896-N, MR08-433-C, E-36 Y N-20-3, como se observa en la figura el pozo CARAQUEZ-1. Se muestra la correlación entre las unidades sismo-estratigráficas identificadas en este estudio, con las interpretaciones iniciales para el pozo CARAQUEZ-1 (base de datos EP-PETROECUADOR). La Unidad 1a en el pozo corresponde a la Fm. Zapallo, U1b = Fm. Tosagua. Posteriormente surgen incertidumbres dentro de la Fm. Angostura (designada en el pozo) y no se reconoce la superficie de erosión.

84

Figura 5.4 Interpretaciones (topes de las diferentes formaciones) para el pozo CARAQUEZ-1. A la izquierda a) interpretación realizada por la empresa QUINTANA INTERNATIONAL CORP; mientras que a la derecha b) se presenta la interpretación realizada en este estudio, que es coincidente con la interpretación sísmica. En comparación, desde la Formación Cayo hasta Tosagua, los límites en ambas interpretaciones son similares, la diferencia es de decenas de pies. Mientras que sobre el tope de la Fm. Tosagua las interpretaciones son completamente diferentes. Se puede observar cambios importantes de los registros IL, SN, SP y RHOB entre aproximadamente 1400 – 1500 pies de profundidad que fueron obviados en la antigua interpretación a) y que en este estudio se sugiere que podrían corresponder al tope de la Formación Angostura b).

86

Figura 5.5 Nueva interpretación para el pozo CARAQUEZ-1. Esta figura es equivalente a la Figura 5.3, a diferencia de los topes para el pozo CARAQUEZ-1. Los topes para las formaciones fueron re-interpretados con los registros del respectivo pozo (Figura 5.4.b), en el caso de Cayo, Zapallo y Tosagua fueron afinados, mientras que el nuevo tope para la Fm. Angostura coincide muy bien con la fuerte superficie de erosión. Así, la Unidad 2 corresponde según el pozo a la Fm. Angostura y posterior a esta, es decir, las Unidades que rellenan las micro-cuencas U3, U4 y U5 pueden ser correspondientes a las Fms. Borbón y Jama.

88

Figura 5.6 Relación comparativa entre el Mapa Estructural en tiempo doble que fue elaborado en este estudio y la correlación de pozos (5 pozos Manta), modificado de Benítez, 1995. Con línea segmentada de color rojo se muestra la extensión de las estructuras que controlan el horst de Manta, dentro del continente y que fueron evidenciadas en el trabajo de Benítez (1995).

92

Figura 5.8 Diagrama evolutivo para el área de estudio, dividido en 7 etapas. La cronología de estos eventos está basada en la depositación de las diferentes unidades sismo-estratigráficas que fueron identificadas y descritas en este estudio.

95

ÍNDICE DE TABLAS

	Pág
Tabla 1 Descripción de los principales escenarios evolutivos, que son representados gráficamente en la Figura 5.8.	93-94

RESUMEN

A partir de la interpretación sísmica de una red densa con 53 perfiles sísmicos de reflexión (campañas SCAN y Western Geophysical Company), se caracterizaron estructuras neo-tectónicas como la prolongación del sistema de fallas de Jama en la plataforma continental del margen ecuatoriano e inicios de la pendiente, entre las latitudes 0°00' y 1°00' S. Este trabajo fue realizado con el uso del software LANDMARK en EP-Petroecuador lo que permitió obtener una visión pseudo-3D de las estructuras y de los depósitos sedimentarios asociados.

Este estudio pone en evidencia la prolongación del sistema de fallas de Jama en la plataforma continental (off-shore) entre las latitudes 0°10'S y 0°50'S; con una dirección predominante que va de N65°E a N35°E. Los perfiles muestran fallas sub-verticales, de juego normal que convergen a profundidad, dibujando una estructura en flor negativa y controlando el desarrollo de una cuenca romboidal (orientación NE-SW, extensión de 57.74 km de largo y 20.65 km de ancho) con espesores en relleno de hasta 1.2 segundos en twt (tiempo doble) aproximadamente 1251m, que indica una importante subsidencia localizada, características típicas de cuencas pull-apart en sistemas transcurrentes.

La identificación de varias unidades sismo-estratigráficas y las correlaciones con el pozo CARAQUEZ-1 (añadiendo el calendario del movimiento del Bloque Norandino y de la apertura del Golfo de Guayaquil), sugiere que la edad de las estructuras en transtensión que se evidenciaron en este estudio, empezaron a actuar desde el límite Plio-Pleistoceno. Además la morfología del fondo marino en la plataforma continental parece estar afectado por este sistema de fallas lo que permite sugerir, que se trata de un sistema activo.

ABSTRACT

From seismic interpretation of a dense network of 53 seismic reflection profiles (SCAN and Western Geophysical Company campaigns), were characterized neo-tectonic structures such as the extension of the Jama fault system on the ecuadorian continental shelf margin and early slope, between latitudes $0^{\circ} 00'$ and $1^{\circ} 00'$ S. This work was made using the software LANDMARK in EP-Petroecuador, allowing to have a pseudo-3D view of structures and sedimentary deposits associated.

This study shows the evidence the extension of the Jama fault system on the continental shelf (offshore) between latitudes $0^{\circ} 10'S$ and $0^{\circ} 50'S$, with a predominant direction between $N65^{\circ}$ from $N35^{\circ}$ E to E. The profiles show sub-vertical faults, normal faults that converge at depth, drawing a negative flower structure and controlling the development of a rhomboidal basin (NE-SW direction, extending 57.74 km of long and 20.65 km of wide) with filling thickness up to 1.2 seconds twt (two way time) approximately 1251m, indicating an important localized subsidence, that are typical in pull-apart basins in strike slip fault systems.

The identification of several seismic stratigraphic units and the correlations with the Caraquez-1 well (adding the timing of movement of the North Andean block and the opening of the Gulf of Guayaquil), suggests that the age of the structures in transtension showed in this study, began to act from the Plio-Pleistocene boundary. Furthermore, the morphology of the sea floor on the continental shelf appears to be affected by this fault system allowing suggest that this is an active system.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

Los estudios de geología y geofísica marina realizados costa afuera del Ecuador, a partir de los años 70's (Van Andel et al., 1971; Van Andel & Heath, 1973; Hey, 1977; Lonsdale y Klitgord, 1978; Lonsdale, 1976; Lonsdale, 1977; Collot et al., 2004; Collot et al., 2008; Collot et al., 2009; Marcaillou et al., 2006; Marcaillou & Collot, 2008; Sallares et al., 2003, 2005; Mix et al., 2003; Sallares & Charvis, 2003, Sallares et al., 2005; Gailler et al., 2007; Graindorge et al., 2004; Michaud et al., 2005; Sage et al, 2006,) se dedicaron a investigar áreas que comprenden la placa oceánica, la cordillera de Carnegie y la fosa. Los estudios también estuvieron dirigidos a evaluar los efectos relacionados a la desestabilización de la pendiente continental (Ratzov et al., 2010) así como también a la formación de los cañones submarinos de Esmeraldas (Silva, 2006) y Guayaquil (Coronel, 2002). Mientras que la plataforma continental ha sido menos estudiada a excepción del Golfo de Guayaquil (Deniaud, 2000; Witt et al., 2006), donde se disponía de una red densa de datos sísmicos de reflexión realizados entre los años 75-85. Sin embargo, fuera del Golfo de Guayaquil, el estudio de los datos batimétricos y de sísmica de reflexión obtenidos durante la campaña Sisteur, permitieron sugerir la posible prolongación del sistema de fallas de Jama (Collot et al., 2004 y Sebillat, 2008), no obstante, la falta de perfiles de datos sísmicos no permitía tener una visión regional ni detallada de la geología en la plataforma, mucho menos establecer de manera detallada la prolongación de las estructuras y cuencas conocidas en tierra.

La adquisición de nuevos datos sísmicos de reflexión (EP-Petroecuador), realizados durante la campaña SCAN (2009), para la exploración petrolera en toda la plataforma ecuatoriana, fueron registrados sistemáticamente (perfiles de dirección E-W, cada 4 km), por lo que proveen información más detallada de la geología en esta zona. Es a partir del análisis e interpretación de estos datos, que se estudiará la geología offshore de la plataforma ecuatoriana y su relación con estructuras ya caracterizadas costa adentro.

Este estudio presenta la investigación geológica-estructural detallada en base de esta nueva información del área comprendida entre las latitudes 0°00' y 1°00' S, zona en la cual se propone la continuidad del sistema de fallas de Jama y su relación con la formación de micro-cuencas de tipo pull-apart en un régimen transcurrente (o strike slip fault system). Además se evidenció una estructura muy importante (denominada Horst de Manta en este estudio) al Norte de la Península de Manta que afecta el basamento sísmico.

1.1 OBJETIVOS DEL ESTUDIO

1.1.1 Antecedentes y justificación del estudio

El sistema de fallas de Jama, es uno de los más importantes de la Cordillera Costera del Ecuador, tiene una dirección NE-SW y su extensión hacia el S parecería prolongarse en la plataforma continental (off-shore) afectando la cuenca de Manta (Deniaud, 2000). Collot et al., (2004), estudiaron la localización de las zonas de ruptura, asociadas a mega sismos de subducción al norte de Ecuador. Fallas transversales a nivel crustal, se encuentran segmentando el margen y potencialmente podrían corresponder a los límites de las zonas de ruptura de grandes sismos. Sugieren entonces que la falla de Jama-Quinindé es una discontinuidad mayor que divide el margen oblicuamente y su prolongación offshore dibuja una estructura en flor, que coincide aproximadamente con el límite Sur de la zona de ruptura asociada al terremoto de 1942 (Figura 1.1). Además, en trabajos realizados por Sebillat (2008), basados en antiguas secciones sísmicas, se determinó la presencia de fallamiento al interior de la cuenca de Manta, pero no se ha establecido con exactitud su relación con el sistema de fallas de Jama.

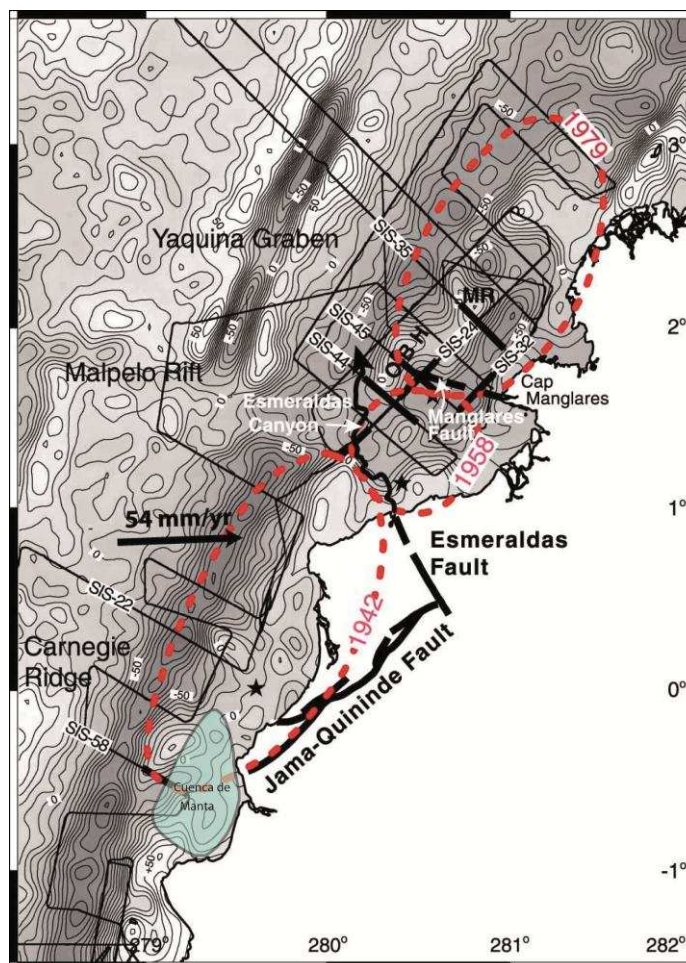


Figura 1.1 El sistema de fallas Jama (Jama Quinindé en la figura) en off-shore coincide aproximadamente con el límite Sur de la zona de ruptura asociada al mega-sismo de 1942, según Collot et al. (2004). Cuenca de Manta, representada de color azul, según (Deniaud, 2000).

Trabajos de neotectónica en el continente ecuatoriano han estado enfocados al estudio del límite oriental del Bloque Nor-andino (Soulas et al., 1991; Winter, 1990; Winter et al., 1993; Ego et al., 1996; Dumont et al., 2005; Witt et al., 2006) y a la cuantificación del levantamiento de terrazas costeras (Bès des Berc et al., 2004; Bès des Berc et al., 2005; Cantalamessa & DiCelma, 2004; Pedoja et al., 2006a y 2006b). De acuerdo al Mapa de Fallas y Pliegues Cuaternarios del Ecuador (Egüez et al., 2003), existen fallas activas en la cordillera costera, específicamente la falla de Jama es denominada como la sección sur de la falla Cañaverl y su sentido de movimiento es desconocido, además no se ha podido determinar con precisión la edad de su actividad más reciente.

Un estudio sobre la extensión del sistema de Fallas de Jama sobre la plataforma continental (off-shore) es ahora posible, gracias a los nuevos datos sísmicos marinos que proporcionan información sobre su geometría a profundidad.

1.1.2 Objetivos

El objetivo general de este estudio es caracterizar la deformación de la plataforma continental a lo largo del sistema de fallas de Jama.

Los *objetivos específicos* son:

- Establecer la continuidad del sistema de fallas de Jama en la plataforma continental (off-shore).
- Determinar la geometría del sistema de fallas de Jama en su terminación Sur (off-shore).
- Estudiar la evolución del sistema de fallas de Jama en la plataforma y su relación con los depocentros presentes en microcuencas asociadas al fallamiento.

1.1.3 Alcance

Para este estudio se trabajó únicamente con secciones sísmicas 2D multicanal industriales, de mediana resolución y de hasta 6 segundos de profundidad.

La escala de trabajo fue de 1:200.000, por lo tanto, la interpretación geológica se realizó considerando elementos geológicos cuyo tamaño supere los 2000 m. Estructuras de menor tamaño no fueron cartografiadas.

Debido a la escasez de información estratigráfica (pozos perforados, CARAQUEZ-1) en la cuenca de Manta, el estudio se basó en la interpretación sismo-estratigráfica, mediante el reconocimiento de sismo-facies y discordancias, con el fin de definir las secuencias sedimentarias. De esta manera no se utilizaron límites formacionales, sin embargo en el capítulo 5 se

evalúa una correlación entre la interpretación sísmica que se realizó en este estudio y la información de registros del pozo Caraquez-1.

Se elaboraron mapas estructurales (1:200.000) en tiempo doble de varias unidades sismo-estratigráficas, donde se representan el desarrollo de micro-cuencas asociadas o relacionadas con el sistema de fallas de Jama, mientras que las cuencas más antiguas (relacionadas con la cuenca de Manta) no fueron cartografiadas, sin embargo, se muestra un importante control estructural denominado Horst de Manta (en este estudio).

1.2 ÁREA DE ESTUDIO

1.2.1 Ubicación

Para cumplir con el objetivo de este estudio, se estableció el área de estudio en la plataforma continental, comprendida aproximadamente entre las latitudes $0^{\circ}18'S$ y $0^{\circ}55'S$ y la longitud está comprendida entre $80^{\circ}25'W$ y $80^{\circ}52'W$ (al Norte) líneas paralelas a la costa, de esta manera en la Figura 1.2, se muestra el área de estudio delimitada por un polígono (de color azul), también se señala el sistema de fallas de Jama onshore según el mapa geológico del Ecuador (Litherland, 1993).

En el interior del área de estudio representada en la Figura 1.2 se puede reconocer líneas de color negro, pertenecientes a los perfiles de la Campaña SCAN (2009); líneas de color blanco, que representan los perfiles de la Campaña Western Geophysical Company (1975) y el pozo CARAQUEZ-1 representado por una cruz.

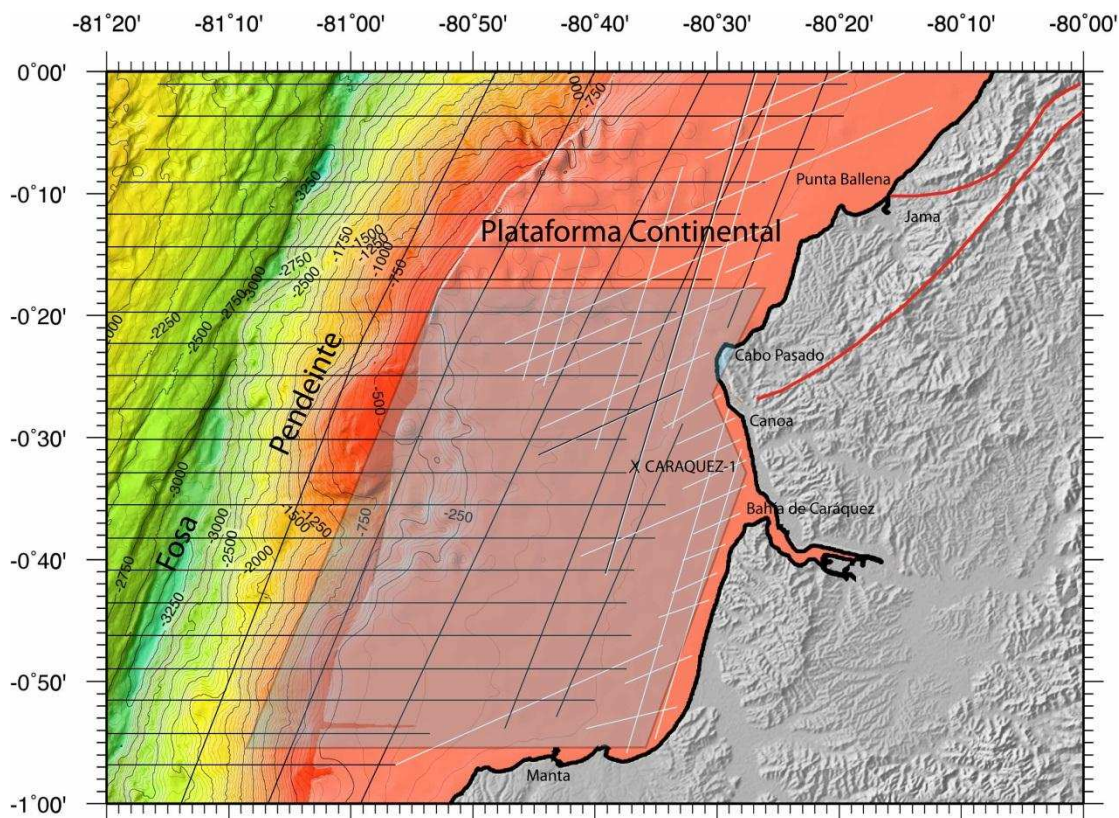


Figura 1.2 Área de estudio delimitada por el polígono de color azul. El relieve en tierra corresponde a la Provincia de Manabí (fondo cartográfico tomado de Michaud et al.2006).

1.2.2 Morfología Off-shore del Área de Estudio

La morfología del margen ecuatoriano es descrita a partir del mapa de batimetría y relieve continental (Michaud et al., 2006) que se presenta en la Figura 1.3.

Collot et al. (2009) hacen una descripción general de la morfología submarina a lo largo del margen ecuatoriano. La segmentación de primer orden de la placa Nazca es resultante de la presencia de la Cordillera de Carnegie y a la Zona de Fractura de Grijalva, esto se refleja en la geomorfología del talud del margen, delimitando así los segmentos sur, centro y norte del margen.

El área de este estudio está localizada en el segmento central. El carácter morfológico global del segmento central del margen es caracterizado por una pendiente empinada, un intenso deslizamiento de masas y la presencia de un pequeño prisma frontal, compatible con un margen erosivo (cita textual Collot, et al., 2009).

No obstante, como se puede observar en la Figura 1.3 entre la plataforma e inicios de pendiente, se carece de datos de batimetría de alta resolución. A nivel de la latitud del área de estudio, la fosa alcanza la mayor altitud (menos profunda relativamente, con 3000 metros), mientras que al otro lado de la fosa, la cresta de Carnegie culmina a menos de 700 m de profundidad.

El relieve de la plataforma continental en el área de estudio es suave; entre el margen continental (0m) hasta la curva -250m, corresponde a una planicie con curvas de nivel muy espaciadas. Desde los inicios de pendiente hacia la fosa, las curvas de nivel se vuelven mucho más densas y abarcan valores de entre -250m hasta -3000m. A pesar de esta morfología suave, se puede observar en las latitudes $-0^{\circ}25'$ y $-0^{\circ}30'$ S lineamientos transversales al margen, el último es más evidente y marca una entrada en dirección hacia Bahía de Caráquez, con curvas de nivel de entre -1500m y -250m.

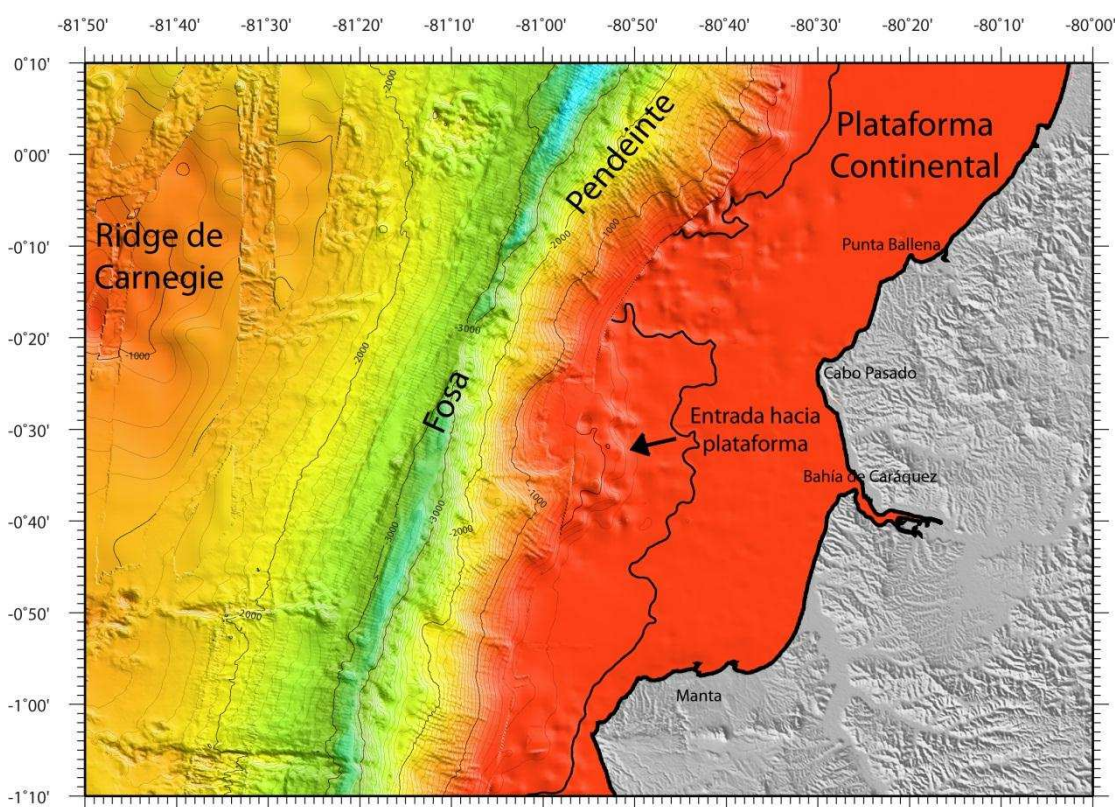


Figura 1.3 Batimetría del área de estudio. Modificado del Mapa de Batimetría y Relieve Continental (Michaud et al., 2006).

1.2.3 Morfología On-shore del sistema de fallas de Jama

El estudio morfológico estructural de la cordillera costera del Ecuador que se presenta es el realizado por Reyes (2008) está basado en el análisis combinado del DEM (30 metros), el mapa derivado de laderas y la red hidrográfica. El mapa resultante (Figura 1.4) muestra lineamientos compatibles con los sistemas de fallas principales del mapa neotectónico de Ecuador (Figura 1.10) y del mapa geológico del Ecuador (Figura 1.8).

En particular, Reyes ha identificado claramente en la morfología el sistema de fallas de Jama (Figura 1.4). En el área de Jama (Figura 1.4) el análisis muestra fallas orientadas en dirección NE-SW que pueden ser continuadas hacia el este del Río Esmeraldas.

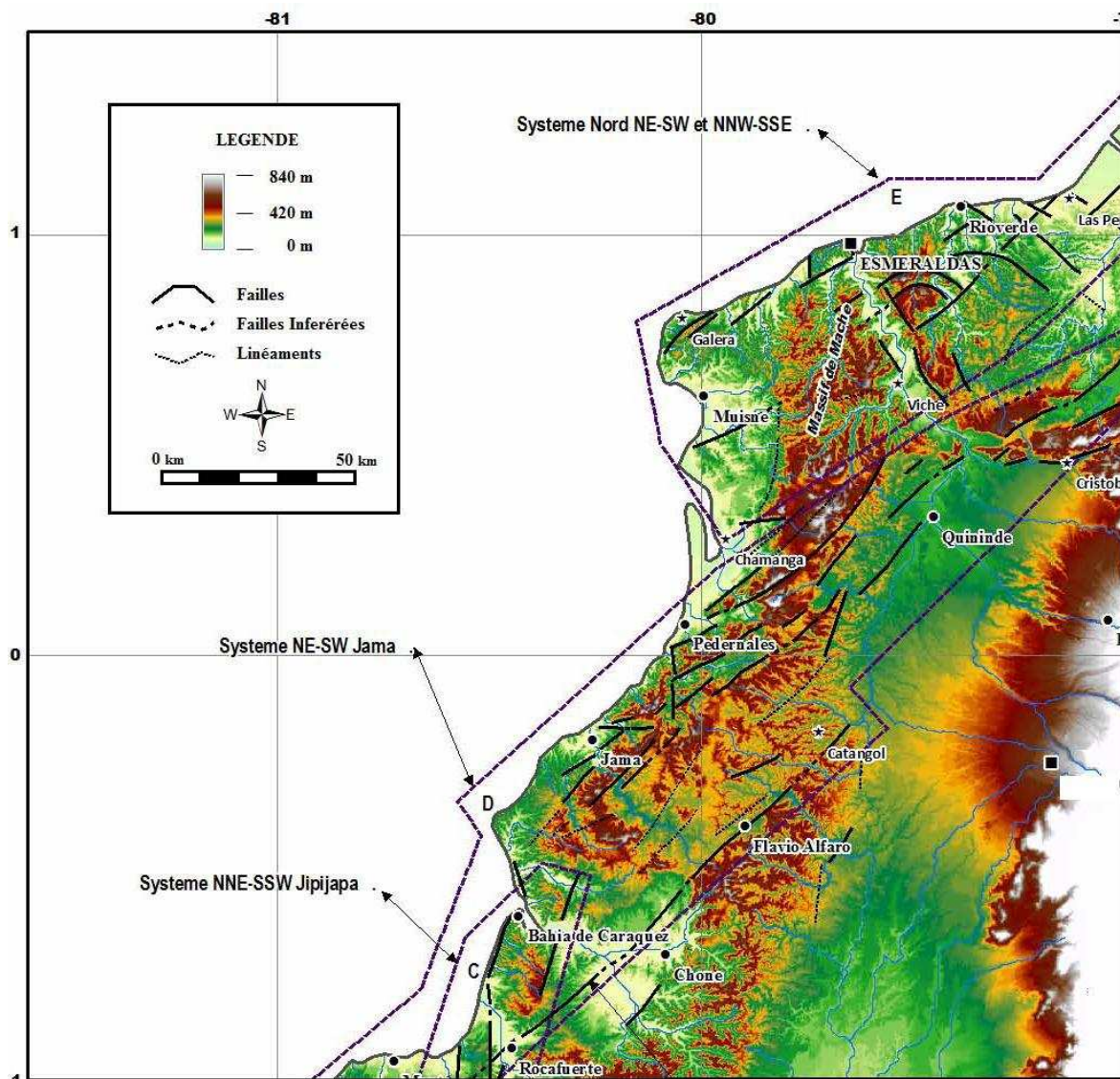


Figura 1.4 Mapa de las fallas y lineamientos que controlan la elevación de la Cordillera de la Costa del Ecuador. Modificado de Reyes, 2008.

Las montañas de Jama se presentan elongadas en dirección NE-SW con pendientes pronunciadas. En cuanto al drenaje, el curso de los ríos sugiere un componente transcurrente. Uno de los segmentos de falla del sistema Jama es visualizado al norte de Quinindé (Figura 1.5 a), ya que el curso del Río Esmeraldas (línea gruesa de color púrpura) es bruscamente desviado hacia el oeste, justo en la confluencia de afluentes; otro segmento de falla localizado al oeste de Quinindé está asociado a un fuerte desnivel topográfico (Figura 1.5 b).

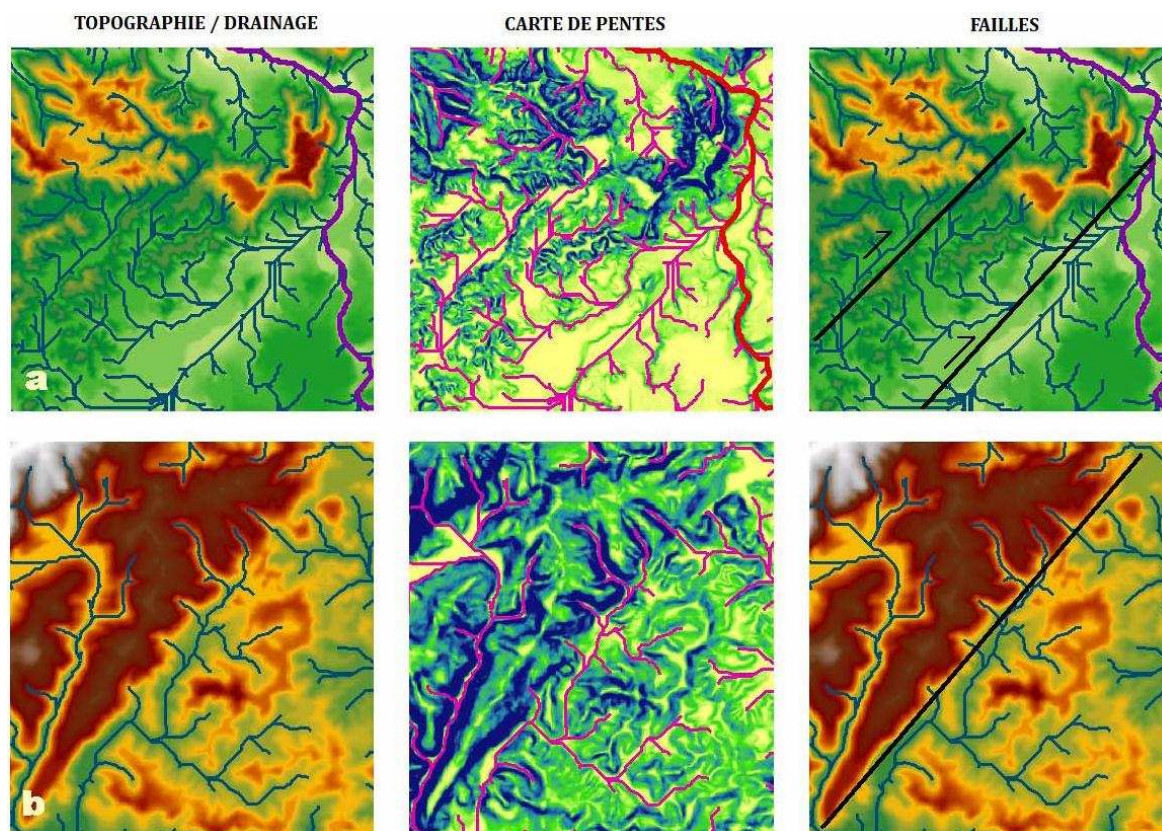


Figura 1.5 Ejemplos del análisis de fallas pertenecientes al sistema Jama mediante el uso combinado de la topografía, drenaje y mapa de pendientes. Modificado de Reyes, 2008.

Estos análisis muestran que el sistema de fallas de Jama es más desarrollado que en las descripciones de trabajos anteriores (subcapítulo 1.4).

1.3 METODOLOGÍA

Las actividades que se realizaron durante este proyecto fueron:

1. Recopilación bibliográfica.
2. Digitalización de registros eléctricos del pozo Caraquez-1.
3. Integración y visualización de datos sísmicos pertenecientes a las campañas CEPE-1975 y PETROPRODUCCION-2009.
4. Interpretación sismo-estratigráfica de la totalidad de los perfiles sísmicos localizados en el área de estudio.
5. Caracterización de estructuras asociadas al Sistema de Fallas de Jama, sin embargo se representaron todas las fallas existentes en el área de estudio.

6. Cartografía en tiempo doble de unidades sísmicas a la escala 1:200.000.
7. Evolución (modelo geológico) en tiempo del área de estudio.

1.4 EL SISTEMA DE FALLAS DE JAMA (Trabajos Previos)

1.4.1 Anomalías gravimétricas relacionadas al Sistema de falla de Jama

El Mapa de Anomalías Gravimétricas Simples de Bouguer (Feininger, 1977) es útil para entender la naturaleza de los terrenos alóctonos que fueron acrecionados contra el margen continental y que forman el zócalo de la costa ecuatoriana.

Respecto a la Figura 1.6 podemos ver que al basamento oceánico le corresponden enormes anomalías simples de Bouguer positivas. Estas largas anomalías positivas demuestran la naturaleza oceánica de la Fm. Piñón (Feininger et al., 1987). Las anomalías indican una dirección estructural (NE-SW) paralela a las montañas de Jama que sugiere la existencia en el basamento de una falla regional muy importante.

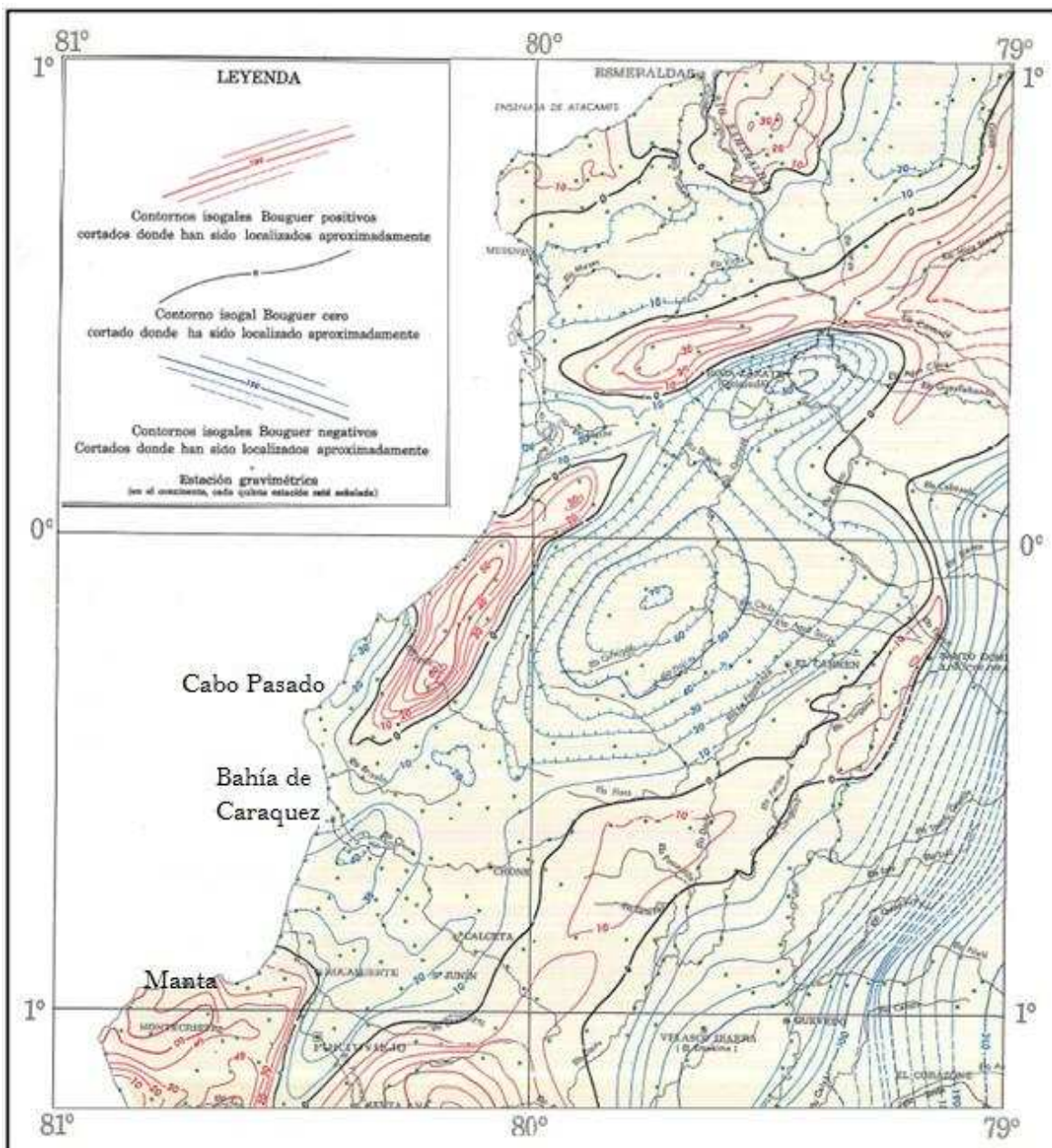


Figura 1.6 Isolíneas de color rojo que corresponden a valores de hasta 60 miligales en el área de Jama y Cojimíes corresponden en el trabajo de Feininger et al. (1977) a las montañas de Jama, donde aflora la Fm Piñón (modificado del Mapa Gravimétrico de Anomalías de Bouguer Simples del Ecuador, Feininger, 1977).

