

PETROPRODUCCION
FILIAL DE PETROECUADOR



CONVENIO
PETROPRODUCCION - ORSTOM

EVOLUCION TECTONO-SEDIMENTARIA
DE LAS CUENCAS COSTERAS
NEOGENAS DEL ECUADOR

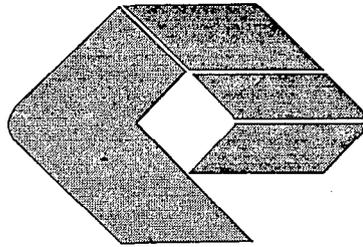
POR:
Y. DENIAUD

FEBRERO - 1998

Fonds Documentaire ORSTOM

Cote: Ax 15383 Ex: *unique*

~~SSO. 1~~
~~PEN~~



PETROPRODUCCION
FILIAL DE PETROECUADOR



Convenio PETROPRODUCCION / O.R.S.T.O.M.

**Evolución tectono-sedimentaria
de las
cuencas costeras neogenas
del Ecuador**

JUL. 31 1998

ORSTOM
Centre Documentation
Quito

Por
Y. DENIAUD

Febrero de 1998



020005280

~~01550.1~~
DET

~~h-273~~

Fonds Documentaire ORSTOM

Cote: A*15383 Ex: *unqun*

SUMARIO-----	1
LISTA DE FIGURAS-----	5
INTRODUCCIÓN-----	6
PRIMERA PARTE : EL SUR DE LA COSTA ECUATORIANA (GOLFO DE GUAYAQUIL Y CUENCA PROGRESO)-----	8
1 -ESTRATIGRAFIA Y SECUENCIAS TECTONO-SEDIMENTARIAS- - - -	8
1.1 -SUBSTRATO (FIG. 2)-----	8
1.1.1 - <u>El substrato (sensu stricto) : la formación Piñón-</u>	8
1.1.2 - <u>El Cenomaniense - Coniaciense : La formación Calentura-</u> -----	8
1.1.3 - <u>El Santoniense - Campaniense : La formación Cayo-</u>	8
1.1.4 - <u>El Maastrichtiense - base del Paleoceno superior : Las formaciones Santa Elena y Guayaquil-</u> -----	10
1.1.5 - <u>El Paleoceno superior - Eoceno inferior : El grupo Azúcar-</u> -----	10
1.1.6 - <u>El Eoceno : El grupo Ancón-</u> -----	10
a - <u>El Eoceno inferior : La unidad "Passage beds"-</u> -----	10
b - <u>El Eoceno inferior parte superior - Eoceno medio inferior : La facies "Clay pebble beds"-</u> -----	11
c - <u>La secuencia del Lutetiense : "Clay pebble Beds" y Socorro y Seca formaciones-</u> -----	11
d - <u>El Eoceno medio y superior : La formación Punta Ancón-</u> - - -	12
1.1.7 - <u>El problema de la formación El Morro-</u> -----	12
1.1.8 - <u>El Oligoceno : La formación Playa Rica-</u> -----	12
1.2 -SECUENCIAS TECTONO-SEDIMENTARIAS NEOGENAS (FIG. 3)-	13
1.2.1 - <u>Megasecuencia M 1 : ciclo sedimentario del Mioceno Inferior-</u> -----	13
a - <u>Secuencia S 1 : Formación Zapotal-</u> -----	13
1.2.2 - <u>Megasecuencia M 2 : ciclo sedimentario del Mioceno Inferior - Mioceno Medio-</u> -----	16
a - <u>Secuencia S 2 : Formación Dos Bocas-</u> -----	16
b - <u>Secuencia S 3 : Formación Villingota-</u> -----	17

c - <u>Secuencia S 4 : Formación Subibaja</u> -	17
1.2.3 - <u>Megasecuencia M 3 : ciclo sedimentario del Mioceno Medio - Mioceno Superior</u> -	18
a - <u>Secuencia S 5 : Formación Progreso</u> -	18
1.2.4 - <u>Megasecuencia M 4 : ciclo sedimentario del Mioceno Superior - actual</u> -	20
a - <u>Secuencias S 6 y S 7 : Formación Puna</u> -	20
b - <u>Secuencias S 8 y S 9 : Formación Tablazo y Holoceno-Pleistoceno superior del Golfo de Guayaquil</u> -	22
2 - ANÁLISIS GEOMÉTRICO Y CINEMÁTICA DE LA DEFORMACION -	24
2.1 - METODOLOGÍA -	24
2.2 - ANÁLISIS DE LAS ESTRUCTURAS DEL GOLFO DE GUAYAQUIL -	24
2.2.1 - <u>Estructuras extensivas</u> -	24
2.2.2 - <u>Estructuras de rumbo (transpresión)</u> -	28
2.2.3 - <u>Estructuras diapiricas (Fig. 12)</u> -	28
2.3 - GEOMETRÍA Y CINEMÁTICA DE LA DEFORMACION NEOGENA EN EL GOLFO DE GUAYAQUIL -	28
3 - ANÁLISIS DE LA SUBSIDENCIA Y ETAPAS DE DEFORMACIONES -	32
3.1 - METODOLOGÍA -	32
3.2 - ANÁLISIS DE LAS TASAS DE SEDIMENTACIÓN Y DE SUBSIDENCIA -	32
3.3 - CRONOLOGÍA Y ETAPAS DE DEFORMACION EN EL NEOGENO DEL GOLFO DE GUAYAQUIL -	37
3.3.1 - Etapa 1 : abertura del Golfo de Guayaquil (Plioceno-Pleistoceno