Montenegro (2004) recopiló la información gravimétrica de la Costa ecuatoriana y elaboró el mapa gravimétrico del Litoral que se muestra en la Figura 1.7. Esta información fue adquirida por diversas compañías petroleras tales como: *IEPC* (1947), *Tennessee* (1947), *Bradco Pacific Oil Co.*(1956), *Manabí Exploration Company* (1956), *Shell Petrel* (1974), *Texaco-Pecten* (1986), *Marksteiner &*

Alemán (1991). En el mapa (Figura 1.6) costa adentro, se puede distinguir la cuenca de Manabí, a la que le corresponden anomalías negativas que llegan hasta -60 miligales, también el levantamiento del basamento (Formación Piñón) en la zona de Jama-Cojimíes con anomalías positivas de hasta 50 miligales. Mientras que en la parte off-shore, el área correspondiente a este estudio, es decir, entre Bahía de Caráquez y Manta se observan anomalías de Bouguer positivas que van de 0 miligales hasta 60 miligales. A nivel del Cabo Pasado existe un límite ENE-WSW que separa anomalías negativas al Norte de anomalías positivas al Sur, lo que podría corresponder a la prolongación del sistema de fallas de Jama.

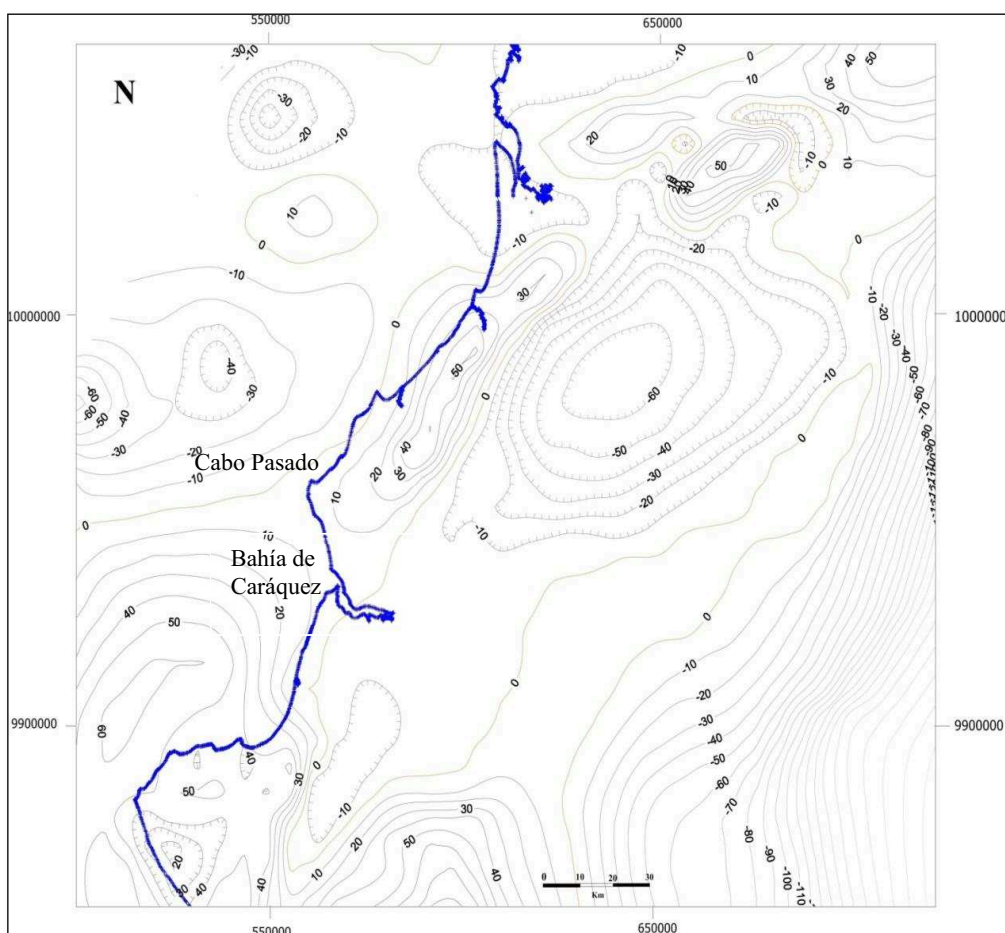


Figura 1.7 Anomalías gravimétricas de Bouguer en la plataforma continental, el área de este estudio se encuentra representada por anomalías positivas de hasta 60 miligales.

(Tomado de Montenegro G., 2004)

1.4.2 Evidencias geológicas relacionadas al Sistema de fallas de Jama

En el Mapa Geológico del Ecuador, de escala 1:1.000.000 (Litherland, 1993), (Figura 1.8) se puede observar una gran falla que va desde el Río Esmeraldas y se extiende hacia Bahía de Caráquez. Este gran segmento de falla de dirección NE-SW parece controlar el levantamiento del basamento Piñón en Jama y Cojimíes en la provincia de Manabí. Este segmento de falla al parecer es el más importante en la parte norte de la Región Costa.

En la parte oriental de la falla encontramos a la Formación Tosagua y sus respectivos Mbros. Dos Bocas y Villingota; en la dirección N aparecen Formaciones del Grupo Daule como son Angostura y Onzole respectivamente; al contacto occidental de la falla tenemos inmediatamente a las Formaciones Piñón, Cayo y Zapallo, por lo que aparentemente, la falla se encuentra controlando los levantamientos del basamento en las zonas de Jama, Cojimíes.

La actividad más reciente de esta falla de acuerdo al mapa, podría ser posterior a la depositación de la Fm. Onzole, debido a que ésta Formación se encuentra interrumpida por la falla. En cuanto a la actividad que jugó la falla, no podemos excluir la participación de la misma durante la formación de la cuenca de Manabí como límite occidental de dicha cuenca.

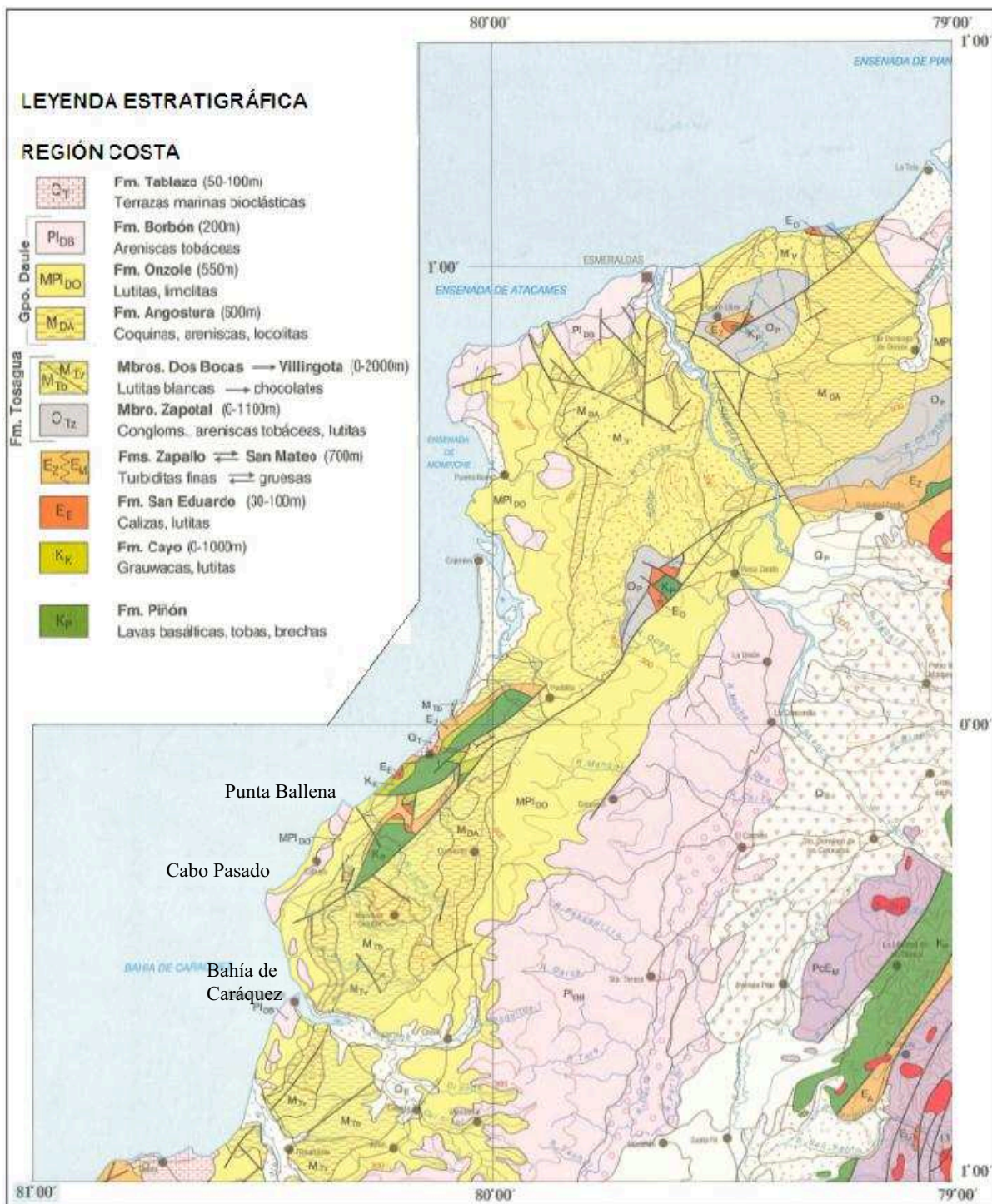


Figura 1.8 Sistema de fallas de Jama en el Mapa Geológico del Ecuador
(Modificado de Litherland, 1993).

Además se puede revisar la cartografía disponible a escala 1:100.000, de las hojas relacionadas al área de estudio, como son de Norte a Sur: Pedernales, Jama, Bahía de Caráquez, Chone y Manta (Figura 1.9). El sistema de fallas de

Jama tiene una dirección NE-SW y su trazo ha sido representado como inferido. La Formación Piñón aflorando al W del sistema de fallas de Jama, mientras que las Formaciones Tosagua aparece en dirección contraria. En cuanto a la edad, los trazos relacionados con el Sistema de fallas de Jama se encuentra afectando Formaciones del Grupo Daule, con edades del Mioceno y Plioceno (M₃-PI), e incluso en algunos sitios corta Formaciones del Pleistoceno (al norte de Punta Ballena).

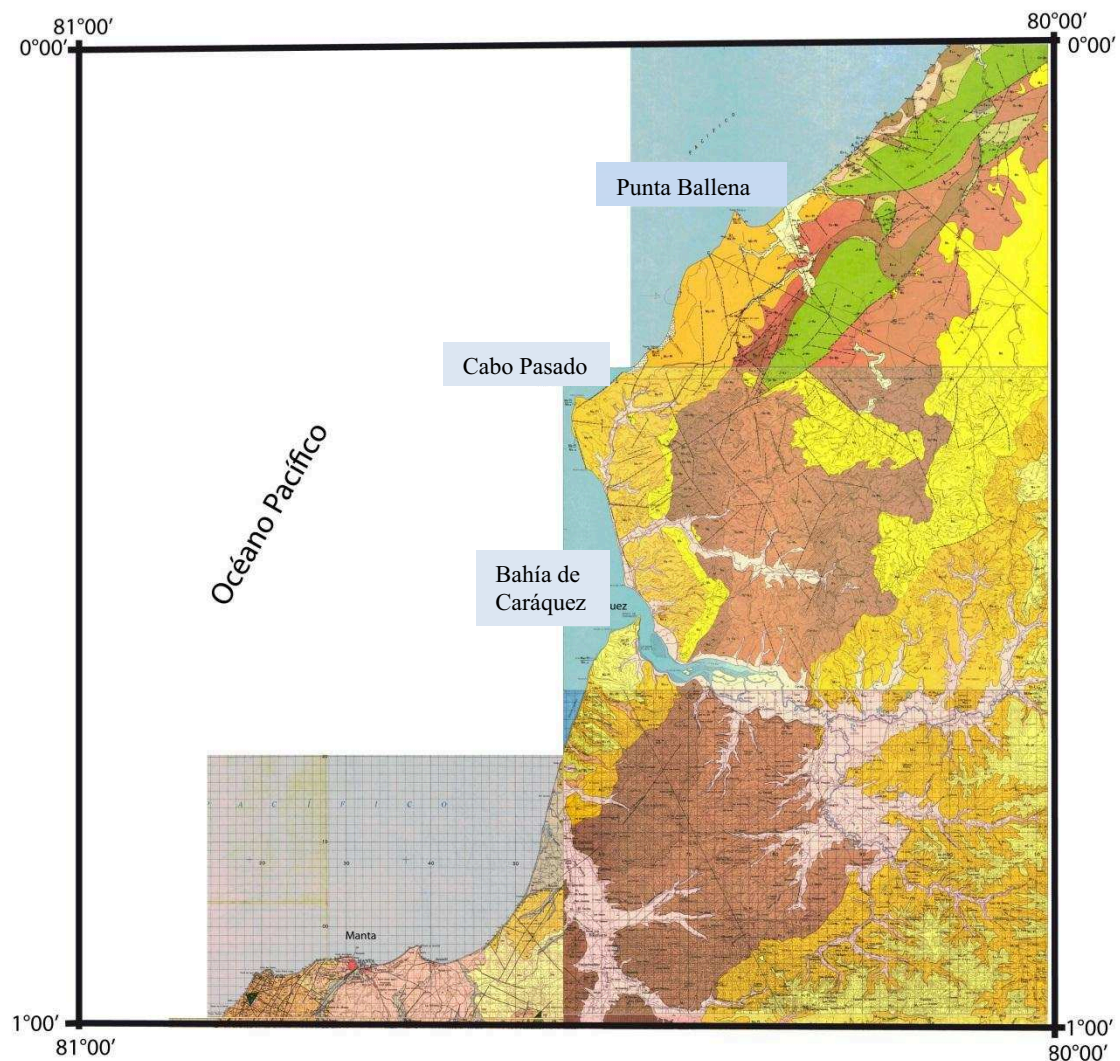


Figura 1.9 Cartografía disponible de las Hojas de Jama, Bahía de Caráquez, Chone y Manta, a escala 1:100.000.

1.4.3 Evidencias de actividad neotectónica a la largo del Sistema de fallas de Jama

El Mapa de Fallas Y Pliegues Cuaternarias de Ecuador es uno de los trabajos más completos que se tiene sobre la tectónica del Ecuador.

Centrándonos en el tema de estudio, la Falla Cañaverál (correspondiente al sistema de fallas de Jama) en la Figura 1.10, cuenta con 3 segmentos: norte, central y sur. Esta estructura pertenece al sistema de fallas más importante del NW del Ecuador. El segmento sur del sistema de fallas Cañaverál esta separada del segmento central por un “gap” de 20 km, esta ha sido previamente denominada como la falla de Jama pero es considerada una extensión discontinua de la falla Cañaverál (Egüez et al., 2003).

El segmento norte de la Falla Cañaverál tiene una dirección aproximada de $N31^{\circ}E \pm 19^{\circ}$, longitud de 52.7 km, su sentido de movimiento es inverso con un componente dextral; el segmento central tiene una dirección de $N53^{\circ}E \pm 10^{\circ}$ con una longitud de 34.5 km, su sentido de movimiento es transtensional con un componente normal y lateral derecho, la topografía a lo largo de esta falla muestra un pronunciado escarpe y define una cuenca extensional. El segmento sur o Jama, como es descrita por Egüez et al. (2003), tiene una dirección de $N37^{\circ}E \pm 12^{\circ}$, con una longitud de 72.1 km, su sentido de movimiento es desconocido, pero esta falla forma un lineamiento bien definido que controla el drenaje del Río El Venado, montañas elongadas a lo largo del lineamiento, pueden ser relacionadas a un movimiento transpresional aunque este sentido de movimiento no está bien documentado. El segmento San Isidro de dirección $N18^{\circ}E \pm 11^{\circ}$ y una longitud de 15.4 km, es descrita como normal con un componente dextral. El tiempo más reciente de movimiento para estos 4 segmentos de fallas es del Cuaternario (<1.6 Ma) (Egüez et al., 2003).

La denominada falla Cañaverál (Egüez et al., 2003) con sus 3 segmentos, corresponde al gran segmento de falla que se analizó anteriormente en el Mapa Geológico del Ecuador. Pero se debe resaltar la información sobre la naturaleza de las fallas que provee este mapa y tomando en cuenta lo descrito por Egüez et

al. (2003) se puede decir, que estos tres segmentos de falla, descritos como secciones de la falla Cañaverall no son bien conocidos pero su componente dextral está bien caracterizado. Posiblemente el trazo de la falla de naturaleza transcurrente con un componente dextral correspondería al dibujado en el Mapa Geológico del Ecuador (Litherland, 1993).

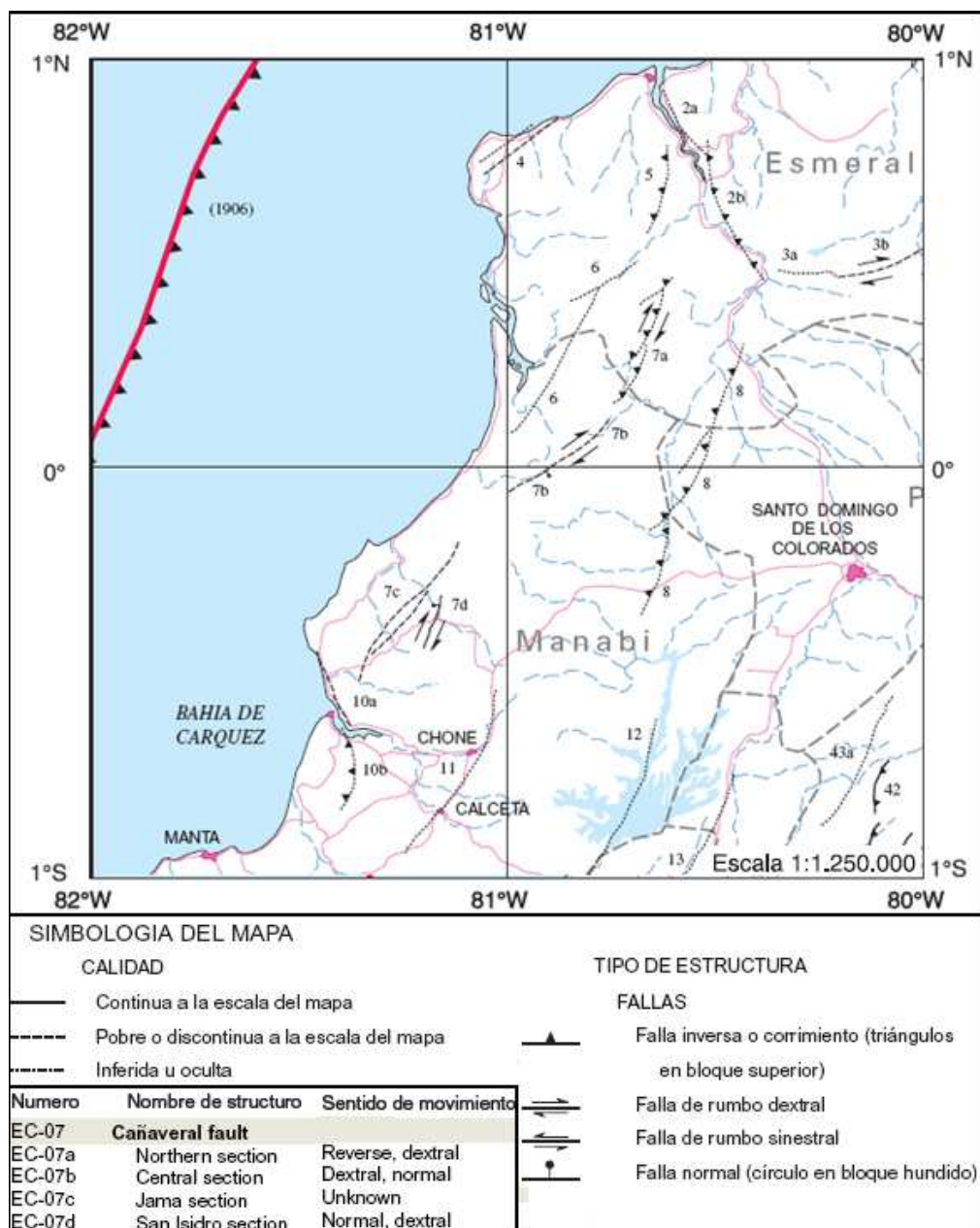


Figura 1.10 La Falla Cañaverall (Sistema de fallas de Jama) con 3 segmentos, está caracterizada por poseer un componente de movimiento dextral (Modificado del Mapa de Fallas y Pliegues Cuaternarias de Ecuador y Regiones Oceánicas Adyacentes, 2003).

1.4.4 Posible prolongación offshore del Sistema de fallas de Jama

El mapa de Batimetría y Relieve continental (Michaud et al., 2006; Collot et al., 2009) nos proporciona información sobre los rasgos morfológicos y estructurales de la plataforma continental y oceánica comprendida entre 78°-84° W y 4°N-4°S.

Específicamente para el área de este estudio, localizado en off-shore (Figura 1.3), la densidad de los datos es baja, no se dispone de batimetría de alta resolución en las cercanías con el margen continental. La morfología presenta una planicie suave, la profundidad no supera los 100 m bnm, la curva de nivel que representa este valor muestra un débil acercamiento hacia el margen continental. Sin embargo podemos ver en la pendiente un entrante hacia el continente de dirección NE-SW, que fue interpretada por Collot et al. (2009) como un paleo-cañón.

La sísmica de reflexión que existía de la zona era muy escasa, esto es anterior a los datos que se utilizaron para este trabajo. Sin embargo a partir de un perfil que cruza la zona (SIS-58) como se puede ver en las Figuras 1.1 y 1.11 (Collot et al., 2004) se identifica una estructura en flor, interpretada con la posibilidad de la prolongación offshore del sistema de falla de Jama.

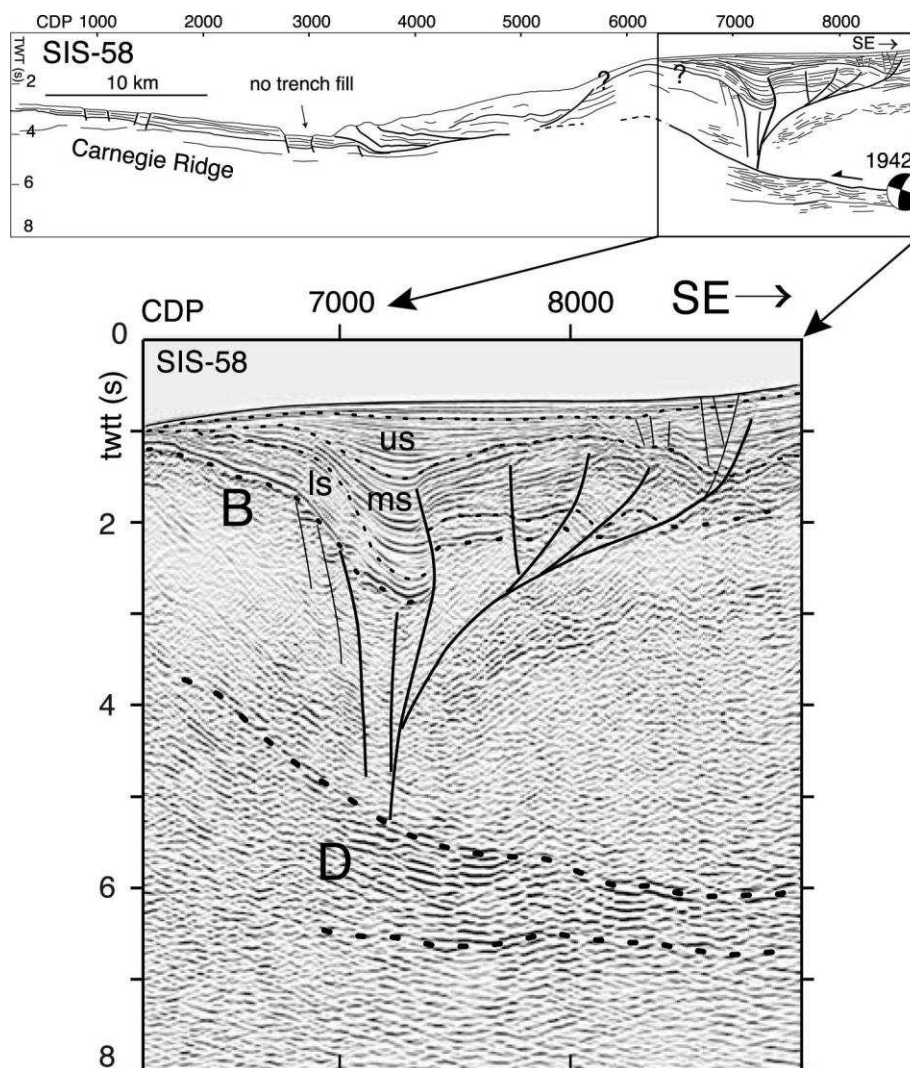


Figura 1.11 Perfil SIS-58 (campaña Sisteur) interpretado como una estructura en flor por Collot et al. (2004). Localización del perfil en la figura 1.1

También a partir de los datos antiguos (Figura 1.12) de Petroecuador, Sebillet (2008) pone en evidencia fallas superficiales que llegan hasta el fondo marino y que fueron interpretados como índice de la prolongación del sistema de fallas de Jama.

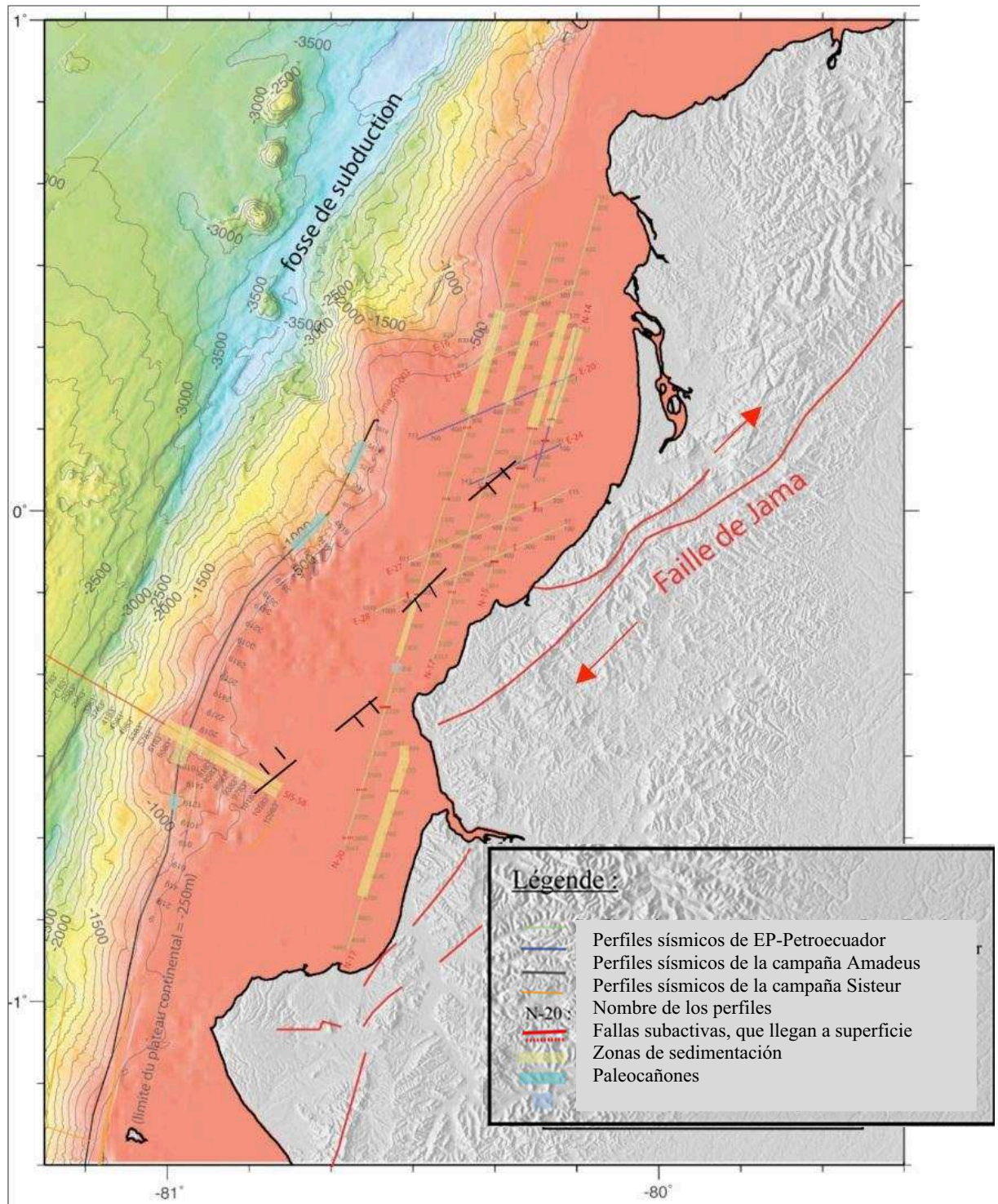


Figura 1.12 Mapa de localización de las fallas superficiales determinadas a partir de la interpretación sísmica, anterior a la campaña SCAN (en off-shore, línea roja corresponde a un perfil de la campaña Sisteur y líneas amarillas representan perfiles de la campaña realizada en el año 1975). Interpretación realizada por Sebillat, 2008.

CAPÍTULO II

GEOLOGÍA REGIONAL

2.1 MARCO GEODINÁMICO

El Ecuador se localiza al NW de América del Sur, el margen ecuatoriano es un límite convergente de placas (Figura 2.1), caracterizado por la subducción de la Placa Nazca hacia el E por debajo de la placa Sudamericana a una velocidad promedio de 5-7 cm/año (Trenkamp et al., 2002). El margen ecuatoriano además sufre deformaciones relacionadas a la subducción de la Placa Nazca estructuralmente compleja, que incluye la presencia de la Cordillera asísmica de Carnegie, con 400 km de ancho y 2 km de alto aproximadamente.

El basamento del margen continental involucra terrenos oceánicos acrecionados. El principal terreno costero corresponde a la Fm Piñón (Goosens & Rose, 1973; Juteau et al., 1977; entre otros) que es sobreyacido por material de los arcos volcánicos de San Lorenzo y Cayo del Cretácico Tardío-Paleoceno (Jaillard et al., 1997) y por las cuencas de ante-arco de Borbón, Manabí y Progreso (Deniaud, 2000). El basamento volcánico del ante-arco y cordillera occidental en el Ecuador provienen del plateau oceánico Caribe-Colombia del Cretácico Tardío.

El bloque Nor-andino aparece limitado por un sistema de fallas NNE transcurrentes o strike-slip activas con tendencia dextral (Egüez et al., 2003).

Los principales sistemas de falla que limitan el bloque Nor Andino son oblicuas a los Andes ecuatorianos, empezando por el Golfo de Guayaquil (falla Puna-Santa Clara) siguiendo a través de la cordillera occidental (falla Pallatanga) y en el borde oriental de la Cordillera Real (falla Chingual). Estas fallas principales NE-SW muestran morfología y rasgos cinemáticos transcurrentes dextrales, siendo probablemente responsables de los terremotos más importantes e históricos en el Ecuador (Beauval et al., 2010).

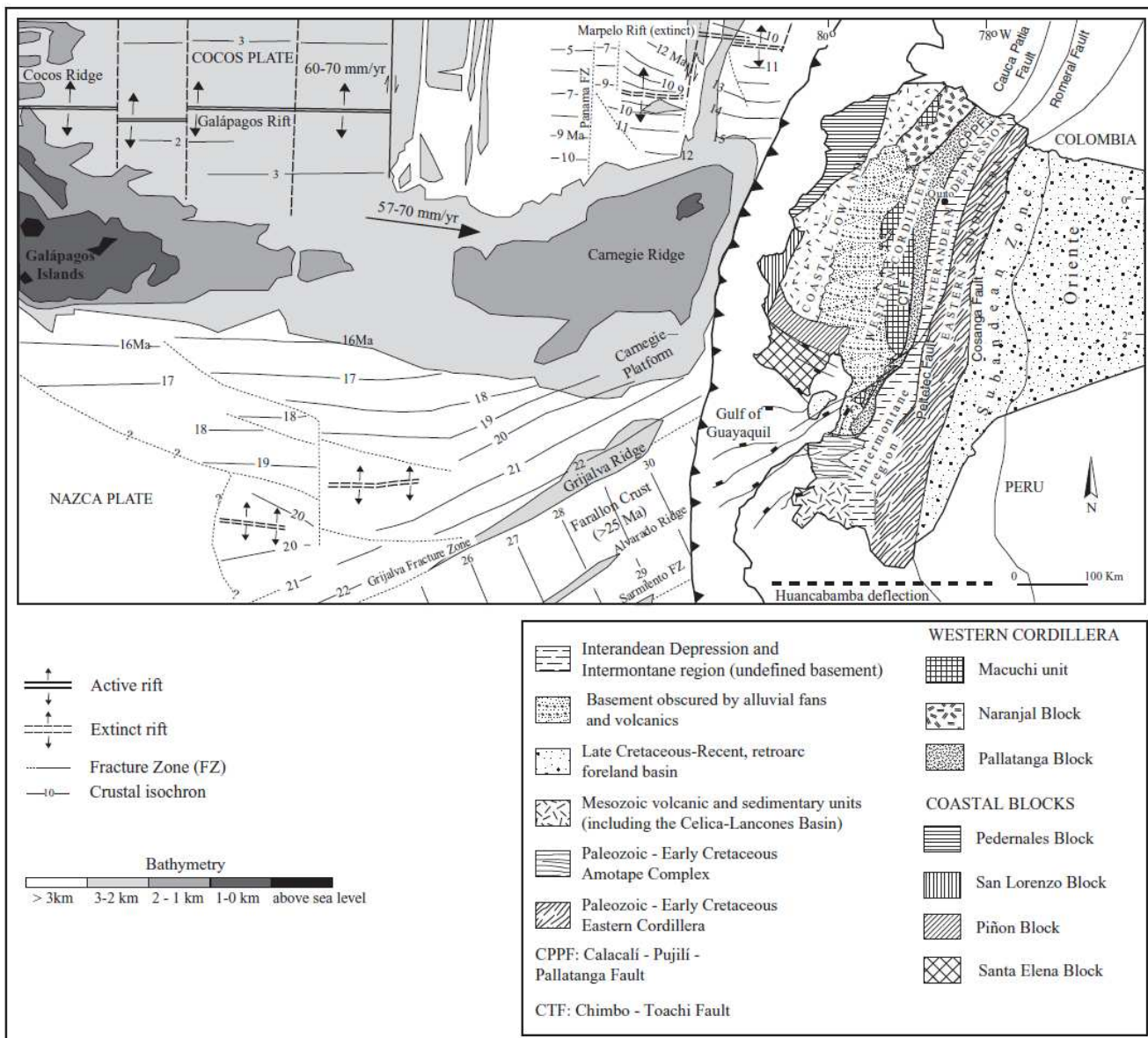


Figura 2.1 Esquema geológico del Ecuador, batimetría simplificada y anomalías magnéticas de la placa Nazca. Tomado de Vallejo et al. (2009).

2.2 ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

Se desconocen las formaciones que se encuentran localizadas en el área de estudio, pero tenemos la ayuda de la información del pozo CARAQUEZ-1 (en la parte oriental). En el pozo se han reconocido las Formaciones (desde la más antigua hacia la más reciente): Piñón, Cayo, Zapallo, Tosagua, Angostura y Borbón, de esta manera a continuación se hace una descripción de las formaciones ya mencionadas y se ha seleccionado una columna estratigráfica (Figura 2.2) de la cuenca de Manabí realizada por Flores (2011) con recopilación de los estudios realizados por Deniaud (1998 y 2000), Benítez (1995) e información de EP-PETROECUADOR.

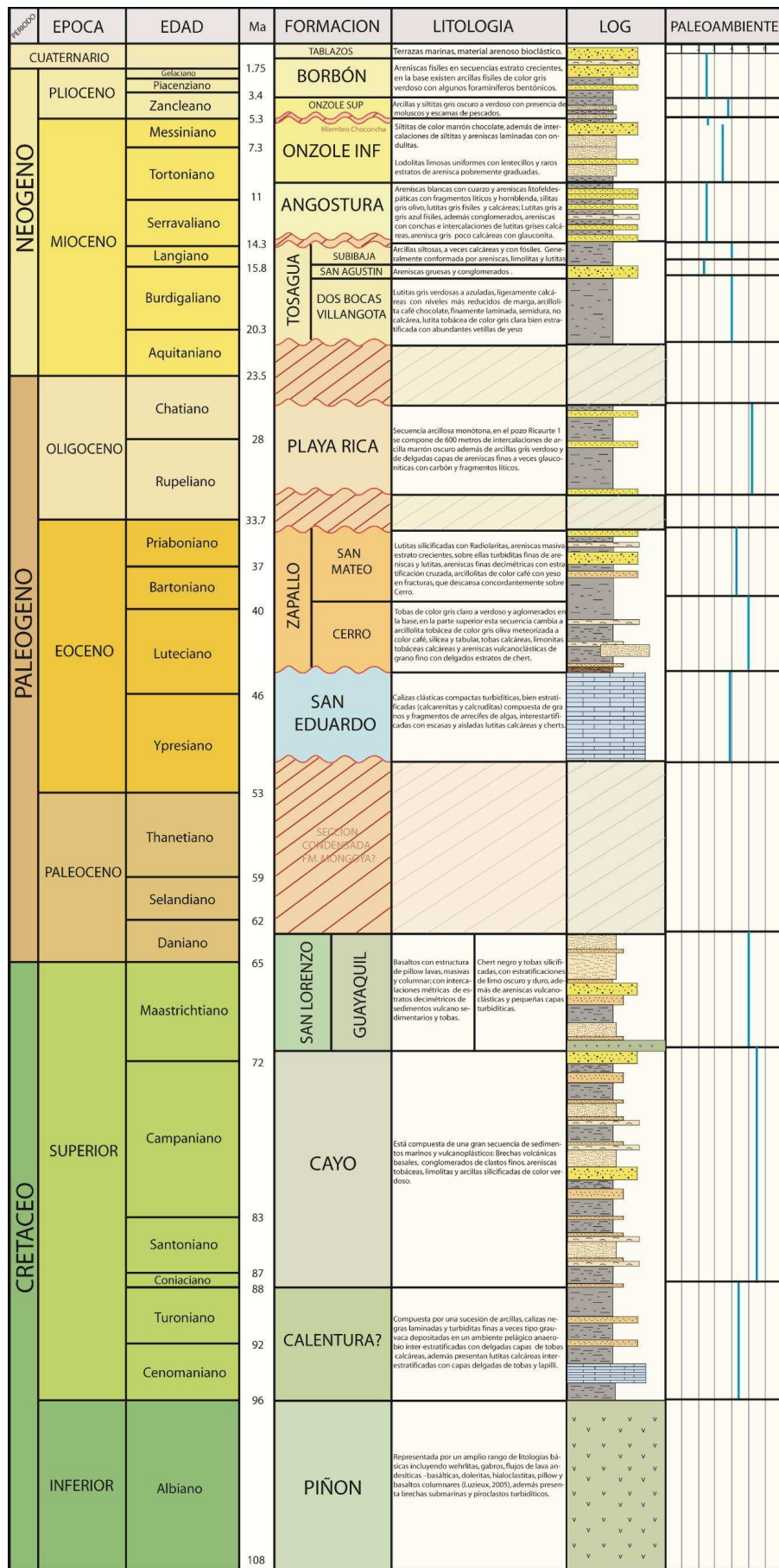


Figura 2.2 Estratigrafía de la cuenca de Manabí (escala estratigráfica ODIN). Paleambiente: 1. Continental, 2. Transicional, 3. Sublitoral, 4. Plataforma, 5. Batial y 6. Abisal. Tomado de Flores, 2011.

SECUENCIAS CRETÁCEAS

2.2.1 Basamento Volcánico (Formación Piñón)

Litología: Los afloramientos más extensos ocurren en la Cordillera Chongón Colonche. A lo largo de la Costa central del Ecuador aflora como un cinturón discontinuo. Desde Guayaquil es delineable a través de la Cordillera Chongón Colonche hasta Manta (Bristow y Hoffstetter, 1977). Exposiciones esporádicas en la Península de Santa Elena son consideradas olistolitos (Feininger, 1980), hacia el N una serie de afloramientos discontinuos se presentan cerca de la costa al W de Portoviejo; otro segmento se encuentra al NE de Bahía de Caraquez en la región de Jama-Pedernales y en la Cordillera Jama-Mache extendiéndose paralelamente a la costa por 70 km. En la localidad tipo el Río Piñón, la Fm está expuesta sobre una distancia de 3km (Feininger, 1980). Comprende wehrlitas, gabros, flujos de lava andesíticas – basálticas, doleritas, hialoclastitas, pillow lavas y basaltos columnares (Luzieux et al., 2006). Mamberti et al. (2003) analizaron muestras del basamento oceánico en Venado (15 km al sur de Jama), asociándolo con pillow basaltos, doleritas y gabros isotrópicos. Los pillow basaltos con bordes vítreos y hialoclastitas basálticas. Reynaud et al. (1999) describen a las rocas de esta formación como basaltos libres de olivinos y doleritas, además realiza un análisis geoquímico y señala la similitud con lavas del Plateau Océanico Caribe.

Edad: Datos paleomagnéticos de la Formación Piñón y su cobertura sedimentaria, implican que fueron cristalizados hace 88.8 ± 1.6 Ma (Turoniano-Coniaciano) entre las latitudes 0° y 5° S y que experimentaron un evento de rotación horaria durante el Campaniano (Luzieux et al., 2005). Mamberti et al. (2003) sugieren una edad del Cretácico tardío (92-86 Ma) para la unidad Pedernales (que incluye los afloramientos del basamento en Jama) en la parte norte de la costa ecuatoriana.

Espesor: No se ha encontrado su base y se estima una potencia mayor de 2000 metros.

Ambiente de depositación: Su ambiente de depositación es la de un plateau oceánico.

2.2.2 Formación Cayo

Litología: La localidad tipo está en la orilla S de la Bahía de Puerto Cayo (Bristow y Hoffstetter, 1977). Está expuesta ampliamente en la Cordillera Chongón Colonche y muy esporádicamente al N de Jama (Baldock, 1982). Reynaud et al. (2003) describen a las rocas de esta formación como brechas volcánicas y grauwacas. Las brechas volcánicas están compuestas de fragmentos de basaltos, andesitas y fenocristales de piroxeno.

Edad: Cretáceo Superior: Santoniano Superior - Maastrichtiano (Bristow y Hoffstetter, 1977; Benítez, 1990).

Espesor: Corresponde a una potente serie sedimentaria de aproximadamente 3000 m (Olsson, 1942)

Ambiente de Depositación: Se interpreta que los sedimentos fueron depositados como resultado de la erosión y actividad volcánica contemporánea de un arco inmaduro y movilizado por corrientes turbidíticas en un ambiente de talud continental, la evidencia de ciclos granocrecientes podría ser indicativa de un abanico de eyección en la plataforma continental (Ordóñez, 2006).

SECUENCIAS PALEÓGENAS

2.2.3 Formación Zapallo

Litología: Aflora en una franja larga y estrecha de dirección SW-NE, cortada por los Ríos Zapallo Grande y Santiago en la provincia de Esmeraldas. La localidad tipo se localiza en el Río Zapallo Grande, 9km ESE de Telembí (Sigal, 1969). Esta Formación se divide en dos miembros: miembro inferior compuesto principalmente por 100 metros de pelitas silíceas, ligeramente calcáreas grises y un miembro superior compuesto por pelitas gris claras a verdosas, ligeramente calcáreas, argilitas gris oscuras blandas poco calcáreas, contemporáneos a la depositación de la Formación Cerro (miembro inferior) y San Mateo (miembro superior), Benítez (1995).

Edad: Eoceno (Litherland, 1993)

Espesor: Depósitos eocénicos localizados en el pozo Ricaurte-1 se encuentran constituidos por 150 a 200 metros de pelitas (Benítez, 1995).

Ambiente de depositación: La asociación de foraminíferos bentónicos y la frecuencia de foraminíferos plantónicos y nano fósiles calcáreos determinan un paleo ambiente marino de plataforma externa a talud superior de aguas cálidas (Ordóñez, 2006).

SECUENCIAS NEÓGENAS

2.2.4 Formación Tosagua

Litología: Aflora ampliamente en Manabí, entre los cerros Montecristi-Hojas y en la zona de Jaramijó; al W de Manta y también al S de Jipijapa. Consiste de lutitas grises que se meteorizan con color chocolate (Duque, 2000).

Edad: Oligoceno Superior - Mioceno Inferior – Mioceno Medio (Ordóñez et al., 1994).

Espesor: Según Whitaker (1988) tiene su máximo espesor conocido de 1000 m en las perforaciones Tosagua y Santa Ana, constituidas principalmente de lutitas chocolates (Ordóñez, 2006).

2.2.5 Formación Angostura

Litología: Consiste de areniscas blancas con cuarzo y areniscas cuarzo-feldespáticas con fragmentos de líticos y hornablenda, siltitas gris olivo, lutitas gris físciles y calcáreas; lutitas gris a gris azul fósiles, además 100 metros de conglomerados, areniscas con conchas e intercalaciones de lutitas grises calcáreas; 400 metros de siltitas y arcillas fósiles poco calcáreas con intercalaciones de arenisca gris clara poco calcáreas con glauconita. (Deniaud., 1998)

Edad: Mioceno Medio Inferior – Mioceno Medio Superior (Ordóñez et al., 1988).

Espesor: Su potencia es variable de 0 a 600 metros de espesor (Deniaud, 1998).

Ambiente de depositación: El ambiente de sedimentación corresponde a una plataforma marina que evoluciona desde facies de arenas inter-mareales, en la base hasta facies de arena de plataforma en el tope, estas últimas representan las subfacies terrígena y calcarenita respectivamente. La abundancia y diversidad de foraminíferos y nano fósiles calcáreos en el pozo Ricaurte-1 determina un ambiente de depositación de plataforma externa, variando hasta plataforma central de aguas cálidas por asociación de foraminíferos bentónicos *Quinqueloculina*, *Hanzawaia* y *Bucella* (Ordóñez, 2006).

2.2.6. Formación Onzole

Litología: La Formación Onzole está dividida en dos unidades: inferior y superior las que se encuentran separadas por las areniscas del miembro Súa (Evans y

Whittaker, 1982). Para Benítez (1995) esta facies Súa es equivalente a Choconchá en la cuenca de Manabí.

Miembro Onzole Inferior: Está compuesto de lodolitas limosas uniformes con lentes y raros estratos de arenisca pobremente graduadas (Benítez, 1995).

Miembro Choconcha: Alcanza un espesor de 50 metros y se compone de siltitas de color marrón chocolate, con intercalaciones de siltitas y areniscas laminadas con ondulitas, además de areniscas métricas masivas con guijarros arcillosos y arenisca conglomerática. Este miembro expresa, según Benítez (1995), un evento regresivo de corta duración.

Miembro Onzole Superior: Compuesto de arcillas y siltitas gris oscuras a verdosas, con presencia de moluscos y escamas de pescados además de microfauna de foraminíferos bentónicos y algunos radiolarios (Benítez, 1995).

Edad: Mioceno Tardío – Plioceno Inferior (Texaco-Pecten, 1988).

El Miembro Onzole Inferior tiene una edad del Mioceno tardío. El Miembro Onzole Superior presenta una gran diversificación y un incremento de la microfauna, que permite datarlo como Plioceno Temprano (Ordóñez, 2006).

Ambiente de depositación: Se le atribuye un ambiente de depositación batial de 1500 metros a 2000 metros de profundidad en base algunas especies de foraminíferos (*Pyrgo murrina*, *Planulina wellestorfi*), aunque se reportan también numerosas especies de poca profundidad además de una gran diversidad de especies bentónicas, por lo que en estudios realizados por ORSTOM (Deniaud., 1998), concluyen que la Formación Onzole corresponde a un ambiente de depositación de tipo plataforma media a externa, es decir menos profunda que lo que se ha reportado en los estudios anteriores. Sin embargo en Manabí como en Borbón la Formación Onzole está compuesta de depósitos marinos de poca profundidad en el miembro inferior y alcanza la plataforma mediana en el miembro superior (Benítez., 1995). Para Ordóñez (2006), las asociaciones microfósilíferas determinan que el Miembro Onzole Inferior corresponde a un paleo ambiente de

plataforma continental y el Miembro Onzole Superior es un depósito de plataforma externa-talud continental.

2.2.7 Formación Borbón

Litología: Sobreyace a la Formación Onzole, en aparente contacto transicional, sus afloramientos más extensos se localizan en la Cuenca Borbón. En la Cuenca de Manabí se la puede observar en las playas del Sur de Bahía de Caráquez, en donde presenta areniscas fósiles en secuencias estrato crecientes, en la base se encuentran niveles de arcillas fósiles de color gris verdoso con algunos foraminíferos bentónicos, hacia el tope se caracteriza por presencia de un nivel métrico con conchas (Deniaud., 1998).

Edad: Plioceno-Pleistoceno temprano por su posición estratigráfica (Ordoñez et. al., 2006).

Espesor: 300m en el sector del Paján (Benítez, 1995).

Ambiente de depositación: Basado en la presencia de mega fósiles, la base de la formación se considera que fue depositada en un ambiente marino marginal a lagoon (Marksteiner y Alemán, 1991).

SECUENCIAS CUATERNARIAS

2.2.8 Formación Jama

Litología: La localidad tipo corresponde al lado S de la Bahía de Jama. Se extiende desde el N del Río Jama hasta el S de Cabo Pasado. Descansa con discordancia angular sobre la Formación Borbón. Está formada por areniscas y arenas que van desde muy a no fosilíferas, generalmente con estratificación al menos parcialmente cruzada. Las zonas más altas tienen lentes de conglomerados y cantos de rocas ígneas y tobas (Bristow y Hoffstetter, 1977).

Edad: La edad del estrato Jama (Miembro Punta Ballena) ha sido determinado datando las capas volcánicas más inferiores de Punta Alcatraz, donde una capa de ceniza de aproximadamente 8m por encima del contacto entre Punta Ballena y El Matal dataron edades de 1.16 ± 0.06 Ma (Cantalamesa, et al., 2005).

Espesor: Según Cantalamesa et al. (2005), el espesor correspondiente a la Fm. Jama es de aproximadamente 180m.

Ambiente de depositación: Litoral marina (Cantalamesa, et al., 2005).

2.2.9 Formación Tablazos

Litología: nombre aplicado a las terrazas marinas del Perú, usado por extensión en el Ecuador (Tshopp, 1948). En el Ecuador se reconocen 3 tablazos en la Costa en las Provincias de Guayas y Manabí. Hay caracteres paleontológicos en los 3 pero no están completamente descritos (Bristow y Hoffstetter, 1977). Al tope de la Península de Manta en el Domo El Aromo la Formación Tablazo incluye originalmente todas la terrazas marinas pero considerando solamente las terrazas mas altas, es decir, que conformablemente cubren a la Formación Canoa y que presenta transición en los estratos de areniscas de color gris-café con restos de conchas, numerosas marcas de madrigueras de cangrejos y pellets. Debido a la transición de estratos, Whittaker (1988) considera el depósito de la Formación Tablazo un miembro superior de la Formación Canoa, de acuerdo con la disposición espacial de los afloramientos y facies (Pedoja et al., 2006 b).

Álvarez (2002) la describe como una superficie plana elevada constituida por depósitos de areniscas calcáreas bioclásticas y conglomerados. Litológicamente constituye los sedimentos que deja la línea de costa, erosionados y depositados a la vez, pudiendo variar entre arenas calcáreas de playa, coquinas, conglomerados y depósitos mixtos con componentes más finos. Sin embargo, se reconocen terrazas marinas formadas en roca dura, creadas por el efecto erosivo de las olas, si bien éstas son atípicas y de poca extensión (como ocurren en la Isla de la Plata).

Edad: al tablazo más alto se atribuye edades del Pleistoceno inferior (Duque, 2000) y compatible con esto el miembro superior de la Formación Canoa (parte de la Formación Tablazo) data del Pleistoceno inferior (Pedoja et al., 2006 b). Al tablazo bajo (Muey; Colonche) le corresponde edades del Pleistoceno superior (Duque, 2000). Álvarez, 2002 describe la Formación Tablazos con edades del Pleistoceno inferior y el Pleistoceno reciente.

Espesor: los espesores medios más frecuentes no suelen pasar de los 20-30 m. (Bristow y Hoffstetter, 1977).

Ambiente de depositación: el tablazo medio (Santa Elena; San Pablo) contiene fósiles que sugieren una facies algo salobre y el tablazo bajo (Muey; Colonche) corresponde a un ambiente de mar abierto (Duque, 2000).

2.3 EVOLUCIÓN TECTÓNICA

A continuación se van a tratar 3 temas relacionados con el sistema de fallas de Jama. En primer lugar la acreción de terrenos alóctonos debido a que estudios recientes (Luzieux et al., 2006 y Vallejo et al., 2009) se asume la existencia del Bloque Pedernales-Esmeraldas limitado por la Falla Canandé equivalente en este estudio al sistema de fallas de Jama costa adentro; posteriormente la cuenca de Manabí ya que Deniaud (1998 y 2000) y Flores (2011) describen a la falla de Jama-Quinindé (o Jama- Coaque) como el límite NW de la cuenca de Manabí y finalmente abordaremos brevemente el tema del levantamiento de la cordillera costera, debido a que en el estudio de Reyes (2008) se discrimina la existencia de 6 bloques en dicha cordillera, entre ellos el bloque Bahía-Jama delimitado por el sistema de fallas de Jama.

2.3.1 Acreción de terrenos alóctonos

La Región costera y la Cordillera Occidental del Ecuador, están compuestos de bloques oceánicos alóctonos (Figura 2.3) que fueron acrecionados frente al margen de la placa Sudamericana durante el Cretácico Tardío al Eoceno (Goosens and Rose, 1973; Feininger and Bristow, 1980; Hughes y Pilatasig, 2002; Kerr et al., 2002a; Jaillard et al., 2004; Pratt et al., 2005; Spikings et al., 2005; Vallejo et al., 2006 y 2009). La falla de Calacalí-Pujilí-Pallatanga es la zona de sutura que representa el límite entre el basamento continental y el basamento oceánico que corresponde al plateau oceánico acrecionado en el Cretácico Tardío (Vallejo et al., 2009).

El ante-arco ecuatoriano es conformado por los bloques Piñón, San Lorenzo, Pedernales-Esmeraldas y Santa Elena, todos estos subyacidos por un basamento máfico que corresponde a la Formación Piñón cubierto por lavas con afinidad de arco de islas (Fms. San Lorenzo y Las Orquídeas) y una espesa cubierta volcanoclástica de la Formación Cayo. Estas rocas fueron consideradas como un Complejo Ígneo Básico derivadas de un plateau oceánico del Cretácico Temprano, las cuales fueron acrecionadas contra el margen Sudamericano entre el Paleoceno Tardío y el Eoceno Tardío (Vallejo et al., 2009).

Luzieux et al. (2006) proponen un nuevo modelo de origen y evolución de los bloques presentes en la costa. Los bloques Piñón y San Lorenzo (así como también el bloque Pallatanga en la Cordillera Occidental) son derivados de un bloque oceánico proveniente de una pluma hace aproximadamente 90 y 87 Ma en la latitud ecuatorial. Se infiere entonces que los Bloques Piñón, San Lorenzo y Pallatanga formaron parte del Plateau Oceánico Caribe Colombia. La subsecuente deriva del Plateau Caribe hacia el E-NE lo condujo hacia el margen Sudamericano culminando con un evento de colisión durante 73-70 Ma.

Los bloques Piñón y San Lorenzo estaban localizados en una posición distal mayor hacia el margen Sudamericano en relación al bloque Pallatanga, a pesar de esto ellos todavía registran la colisión a través de 40°-50° de rotación horaria. La intensa deformación de las rocas sedimentarias que sellan la sutura del margen Sudamericano y el plateau en el bloque Pallatanga, contrastan con los

lugares sin deformación presentes en los bloques de la costa. Esto es consistente si se considera que los bloques Pallatanga, Piñón y San Lorenzo fueron incorporados dentro del ante-arco Sudamericano hace aproximadamente 70 Ma. El Plateau Caribe separado desde su parte sur marginal y subsecuentemente derivó hacia el N-NE. El evento de colisión resultó en un rápido enfriamiento y exhumación del margen paleo-continental de Sudamérica durante 73-65 Ma (Spikings et al., 2001 y Luzieux et al., 2006).

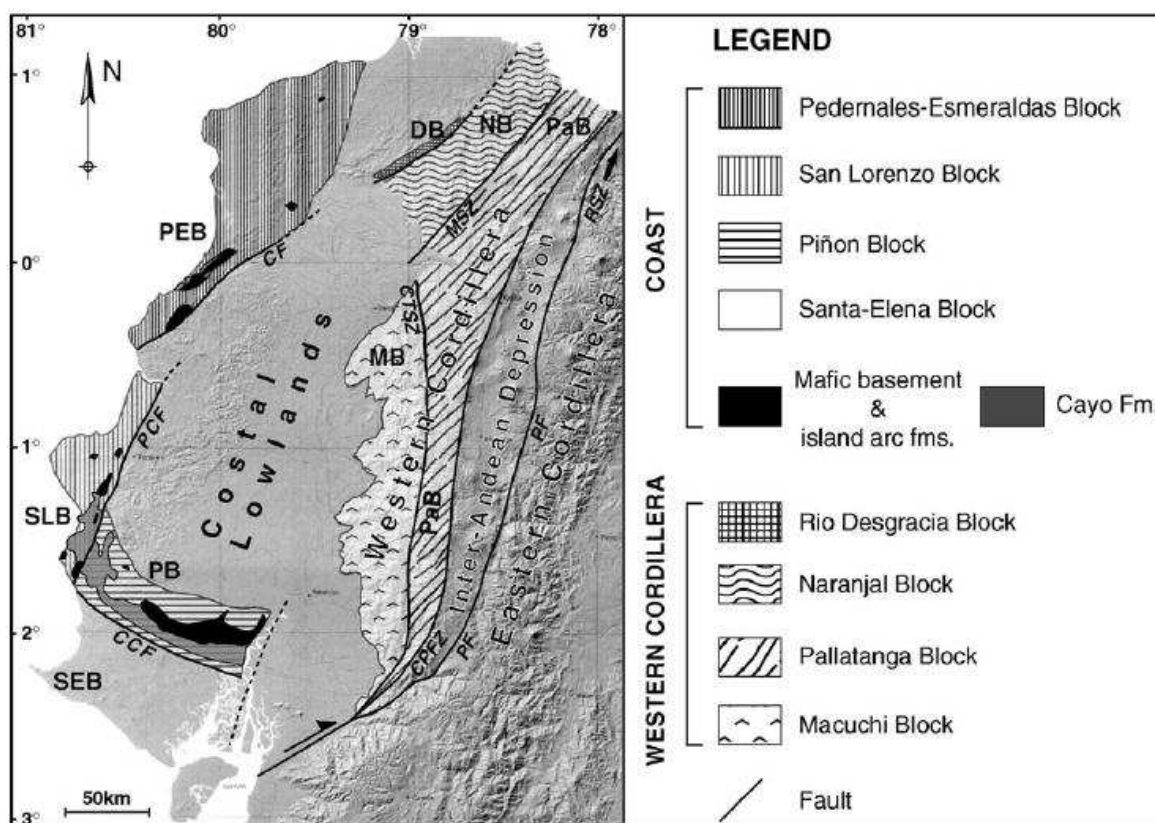


Figura 2.3 Mapa de unidades tectono-estratigráficas en el ante-arco ecuatoriano. Abreviaciones: CCF, Falla de Chongón-Colonche; CF, Falla Canandé; CTSZ, Zona de Cizalla Chimbo-Toachi; CPFZ, Zona de Falla Calacalí-Pujilí; DB, Bloque Desgracia; MB, Bloque Macuchi; MSZ, Zona de Cizalla Mulaute; NB, Bloque Naranjal; PaB, Bloque Pallatanga; PB, Bloque Piñón; PEB, Bloque Pedernales-Esmeraldas; PCF, Falla Puerto Cayo; PF, Falla Pallatanga; RSZ, Zona de Sutura Romeral; SEB, Bloque Santa-Elena; SLB, Bloque San Lorenzo. Tomado de Luzieux et al. (2006).

2.3.2 La Cuenca de Manabí

La Cuenca de Manabí está limitada al noroeste por la Cordillera de Jama Coaque, al sur por la Cordillera de Chongón Colonche y al Este por la Cordillera Occidental (Figura 2.4).

El depocentro está ubicado entre la falla de Jama Coaque al noroeste y la prolongación de la zona de falla de Jipijapa (Deniaud, 1998 y 2000).

En la cartografía de la cuenca (Figura 2.4) se localizan las fallas mayores con 2 rumbos predominantes N 10°- 20° y N 100°-110°. Las primeras forman una estructura en flor típico de fallas de rumbo transpresivas con un sentido dextral, mientras que las fallas de N 100°-110° muestran juegos normales hacia el sur y se conectan a nivel del basamento, es decir, a una profundidad de 7000 a 9000 metros. Este sistema de fallas corta la cuenca de Manabí en bloques subrectangulares que tienen un movimiento de rotación dextral. Este movimiento se marca por estructuras compresivas en la parte noreste de los bloques, lo que induce probablemente un juego lateral sinistral en las fallas N 100°-110°. Este funcionamiento es típico de una cuenca de tipo pull-apart (Deniaud, 1998 y 2000).

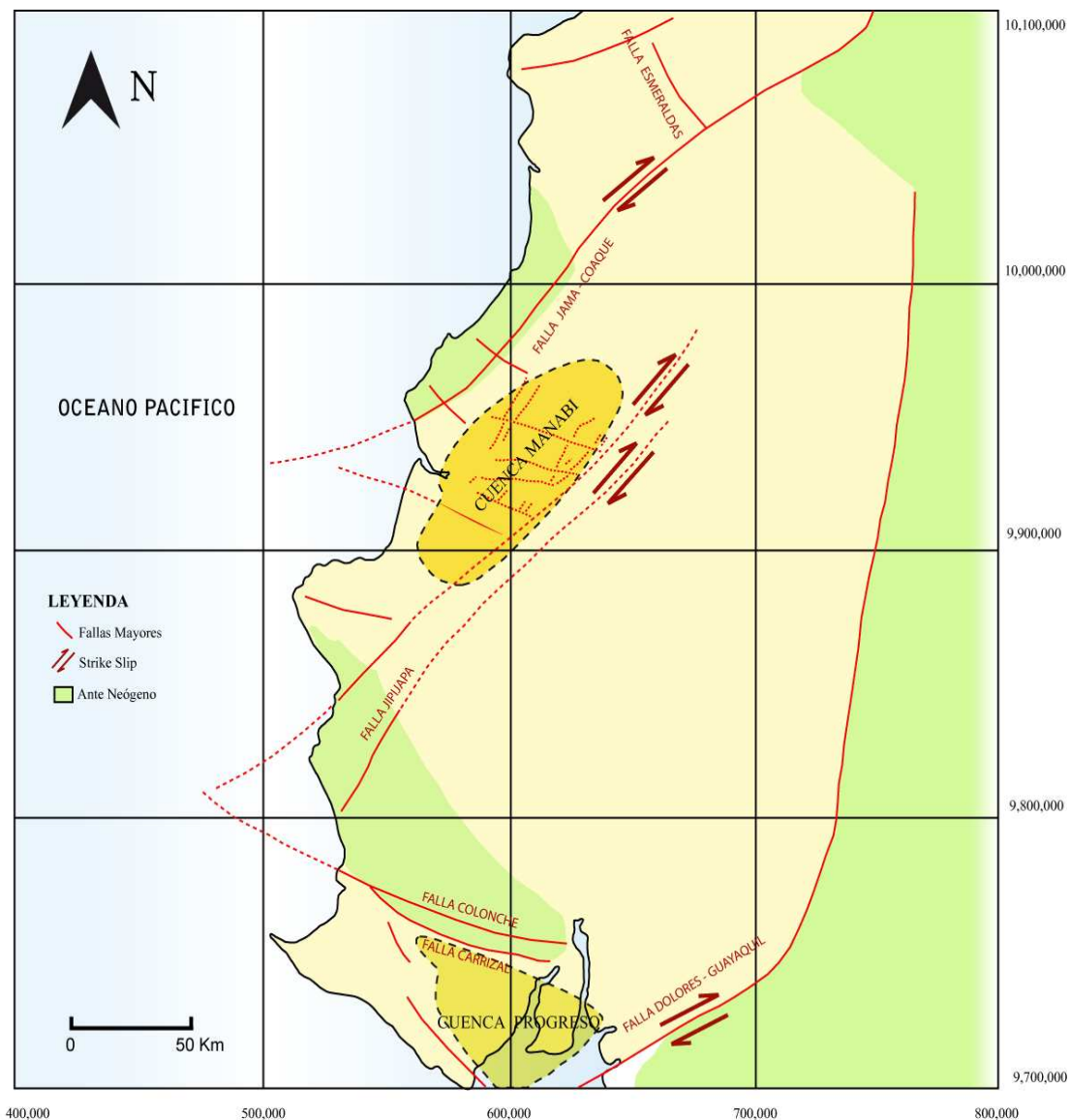


Figura 2.4 Esquema estructural de la Cuenca Manabí (Deniaud Y., 1998).

Tomado Flores, 2011.

Las fallas mayores afectan solamente a las rocas del Cretácico-Paleógeno, mientras que la deformación de las formaciones neógenas parece estar asociada a la reactivación de fallas más antiguas.

2.3.3 Levantamiento de la Cordillera Costera

La Cordillera Costera del Ecuador es una estructura heterogénea formada por relieves medios que fluctúan entre los 300 a 600 metros de altitud y está constituida por litologías muy variadas que abarcan rocas del Cretácico hasta el Cuaternario (Reyes, 2008). El levantamiento generalizado de la cordillera costera

empezó después de la depositación de la Formación Borbón que corresponde a la última formación marina de extensión regional, el estudio se basó a partir del análisis de terrazas marinas (Pedoja et al., 2006 a y 2006 b), estos últimos autores sugieren que el levantamiento en la parte norte de la Península de Manta (la última terraza marina tiene una altura de 300m) está actuando por lo menos desde hace 1 Ma.

Los resultados obtenidos por Reyes (2008) le permite discriminar dentro de la cordillera costera la existencia de seis bloques (Portoviejo, Chongón-Colonche, Jipijapa, Bahía-Jama, Mache-Río Verde et Manta) caracterizados cada uno por un comportamiento y evolución independiente, de los cuales los más antiguos comienzan su desarrollo desde la parte central del Ecuador (bloque Portoviejo), posteriormente se propagan hacia el sur (bloques Chongón-Colonche y Jipijapa) y finalmente terminan su evolución con el levantamiento en la parte norte de la cordillera costera (bloques Bahía-Jama, Mache-Río Verde y Manta). Dos grandes sistemas de fallas han sido identificados (sistema de Jipijapa y sistema de Jama).

La actividad del sistema Jama, en particular, ha controlado el levantamiento más reciente de la cordillera costera localizado en su segmento norte, donde se han identificado diferencias de velocidades de levantamiento del orden de 1,5 : 1 entre los bloques de Mache-Río Verde y Bahía-Jama, mientras que en la parte central de la cordillera costera la interacción entre el sistema Jama a través de la falla no reportada de Rocafuerte – Flavio Alfaro con el sistema Jipijapa controlarían potencialmente el levantamiento de la península Manta e isla de La Plata a finales del cuaternario (Reyes, 2008).

CAPÍTULO III

DATOS UTILIZADOS

3.1 DATOS DISPONIBLES EN EL ÁREA DE ESTUDIO: BASE DE DATOS PERTENECIENTES A EP PETROECUADOR

Para la realización de este estudio se hizo una recopilación de los datos pertenecientes al área de interés y que son propiedad de la Gerencia de Exploración y Producción de EP PETROECUADOR, de esta manera se enlista a continuación la información que fue utilizada para la realización de este trabajo.

- **Pozo Exploratorio:** CARAQUEZ-1 (1971), realizado por la Empresa “La Quintana”, con N9941356, E547199 de coordenadas PSAD 56 y profundidad de 7170 pt.

- **Registros del pozo:**
 - Caliper (CALI)
 - Conductivity from induction log (CILD)
 - Gamma Ray (GR)
 - Micro Inverse (MINV)
 - Micro Normal(MNOR)
 - Porosity (NPHI)
 - Proximity Log (PROX)
 - Bulk Density (RHOB)
 - Short Normal (SN)
 - Spontaneous Potencial (SP)
 - Induction Log (IL)

Además se estudiaron los siguientes perfiles sísmicos:

- 30 líneas 2D registradas por la Western Geophysical Company para CEPE (1975).
- 23 líneas 2D multicanal registradas por SCAN para PETROPRODUCCION (2009).

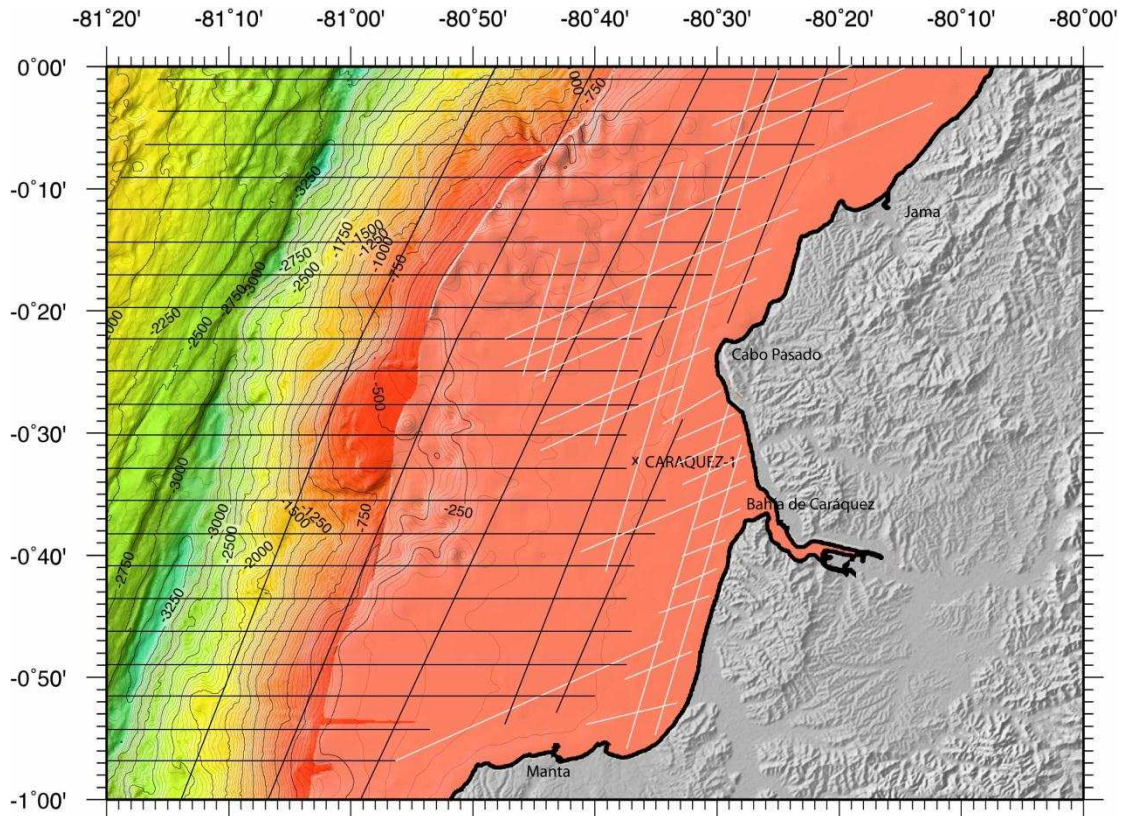


Figura 3.1 Esquema donde se muestra sobre la batimetría las líneas sísmicas, de color negro correspondientes a la campaña realizada en el año 2009 y de color blanco, las líneas registradas en 1975.

Los parámetros de adquisición fueron los siguientes:

Intervalo entre Puntos de Disparos: 25 m

Distancia de Fuente – Receptor: 183 m

Longitud del Streamer: 8000 m.

Profundidad del Streamer: 8 m

Tiempo de Registro: 9 s

Tasa de muestreo: 2 ms

Número de Canales: 640

Distancia entre grupo de geófonos: 12,5 m

Fuente: Pistola de aire de 4000 in³

Cobertura: 160%

En la Figura 3.1 se muestran las líneas correspondientes a las campañas ya mencionadas, teniendo en consideración de que los datos registrados en la campaña realizada en el año 2009 son de mejor calidad que los que fueron llevados a cabo en el año 1975. Además las líneas W-E (campaña 2009) se encuentran dispuestas regularmente, con una separación de 4 Km entre cada una, esto facilita el entendimiento y la interpretación de los perfiles; lamentablemente las líneas de dirección NE-SW no tienen la misma regularidad; sin embargo en conjunto los datos son muy buenos.

3.2 MÉTODO SÍSMICO DE REFLEXIÓN

El método sísmico de reflexión, resulta de producir microsismos artificiales por medio de una explosión, impacto, vibración, implosión en agua, etc.

En este método prospectivo no basta con registrar el tiempo de primer arribo en cada traza, sino que *se debe registrar bien toda la traza*, hasta el tiempo de ida y vuelta de la energía sísmica calculado para cubrir los objetivos de interés.

Se graban entonces las amplitudes y tiempos de llegada de las ondas reflejadas en las diversas interfaces geológicas del subsuelo. Esto se hace por medio de receptores o sismómetros (geófonos en tierra, hidrófonos en el mar), desde los cuales es enviada la información a un sismógrafo donde se la graba y grafica.

Posteriormente se debe pasar por una serie de etapas de procesamiento de la información obtenida en los sucesivos registros, para llegar finalmente a secciones o volúmenes de información sísmica que deberán ser interpretados.

Posteriormente se hace una descripción rápida de lo que incluyen las etapas de este método prospectivo.

A la adquisición de la sísmica de reflexión le sigue el procesamiento de dichos datos (a cargo de los Procesadores o Analistas), pero siempre debe recordarse

que es crítico optimizar los parámetros de registro para después poder encarar un mejor proceso de la información

En la siguiente lista se indican: Con **I** los pasos imprescindibles del proceso, con **C** los muy comúnmente realizados, aunque no sean imprescindibles, y con **O** los ocasionales, a los que se recurre para objetivos específicos, no rutinarios. El orden en que aquí se citan es el más usual, pero algunos pasos no imprescindibles pueden hacerse en un orden distinto.

I) Demultiplexeo (reordenamiento de la información)

-- los registros de campo son grabados en formato SEG B

I) Recuperación de Ganancias (por divergencia esférica, etc)

I) Correlación cruzada (sólo en datos de vibro)

C) Edición de Trazas (eliminación de trazas ruidosas o muertas)

I) Correcciones Estáticas (efectos de topografía y capa meteorizada o Weathering)

C) Deconvolución Aguda (Spike, tiende a agudizar las formas de onda)

I) Agrupamiento por Familias de Trazas de PCP (CDP Gathers)

I) Corrección Dinámica o por Retardo Normal (Normal Move Out), que incluye el Análisis de Velocidad.

I) Apilamiento o Suma (Stack), eventualmente antecedido por el Enmudecimiento frontal (Mute)

-- en esta etapa ya se tiene una sección sísmica, en formato SEG Y

C) Filtrados Varios (de frecuencias, de velocidades, etc)

C) Migración (corrección de las deformaciones por buzamientos y eliminación de difracciones)

O) Migración antes de apilamiento (Pre-Stack)

O) Retardo Buzante (Dip Move Out) en lugar de NMO antes de apilamiento

O) Deconvolución Predictiva (para eliminar reflexiones múltiples)

- O) Estáticas Residuales (para ajuste fino de estáticas)
- O) Realce de Frecuencias (para conseguir una mayor resolución sísmica)
- O) Corrimiento de Fase (generalmente a fase cero para una mejor interpretación)
- O) Verdadera Amplitud (para optimizar las relaciones de amplitud entre distintos eventos)
- O) Conversión a profundidad (se pasa de escala vertical en tiempo a profundidad).

3.3 BÚSQUEDA Y DIGITALIZACIÓN DE REGISTROS ORIGINALES DE POZO

En este estudio, se empezó por revisar la base da datos de la sísmica 2D en el proyecto LITTORAL que se encuentra cargado en la base da datos de *Openworks* de la plataforma *LandMark*.

En la aplicación *Seiswork* se pudo constatar la información de perfiles sísmicos correspondientes a las campañas anteriormente mencionadas, que se encuentran cargados dentro del proyecto.

La información correspondiente al pozo se debe buscar en la aplicación *Well Data Manager*. Del pozo CARAQUEZ-1, se encontró únicamente los picks o topes (pt) de las Formaciones que se perforaron en profundidad. De esta manera se procede a la búsqueda de los registros eléctricos correspondientes al pozo CARAQUEZ-1 en el Archivo Técnico de la Gerencia de Exploración y Producción de EP PETROECUADOR. Posteriormente se procede a la digitalización de los registros de pozo en el software *Neuralog*, los registros se mencionan a continuación y se pueden apreciar en la Figura 3.2:

- CALI: desde 699.50 hasta 6710.00 pt de profundidad.
- CILD: desde 300.00 hasta 7150.00 pt de profundidad.
- GR: desde 1544.00 hasta 6710.00 pt de profundidad.
- MINV: desde 4699.500 hasta 7150.00 pt de profundidad.

- MNOR: desde 4699.50 hasta 7150.00 pt de profundidad.
- NPHI: desde 300.00 hasta 1500.00 pt de profundidad.
- PROX: desde 4699.50 hasta 7150.00 pt de profundidad.
- RHOB: desde 699.50 hasta 6710.00 pt de profundidad.
- SN: desde 300.00 hasta 7150.00 pt de profundidad.
- SP: desde 300.00 hasta 7150.00 pt de profundidad.
- IL: desde 300.00 hasta 7150.00 pt de profundidad.

Neuralog		Electrical	
CARQZ-1 final 1 Mod.las			
County OFFSHORE	Field CARAQUEZ	Loc. Desc. FRONT OF CHONE RIVER	Well CARAQUEZ #1
Company QUINTANA INTERNATIONAL CORP.	Company <u>QUINTANA INTERNATIONAL CORP.</u>		
Well <u>CARAQUEZ #1</u>		Field <u>CARAQUEZ</u>	
County <u>OFFSHORE</u>		State <u>MANABI</u>	Country <u>ECUADOR</u>
Loc. Desc. <u>FRONT OF CHONE RIVER</u>		Other Services	
GEOGRAPHICAL COORDINATES IN PSAD56 UTM IN WGS84			
Lon/Lat <u>-80.575833 -0.530558</u>		Sec <u>BUN1-2-Sub</u> <u>588</u>	
Permanent Datum <u>KB</u>	Elev. <u>58 FT</u>	Elevations <u>KB 58 FT</u>	
Log Measured from <u>KB</u>	Above Perm Datum	<u>DF</u>	
Drilling Measured from <u>KB</u>	<u>TD 7150 FT</u>	<u>GL</u>	
UWI/API: <u>ECUMANCAR001W</u>			

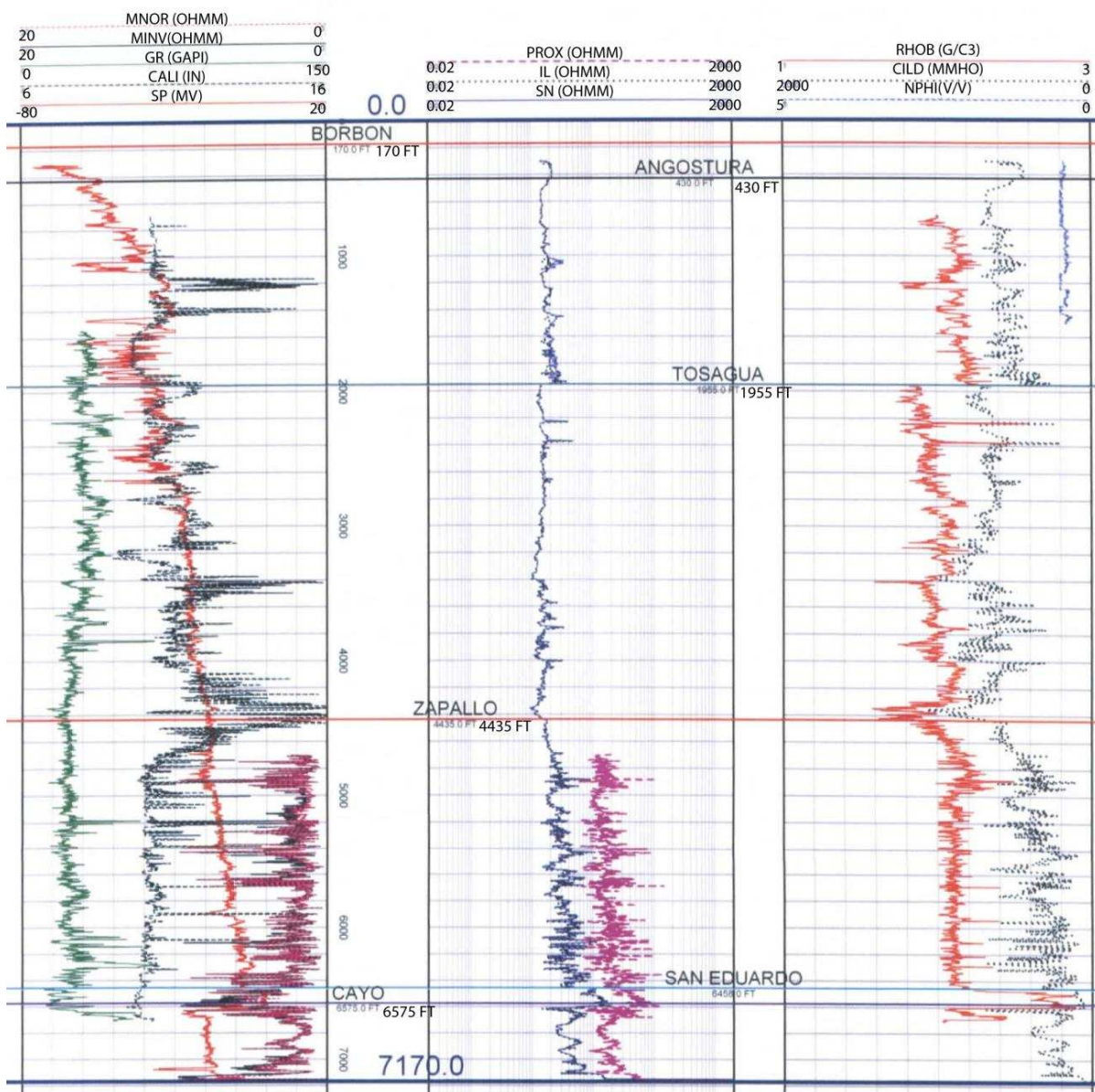


Figura 3.2 Registros del Pozo CARAQUEZ-1 digitalizados en Neuralog.

Los registros digitalizados del pozo CARAQUEZ-1 en *Neuralog* se exportaron con la extensión .LAS, ya que posteriormente se realizó la importación de los mismos a la base de datos de *Openworks* en *LandMark*, dentro del Proyecto LITTORAL.

3.3.1 Verificación y Generación de Curvas Tiempo-Profundidad (TZ)

La Generación de las curvas TZ es importante para la conversión de tiempo a profundidad de la sísmica en base a la información de pozos.

Los datos de profundidad de los pozos perforados se encuentran referidos a un datum de elevación (elevación de la mesa rotatoria), pero para efectos de la calibración, estos datos deben estar referidos al nivel del mar. El datum para la mayoría de pozos que se localizan en el litoral es de 0 pt.

A partir de los registros originales de CheckShot, se generó un formato en Microsoft Office Excel, donde se plotearon las curvas de tiempo vs profundidad (TZ) para los pozos: Amistad Sur, Calceta-1, Golfo de Guayaquil-1, Puna-1, Ricaurte-1 y Tenguel-1.

La gráfica de curvas TZ resulta de plotear, el tiempo doble de viaje (tw_t) con respecto al nivel del mar versus la profundidad referida a este mismo nivel.

Debido a que no se llevó a cabo registro de Checkshot en el pozo CARAQUEZ-1 se plotearon las curvas TZ para los pozos del Litoral (obviamente de los que se tenía el registro original) en una misma gráfica para correlacionarlos, debido a que todas las curvas tenían la misma tendencia, se generó una curva TZ regional (Figura 3.3).

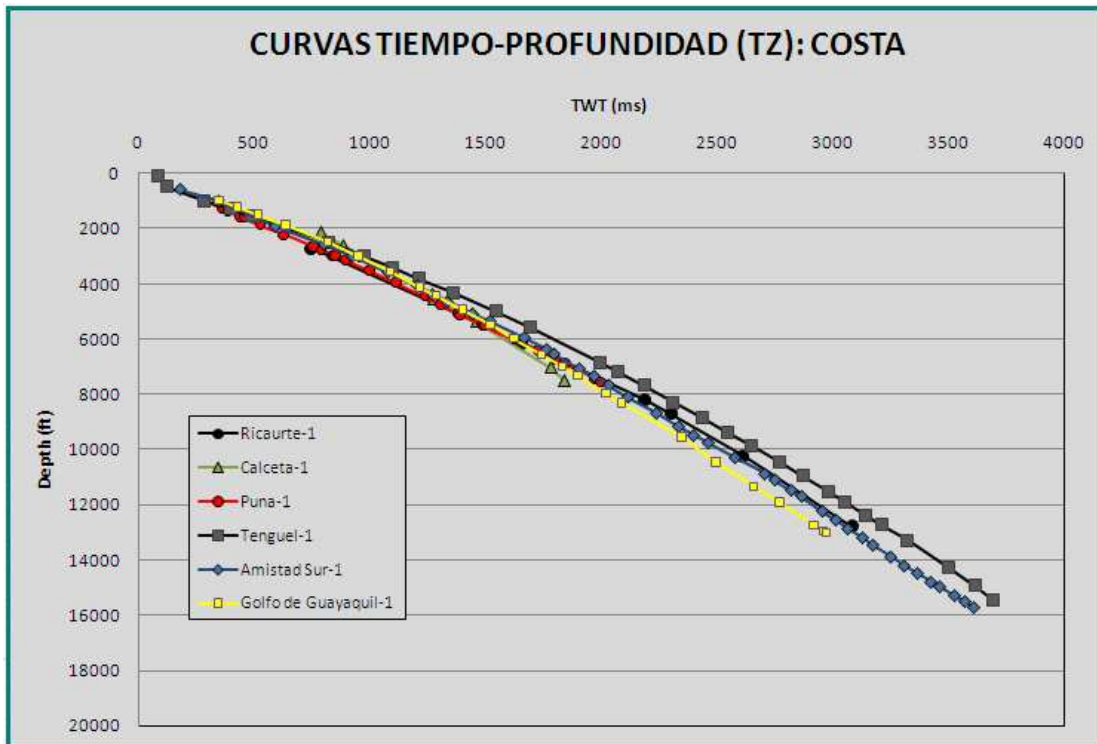


Figura 3.3 Curvas TZ para los pozos Amistad Sur, Calceta-1, Golfo de Guayaquil-1, Puna-1, Ricaurte-1 y Tenguel-1 localizados en el Litoral. Las diferentes curvas presentan la misma tendencia a excepción de la curva TZ del pozo Tenguel-1.

De esta manera, se tomaron puntos de manera aleatoria para que representen la curva TZ regional, como se muestra en la Figura 3.4. En esta la gráfica de la curva TZ regional, se comparan con la curva de las velocidades RMS y la curva TZ para el pozo Calceta-1, con el fin validar la generación de esta curva TZ.

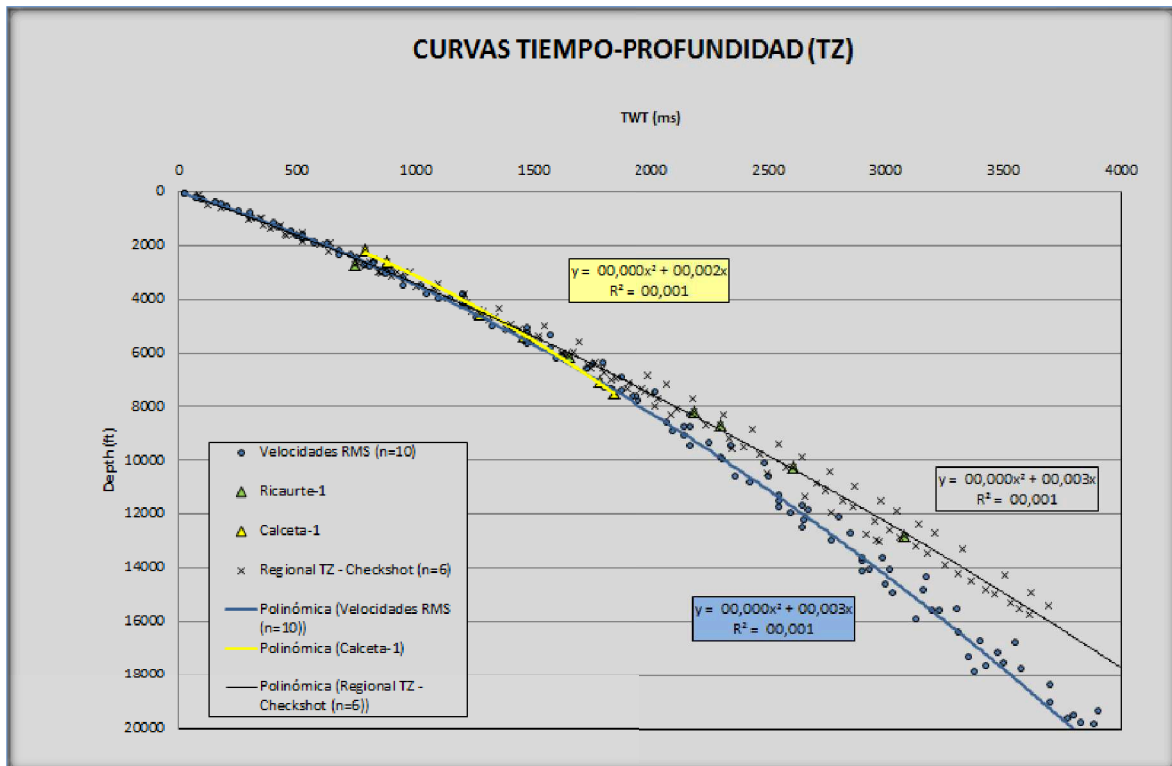


Figura 3.4 Comparación entre las curvas TZ regional (color negro) y la Curva de las Velocidades RMS (color azul). Si bien es cierto estas curvas no poseen la misma tendencia, pero se puede ver una familiaridad hasta los 1500 ms de twt.

La realización de estas gráficas fueron muy útiles, la curva TZ regional se elaboró a partir de registros originales de tiros de verificación o CheckShot (estos tiros se llevan a cabo al finalizar la perforación de un pozo para obtener registros que permiten el cálculo de velocidades promedio) que se realizaron en los pozos Amistad Sur, Calceta-1, Golfo de Guayaquil-1, Puna-1, Ricaurte-1 y Tenguel-1. Esta información se verificó en la base de Datos de *Openworks*, aplicación *CheckShot Data Manager*.

Las curvas TZ de los pozos (Litoral) son muy familiares y de manera generalizada la misma tendencia. De esta manera, para la elaboración del sismograma sintético, se puede tomar la curva TZ del pozo más cercano al pozo CARAQUEZ-1 ó la curva TZ regional.

3.3.2 Generación de Sismogramas Sintéticos

Un sismograma sintético es la reconstrucción de una traza sísmica en la dirección del pozo, mediante la convolución de la serie de reflectividad producida por el subsuelo y la ondícula fuente.

Estas trazas simuladas son comparables con las secciones sísmicas obtenidas después del procesamiento de los datos sísmicos. Los sismogramas sintéticos se emplean para identificar y calibrar superficies o eventos sísmicos en tiempo y amplitud.

En la generación del sismograma sintético para el pozo CARAQUEZ-1, se utilizó la aplicación *Syntool* de la plataforma *LandMark* y a continuación se describe brevemente el tratamiento de los datos:

1. Se seleccionó el pozo Caraquez-1 de la base de datos.
2. Se especificó la curva Tiempo-Profundidad asignada al pozo Caraquez-1, TZ regional (se generaron 2 sismogramas sintéticos, uno en base a la curva TZ regional y otro a partir de la curva TZ del pozo Ricaurte -1, el más cercano al CARAQUEZ-1; la diferencia entre estos dos sismogramas fue muy pobre).
3. Se debe escoger el registro DT del pozo. El pozo CARAQUEZ-1 no posee este registro, lo más recomendable en estos casos es elegir el registro de resistividad profunda (RD) y activar la opción *Apply Transform Faust*, la cual genera un pseudosónico, a partir del registro de resistividad; lamentablemente el Pozo CARAQUEZ-1 tampoco posee este registro, por lo que el geofísico recomendó usar el registro Induction Log (IL) al cual se le aplicó la transformada de Faust y se generó un pseudosónico.

Generado el sismograma sintético para el pozo CARAQUEZ-1, se verificó el amarre entre la ondícula generada y la sísmica; la aplicación *Syntool* permite el despliegue del line/trace de la línea sísmica N-20-3 donde se encuentra el pozo CARAQUEZ-1 y la extracción de la ondícula generada, para verificar su amarre.

Otro concepto importante para la interpretación, es el de calibración. El principio de calibración consiste básicamente en ajustar un sismograma sintético con la sísmica e identificar los marcadores. Como el amarre entre el sismograma sintético del pozo CARAQUEZ-1 y la ondícula no fue completamente satisfactorio, se mejoró este empate con la aplicación de velocidades intervállicas, con los tiros de verificación o checkshots, para los reflectores más fuertes. Todo este proceso se puede visualizar fácilmente en la siguiente Figura 3.5:

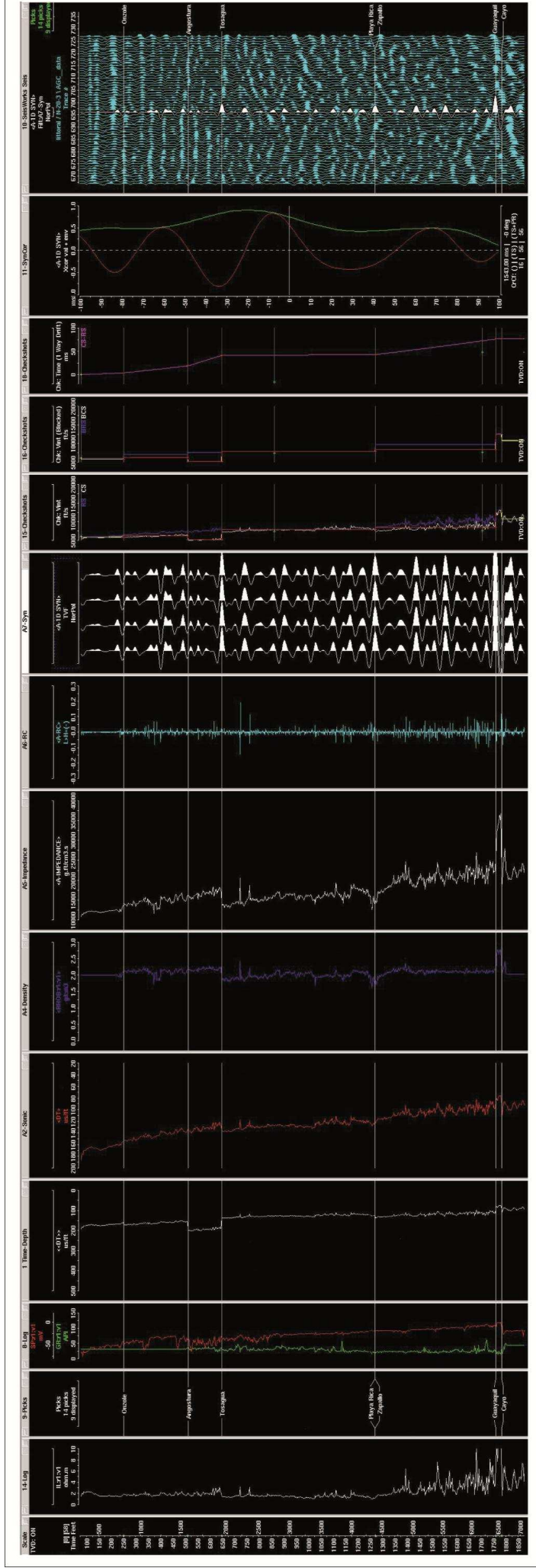


Figura 3.5 Sismograma Sintético del pozo CARAQUEZ-1. La aplicación Syntool genera una serie de paneles donde se despliega los registros: sísmico, sísmico corregido con la curva tiempo-profundidad, densidad, impedancia, gamma ray, IL, picks, sintético, checkshot que se aplicó para modificar las velocidades interválticas y la comparación del sismograma sintético con la ondícula extraída de la sísmica. Además se puede visualizar el sismograma sintético final sobre la línea sísmica N-20-3 que corresponde al Pozo Caraquez-1.

3.3.3 Cálculo de la Resolución Vertical

Un concepto muy importante para cualquier persona afín con estos métodos es el de resolución sísmica. Los datos sísmicos presentan muchas limitaciones en cuanto a la resolución vertical, pero es la única herramienta que nos permite inferir cambios laterales de continuidad en profundidad (Regueiro, 1997). Es por esto que es necesario que el intérprete entienda la importancia de la resolución, tanto vertical como horizontal, de los datos sísmicos de reflexión.

La resolución sísmica es la habilidad para distinguir estructuras separadas, de modo que se encontrará con dos limitaciones, tanto en el sentido vertical como en el horizontal.

La resolución vertical de un registro sísmico puede definirse como la menor distancia vertical entre dos inter-fases litológicas que produce dos reflexiones discretas, las cuales pueden separarse visualmente. Los dos parámetros más importantes que controlan el poder de resolución son: el ancho de banda de la señal sísmica y la velocidad intervállica de la secuencia estratigráfica o estrato. Esto implica que para capas de poco espesor, con velocidades intervállicas grandes, es necesario una señal sísmica (ondícula) lo más corta en tiempo posible para obtener la resolución vertical apropiada (Regueiro, 1997).

Una limitación natural en la resolución de los datos sísmicos es la causada por el fenómeno de absorción, así como la relación señal-ruido (relación entre la energía de los eventos deseados, señal y la energía restante, ruido).

En cuanto a la resolución lateral en una sección sísmica está controlada principalmente por dos factores: el espaciamiento entre trazas y las dimensiones de la zona de Fresnel. Esta resolución se refiere a que tan cerca dos puntos en el subsuelo se pueden separar horizontalmente (Regueiro, 1997).

3.4 BALANCEO DE SECCIONES SÍSMICAS

Una de las cosas que se deben hacer antes de comenzar la interpretación de los datos es analizar y corregir los misties debidos a corrimientos o desplazamientos en tiempo, también los hay en fase y amplitud, pero estos dos últimos no son recomendables de llevar a cabo porque podría afectar en la resolución de los perfiles sísmicos.

Los datos de este proyecto como se mencionó anteriormente, consta de perfiles sísmicos pertenecientes a 2 campañas, ahora bien, estas campañas son muy diferentes, así la más actual tiene mejor resolución que la antigua y cubren una mayor extensión; mientras que las líneas pertenecientes a la campaña del año 1975 son cortas en extensión.

Entonces primeramente se empezó por seleccionar las líneas que se encuentran dentro del área de estudio, y se creó un proyecto para esta zona, posteriormente en Seisworks se abre este proyecto para balancear las diferentes líneas, las correcciones se realizaron de manera automática e interactiva. El cálculo automático consiste en calcular tanto las correcciones como los desplazamientos. Mientras que el cálculo interactivo consiste en desplegar las trazas sísmicas en el punto de intersección y despliega la crosscorrelacion de las trazas sísmicas apiladas, por lo que permite ajustar manualmente las correcciones en tiempo, fase y amplitud.

CAPÍTULO IV

INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS SÍSMICOS

4.1 GENERALIDADES SOBRE LA INTERPRETACIÓN SISMOESTRATIGRÁFICA

La interpretación sísmica básica consiste en reconocer continuidades y discontinuidades de los reflectores sísmicos con el objetivo de identificar diferentes paquetes genéticamente ligados (unidades sísmo-estratigráficas). En este estudio se realizó la interpretación sísmo-estratigráfica, mediante el reconocimiento de discordancias a escala regional. Se empezó por la interpretación estructural, sin embargo, para un mejor entendimiento se muestra en primer lugar la interpretación sísmo-estratigráfica; sólo en áreas tectónicamente muy estables puede comenzarse directamente con el análisis sísmoestratigráfico sin una previa evaluación del marco estructural.

Para el análisis sísmoestratigráfico, deben identificarse los rasgos característicos de la sísmica de reflexión y relacionar estos rasgos con factores geológicos responsables de estas reflexiones. Fundamentalmente, reflexiones sísmicas primarias ocurren en respuesta a la presencia de cambios significativos densidad-velocidad o en cualquier inconformidad.

Las secciones sísmicas son producto de reflexiones primarias desde inconformidades que poseen características distintivas que pueden ser relacionadas a rasgos depositacionales, tales como litología, espesor del estrato y continuidad y contenido en fluido. Las unidades están definidas por varios parámetros sísmicos, correspondientes a la configuración, continuidad, amplitud y frecuencia de la reflexión. Estos parámetros caracterizan la facies sísmica de la unidad. Luego se examina los límites entre unidades en particular la geometría de los reflectores respecto a los límites de las unidades.

4.1.1 Parámetros para la definición de facies sísmica

Configuración de la Reflexión: es la geometría interna de la unidad. Como se ilustra en las Figuras 4.1 (b) se puede definir varias configuraciones como: paralelo, divergente y progradante. Estas configuraciones corresponden a condiciones o características depositacionales primarias (Boggs, 2006), y se relacionan con la disposición de las capas sedimentarias, procesos de depositación, erosión, etc.

La **configuración de reflectores paralela** como se puede observar en la Figura 4.1(b) aparece como el resultado de:

- ❖ Estratos de igual espesor.
- ❖ Sedimentación constante.
- ❖ Sedimentos depositados a una tasa constante sobre una plataforma uniforme y subsidente o cuenca estable.

La **configuración divergente** (Figura 4.1.b) generalmente corresponde a:

- ❖ Engrosamiento hacia la cuenca.
- ❖ Variación lateral de sus tasas de sedimentación.
- ❖ Basculamiento sindepositacional de la cuenca o superficie de sedimentación.

La **configuración progradante** (Figura 4.1.b) generalmente corresponde a la:

- ❖ Propagación desde los márgenes de la cuenca.
- ❖ Acreción lateral hasta formar pendientes suaves.
- ❖ Tasa de aporte importante.

Por último, también hay **configuraciones caótica y sin reflexiones** (Figura 4.1.b) que resulta de:

- ❖ No tener estructura.
- ❖ Deformación sin-sedimentaria, depositación en ambientes de alta energía.

Continuidad de la Reflexión: depende de la continuidad en el contraste densidad-velocidad a lo largo de inconformidades. Está asociado con la continuidad de capas sedimentarias y ésto provee información sobre procesos depositacionales y ambientes (Figura 4.1 c y d).

Amplitud de la reflexión: se refiere al contraste de densidad-velocidad, al espaciamiento de capas y al contenido de fluidos. Ayuda a definir la facies sísmica, ya que permite el análisis de reflexiones al interior de una unidad (Figura 4.1.a).

Frecuencia de la reflexión: depende del espaciamiento de los bancos y del contenido de fluidos, además de contribuir a la caracterización de la facies sísmica (Figura 4.1.b).

4.1.2 Geometría de los reflectores al límite entre unidades

Se hace un reconocimiento de las terminaciones laterales de los reflectores en los límites entre unidades. Se definen clásicamente patrones geométricos a la base y al tope de unidad. Las geometrías más comunes que definen la base de la unidad (límite inferior) son las geometrías en *onlap*, y *downlap* (Figura 4.1.d). La geometría en *onlap* corresponde a reflectores con poca inclinación que intersectan una superficie con pendiente más pronunciada; mientras que el *downlap* corresponde a reflectores más oblicuos que la superficie sobre la cual se intersectan. Las geometrías más comunes que definen el tope de la unidad (límite superior), corresponden a *toplap* y truncación erosional (Figura 4.1.c). La geometría de *toplap* es similar a *downlap*, pero los reflectores cruzan por debajo de la superficie; mientras que en la truncación erosional, la continuidad de los reflectores es interrumpida por una fuerte superficie de erosión.

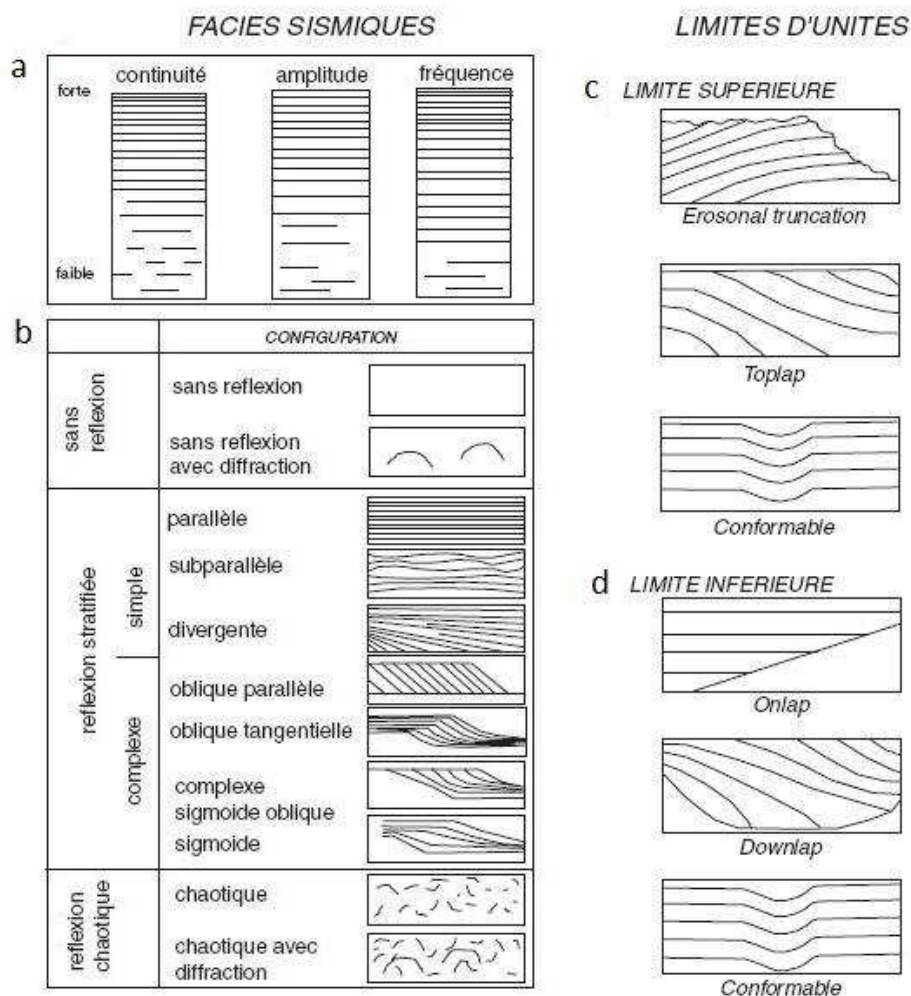


Figura 4.1 Parámetros utilizados para la definición de facies sísmica (**a, b**) y relaciones entre las reflexiones sísmicas al límites de unidades sísmicas (**c, d**). Tomado de Mitchum et al. (1977).

4.2 RESULTADOS DE LA INTERPRETACIÓN SISMO-ESTRATIGRÁFICA DEL ÁREA DE ESTUDIO: UNIDADES SISMO-ESTRATIGRÁFICAS

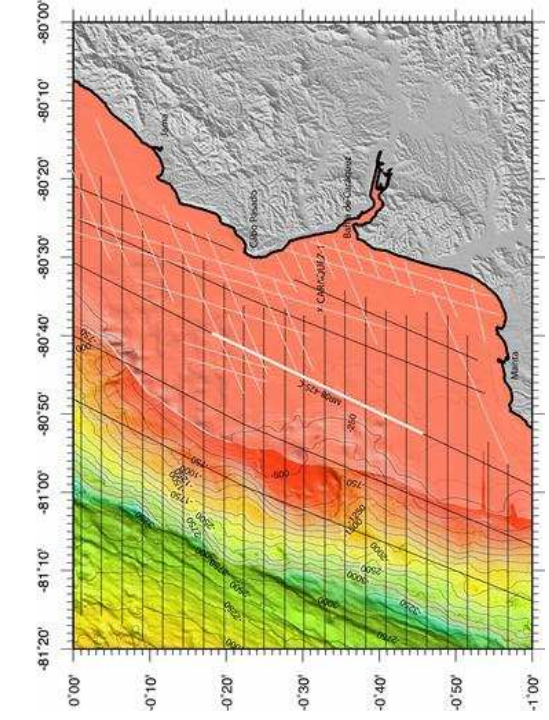
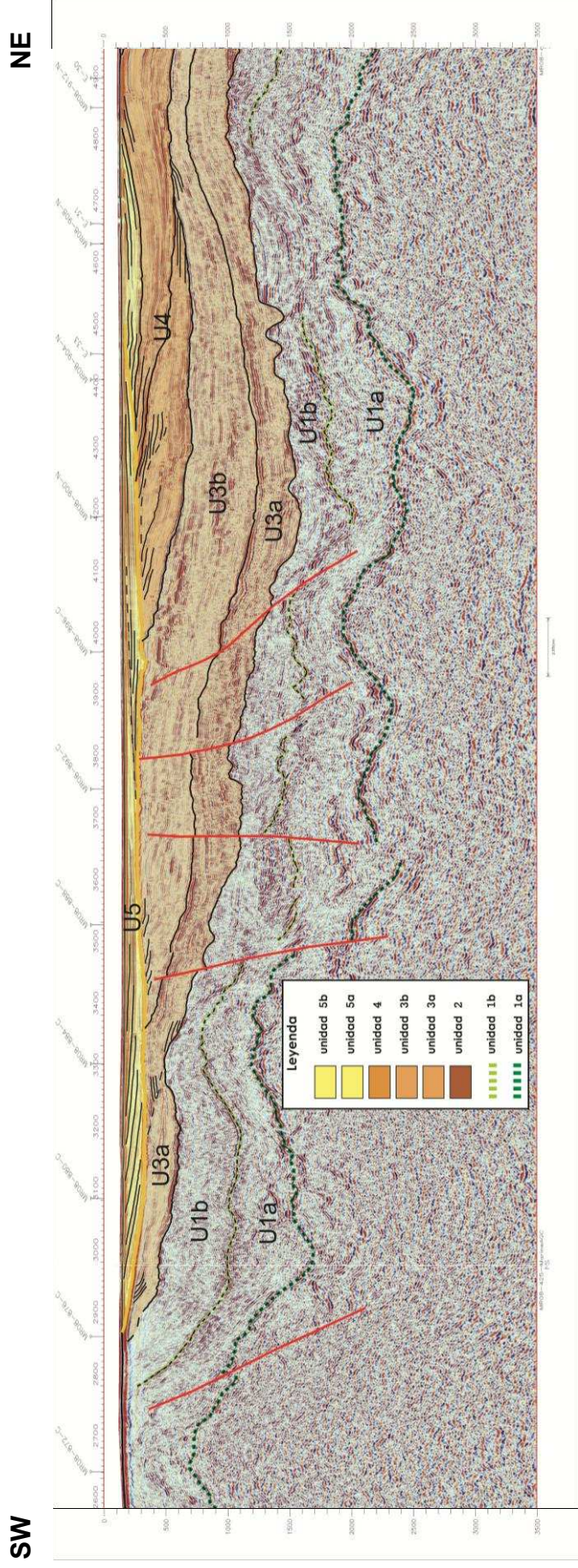
La interpretación sísmo-estratigráfica del área de estudio, se basó en la identificación de discordancias regionales que diferenciaban a varios paquetes correspondientes a diferentes unidades. Lo importante aquí es identificar eventos formacionales o depositacionales. Para esto fueron impresos los perfiles sísmicos marinos a color; los perfiles E-W relacionados al área de estudio en formato A4, mientras que a la misma escala los perfiles de dirección NE-SW en formato A1.

Los principales perfiles que fueron utilizados para la interpretación sismo-estratigráfica inicial fueron: MR08-425-C (Figura 4.2.a) y MR08-433-C (Lámina 2), debido a que tienen una dirección casi paralela al margen costero y cubren en extensión el área de estudio. Sobre estos perfiles se puede distinguir las inconformidades o discordancias a nivel regional. Además estos perfiles se cruzan con la mayoría de líneas E-W en zonas que no se encuentran muy deformadas y en las que el cruce de las discordancias identificadas podían ser continuadas. Se justificó este método, porque dentro de las unidades delimitadas por inconformidades regionales, existen discordancias locales, que solo son identificables en algunas secciones donde las unidades están más desarrolladas.

Posterior a la identificación de unidades sismo-estratigráficas en papel, se utilizó la aplicación de OpenWorks denominada SeisWorks. Esta herramienta es un software especializado en la interpretación sísmica que permitió afinar la interpretación mediante un control muy estricto, en particular al cruce de los perfiles y tener una idea de la extensión vertical y horizontal de las unidades.

El perfil MR08-425-C de dirección NE-SW, cruza los perfiles MR08-856-C en el S hasta el MR08-936-N continuando con la intersección de perfiles hacia el Norte (Lámina1); mientras que el perfil MR08-433-C cruza los mismos perfiles E-W a excepción de los perfiles MR08-904-N y MR08-908-N. A pesar de lo ya expuesto, la interpretación comienza sobre el perfil MR08-425-C ya que en éste se registran las unidades más recientes, mientras que en el perfil MR08-433-C se encuentran unidades más antiguas (Lámina 2).

En el perfil MR08-425-C se identificaron discordancias regionales y configuraciones de reflexión, diferenciando 5 UNIDADES diferentes, que se describen a continuación desde la más antigua (basamento sísmico) hasta la más reciente (Figura 4.2):



a)

b)

Figura 4.2 a) Interpretación sísmo-estratigráfica del perfil MR08-425-C, las discordancias a nivel regional definen Unidades, como se puede ver en la leyenda. La escala vertical del perfil está dada en milisegundos. **b)** Localización y extensión del perfil MR08-425-C en la plataforma del margen ecuatoriano.

BASAMENTO SÍSMICO: La configuración de sus reflectores es caótica y su tope está generalmente marcado por tres reflectores de fuerte amplitud y de polaridad generalmente positiva, excepto cuando su polaridad es inversa (Figura 4.2.a).

UNIDAD 1: Muestra reflectores débiles y discontinuos; su configuración de reflexión es medianamente transparente a pesar de esto es posible seguir algunos de los reflectores discontinuos de alta amplitud y baja frecuencia. En la parte media de la unidad se presentan tres reflectores de fuerte amplitud y polaridad negativa, que permiten diferenciar una unidad inferior (Unidad 1a) y una superior (Unidad 1b), como se puede apreciar en la Figura 4.2 (a).

UNIDAD 1a: Los reflectores internos son débiles de baja amplitud y baja frecuencia su configuración de reflexión es transparente. Su base está marcada por fuertes reflectores de gran amplitud y polaridad positiva, que corresponden al tope del basamento sísmico, mientras que el tope de la unidad está definido por tres reflectores de mediana amplitud y polaridad inversa.

UNIDAD 1b: La configuración de reflexión es un poco más continua que la Unidad 1a, por lo que su configuración es medianamente transparente y la amplitud de sus reflectores es un poco más fuerte a diferencia de la Unidad 1a. La base está marcada por fuertes reflectores de mediana amplitud (tope de la UNIDAD 1a), mientras que el tope corresponde a una superficie de erosión.

UNIDAD 2: Tiene una configuración de reflexión paralela a subparalela, compuesta por reflectores de amplitudes variables, con subniveles marcados por reflectores subcontínuos de gran amplitud. La base de la unidad está marcada por una superficie de erosión (tope de la UNIDAD 1b); mientras que el tope también corresponde a una superficie de erosión (de fuerte truncación erosiva), que dejó como huellas formas muy irregulares de cañones y valles (perfil MR08-433-C, Lámina 2).

UNIDAD 3: La configuración de reflexión es claramente progradante en los extremos laterales del límite superior de la unidad. Dentro de esta unidad se distingue dos subunidades (Figura 4.2.a).

UNIDAD 3a: La configuración de reflexión es progradante (más notable en los extremos norte y sur de la Unidad), mientras que en la parte central que es más profunda, la configuración de sus reflectores es paralela a subparalela; su base está representada por una fuerte truncación erosiva (tope de la UNIDAD 2), que se suaviza hacia el Sur. En los perfiles E-W se la puede reconocer en la parte oriental de los mismos, mientras que en la dirección opuesta pasa de ser una fuerte discordancia a una superficie muchas veces concordante, pero marcada por fuertes reflectores de gran amplitud. Su tope está marcado por dos a tres reflectores de gran amplitud y polaridad positiva. En la parte sur del perfil MR08-425-C (Figura 4.2.a) se pueden visualizar *toplaps* hacia el techo.

UNIDAD 3b: Su configuración de reflexión es progradante su base está representada por fuertes reflectores de gran amplitud y de polaridad positiva (tope de la UNIDAD 3a), mientras que el tope está marcado en el perfil MR08-425-C por *toplaps* (Figura 4.2.a).

UNIDAD 4: La configuración de reflexión es progradante sus reflectores tienen amplitudes variables y baja frecuencia, pero se pueden distinguir reflectores subcontinuos de gran amplitud. Dentro de esta unidad, tenemos 2 subunidades, la más inferior, que posee discontinuidades al interior y la unidad superior marcada por reflectores más continuos.

UNIDAD 4a: La configuración de reflexión es progradante dentro de esta unidad podemos encontrar otras discordancias, en *toplap* y configuración sigmoidal, como se muestran en la Figura 4.2 (a). Su base está marcada por reflectores de gran amplitud y polaridad positiva (tope de la UNIDAD 3b).

UNIDAD 4b: La configuración de reflexión es progradante, con reflectores más continuos de gran amplitud y frecuencia mediana. La base de esta unidad está marcada por tres y a veces dos fuertes reflectores de polaridad positiva, mientras que su tope está representado por reflectores en toplap (Figura 4.2.a).

UNIDAD 5: Es la unidad más reciente que se encuentra rellenando una micro-cuenca sedimentaria pequeña (Figura 4.3), es difícil determinar la configuración de reflexión, porque muestra discordancias internas y por lo tanto su relleno es complejo. Los perfiles MR08-425-C y MR08-433-C no cortan los depocentros rellenos por esta unidad, por lo que se utilizaron perfiles de dirección E-W, en los que se puede distinguir dos facies sísmicas descritas a continuación:

UNIDAD 5a: la configuración de reflexión es divergente, es decir, con grandes variaciones de espesor en corta distancia sus reflectores son de gran amplitud y alta frecuencia dentro de esta unidad se distinguen inconformidades secundarias. Marcada a la base por tres fuertes reflectores de gran amplitud y polaridad inversa.

UNIDAD 5b: la configuración de reflexión es subparalela, con reflectores de menor amplitud y alta frecuencia, además sus reflectores se muestran más continuos diferencia de la unidad 5a (Figura 4.3). Esta Unidad cubre una mayor extensión geográfica en comparación de la Unidad 5a.

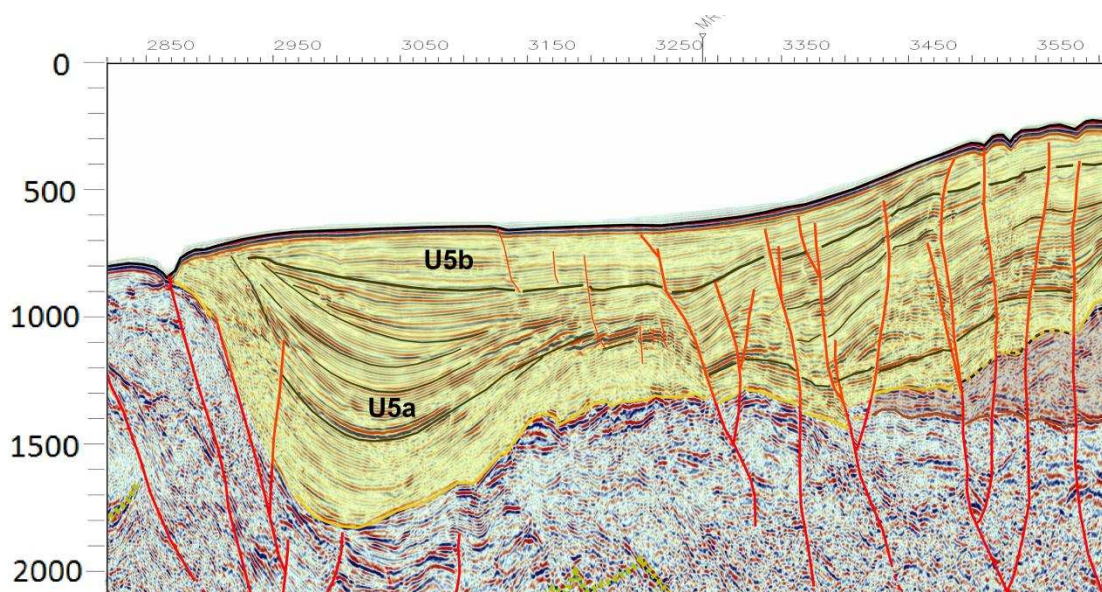


Figura 4.3 Sección parcial MR08-896-C, la escala vertical está en milisegundos.

Se muestra la micro-cuenca controlada por fallas, su relleno es complejo e involucra varias discordancias dentro de la Unidad 5, de la que se puede generalizar dos facies 5a y 5b.

4.3 INTERPRETACIÓN SÍSMICA ESTRUCTURAL

Para la interpretación estructural se empezó, utilizando impresiones A4 a color y blanco & negro, a una escala vertical conveniente (hasta 3500ms), en la que se puedan distinguir perturbaciones en la continuidad de los reflectores en conjunto. La pequeña escala de trabajo A4 permitió visualizar fallas regionales. Con la aplicación *Seisworks* de la plataforma *Landmark*, se controló el trazo de las fallas principales, mientras que se reconocían fallas menores y se digitalizaron los trazos de falla, sin superar los 3000ms (con algunas excepciones).

La elaboración del “esqueleto estructural” a escala regional se basó en el estudio de 23 perfiles 2D multicanal registrados por SCAN para PETROPRODUCCION (2009) por ser de mejor calidad que la otra campaña como ya he mencionado anteriormente; además porque las líneas registradas E-W se encuentran regularmente dispuestas.

4.3.1 Resultados de la Interpretación Sísmica Estructural en el Área de Estudio

La interpretación realizada a lo largo de los perfiles de dirección E-W comprendida entre las latitudes $0^{\circ}10'S$ y $0^{\circ}50'S$ muestra fallas localizadas subverticales, algunas de las cuales alcanzan el fondo marino (perfiles MR900 hasta el MR884). Generalmente el buzamiento de las fallas cambia en sentido E-W: las fallas localizadas al occidente tienen un buzamiento hacia el Este; mientras que las fallas orientales tienen un buzamiento hacia el Oeste. La geometría de estas fallas a profundidad refleja una convergencia, es decir, las fallas presentan una tendencia a unirse en profundidad. De esta manera, las fallas más externas son las más importantes o principales y de éstas se derivan fallas menores.

En conjunto se muestra una estructura en flor, que corresponde a una gran falla transcurrente. La mayoría de las fallas tienen un juego normal, que delimita el depocentro más reciente (Unidad 5) por lo que este sistema corresponde a una flor negativa (perfiles MR-900 al 884). La unidad 5a sensu-stricto refleja dos fases de actividad de la flor negativa,

Al Norte del depocentro más reciente (perfil MR08-900 al MR08-912-N), la unidad 4, muestra un cambio de espesor muy grande, controlado por fallas de esta manera en el perfil MR08-912-N el espesor máximo es de 0.4s y en los perfiles MR08-908-N y MR08-904-N el espesor máximo supera 1s. Cabe mencionar que estos cambios de espesor delimitan un depocentro relativamente más antiguo que el anteriormente descrito (relleno por la UNIDAD 5), que se encuentra deformado por compresión localizada.

En cuanto a la Unidad 3, ésta no refleja el desarrollo de un depocentro controlado por fallas, sin embargo se evidencia un cambio en el espesor más desarrollado a partir del perfil MR08-908-N hasta MR08-896-C.

Con la intención de mostrar evidencias referentes al cambio brusco del régimen tectónico tanto al Norte como al Sur de la zona afectada por el Sistema de fallas

de Jama se muestra secuencialmente una serie de perfiles de dirección E-W, que corresponden a las figuras que van desde la Figura 4.5 y finaliza en la Figura 4.11. La ubicación de los perfiles se observa en la Figura 4.4.

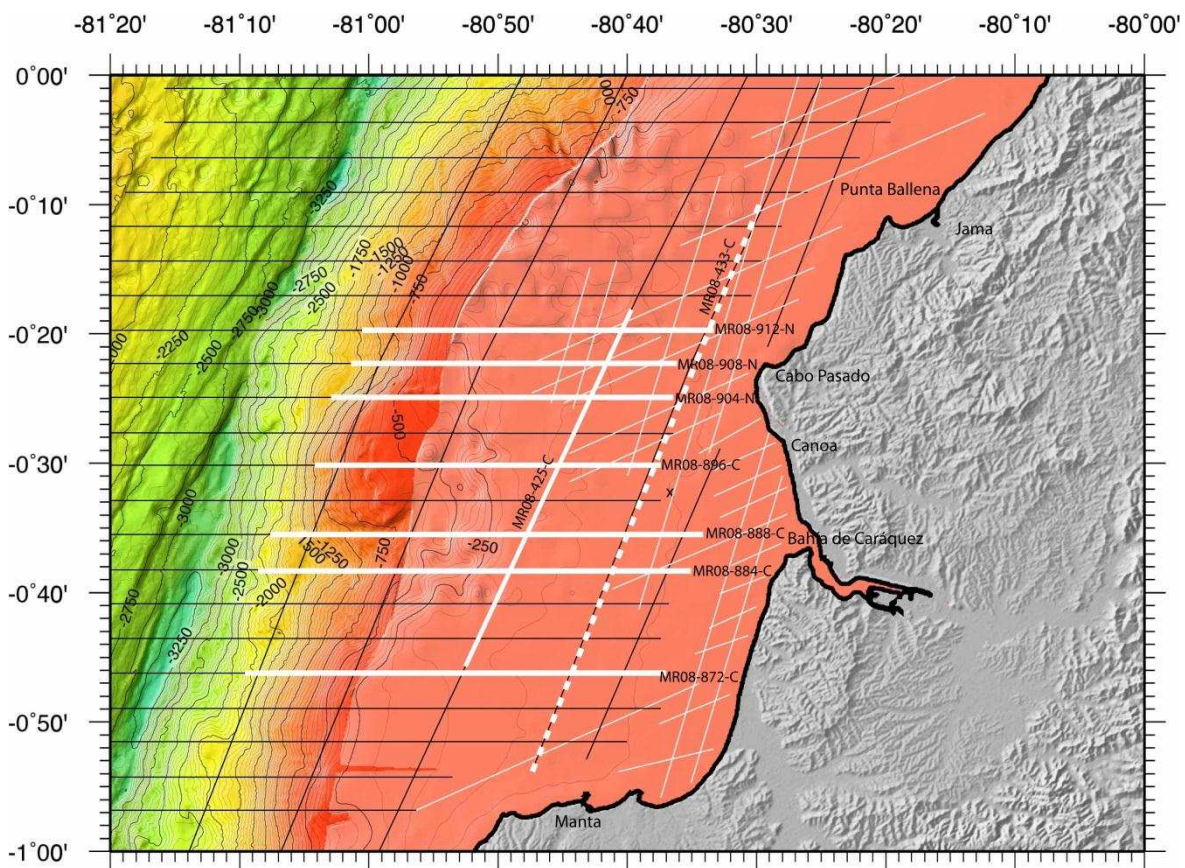


Figura 4.4 Localización de los perfiles (líneas blancas) que posteriormente se presentan en las Figuras 4.5 hasta la 4.11. La zona afectada por el sistema de fallas de Jama se encuentra entre los perfiles MR08-908-N y MR08-880-C. El perfil MR08-912-N se encuentra al norte de esta zona, mientras que el perfil MR08-872-C se localiza al sur. El perfil MR08-433-C (línea discontinua) se presenta en el Anexo1.

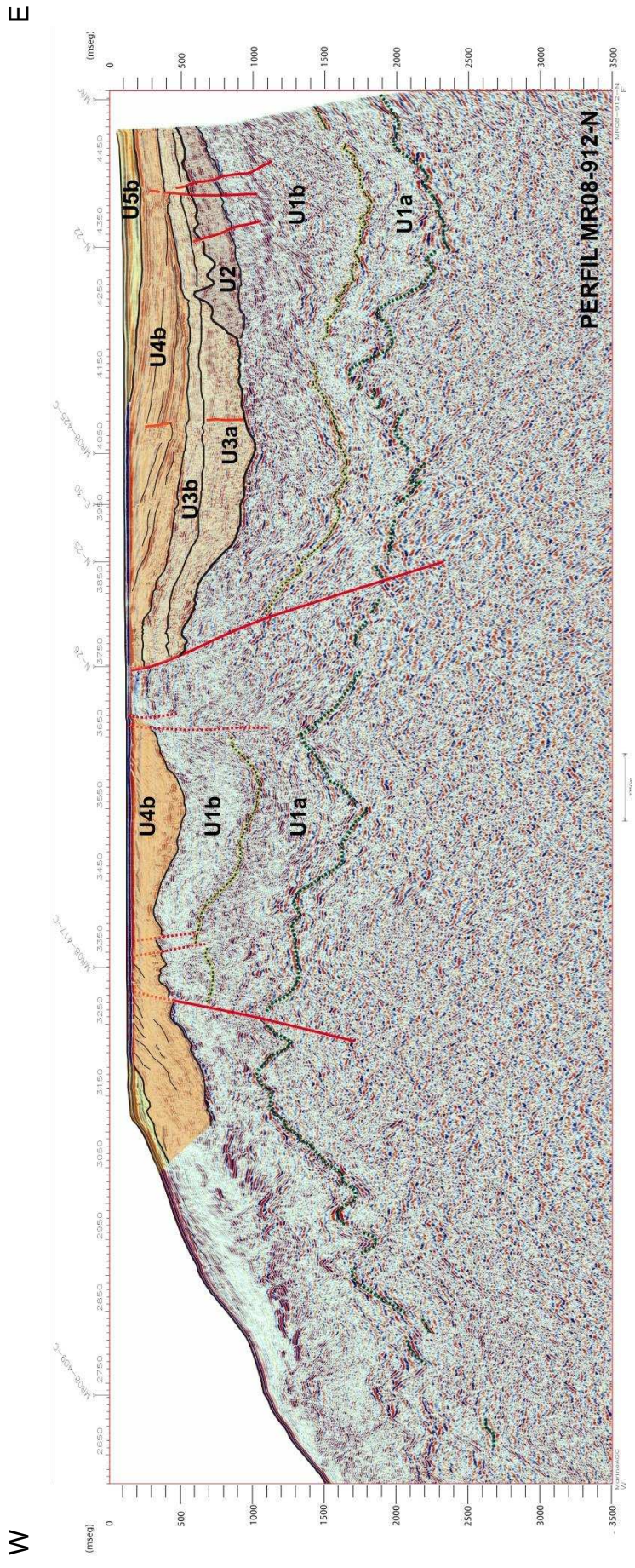


Figura 4.5 Perfil MR08-912-N, localizado al N de la zona deformada por el sistema de fallas de Jama. Se observan fallas normales: la más oriental limita una cuenca, rellena por las Unidades 3, 4 y 5, cuyo espesor poco desarrollado. El fondo marino se muestra plano, hasta el principio de la pendiente.

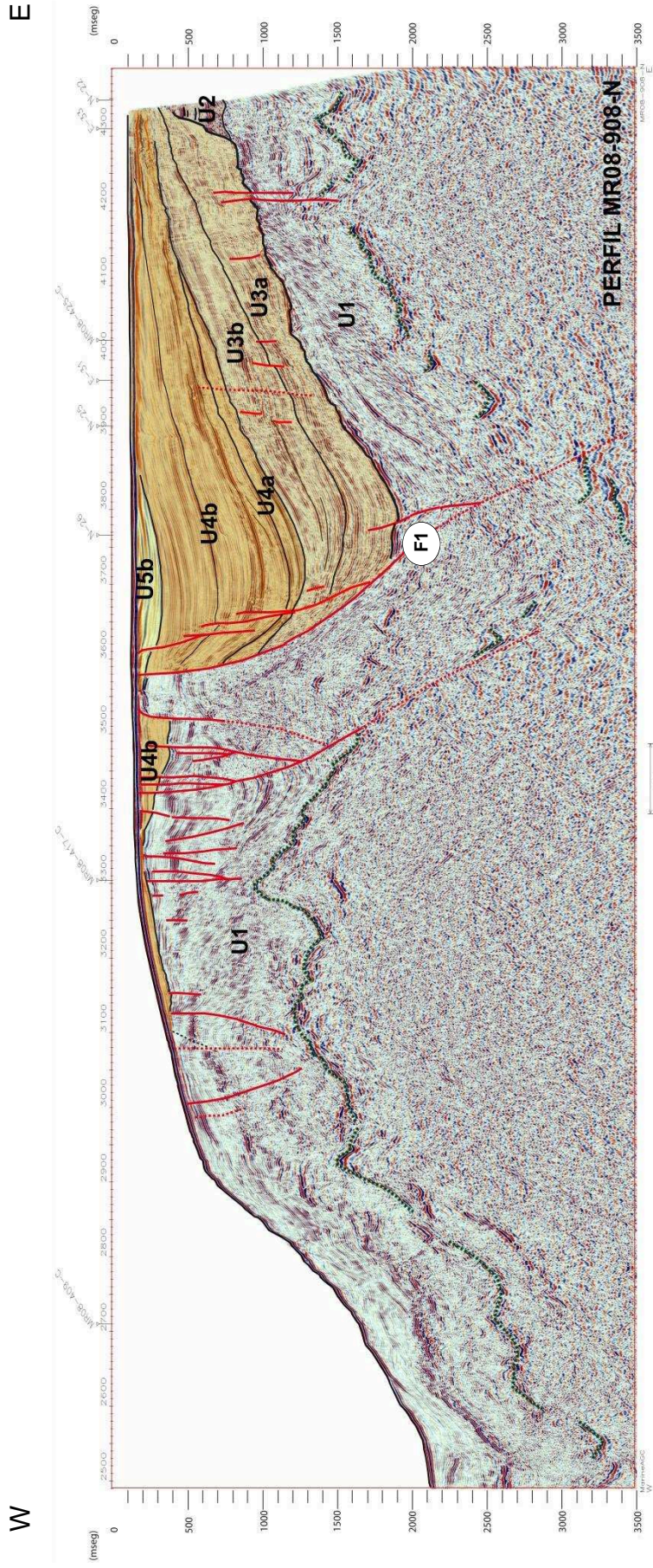


Figura 4.6 Perfil MR08-908-N localizado dentro de la zona afectada por el sistema de fallas de Jama, en el N. En este perfil la falla más importante buza hacia el E y controla el desarrollo en espesor de la Unidad 4.

W

E

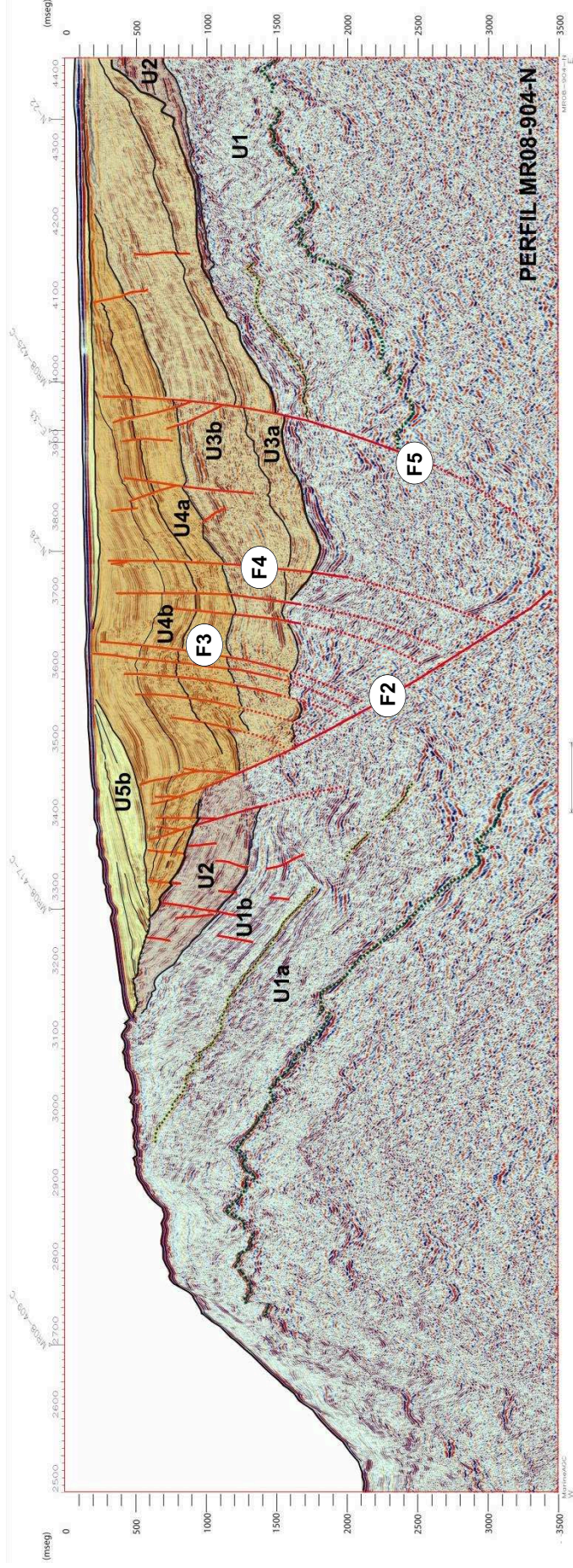


Figura 4.7 Perfil MR08-904-N, muestra una falla transcurrente, al igual que en el perfil MR08-908-N (Figura 4.6), con buzamiento hacia el E, observándose sus ramificaciones. Parece se desarrollar a partir de la inversión de una falla normal, que controló el espesor de la Unidad 4. La compresión (levantamiento de la Unidad 4) que se puede evidenciar en este perfil es localizada.

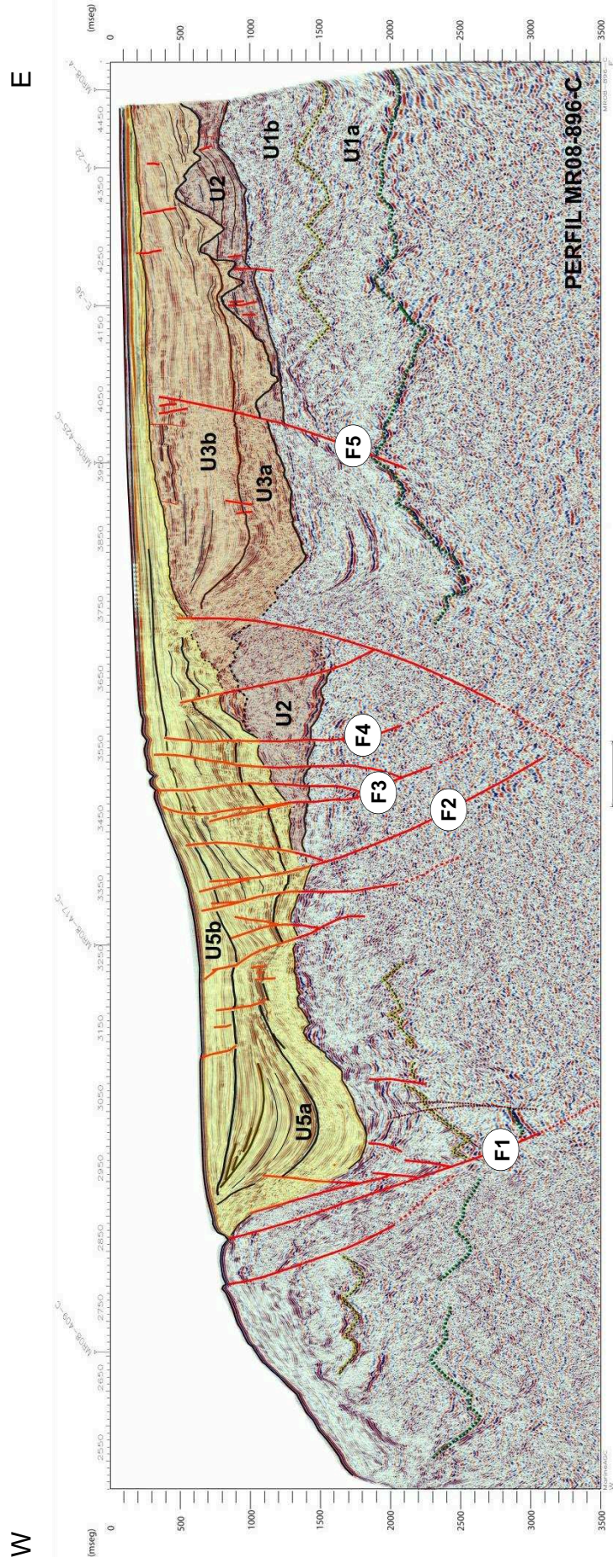


Figura 4.8 Perfil MR08-896-C, la micro-cuenca (Unidad 5) está controlada por el sistema de fallas de Jama que dibuja una estructura en flor negativa, las fallas principales ubicadas en los extremos E-W buzcan en dirección contraria y convergen a profundidad. Se evidencia también el desarrollo sucesivo de dos micro-cuenclas, la que se mencionó y otra micro-cuenca relativamente más antigua, cuyo relleno son las Unidades 3 con espesores un poco más desarrollados. Estas micro-cuenclas se desarrollan sucesivamente, después del evento marcado por la fuerte superficie de erosión que define el tope de la Unidad 2. El fondo marino está perturbado por la actividad neotectónica de este sistema de fallas. La morfología de la plataforma continental, muestra un cambio en escalón hacia la fosa y se evidencia en toda la zona afectada por el sistema de fallas.

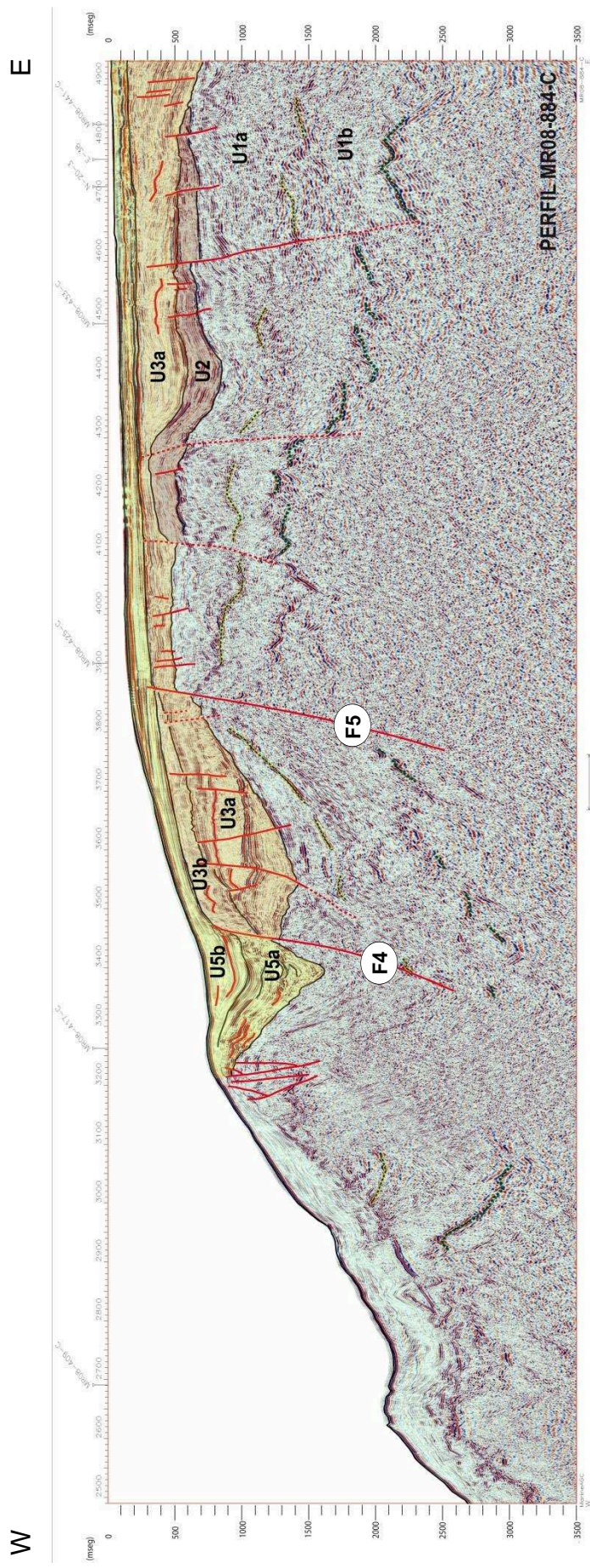


Figura 4.9 Perfil MR08-884-C muestra el cierre de la micro-cuenca más reciente (Unidad 5), controlada por una falla en flor negativa. Además la Unidad 3 se adelgaza en comparación al perfil de la figura anterior.

W

E

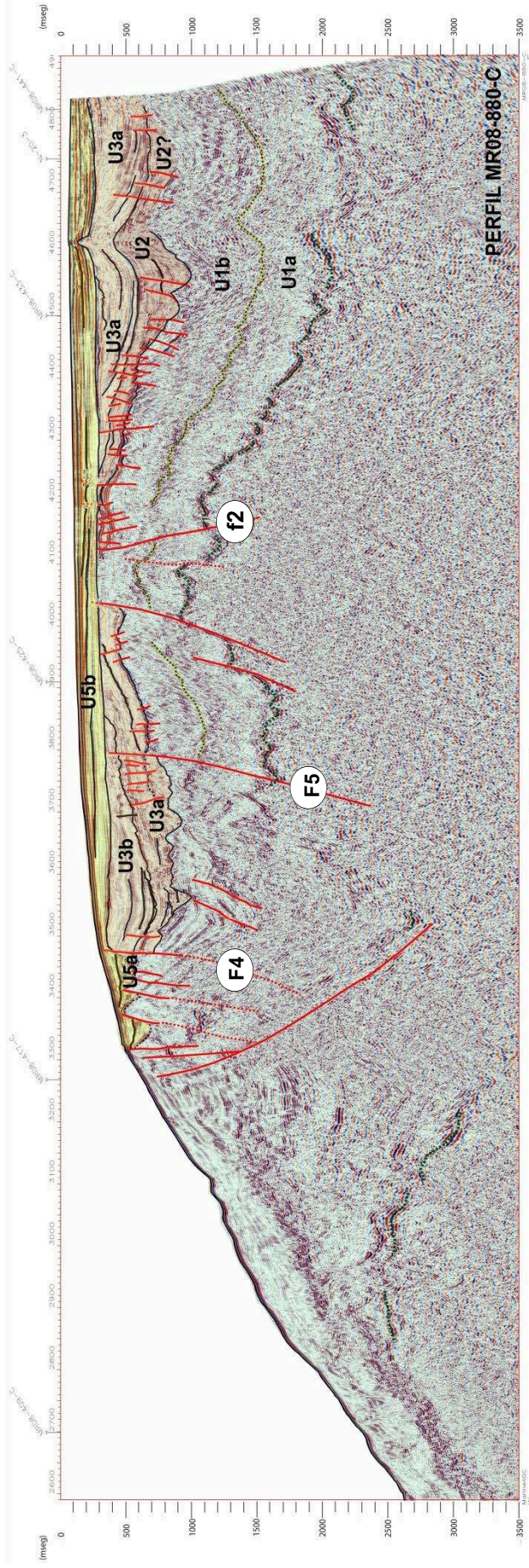


Figura 4.10 Perfil MR08-880-C estructura en flor, en este perfil. También se observa la micro-cuenca (Unidad 5) asociada al fallamiento. Por la base, la Unidad 5a se muestra deformada, lo más probablemente por ramificaciones de la falla en flor; mientras que la Unidad 5b se deposita durante un periodo de relativa calma tectónica. Esto permite caracterizar dos episodios de desarrollo de la micro-cuenca.

W

E

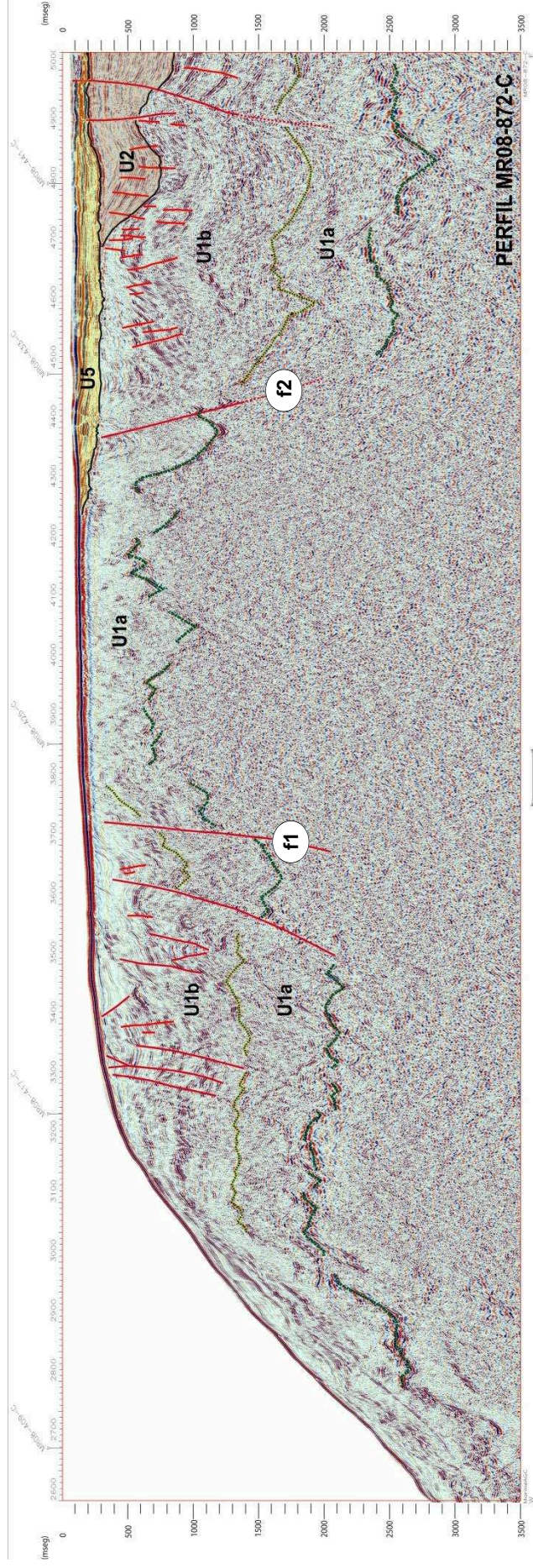


Figura 4.11 Perfil MR08-872-C localizado al S de la zona afectada por el sistema de fallas de Jama. Las Unidades que rellenan las micro-cuencas desaparecen, mientras que se observa dos fallas normales que controlan un alto estructural que en este estudio lo denominamos el Horst de Manta y que en los extremos limita el desarrollo de dos cuencas relativamente más antiguas. Note que la morfología de la plataforma se estabiliza, con una superficie regular similar al perfil MR08-912-N localizado al norte de la zona afectada por el sistema de fallas.

Se debe mencionar que el régimen tectónico de esta zona es complicado en su interpretación ya que se encuentra perturbado por fallas antiguas, que en la mayoría de casos no son muy evidentes debido a que los reflectores pertenecientes a las unidades más antiguas se muestran difusos y no permiten determinar con seguridad el trazo de las fallas lo que si es evidente son las zonas de fallas. En todo caso las fallas que controlan los depocentros descritos anteriormente son relativamente jóvenes porque se encuentran afectando a las unidades más recientes adicionalmente hay, ramales de la falla que se encuentran afectando el fondo marino.

Al N de la región más afectada los perfiles MR-912 (Figura 4.5) y MR-916 , las fallas son más simples y de juego normal. Ninguna estructura en flor esta identificada y la plataforma tiene una morfología estable sin afectación.

Al S de la región donde se describe una estructura en flor negativa entre los perfiles MR08-872 (Figura 4.11) y MR08-868, hay dos fallas normales principales que afectan el basamento sísmico y que delimitan un alto estructural. De los dos lados de este horst hay cuencas rellenas por las unidades más antiguas (Unidades 1, 2 y 3).

Específicamente, entre los perfiles MR08-908N y MR08-880C (Figuras desde 4.6 hasta 4.10) se observan cuencas relacionadas al fallamiento transcurrente inmediatamente al N a partir del perfil MR08-912N (Figura 4.5) hasta MR08-936N se produce un cambio estructural drástico con fallas normales que controlan una cuenca relativamente más antigua; al S entre los perfiles MR08-876C-MR08-856C, se evidencian fallas normales que componen un Horst.

4.4 RESULTADOS DE MAPAS ESTRUCTURALES EN TIEMPO

Posterior a la interpretación estructural en cada perfil, se realizó el seguimiento de las fallas entre perfiles, con el fin de establecer la disposición espacial de los trazos de fallas (polígonos de fallas) y obtener una visión pseudo 3D.

Para la generación de estos polígonos, fue necesario asignar los planos de falla, para que el software los relacione y reconozca al mismo tiempo que sugiere correcciones en el buzamiento y extensión en profundidad (tiempo) de las fallas asignadas. El momento de desplegar una línea sísmica donde se encuentran las fallas asignadas se observa las correcciones que realizó el software y permite refinar el trazo de las fallas (en este caso se realizaron cambios en el ángulo de buzamiento de las mismas). Los polígonos de fallas, requieren ser asignados a un salto de fallas (heaves, como los denomina el programa) con respecto a la unidad que esté desplazando, para esto el programa pide especificar el bloque deprimido y el levantado. De esta manera se tiene una proyección en planta de los saltos de falla (Figura 4.12 y 4.13 a y b).

La aplicación *MapView* de la plataforma Landmark, nos dibuja el trazo de las fallas en una vista de planta, como se indica en la figura 4.12.

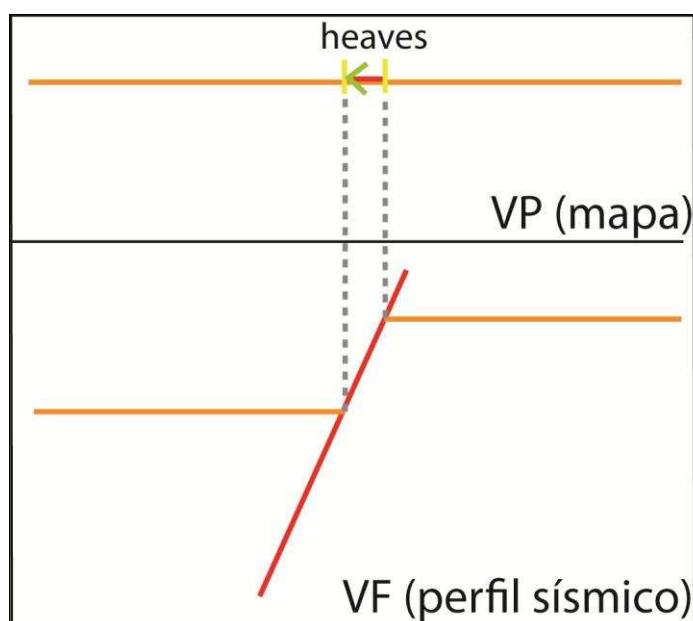


Figura 4.12 Representación esquemática del salto de falla (heaves).
En la proyección en planta de las fallas, el programa dibuja una flecha en sentido del buzamiento de la falla.

Para constatar la relación que existe entre las fallas que fueron asignadas a un polígono, éstas deben ser trianguladas y así el programa nos exigió reafinar parámetros, como la extensión de las fallas y el ángulo de buzamiento.

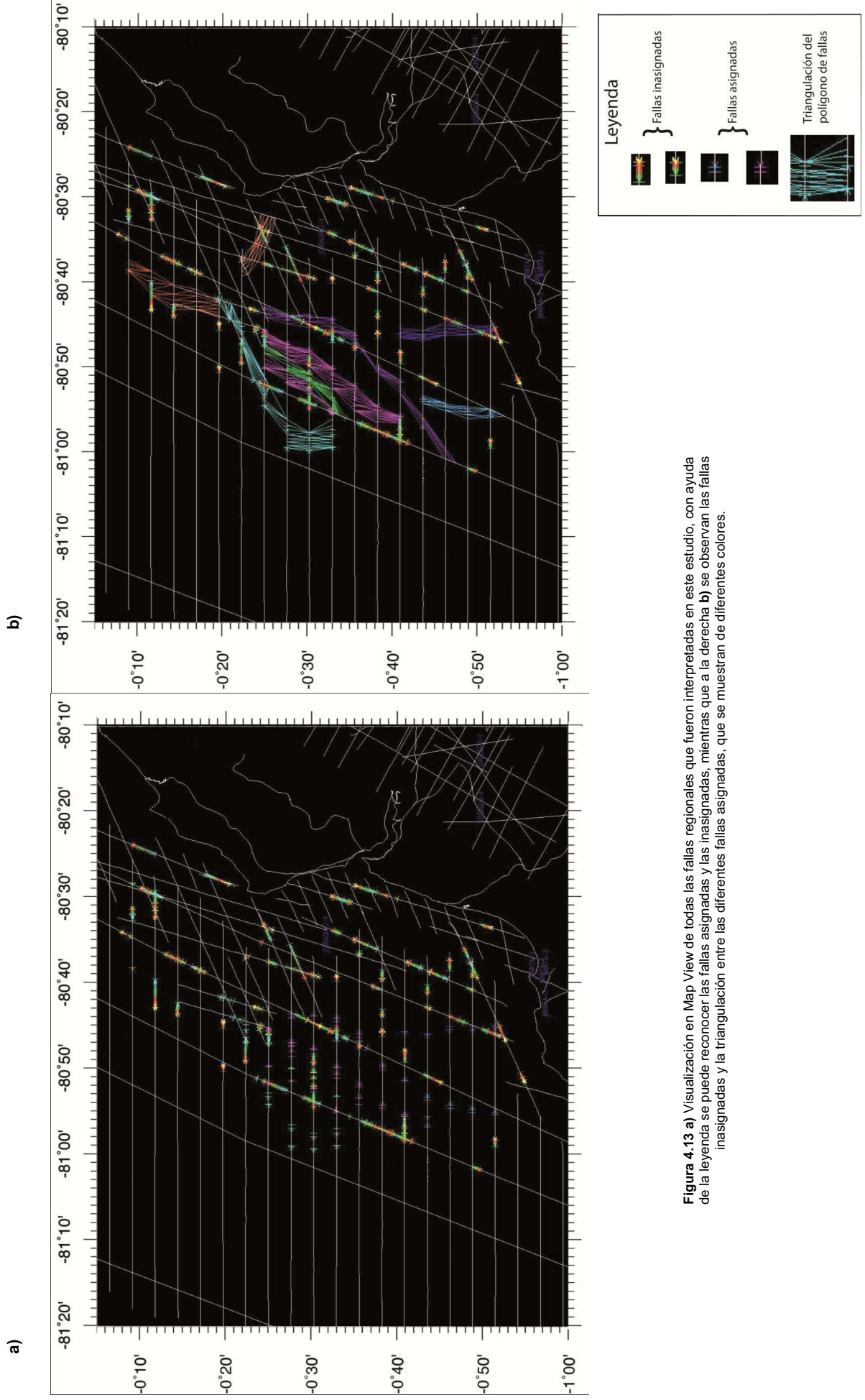


Figura 4.13 a) Visualización en Map View de todas las fallas regionales que fueron interpretadas en este estudio, con ayuda de la leyenda se puede reconocer las fallas asignadas y las inasignadas, mientras que a la derecha **b)** se observan las fallas inasignadas y la triangulación entre las diferentes fallas asignadas, que se muestran de diferentes colores.

Finalmente, ya asignados los polígonos de fallas, se corrigió de manera manual su curvatura, como se puede ver en las Figuras 4.14 y 4.15 de mapas estructurales.

Es conveniente mencionar, que la herramienta es muy estricta en la generación de mapas y que nos obliga a forzar la interpretación, para poder obtenerlos. Por ejemplo en la asignación de los polígonos de fallas (F1) para el mapa estructural de la U5, el software forzó la interpretación de estos polígonos ya que el plano de falla en algunos perfiles (MR08-900-N) no es evidente, sin embargo el modelamiento exigía la asignación del plano de falla en una determinada localización de dichos perfiles, donde el plano de falla no había sido interpretado (y donde aparentemente no había indicio de deformación). Siempre en la interpretación se tiene ciertas incertidumbres a pesar de lo sofisticadas que pueden ser las herramientas especializadas en interpretación sísmica, pero no debemos olvidar que se trata de una herramienta que trabaja mediante modelamientos matemáticos que forzaron la interpretación de datos, con el fin de hacer resaltar ciertos rasgos o estructuras, mientras que no permite integrar las incertidumbres propias de la interpretación. De esta manera los mapas obtenidos deben ser tratados con prudencia.

Las secciones sísmicas son interpretadas mediante el picado de reflectores seleccionados que representan límites estratigráficos, a partir de los cuales se obtienen mapas estructurales en tiempo. La generación de estos mapas requiere de una malla homogénea construida a partir de los valores de tiempo obtenidos al nivel de los reflectores de interés y su posterior interpolación para la generación de contornos de isotiempos. Las fallas (polígonos de fallas) deben ser incorporadas en los mapas finales.

Como resultado de este procedimiento se obtuvieron 3 mapas estructurales en tiempo doble para el BASAMENTO SÍSMICO (Figura 4.14, Lámina 3), UNIDAD 5 (figura 4.15, Lámina 4) y para el FONDO MARINO (Lámina 5).

4.4.1 Mapa estructural en tiempo doble del basamento sísmico

En el mapa del basamento sísmico (Figura 4.14 y Lámina 3), podemos ver curvas de isotiempos que van desde 500 hasta 3600 ms en tiempo doble (profundidad), es decir, **que se encuentran a nivel del basamento sísmico**. Además de manera general, se puede ver el control de dos grupos fallas: de dirección N-S, que controla un Horst (Horst de Manta) en la misma dirección, caracterizado por profundidades que van desde 1700ms, hasta 600ms y una dimensión aproximada de 19,5 Km de ancho. Las cuencas ubicadas a ambos lados del horst, específicamente la del lado oriental es más potente en espesor, ya que el basamento tiene una profundidad de hasta 2300ms.

La prolongación norte del horst anteriormente descrito es abruptamente interrumpido por una zona con dirección NE-SW donde el basamento esta a mayor profundidad, caracterizado por profundidades de hasta 3500ms. Esta zona parece controlada por un juego de fallas, que tienen la misma dirección. Se puede concluir que el juego de fallas de dirección NE-SW es más joven que el juego de fallas que controlan el horst.

Cabe mencionar nuevamente que los polígonos de fallas representados en este mapa estructural se encuentran representados por los saltos de la falla a nivel del basamento sísmico, de esta manera, por ejemplo los polígonos de falla que representan el sistema de dirección NE-SW son diferentes a los que se muestran en el mapa estructural de la U5, ya que éste último representa el salto de la falla a nivel de la U5 e incluso se tienen más polígonos de fallas ya que la U5 tiene un control estructural más fuerte por parte de este sistema de fallas.

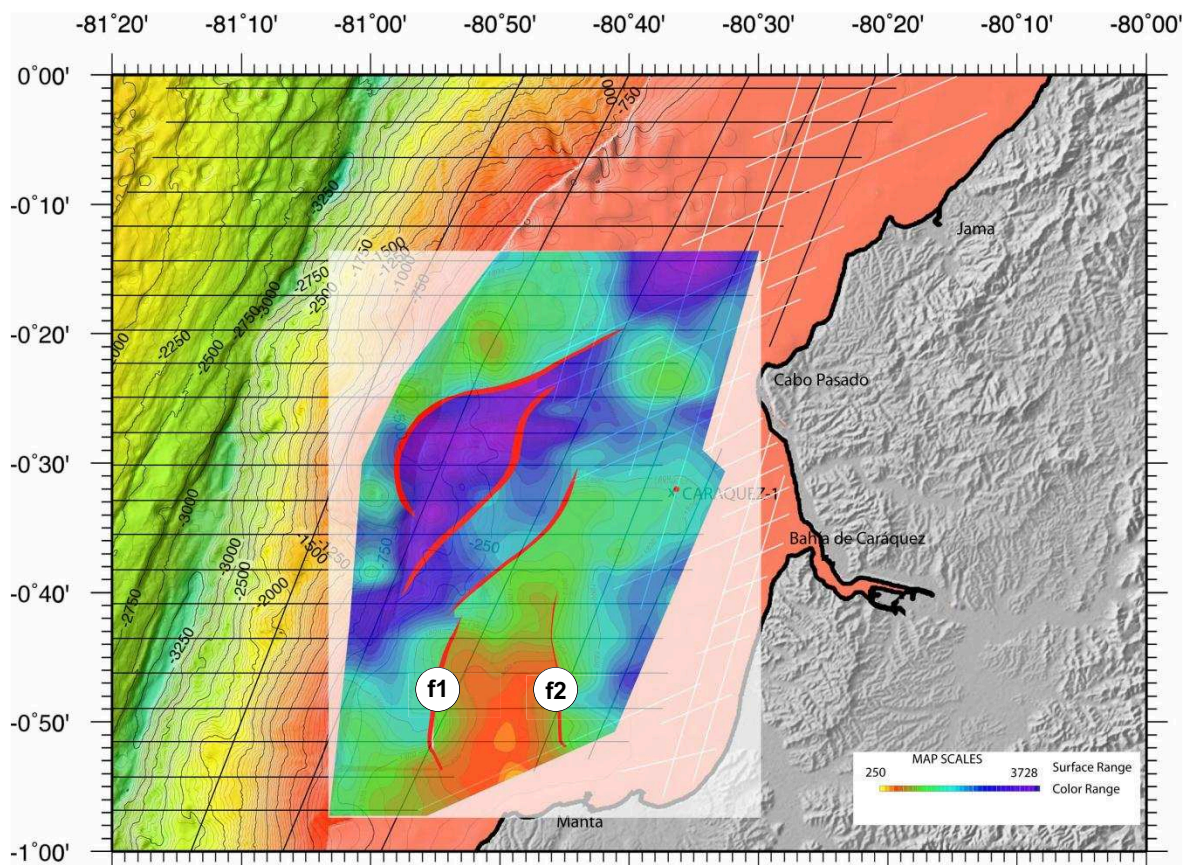


Figura 4.14 Mapa estructural en tiempo doble del Basamento Sísmico. Al Norte de Manta en la plataforma continental dos fallas controlan un alto estructural denominado en este estudio como Horst de Manta, interrumpido por una zona de fuerte subsidencia del basamento en dirección NE-SW (coincidente con la dirección del sistema de fallas de Jama).

4.4.2 Mapa estructural en tiempo doble de la U5

En este mapa se representan curvas de isotiempos a nivel de la Unidad 5 (Figura 4.15 y Lámina 4). Estructuralmente, el rasgo más importante corresponde a una cuenca, con profundidades que van desde 500 ms hasta 1700 ms, su geometría es en forma de lozenge o romboidal de dirección NE-SW y una extensión aproximada de 57.74 Km y 20.65 Km de ancho. La cuenca al parecer está controlada por fallas que están representadas en el mapa, específicamente la falla ubicada en el extremo norte tiene una dirección N35°E, mientras que en el interior de la cuenca también está afectada por el fallamiento finalmente hacia el Sur se tiene una falla con una dirección predominante N65°E.

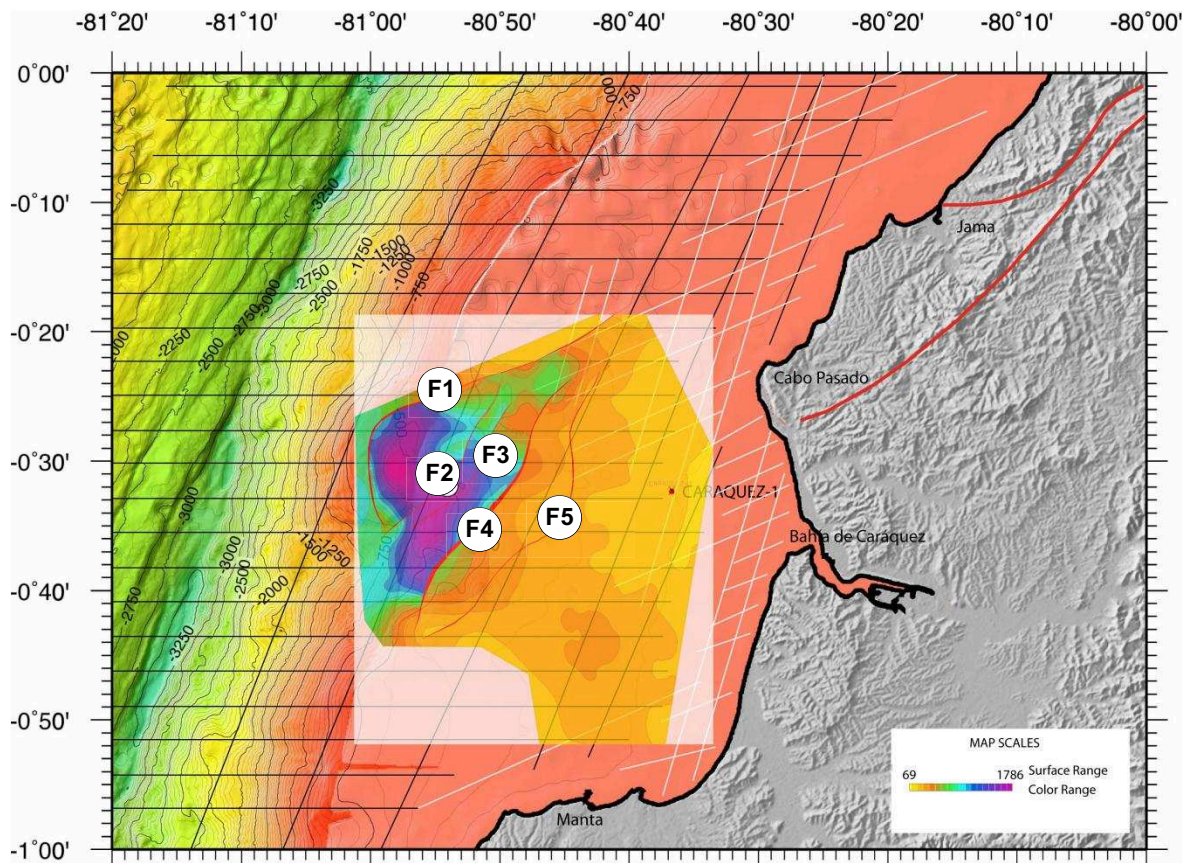


Figura 4.15 Mapa estructural en tiempo doble de la Unidad 5 (unidad más reciente). La existencia de una micro-cuenca en forma romboidal que sugiere ser el resultado de un sistema transcurrente o strike slip. Su dirección alargada NE-SW es cercana a la dirección del sistema de fallas de Jama reconocido en tierra.

En el interior de la cuenca se puede observar dos depocentros, con profundidades de hasta 1700 ms y con una dirección predominante NE-SW. Se debe tener prudencia al momento de visualizar las estructuras de este mapa porque están representadas a nivel de la U5, a pesar de ser la unidad más reciente, no es el fondo marino y se debe entender que estas estructuras se encuentran a profundidad.

CAPÍTULO V

CARACTERIZACIÓN DEL SISTEMA DE LA FALLAS DE JAMA

5.1 *EL SISTEMA DE FALLAS TRANSCURRENTE DE JAMA*

5.5.1 Estructura en flor

Como resultado de la interpretación sísmica estructural a lo largo de los perfiles de dirección E-W, entre las latitudes 0°10'S y 0°50'S, se definieron varias fallas subverticales, de las cuales, aquellas de mayor importancia localizadas al occidente buzcan hacia el E; mientras que las fallas orientales buzcan hacia el W, de esta manera la geometría de las fallas convergen a profundidad y presentan un juego normal sobre la base de lo cual se ha definido que forman una estructura en flor negativa, con lo que se confirma lo definido por Collot et al. (2004) (Figura 2.10).

5.1.2.- Geometría de la microcuenca

La estructura en flor negativa, controla la cuenca más joven. La geometría de esta cuenca alargada en dirección NE-SW con una extensión aproximada de 57,74 Km de largo, y con un ensanchamiento en dirección perpendicular de 20,65 Km definiendo una forma de romboidal. Otra característica, es el gran espesor de su relleno, que alcanza los 1700ms, lo que indica una importante subsidencia muy localizada.

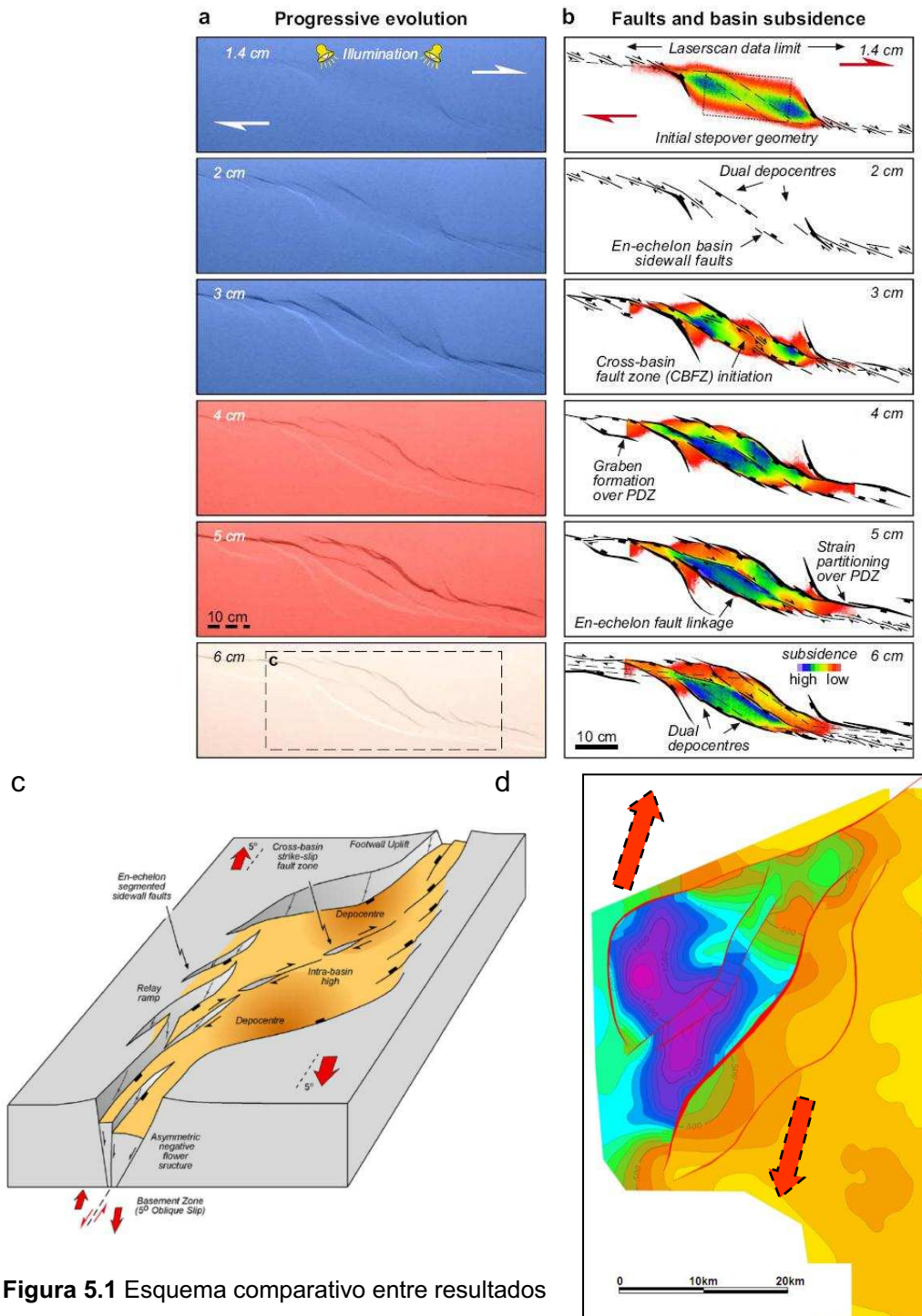


Figura 5.1 Esquema comparativo entre resultados del modelamiento análogo para el desarrollo de una cuenca pull-apart (**a**, **b** y **c**) con 5° de desplazamiento transtensional a lo largo de zona de principal desplazamiento (PDZs) tomado de Wu et al. (2009) y **d**) cuenca evidenciada en este estudio. **a**) Topografía obtenida, **b**) interpretación de fallas e incremento en la subsidencia de la cuenca, **c**) geometría de un escenario de desarrollo temprano para la cuenca (5° transtensión) basado sobre los resultados de un modelamiento análogo y **d**) cuenca controlada por el sistema de fallas de Jama. La geometría obtenida es compatible con un movimiento dextral (las flechas de color rojo, muestran la posible dirección de movimiento de los bloques limitados por la falla).

La comparación de esta cuenca con modelos numéricos (Wu et al., 2009), muestra una geometría parecida (Figura 5.1 c y d). Sin embargo se debe tomar en cuenta que este autor, realizó modelos para la formación de cuencas de pull-apart en un régimen de strike slip puro y también estudió cuencas asociadas al fallamiento transtensional con ángulos de entre 0° a 45° para el movimiento entre los bloques. Este último caso es más similar al régimen de nuestra cuenca. A más detalle, en el interior de la cuenca se localizan dos depocentros con direcciones casi paralelas a las fallas orientales que la bordean; eso sugiere que esta cuenca se encuentra en un estadio inicial de evolución, de acuerdo con lo descrito por Wu et al. (2009) (Figura 5.1).

5.2 DISCUSIÓN DE LA EDAD DEL SISTEMA DE FALLAS DE JAMA Y DE LAS CUENCAS ASOCIADAS

5.2.1 Correlación con el pozo Caraquez-1

Para correlacionar las unidades sísmo-estratigráficas que fueron interpretadas con la información que provee el pozo Caraquez-1 (Figura 3.1), *Seisworks* posee una herramienta denominada *zig-zag* que permite visualizar el cruce de varios perfiles sísmicos, de esta manera en la Figura 5.2 se presenta el cruce de las líneas sísmicas MR08-896-C, MR08-433-C, E-36 y N-20-3 este último perfil por el cual pasa el pozo CARAQUEZ-1 y en la Figura 5.3, se presenta el *zig-zag* de los perfiles mencionados anteriormente.

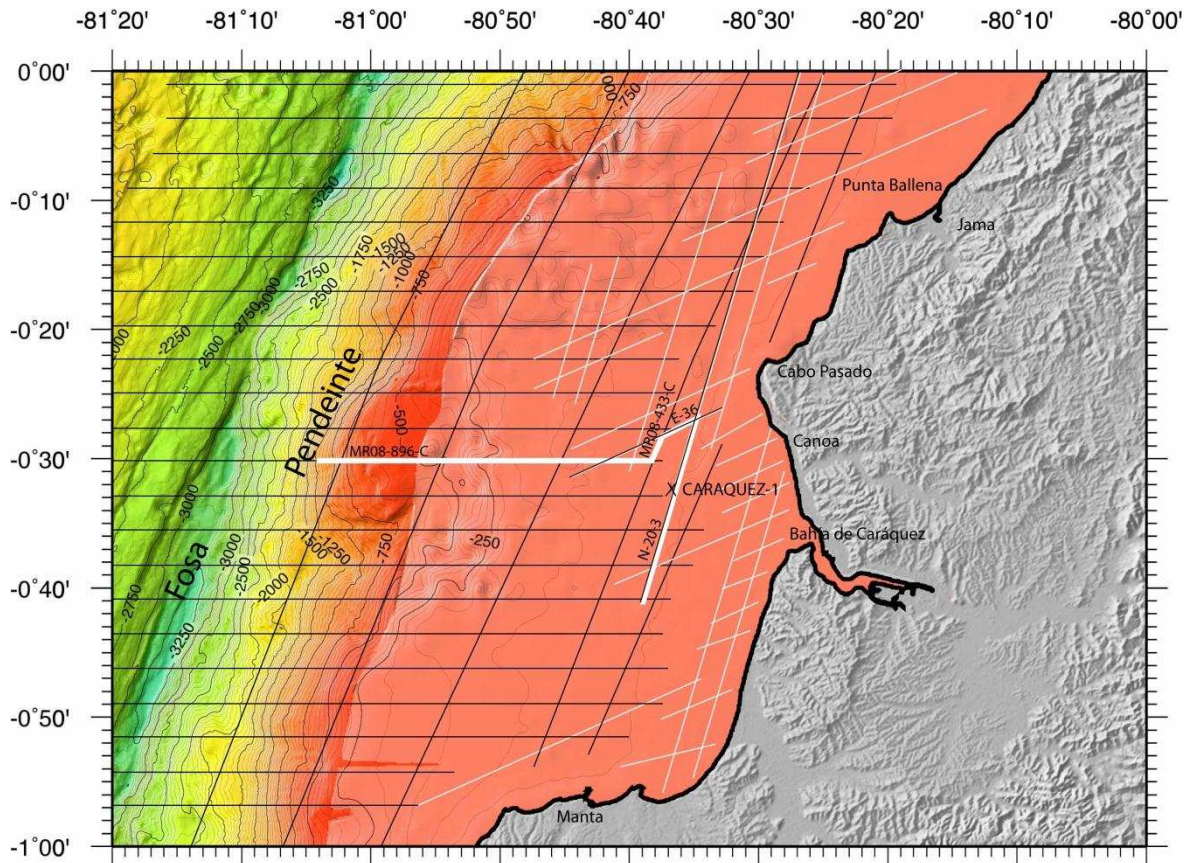


Figura 5.2 Muestra el zig-zag entre los perfiles sísmicos MR08-896-C, MR08-433-C, E-36 y N-20-3, en este último perfil se localiza el pozo CARAQUEZ-1.

Los topes de las formaciones que fueron registrados en el pozo y que se muestran en la Figura 5.3 fue una interpretación inicial de la empresa Quintana International Corp. A partir de esta figura podemos decir:

Basamento sísmico —→ tope de la Fm. Cayo

Unidad 1a —→ Fm. Zapallo

Unidad 1b —→ Fm. Tosagua

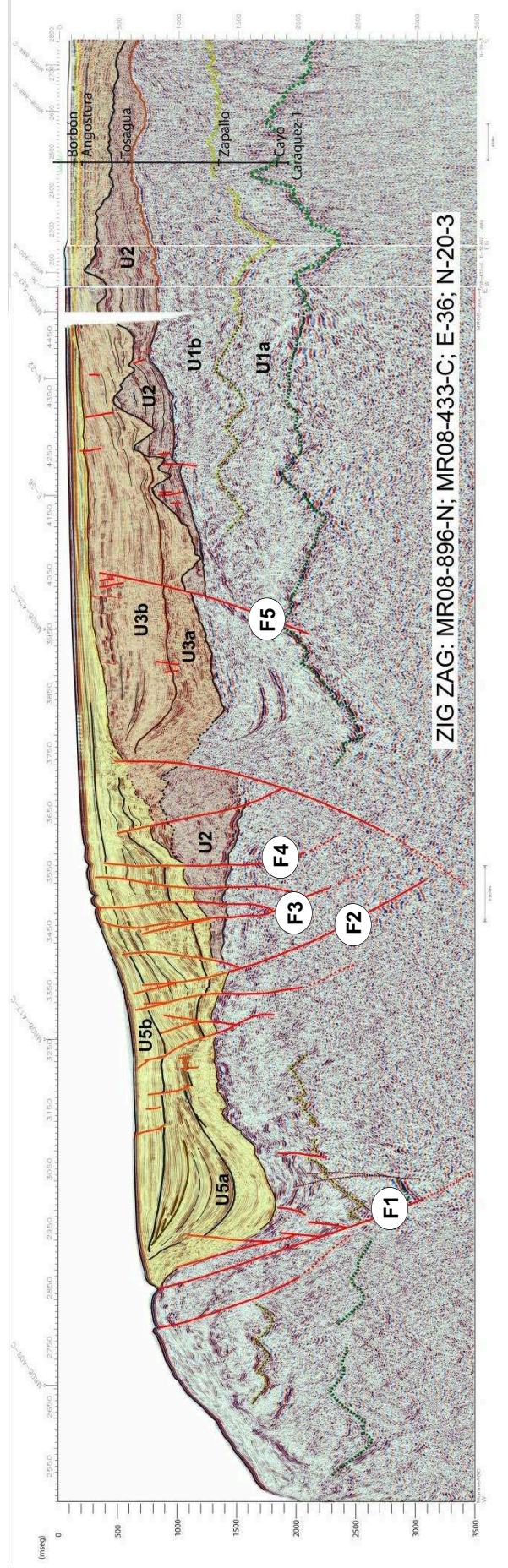


Figura 5.3 Zig-zag entre los perfiles MR-896-N, MR08-433-C, E-36 Y N-20-3, como se observa en la figura el pozo CARAQUEZ-1. Se muestra la correlación entre las unidades sísmo-estratigráficas identificadas en este estudio, con las interpretaciones iniciales para el pozo CARAQUEZ-1 (base de datos EP-PETROECUADOR). La Unidad 1a en el pozo corresponde a la Fm. Zapallo, U1b → Fm. Tosagua. Posteriormente surgen incertidumbres dentro de la Fm. Angostura (designada en el pozo) y no se reconoce la superficie de erosión.

En la parte superior al tope de la Fm. Tosagua la identificación es más problemática. Además la correspondencia entre las unidades sismo-estratigráficas identificadas en este estudio y las Formaciones que fueron interpretadas para el pozo CARAQUEZ-1 no es coincidente.

Es la razón por la cual con la supervisión del Ing. Diego Barba, se realizó una re-interpretación de los topes de las formaciones para el pozo CARAQUEZ-1 (Figura 5.4.b), utilizando los registros digitalizados de este pozo (Capítulo 3). Es a partir de estos datos digitalizados a mejor detalle y escala, que en el software Neuralog se visualizaron cambios importantes en las curvas de los registros SP, IL, SN y RHOB a 1100-1200 pies y 1400-1500 pies de profundidad (Figura 5.4). Este último podría corresponder al tope de la Formación Angostura (superficie de erosión interpretada en este estudio y que no fue reconocida en las interpretaciones iniciales para el pozo CARAQUEZ-1), como se puede ver en la Figura 5.4.

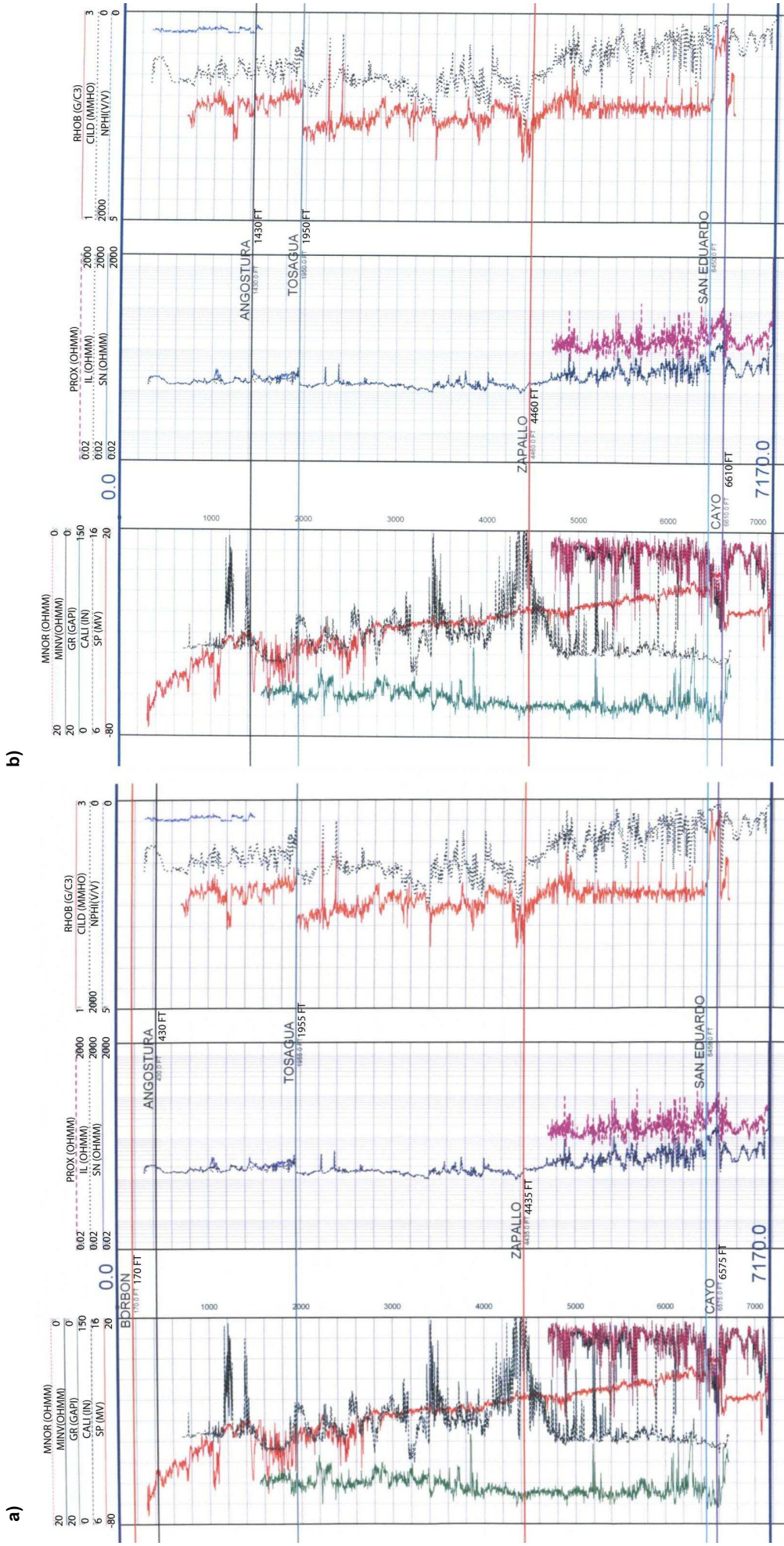


Figura 5.4 Interpretaciones (topes de las diferentes formaciones) para el pozo CARAQUEZ-1. A la izquierda **a)** interpretación realizada por la empresa QUINTANA INTERNACIONAL CORP., mientras que a la derecha **b)** se presenta la interpretación realizada en este estudio, que es coincidente con la interpretación sísmica. En comparación, desde la Formación Cayo hasta Tosagua, los límites en ambas interpretaciones son similares, la diferencia es de decenas de pies. Mientras que sobre el tope de la Fm. Tosagua las interpretaciones son completamente diferentes. Se puede observar cambios importantes de los registros IL, SN, SP y RHOB entre aproximadamente 1400 – 1500 pies de profundidad que fueron obviados en la antigua interpretación **a)** y que en este estudio se sugiere que podrían corresponder al tope de la Formación Angostura **b)**.

Si este es el caso, implica que la discordancia erosiva a la cima de la Unidad 2 marca el tope de la Fm Angostura. Esta fuerte superficie erosiva, en varios perfiles (Figura 4.2) afecta (erosiona) completamente la superficie de la Unidad 2 y se la encuentra directamente sobre la Fm. Tosagua (U1b) posiblemente erosionó a la Fm. Onzole y es por este motivo que esta formación no aparece en el pozo CARAQUEZ-1. Esto implica también, que todas las unidades que se encuentran sobre esta discordancia erosiva (relleno de las cuencas controladas por el Sistema de fallas de Jama), son contemporáneas a las Formaciones Borbón y Jama, y consecuentemente posterior a la Onzole, como se muestra en la Figura 5.5.

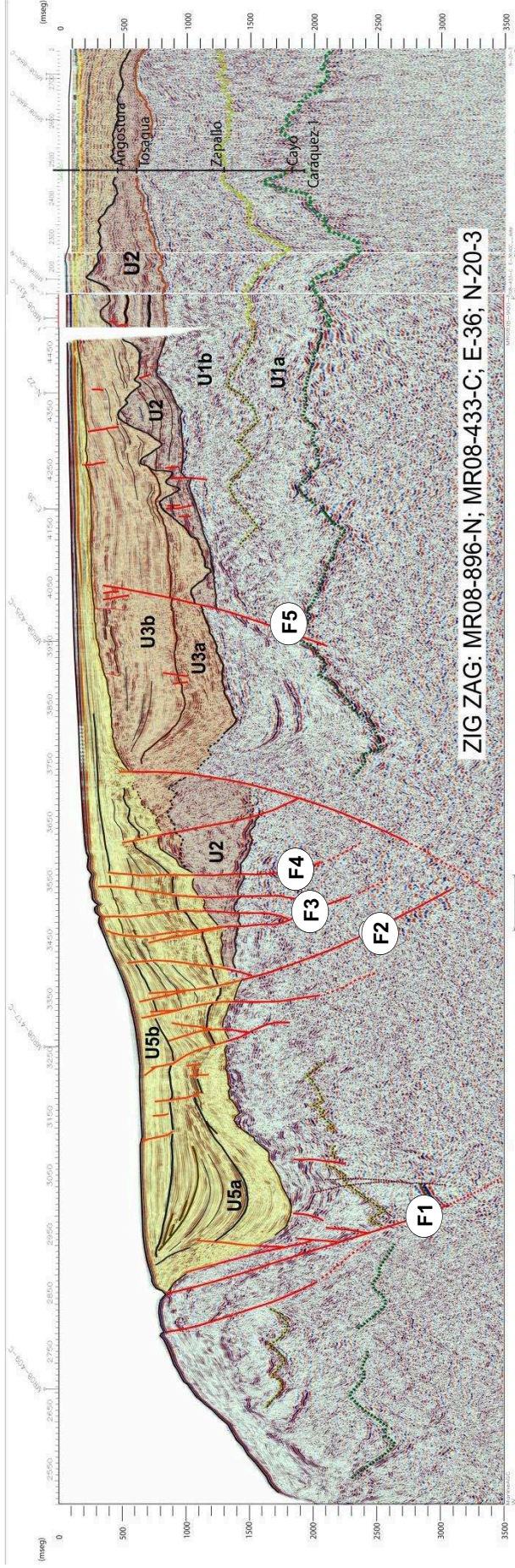


Figura 5.5 Nueva interpretación para el pozo CARAQUEZ-1. Esta figura es equivalente a la Figura 5.3, a diferencia de los topes para el pozo CARAQUEZ-1. Los topes para las formaciones fueron re-interpretados con los registros del respectivo pozo (Figura 5.4.b), en el caso de Cayo, Zapallo y Tosagua fueron afinados, mientras que el nuevo tope para la Fm. Angostura coincide muy bien con la fuerte superficie de erosión. Así, la Unidad 2 corresponde según el pozo a la Fm. Angostura y posterior a esta, es decir, las Unidades que rellenan las micro-cuencas U3, U4 y U5 pueden ser correspondientes a las Fms. Borbón y Jama.

5.2.2 Posibles correlaciones con la estratigrafía costa adentro

Frente a nuestra zona de estudio, costa adentro, depósitos marinos recientes (a excepción de los tablazos) afloran en la costa y pertenecen a la Formación Jama. A esta formación somera, se le asigna una edad del Pleistoceno, Cantalamessa et al. (2005) publicaron una edad radiométrica de 1.16 +/-0,06 Ma. No se logró hacer una correlación directa entre las unidades identificadas en este trabajo y las formaciones que afloran en la costa, sin embargo se sugiere que la U4 podría ser el equivalente de la Formación Jama y que los afloramientos de esta formación en la costa podría corresponder a las facies proximales de los depósitos dentro de la primera etapa de generación de cuenca.

5.2.3 Comparación con las etapas de deformación del Bloque Norte Andino y del Golfo de Guayaquil

La edad de movimiento del Bloque Norandino se ha establecido por estudios a lo largo de sus fronteras tectónicas. En Ecuador, Lavenu et al. (1995) y Winkler et al. (2005), sugieren que el desarrollo de las cuencas interandinas se debe a un régimen de transtensión relacionado con el movimiento del bloque Norandino durante los últimos 6-5 Ma. Sin embargo muchos estudios (Winter and Lavenu, 1989; Winkler et al., 2005; Lavenu et al., 1995; Tibaldi y Ferrari, 1992; Villagómez et al., 2002 y Witt et al., 2006), sostienen que hubo una reorganización tectónica en el límite entre el Plioceno y el Cuaternario. Según Witt et al. (2006), en el Golfo de Guayaquil, localizado en el extremo S del bloque Norandino, se evidencia una fase de apertura muy rápida a partir del Pleistoceno Inferior.

Los datos de nuestro estudio muestran que la actividad del sistema transcurrente de fallas de Jama correspondería por lo menos al Cuaternario. Esto debido a que las Unidades 4 y 5 controladas por las fallas pertenecientes al sistema, son las más recientes. Si se relaciona esta actividad a lo ocurrido en la frontera oriental transcurrente del Bloque Norandino y en el Golfo de Guayaquil, podemos sugerir que las cuencas que se ponen en evidencia a lo largo del sistema de fallas de

Jama, pudo funcionar durante la misma fase de la deformación, es decir, en el límite del Plioceno- Pleistoceno Inferior durante el desarrollo de la fase principal de relleno del Golfo de Guayaquil. Además en el Golfo de Guayaquil el relleno sedimentario durante el Pleistoceno muestra dos fases bien distintas (Deniaud, 2000; Witt et al., 2006): un muy fuerte relleno durante el Pleistoceno Inferior correspondiendo a una fase de apertura muy rápida y mucho más lenta durante el Pleistoceno Superior. Dentro de la micro-cuenca asociada al sistema de fallas de Jama, la Unidad 5 presenta dos fases: la Unidad 5a de gran apertura y actividad de las fallas posteriormente la Unidad 5b en un régimen más estable. Esto podría ser contemporáneo a los eventos que durante el Pleistoceno fueron evidenciados para el Golfo de Guayaquil.

5.2.4 Cuantificación tentativa de la tasa de apertura para la cuenca más reciente

El bloque Nor Andino se desplaza con una dirección de movimiento N30°-N40° en relación a la placa de Sudamericana con una velocidad de 6.7+/- 4.9 mm por año (Nocquet y Mothes, 2009). Este último modelo cinemático está establecido considerando el comportamiento rígido del Bloque Norandino; lo que no es el caso, ya que el bloque se deforma como lo indican nuestros resultados y los estudios sobre las terrazas marinas (Pedoja et al., 2006 a y 2006 b). Si se considera que la dirección del movimiento en la zona de la microcuenca es la misma que la dirección del Bloque Norandino publicado por Nocquet y Mothes, 2009, podemos tratar de estimar una tasa de transcurrancia. En dirección E-W la micro-cuenca tiene un ancho de 20,65 km y si se considera que los sedimentos que rellenan la microcuenca tienen una posible edad de 1 Ma, la tasa de abertura a grosso modo es de 20 mm/ años. Eso implica una tasa de movimiento según la dirección N30°/N40°N entre 30 mm/años y 23 mm/años. Estas cifras son como tres veces más elevadas de la que se considera para el Bloque Norandino. Si se considera que los sedimentos no son más antiguos que 1Ma, eso implicaría una primera fase muy rápida de abertura podría corresponder al depósito de la Unidad

5a y actualmente de poca abertura de la microcuenca (depositación de la Unidad 5b).

5.2.5 Aportes sobre la cuenca de Manta

Al N de Manta (off-shore), nuestro trabajo permite ubicar un horst de dirección NO-SE, limitado por dos fallas normales que llevan la misma dirección. La presencia de este horst es coherente con el trabajo de Benítez (1995) como se puede ver en la Figura 5.6. Este autor presenta una correlación entre los 4 pozos localizados en la Península de Manta realizados a lo largo de una línea paralela a la costa. Estos pozos revelan una cuenca al lado oriental del horst (relativamente más antigua que—la cuenca controlada por el Sistema de fallas de Jama), totalmente coincidente con nuestra interpretación. Es difícil a partir de los perfiles sísmicos decir si estas fallas son activas; sin embargo Pedoja et al. (2006 a) sugiere una falla NO-SE que afecta los Tablazos y que podría muy bien corresponder a la prolongación del límite E de nuestro horst.

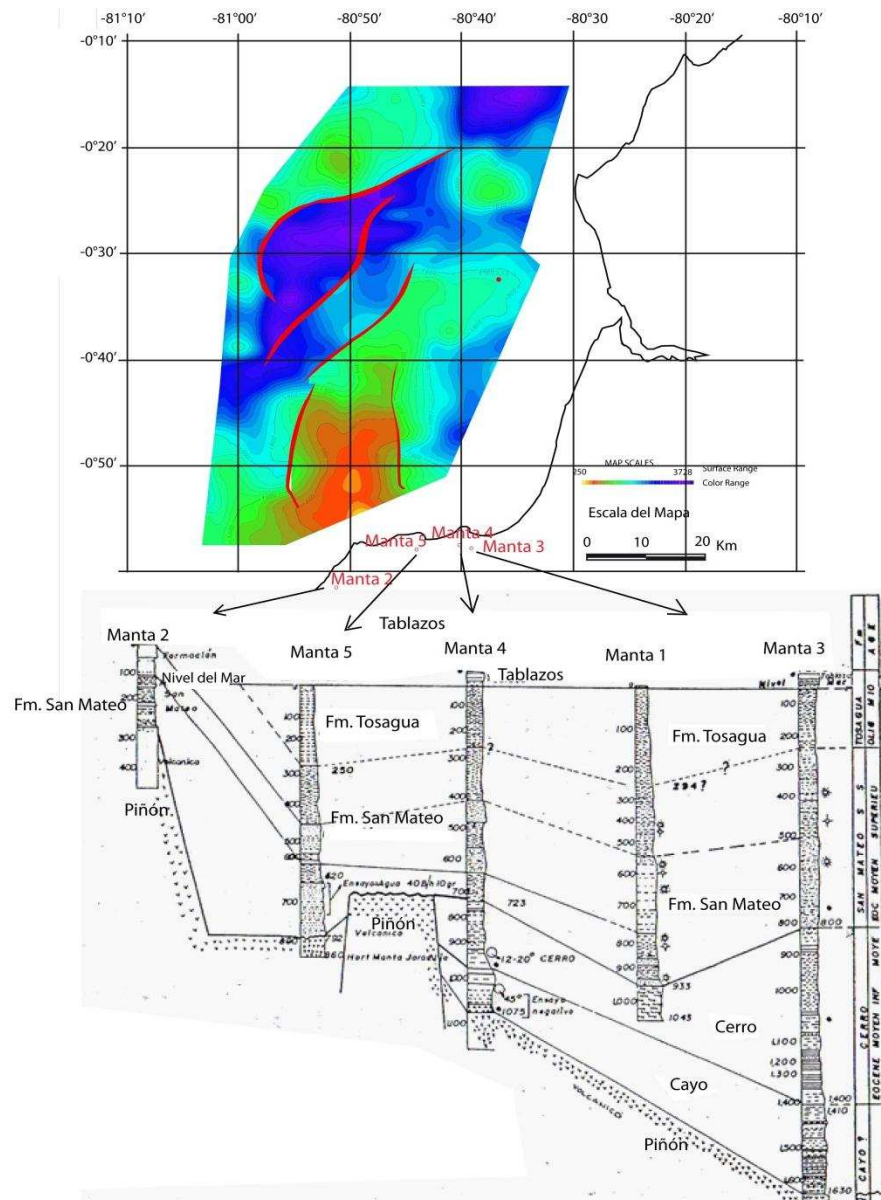


Figura 5.6 Relación comparativa entre el Mapa Estructural en tiempo doble que fue elaborado en este estudio y la correlación de pozos (5 pozos Manta), modificado de Benítez, 1995. Con línea segmentada de color rojo se muestra la extensión de las estructuras que controlan el horst de Manta, dentro del continente y que fueron evidenciadas en el trabajo de Benítez (1995).

La cuenca que Deniaud (2000) denomina mediante anomalías gravimétricas, como Cuenca de Manta (Figura 1.1), es más compleja de lo que él muestra, ya que está compuesta de 2 cuencas. Una cuenca relativamente más antigua, localizada al E del horst y que está rellena por sedimentos correspondientes a la Unidad 1b (Fm. Zapallo) y Unidad 2 (Fm. Tosagua). La otra cuenca es joven controlada por el sistema de fallas de Jama y su relleno comprende a la Unidad 5 (unidad más reciente).

5.2.6 Evolución del área de estudio

A continuación se presenta la Tabla N° 1 y un esquema gráfico (Figura 5.8) que contiene escenarios estructurales que explican la evolución del área de estudio. Las unidades descritas en este estudio ayudan como relación cronológica.

Etapa	Eventos
1ra etapa	Depósito de las unidades 1a y 1b. No se pudo determinar con certeza si las fallas que controlan el horst fueron activas o no durante esta etapa. En este estudio, no se analizó a detalle el contexto depositacional de estas unidades.
2da etapa	Formación del horst y erosión (E1) de la Unidad 1b.
3ra etapa	Deposición de la Unidad 2 sobre la superficie de erosión anterior (E1). Por su facies sísmica podemos decir que esta unidad se depositó en un ambiente estable, de baja energía.
4ta etapa	Fuerte erosión (E2) de la Unidad 2. Se desconoce su origen (sub-aérea o sub-marina). Sin embargo en el perfil MR08-433 la superficie de erosión muestra un desnivel de más de 500 ms. Si esta erosión fue sub-aérea, eso evidenciaría fuertes movimientos verticales. Lo más probable, es que esta erosión fue de paleo-cañones submarinos, como muestra la geometría del relleno (reflectores desordenados al inicio del relleno y posteriormente reflectores más paralelos).
5ta etapa	Etapa de importante subsidencia, donde se deposita la Unidad 3 con sus respectivas facies y la Unidad 4a, que conjuntamente describen la formación de una primera cuenca.
6ta etapa	Por la actividad neotectónica del Sistema de fallas de Jama (SFJ), una falla principal controla el gran desarrollo en espesor de la Unidad 4 (U4b).
7ma etapa	Apertura de una micro-cuenca asociada a la migración de la falla principal (hacia el W) y a la evolución de la estructura en flor negativa (SFJ). La micro-cuenca es rellenada por la Unidad

7ma etapa	5 (sedimentos más recientes) en dos etapas: una activa (U5a) y una más tranquila (U 5 b).
-----------	---

Tabla 1 Descripción de los principales escenarios evolutivos, que son representados gráficamente en la Figura 5.8.

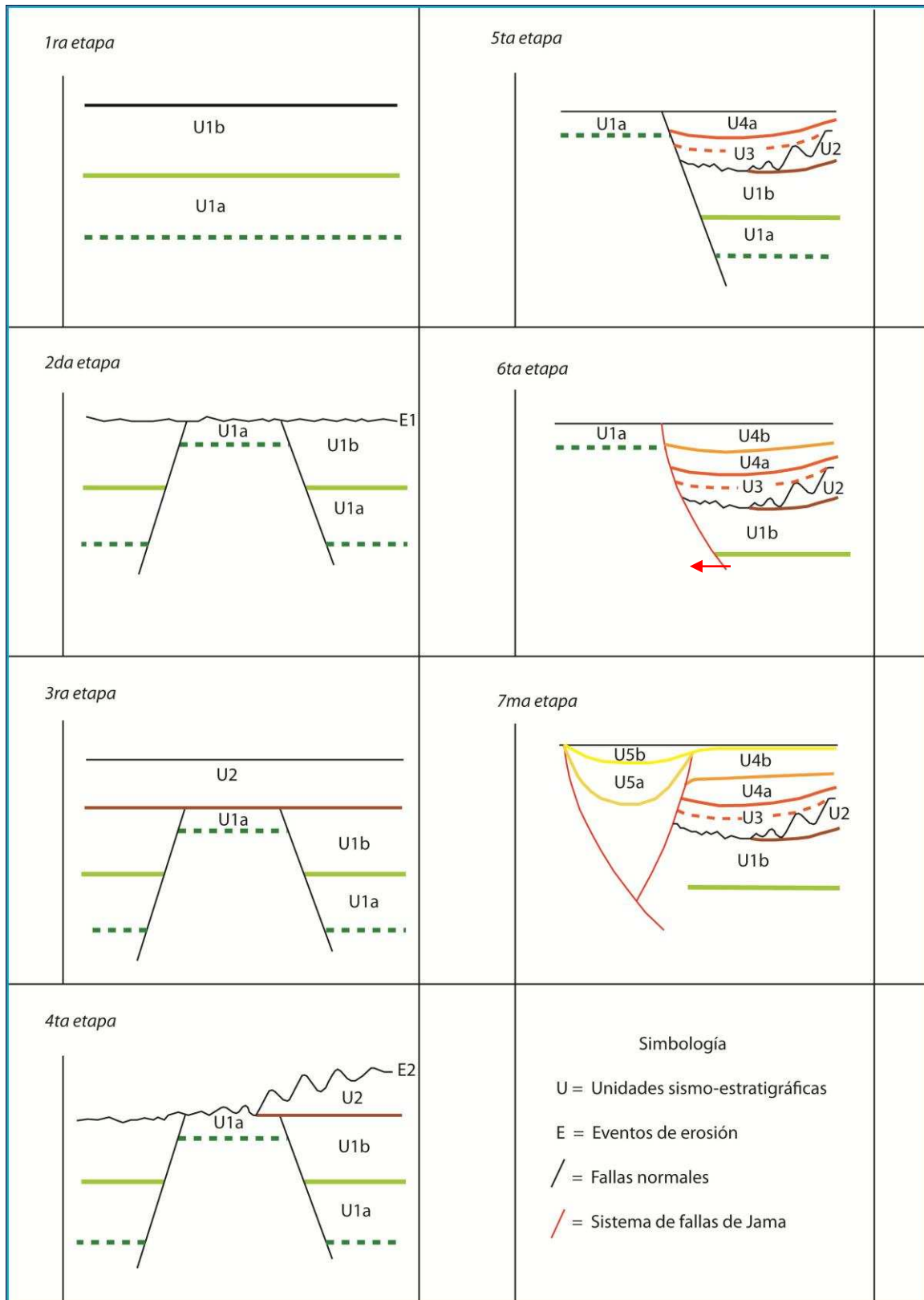


Figura 5.8 Diagrama evolutivo para el área de estudio, dividido en 7 etapas. La cronología de estos eventos está basada en la deposición de las diferentes unidades sismo-estratigráficas que fueron identificadas y descritas en este estudio.

5.2.7 Procesos geodinámicos recientes y posible relación a la apertura de las cuencas en estudio.

El mayor período de deformación en el Golfo de Guayaquil ocurrió en el Pleistoceno temprano. Tomando en cuenta la fuerte dependencia que existe entre la subsidencia en el área del Golfo de Guayaquil y la migración hacia el Norte del Bloque Norandino, Witt et al. (2006) asumen que el límite entre el Plioceno temprano y Pleistoceno ocurrió un importante cambio de las tasas de migración hacia el norte del Bloque Norandino. La apertura de la microcuenca que resulta de la actividad transcurrente del sistema de fallas de Jama se da durante este mismo período, lo que sugiere que posiblemente está ligado a la subsidencia en el área del Golfo de Guayaquil, provocados por la migración hacia el norte del Bloque Norandino.

No hubo una mayor reorganización cinemática a lo largo del límite entre las placas Nazca y Sudamericana desde el Plioceno (5.2 Ma). Consecuentemente estos últimos autores postulan que la colisión de la cordillera de Carnegie (o de un alto morfológico de la cordillera) con la fosa juega un rol importante en el control de migración del Bloque Norandino hacia el N.

CAPÍTULO VI

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1 CONCLUSIONES

- ❖ El sistema de Fallas de Jama se prolonga en la plataforma continental (off-shore) entre las latitudes $0^{\circ}10'S$ y $0^{\circ}50'S$; con una dirección predominante que va de $N65^{\circ}E$ a $N35^{\circ}E$, correspondiente a las fallas principales y coherente con la dirección promedio reportada ($N55^{\circ}E$) para el Sistema en tierra según el Mapa Geológico del Ecuador (Litherland et al., 1993).
- ❖ La geometría convergente a profundidad de las fallas y su juego normal, dibuja una flor negativa típica de un sistema transcurrente o *strike slip* en un régimen de transtensión.
- ❖ Este sistema en flor negativa controla una cuenca (unidad 5) que tiene una geometría romboidal (orientación NE-SW, extensión de 57.74 km de largo y 20.65 km de ancho) y con espesores en relleno de hasta 1.2 segundos en twt (tiempo doble) aproximadamente 1251m (conversión de la curva tiempo VS profundidad) que indica una subsidencia importante y muy localizada. Estas características son típicas de cuencas pull apart en sistema transcurrente.
- ❖ La geometría romboidal de la cuenca y la extensión NE y SW de las fallas principales en off-shore, pertenecientes al Sistema de fallas de Jama, es compatible con un sistema transcurrente y un probable movimiento dextral.
- ❖ Sobre la base del contexto geodinámico del “movimiento del Bloque Norandino y apertura del Golfo de Guayaquil” y las correlaciones con el pozo CARAQUEZ-1, se sugiere que las estructuras en transtensión que

formaron las cuencas estudiadas, empezaron a actuar desde el límite Plio-Pleistoceno.

- ❖ Se identifica dos fases de actividad en la microcuenca y están caracterizadas por la Unidad 5a (intensa actividad) y la Unidad 5b (baja actividad) similar a la etapa de subsidencia durante el Pleistoceno en el Golfo de Guayaquil.
- ❖ La morfología del fondo marino de la plataforma continental está afectado por este sistema de fallas lo que permite sugerir, que se trata de un sistema activo.
- ❖ La denominada cuenca de Manta, integra una microcuenca más reciente, controlada por el sistema de fallas de Jama; mientras que la parte relativamente más antigua está relacionada al horst de dirección NW-SE, evidenciado al N de Manta en la plataforma costera.

6.2 RECOMENDACIONES

- ❖ Establecer la edad de formación de la microcuenca asociada al sistema de fallas de Jama.
- ❖ Establecer la edad de las unidades sismo-estratigráficas que rellenan la microcuenca asociada al fallamiento.
- ❖ Relacionar la sismicidad asociada al sistema de fallas de Jama, ya que los datos en el Instituto Geofísico no se encuentran procesados.
- ❖ Confirmar la deformación del fondo marino con batimetría.

7. BIBLIOGRAFÍA

Álvarez V. (2002). Corte Geológico del Neógeno en los Acantilados entre Santa Rosa y San José, Provincia de Manabí, Tesis, Facultad de Ingeniería en Ciencias de la Tierra, ESPOL.

Baldock, J. W. (1982). Geología del Ecuador: *Boletín de la explicación del mapa Geológico de la República del Ecuador* esc. 1:100000. 70p.

Beauval, C., Yepes, H., Bakun, W.H., Egred, J., Alavarado, A. & Singaicho, J.C. (2010). Locations and magnitudes of historical earthquakes in the Sierra of Ecuador (1587-1996), *Geophysical Journal International* 181(3): 1613-1633.

Benítez, S.B. (1995). Evolution géodynamique de la province côtière sud-équatorienne au Crétacé supérieur-Tertiaire. *Géol. Alp*, 71: 3–163.

Bès de Berc, S., Baby, P., Soulas, J.C., Rosero, J., Souris, M., Christophoul, F. & Vega, J. (2004). La superficie Mera-Upano: Marcador Geomorfológico de la incisión fluvial y del levantamiento Tectónico de la zona Subandina Ecuatoriana, en *La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo*, Baby P., Rivadeneira M., and Barragán R. Eds., p. 153-167.

Bès de Berc, S., Soula, J.C., Baby, P., Souris, M., Christophoul, F. & Rosero, J. (2005). Geomorphic evidence of active deformation and uplift in a modern continental wedge-top-foredeep transition: Example of the eastern Ecuadorian Andes. *Tectonophysics*, (399): 351-380.

Bethoux, N., Segovia, M., Alvarez, M., Collot, Y.-Y., Charvis, P., Gailler, A. & Monfret, T. (2011). Seismological study of the central Ecuadorian margin: Evidence of upper plate deformation, *Journal of South American Earth Science*, v31, n°1, pp 139-152.

Boggs, S. Jr. (2006). *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. Fourth Edition. University of Oregon, Prentice Hall.

Bourgeois, J., Egüez, A., Butterlin, J. & De Wever, P. (1990). Evolution géodynamiques de la Cordillère Occidentale des Andes d'Equateur: la découverte de la formation eocene d'Apagua. *Comptes Rendus a l'Academie des Sciences*, Paris II, 311: 173–180.

Bristow, C.R. & Hoffstetter, R. (1977). *Lexique Stratigraphique International; Ecuador*. Second edition. Paris: Centre National de la Recherche Scientifique, 412p.

Cantalamessa, G. & Di Celma, C. (2004). Origin and chronology of Pleistocene marine terraces of Isla de la Plata and of flat, gently dipping surfaces of the southern coast of Cabo San Lorenzo (Manabí, Ecuador). *Journal of South American Earth Sciences* 16, 633–648.

Cantalamessa, G., Di Celma, C., & Ragaini, L. (2005). Sequence stratigraphy of the Punta Ballena Member of the Jama Formation (Early Pleistocene, Ecuador): insights from integrated sedimentologic, taphonomic, and paleoecologic analysis of molluscan shell concentrations. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* (216) 1-25.

Chelotti, L., Acosta, N. & Foster, M. (2009). Cátedra de Geofísica Aplicada, U.N.P.S.J.B., Chubut, Argentina.

Calahorrano, A., Sallares, Collot J.Y., F. Sage & C. Ranero. (2007). Non linear variations of the physical properties along the southern Ecuador subduction channel : results from depth-migrated seismic data, *EPSL* , 2007, doi : 10.1016/j.epsl.2007.11.061

Collot, J.Y., Agudelo, W., Ribodetti, A. & Marcaillou B. (2008). Origin of a crustal splay fault and its relation to the seismogenic zone and underplating at the

erosional north Ecuador – south Colombia oceanic margin *J. Geophys. Res.*, 113, B12102, doi:10.1029/2008JB005691.

Collot, J.-Y., Marcaillou, B., Sage, F., Michaud, F., Agudelo, W., Charvis, P., Graindorge, D., Gutscher, M.-A. & Spence, G. (2004). Are rupture zone limits of great subduction earthquakes controlled by upper plate structures? Evidence from multichannel seismic reflection data acquired across the northern Ecuador-southwest Colombia margin, *Journal of Geophysical Research*, 109, B11103, doi:10.1029/2004JB003060, 14 p.

Collot, J.-Y., Michaud, F., Alvarado, A., Marcaillou, B., Sosson, M., Ratzov, G., Migeon, S., Calahorrano, A. & Pazmino, A. (2009). Visión general de la morfología submarina del margen convergente de Ecuador- Sur de Colombia: implicaciones sobre la transferencia de masa y la edad de la subducción de la Cordillera de Carnegie. *GEOLOGIA Y GEOFISICA MARINA Y TERRESTRE DEL ECUADOR*, PSE-001-2009.

CODIGEM, BGS, 1993. Mapa Geológico de la República del Ecuador. *British Geological Survey*.

Coronel J. (2002). Les canyons de la marge équatorienne : approche morphostructurale et évolution. Mémoire de DEA « Dynamique de la Lithosphère, des Marges Océaniques aux Chaînes de Montagnes », *UPMC*, 35p.

Daly, M.C. (1989). Correlations between Nazca/Farallon plate kinematics and forarc basin evolution in Ecuador. *Tectonics*, 8 (4), 769–790.

Deniaud, Y. (2000). Enregistrements sédimentaire et structural de l'évolution géodynamique des Andes Equatoriennes au cours du Néogène: Etude des bassins d'avant arc et bilan de masse. *Geologie Alpine*, Mémoire HS (32), 159.

Deniaud, Y. (1998). Evolución Tectono-sedimentaria de las Cuencas Costeras Neógenas del Ecuador. *PETROPRODUCCION-ORSTOM*. Informe Interno: 74 pp.

Deniaud, Y., Baby, P., Basile, C., Ordoñez, M., Montenegro, G. & Mascle, G. (1999). Opening and tectonic and sedimentary evolution of the Gulf of Guayaquil: Neogene and Quaternary fore-arc basin of the south Ecuadorian Andes. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences – Séries II A – Earth and Planetary Science*, 328 (3) : 181–187.

DGGM, (1970)a. Mapa Geológico detallado del Ecuador, hoja Manta. *Dirección General de Geología y Minas*, Quito.

DGGM, (1976). Mapa Geológico detallado del Ecuador, hoja Jama. *Dirección General de Geología y Minas*, Quito.

DGGM, (1979). Mapa Geológico detallado del Ecuador, hoja Chone. *Dirección General de Geología y Minas*, Quito.

DGGM, (1980). Mapa Geológico detallado del Ecuador, hoja Bahía de Caráquez. *Dirección General de Geología y Minas*, Quito.

Dumont, J., Santana, E. & Vilema, W. (2005). Morphologic evidence of active motion of the Zambapala Fault, Gulf of Guayaquil (Ecuador): *Geomorphology*, 65, 223-239.

Dumont, J.F., Santana, E., Vilema, W., Pedoja, K., Ordonez, M., Cruz, M., Jimenez, N. & Zambrano, I. (2005). Morphological and microtectonic analysis of Quaternary deformation from Puna and Santa Clara Islands, Gulf of Guayaquil, Ecuador (South America). *Tectonophysics*, 399: 331–350.

Dumont, J.F., Santana, E., Valdez, F., Tihay, J.P., Usselmann, P., Ituralde, D. & Navarette, E. (2006). Fan beheading and drainage diversion as evidence of a 3200–2800 BP earthquake event in the Esmeraldas-Tumaco seismic zone; a case study for the effects of great subduction earthquakes. *Geomorphology*, 74: 100–123.

Duque, P. (200). Breve Léxico Estratigráfico de Ecuador. *Sistema de Información Geológica y Minera (SIM)*, 98 pp.

Ego, F., Sebrier, M., Lavenu, A., Yepes, H. and Eguez, A. (1996). Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics* 259, 101–116.

Egüez A., Alvarado A. & Yepez H. (2003). Map of Quaternary Faults and Folds of Ecuador and its offshore Regions. International Lithosphere Program Task Group 11-2, Major Active Faults of the World, *USGS*.

Evans, C.D.R. & Whittaker, J.E. (1982). The Geology of the western part of the Borbon Basin, North-West Ecuador. *Geol. Soc. London, Spec. publ.*, 10, 191-200.

Feininger, T. (1977). Simple Bouguer gravity anomaly map of Ecuador: Quito, *Instituto Geográfico Militar*, scale 1:1.000.000.

Feininger, T. & Bristow, C. R. (1980). Cretaceous and Paleogene history of coastal Ecuador. *Geologische Rundschau*, 69: 849–874.

Feininger, T. & Seguin M. (1983). Simple Bouguer gravity anomaly field and the inferred crustal structure of continental Ecuador. *Geology*, v.11, p. 40-44.

Flores, J. (2011). Evaluación Petrolífera de la Cuenca de Manabí, Costa Ecuatoriana. Tesis de grado previa a la obtención del título de Ingeniero en Geología. Universidad Central del Ecuador, Quito.

Gailler A., Charvis P. & Flueh E.R. (2007) Segmentation of the Nazca and South American plates along the Ecuador subduction zone from wide angle seismic profiles, *Earth and Planetary Science Letters* 260: 444–464.

Goossens P. & Rose W. (1973). Chemical Composition and Age Determination of Tholeiitic Rocks in the Basic Igneous Complex, Ecuador. *GSA Bulletin*. 84: 1043-1052.

Graindorge, D., A. Collahorrano, Ph. Charvis, J.Y. Collot & N. Bethoux. (2004). Deep structure of the Ecuador Convergent Margin and the Carnegie Ridge, possible consequence on great earthquakes recurrence interval, *Geophys. Res. Lett* Vol 31, L04603

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*, v. 168, p. 255 – 270.

Hernández, M. (2008). Reinterpretación sísmica de semi-detalle en la sección Oligo-Mioceno del área Las Ollas- Cascaroncito a partir de datos sísmicos 3D del volumen integrado Roblote. Informe final de cursos en cooperación para optar al título de Ingeniero Geofísico, Sartenejas.

Hey R., 1977, Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center, *Geological Society of America Bulletin*, 88, p. 1404-1420.

Jaillard, E., Ordoñez, M., Benítez, S., Berrones, G., Jiménez, N., Montenegro, G. & Zambrano, I. (1995). Basin development in an accretionary, oceanic-floored forearc setting: southern coastal Ecuador during late Cretaceous to late Eocene times. *Petroleum Basins of South America. American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, 62: 615-631.

Jaillard, E. & Soler, P. (1996). Cretaceous to early Paleogene tectonic evolution of the northern Central Andes (0-18°S) and its relations to geodynamics. *Tectonophysics*, (259): 41-53.

Jaillard, E., Benitez, S. & Mascle, G.H. (1997). Les deformations paleogenes de la zone d'avant-arc sud-equatorienne en relation avec l'evolution geodynamique. *Bull. Soc. Geol. Fr*, 168: 403–412.

Jaillard, E., Ordoñez, M., Suárez, J., Toro, J., Iza, D. & Lugo, W. (2004). Stratigraphy of the Late Cretaceous–Paleogene deposits of the Western Cordillera of Central Ecuador: Geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 17: 49–58.

Jaillard, E., Lapierre, H., Ordoñez, M., Toro, J., Amórtegui, A. & Vanmelle, J. (2009). Accreted oceanic terranes in Ecuador: southern edge of the Caribbean Plate?. *Geological Society, London*; v. 328; p. 469-485.

Juteau, T., Mégard, F., Raharison, L. & Whitechurch, H. (1977). Les assemblages ophiolitiques de l'Occident équatorien : nature pétrographique et position structurale, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7 (19), 1127-1132.

Kerr, A. C., Aspden, J. A., Tarney, J. & Pilatasig, L. F. (2002). The nature and provenance of accreted terranes in Western Ecuador: geochemical and tectonic constraints. *Journal of the Geological Society, London*, 159: 577–594.

Lavenu, A., C. Noblet. & Winter, T. (1995a). Neogene ongoing tectonics in the southern Ecuadorian Andes: analysis of the evolution on the stress field, *J. Struct. Geol.*, 17, 47-58.

Lebrat, M., Megard, F., Dupuy, C. & Dostal, J. (1987). Geochemistry and tectonic setting of precollision Cretaceous and Paleogene volcanic rocks of Ecuador. *Geological Society of America Bulletin*, 99: 569–578.

Lonsdale, P. (1976). Abyssal circulation of the Southeastern Pacific and some geological implications, *Journal of Geophysical Research*, 81, 6, p. 1163-1176

Lonsdale, P. (1977). Inflow of bottom water to the Panama Basin, *Deep-Sea Research*, 1977, Vol. 24, pp. 1065 to 1101

Lonsdale, P. & Klitgord, K.D. (1978). Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin, *Geol. soc. Am. Bull.*, 89, 981–999.

Luzieux, L., Heller, F., Spikings, R., Winkler, W. & Vallejo, C. (2005). Cretaceous rotations of the coastal blocks of Ecuador (1°N-3°S): Paleomagnetic evidence and implications for the origin and accretion of the blocks. *7 ISAG, Nice-France*. Extended Abstract: 461-463.

Luzieux, L., Heller, F., Spikings, R., Vallejo, C. & Winkler, W. (2006). Origin and Cretaceous history of the coastal Ecuadorian forearc between 1°N and 3°S: paleomagnetic, radiometric and fossil evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 249: 400–414.

Mamberti M., Lapierre H., Bosch D., Jaillard E., Ethien R., Hernández J & Polvé M. (2003). Accreted fragments of the Late Cretaceous Caribbean-Colombian Plateau in Ecuador. *Lithos* 66: 173-199.

Marcaillou B., Spence G., Collot J.-Y. & Wang K. (2006), Thermal regime from bottom simulating reflectors along the north Ecuador-south Colombia margin : Relation to margin segmentation and great subduction earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 111, B12407, doi:10.1029/2005JB004239, 16 p.

Marcaillou B. & Collot JY. (2008). Chronostratigraphy and tectonic deformation of the North Ecuadorian–South Colombian offshore Manglares forearc basin, *Marine Geology* 255 (2008) 30–44

Marksteiner R. & Alemán A. (1991). Coastal Ecuador technical evaluation agreement. AMOCO.

Mc Clay K. R. (2003). "Advanced Structural Geology for Petroleum Exploration", Fault Dynamics Research Group, Royal Holloway University of London, 504 p.

Michaud F., Chabert A., Collot JY, Sallares V.; Flueh E., R., Charvis P., Graindorge D., Gustcher M. & Bialas, G. (2005). Fields of mutikilometers scale subcircular depression in the Carnegie ridge sedimentary blanket : effect of under water carbonate dissolution, *Marine Geology*, 216, 205-219.

Michaud F., Collot J.-Y., Alvarado A., Lopez E. & le personnel scientifique et technique d'Inocar, République d'Equateur. (2006). Batimetría y Relieve Continental e Insular, Publication IOA-CVM-01.

Mitchum, J.R., Vail, P., & Sangree, J. (1977). Stratigraphy Interpretation of seismic reflection pattern in depositional sequences. In Payton C.E., éd., *Seismic Stratigraphy. Applications to Hydrocarbon exploration.- Am. Asso. Petrol. Geol. Mem.*, 26 :117-134.

Mix, A.C., Teedemann E. & Blum P. (2003), Proc. ODO., Init. Repts, 202: *college Station TX (Ocean Drilling Program)*. Doi: 10.2973/odp.proc.ir.202.2003

Montenegro, G. (2004). El Mapa Gravimétrico del Litoral Ecuatoriano. Informe técnico interno N°043-CIGG-2004. CIGG-Petroproducción.

Nocquet, J.-M. & Mothes, P. (2009). Geodésia, geodinámica y ciclo sísmico en Ecuador, en Síntesis de los resultados de investigación geológica y geofísica sobre el margen Ecuatoriano, la costa, la cordillera submarina de Carnegie, y de la plataforma volcánica de Galápagos, Collot, J.-Y., Sallares, V., y Pazmiño, A. Eds., *INOCAR - IRD*, Quito.

Olsson A.A. (1942). Tertiary deposits of NO South America and Panama. *Proc. 8th Am. Sci. Congr.*, Washington, 4, p. 231-287.

Ordoñez M. (1994). Bioestratigrafía y Paleoecología del Plio-Pleistoceno del Graben de Jambeli. Tesis de grado de doctora en geología, Universidad de Guayaquil.

Ordoñez M., Zambrano I. & Jimenez N. (1986). Bioestratigrafía de la cuenca Progreso en la provincia del Guayas. *IV Cong. Ecuat. de G.M.P.*, Quito Ecuador.

Ordoñez M., Zambrano I. & Jimenez N. (1988). Bioestratigrafía del Pozo Ricaurte 1. C.E.P.E.

Ordóñez, M., Jiménez, N. & Suárez, J. (2006). Micropaleontología ecuatoriana. Datos Bioestratigráficos y Palaeoecológicos de las Cuencas : Graven de Jambelí

Pardo-Casas, F. & Molnar, P. (1987). Relative motion of the Nazca (Farallón) and South America plate since Late Cretaceous times. *Tectonics*, 6: 233–248.

Pedoja, K., Dumont, J.F., Lamothe, M.L.O., Collot, J.Y., Ghaleb, B., Auclair, M., Alvarez, V. & Labrousse, B. (2006a). Quaternary uplift of the Manta Peninsula and La Plata Island and the subduction of the Carnegie Ridge, central coast of Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 22: 1–21.

Pedoja, K., Ortlieb, L., Dumont, J.F., Lamothe, M., Ghaleb, B., Auclair, M. & Labrousse, B. (2006b). Quaternary coastal uplift along the Talara Arc (Ecuador, Northern Peru) from new marine terrace data: *Marine Geology*, V. 228, p. 73-91.

Ratzov G., Collot JY, Sosson M. & Migeon S., (2010) Mass-transport deposits in the northern Ecuador subduction trench: Result of frontalerosion over multiple seismic cycles, *Earth and Planetary Science Letters* 296: 89–102

Regueiro, J. (1997). Sísmica para Ingenieros y Geólogos de Yacimiento. Centro Internacional de la Educación y el Desarrollo (CIED) PDVSA.

Reyes, P. (2008). Quantification relative du soulèvement de la cordillère cotière (équateur) à partir de la géomorphologie sur mnt. Université Nice. These Master 2 SGT: 40 pp.

Reynaud, C., Jaillard, E., Lapierre, H., Mamberti, M. & Mascle, G.H. (1999). Oceanic plateau and island arcs of southwestern Ecuador: their place in the geodynamic evolution of northwestern South America. *Tectonophysics*, 307: 235–254.

Roger, G.W. (1984). Facies Models, Second Edition. Geoscience Canada. Hamilton, Ontario L8S 4M1 Canada, 317p.

Sage, F., Collot, J.-Y. & Ranero, C.R. (2006). Interplate patchiness and subduction-erosion mechanisms: Evidence from depth-migrated seismic images at the central Ecuador convergent margin. *Geology*, 34: 997 - 1000.

Sallares V. & Charvis P., 2003, Crustal thickness constraints on the geodynamic evolution of the Galapagos Volcanic Province, *Earth and Planetary Science Letters* 214 (2003) 545-559.

Sallares V., Charvis, P., Flueh, E. R. Bialas J. & the SALIERI Scientific Party. (2005). Seismic structure of the Carnegie ridge and the nature of the Galapagos hotspot, *Geophys. J. Int.* (2005) 161, 763–788

Sandwell, D. T. & W. H. F. Smith. (1994). New global marine gravity map/grid based on stacked ERS-1, Geosat and Topex altimetry, *Eos Trans. AGU*, 75(16), Spring Meet. Suppl., S321.

Sebillat J. (2008). Recherche du prolongement en mer du système de faille de Jama (Équateur) à partir de l'analyse de données de sismique marine, Evolution de la déformation de la plate-forme d'une marge active. Mémoire de master1 de l'Université de Nantes, Tuteur F. Michaud p. 1-17.

Sigal J. (1969). Quelques acquisitions récentes concernant la chronostratigraphie des formations sédimentaires de l'Équateur. *Rev. Esp. Micropal.*, 1, p. 205-236.

Silva P., J-Y Collot, F. Michaud, A. Alvarado, J-F Lebrun & Y. Legonicdec. (2006). El canon submarino d'Esmeraldas (Ecuador): estructuras y evolcion geologica a partir del analisis de datos de geofisica marina, 6tas Jornadas en Ciencias de la Tierra, Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador, Nov. 22-24, 2006.

Soulas, J. P., Egeuz, A., Yepes, H. & Pérez V.H. (1991). Tectónica activa y riesgo sísmico en los Andes ecuatorianos y el extremo Sur de Colombia, *Boletín Geológico Ecuatoriano*, 2(1), 3-11.

Spikings R.A. , Winkler W., Seward D., Handler R. (2001). Alongstrike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust, *Earth Planet. Sci. Lett.* 186:57–73.

Trenkamp, R., Kellogg, J. N., Freymueller, J. T. & Mora, P. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations, *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 157-171.

Vallejo, C., Spikings, R. A., Luzieux, L., Winkler, W., Chew, D. & Page, L. (2006). The early interaction between the Caribbean Plateau and the NW South American Plate. *Terra Nova*, 18: 264–269.

Vallejo, C., Winkler, W., Spikings, R., Luzieux, L., Heller, F. & Bussy, F. (2009). Mode and timing of terrane accretion in the forearc of the Andes in Ecuador. *The Geological Society of America*, Memoir 20: 20pp.

Van Andel et al. (1971). Tectonics of the Panama Basin, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 82 (6) 1489-1508.

Van Andel & Heath G.R. (1973). Tectonics and sedimentation in the Panama basin : Geologic results of Leg 16, Initial Reports of the DSDP, National Science Foundation, DSDP,16, Washington (U.S. Govt. Printing Office), 899-913.

Winkler, W., D. Villagomez, R. Spikings, P. Abegglen, ST. Tobler & A. Egüez (2005). The Chota basin and its significance for the inception and tectonic setting of the inter-Andean depression in Ecuador, *J. South Am. Earth Sci.*, 19, 5-19.

Winter, T. & A. Lavenue (1989). Morphological and microtectonic evidence for a mayor active right-lateral strike-slip fault across central Ecuador (South America), *Ann. Tect.*, 3 (2), 123-139.

Winter, T. (1990). Mécanismes de deformation récentes dan les Andes equatorienes, Thèse de l'Université d'Orsay, Paris-Sud, 205 pp.

Winter, T., J. Avouac. & A. Lavenue (1993). Late Quaternary kinematics of the Pallatanga strike slip fault(Central Ecuador) from topographic measurements of displaced morphological features, *Geophys. J. Int.*, 115, 905-920.

Witt C., Bourgois J., Michaud F., Ordoñez M., Jiménez N. & Sosson M. (2006). Development of the Gulf of Guayaquil (Ecuador) during the Quaternary as an effect of the North Andean block tectonic escape, *Tectonics*, 25, TC3017, doi:10.1029/2004TC001723, 22 p.

Whittaker J. E. (1988). Benthic Cenozoic Foraminifera from Ecuador (Coastal area). *Natural History, Museum British London*, 194 p.

Wu, J. E., McClay, K., Whitehouse, P. & Doolay, T. (2009). 4D analogue modeling of transtensional pull-apart basins, *Marine Petroleum Geol* 26, 1608–1623.

LÁMINAS

LÁMINA 1

**UBICACIÓN Y NOMENCLATURA DE LOS
PERFILES SÍSMICOS.**

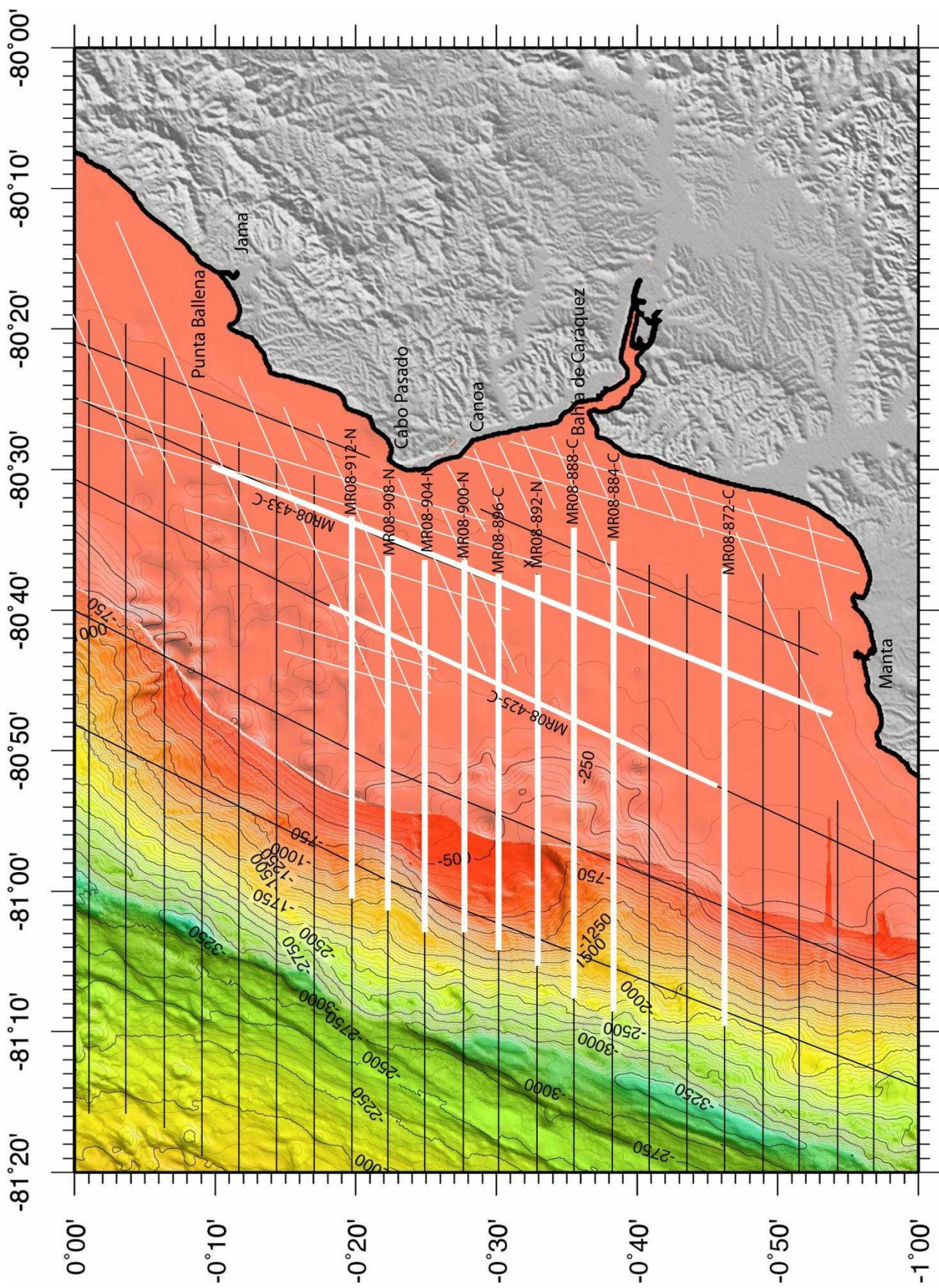


LÁMINA 2

**INTERPRETACIÓN SÍSMICA DEL PERFIL MR08-
433-C (Localización Figura 4.4, pág 60)**

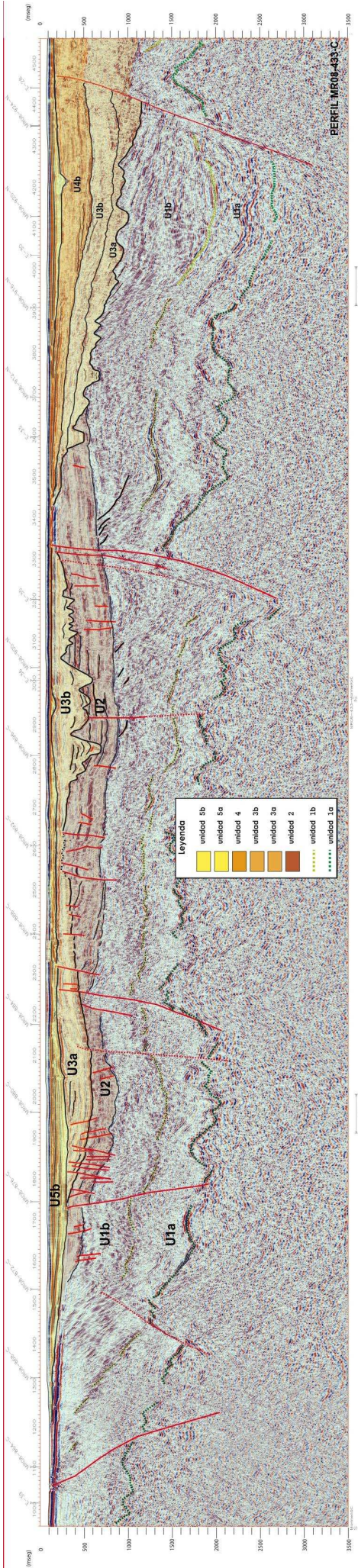
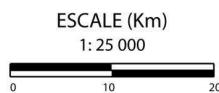
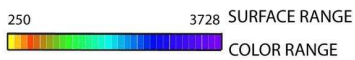
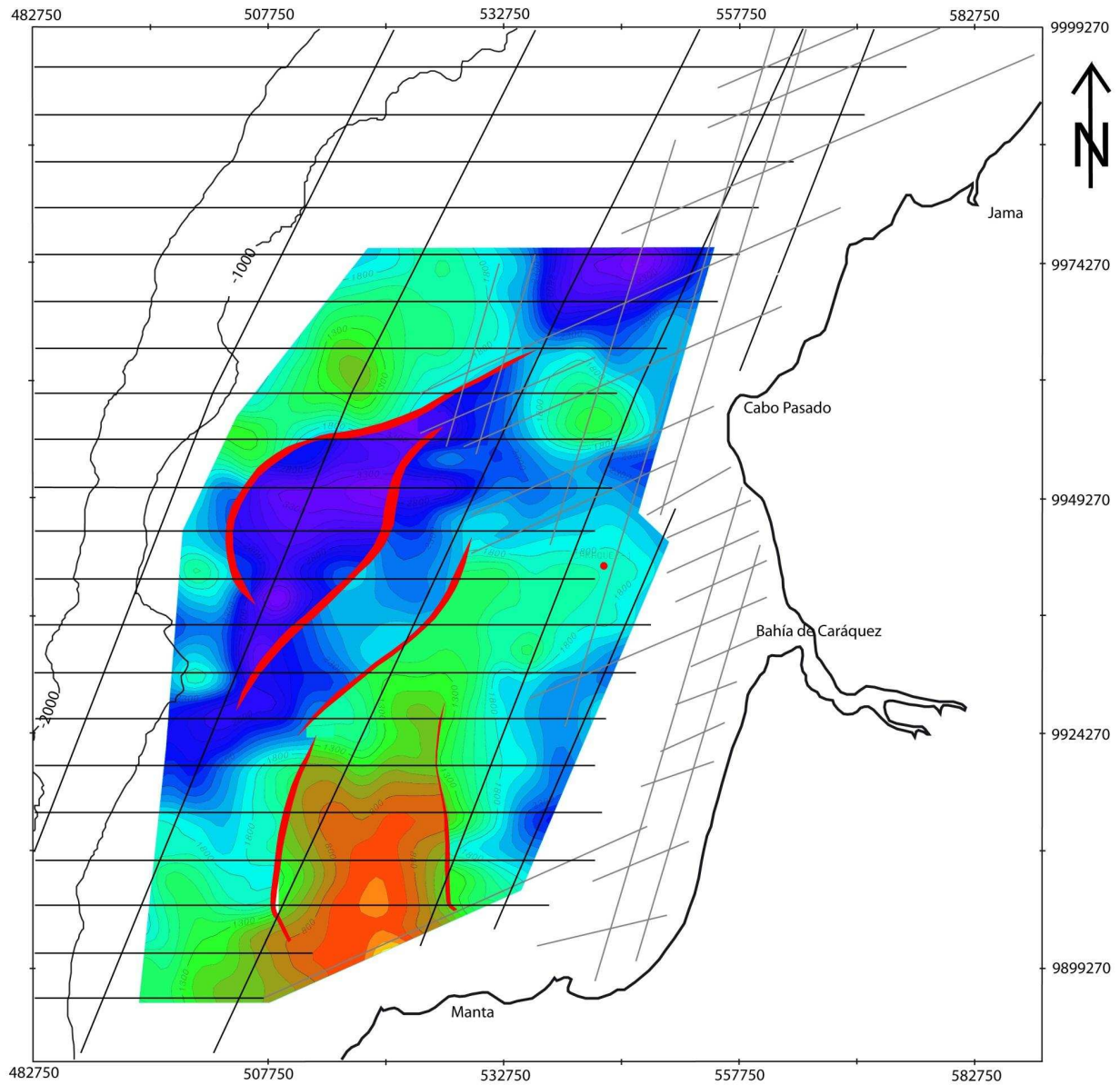


LÁMINA 3

**MAPA ESTRUCTURAL EN TWT DEL BASAMENTO
SÍSMICO**



MAPA ESTRUCTURAL EN TIEMPO DOBLE DEL BASAMENTO SÍSMICO



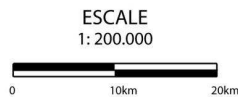
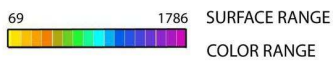
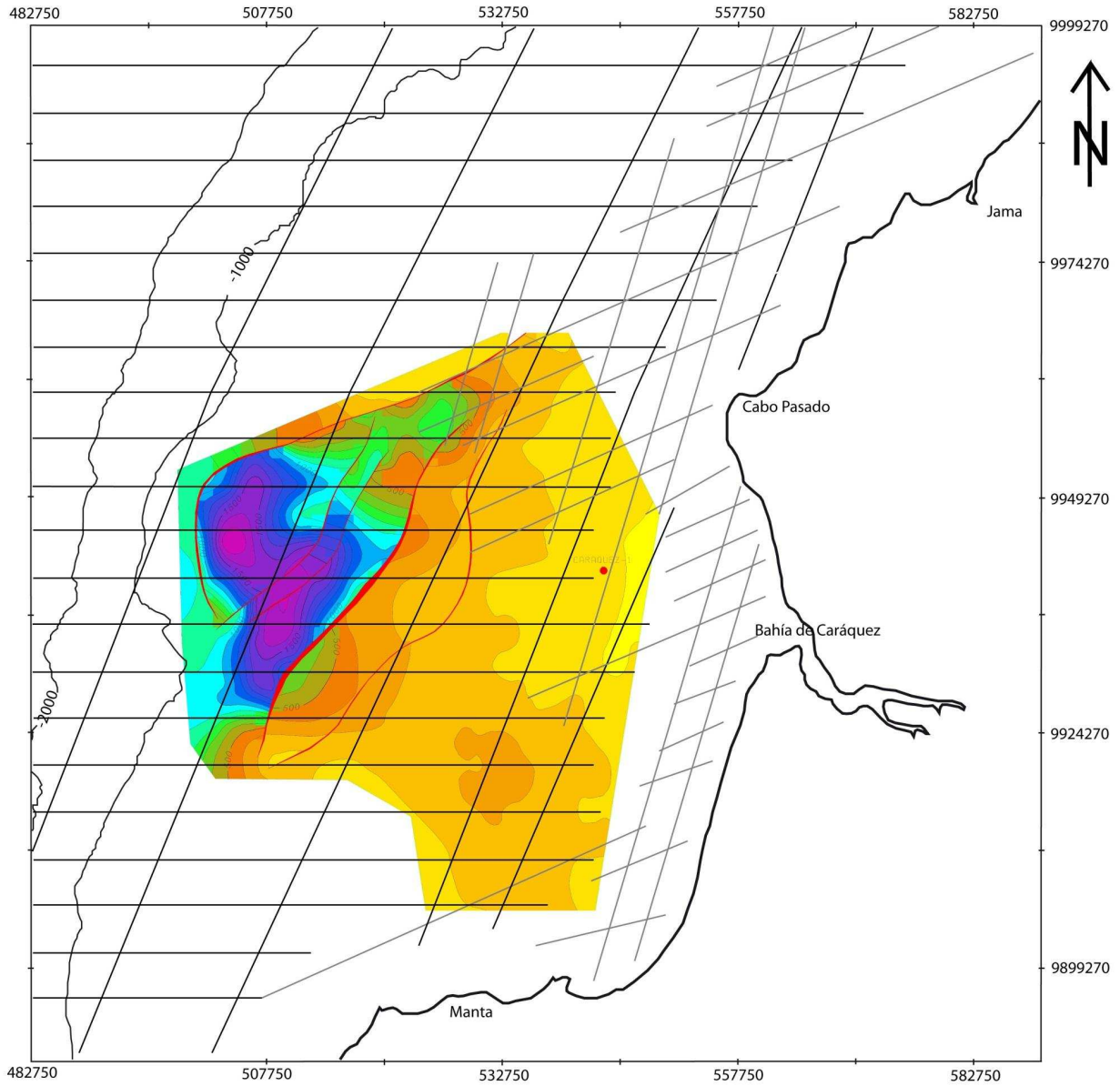
EP PETROECUADOR	
Mapa Estructural en Tiempo Doble del Basamento Sísmico	
Scale: 1: 50 000	Drawing by: Hernández María José
Date: 17-Nov-2011	

LÁMINA 4

MAPA ESTRUCTURAL EN TWT DE LA UNIDAD 5



MAPA ESTRUCTURAL EN TIEMPO DOBLE DE LA UNIDAD 5



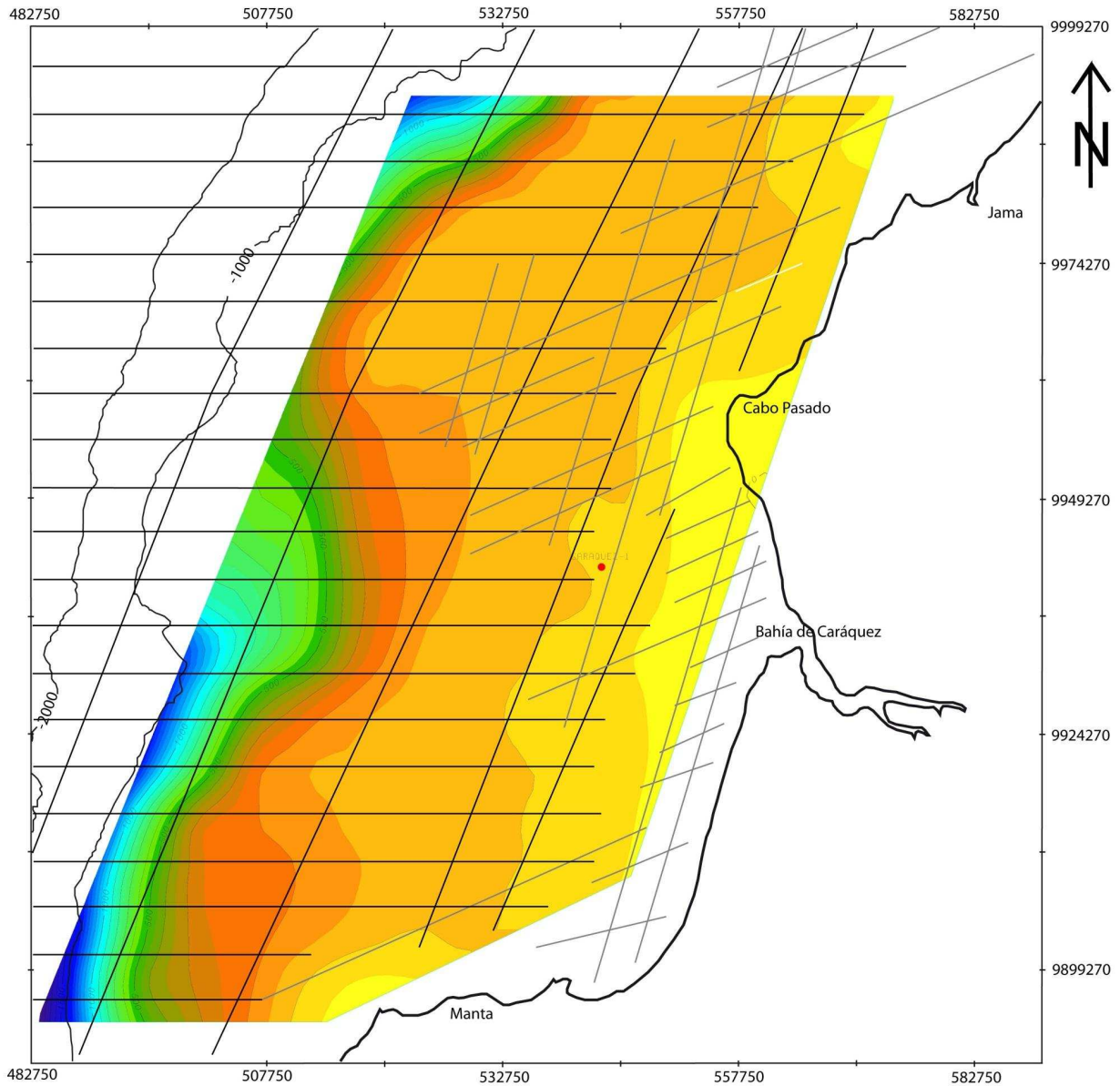
EP PETROECUADOR	
Mapa Estructural en Tiempo Doble de la Unidad 5 (U5)	
Escale: 1: 200.000	Drawing by: Hernández María José
Date: 16-Nov-2011	

LÁMINA 5

**MAPA ESTRUCTURAL EN TWT DEL FONDO
MARINO**



MAPA ESTRUCTURAL EN TIEMPO DOBLE DEL FONDO MARINO

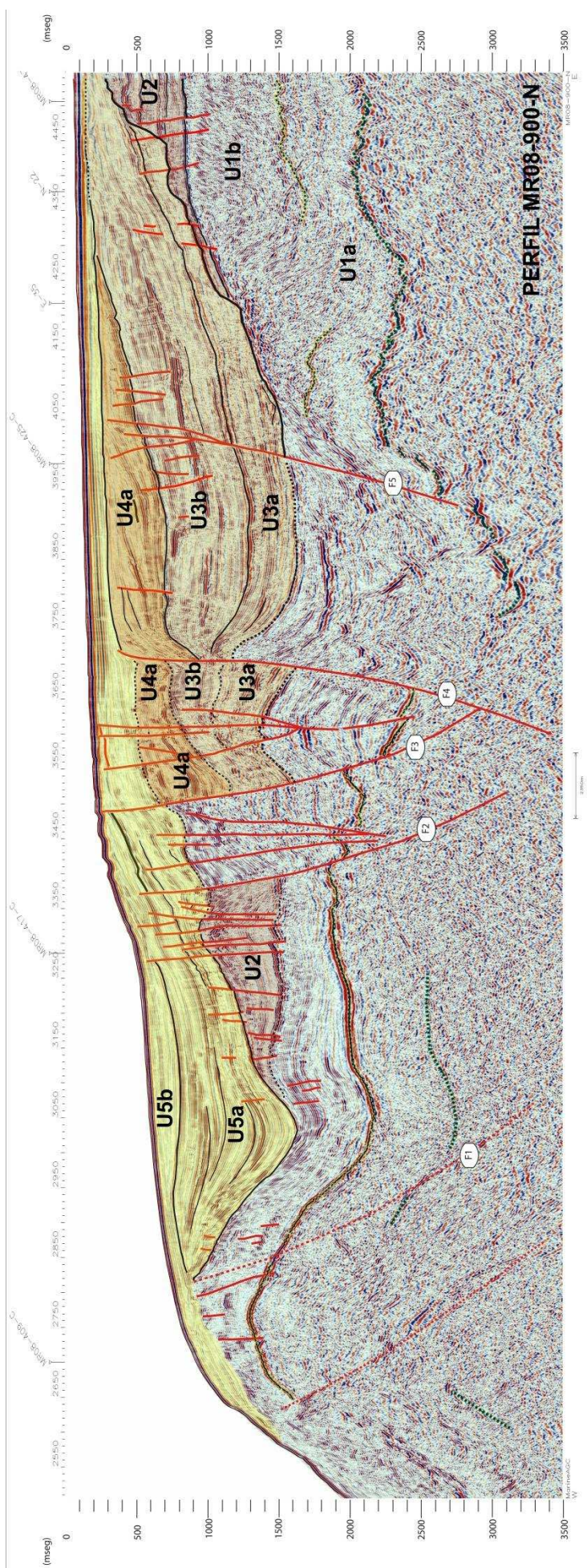


ESCALE
1: 200.000

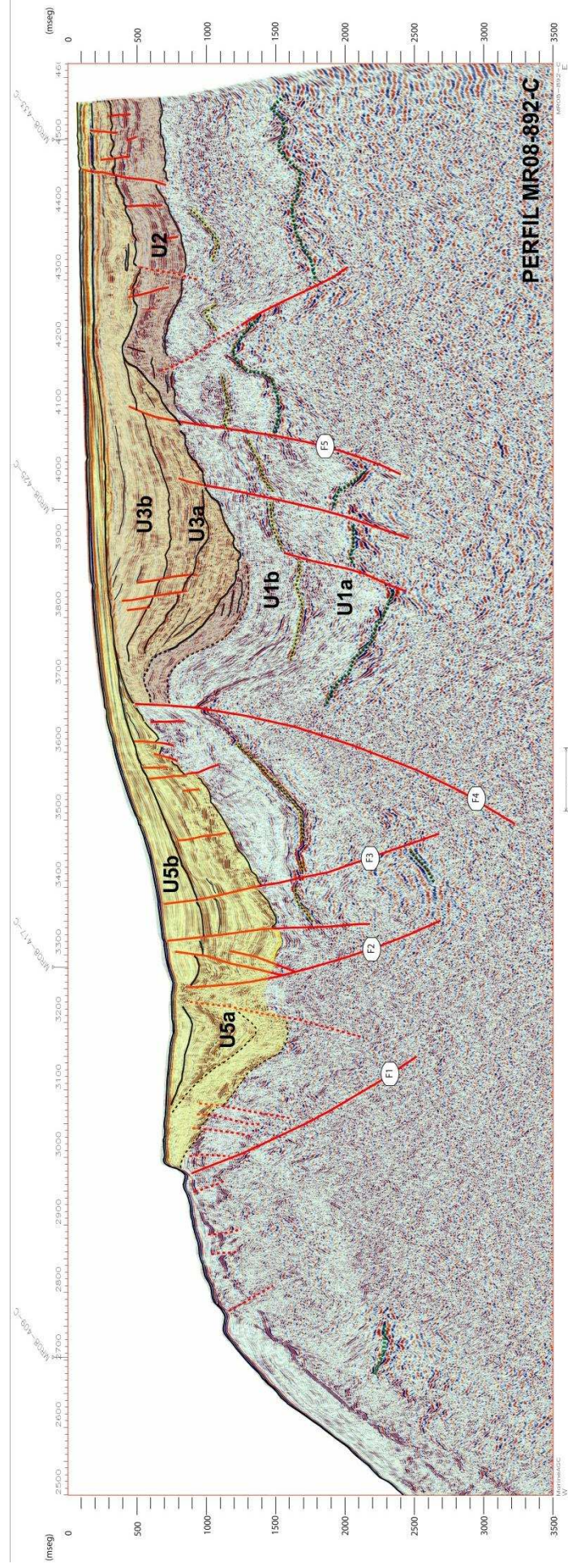


EP PETROECUADOR	
Mapa Estructural en Tiempo Doble del Fondo Marino	
Escale: 1: 200.000	Drawing by: Hernández María José
Date: 14-Nov-2011	

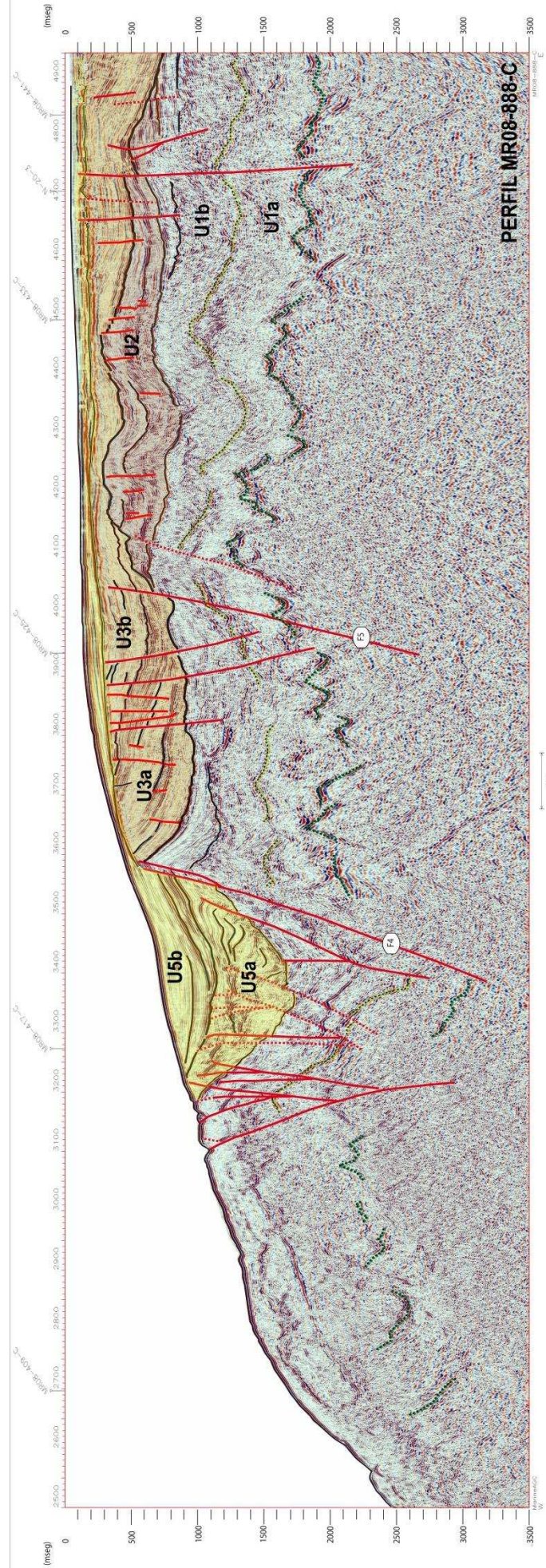
A N E X O S



ANEXO 1 Perfil MR08-900-N, la localización de este perfil se muestra en la LÁMINA 1.



ANEXO 2 Perfil MR08-892-C, la localización de este perfil se muestra en la LÁMINA 1.



ANEXO 3 Perfil MR08-888-C, la localización de este perfil se muestra en la LÁMINA 1.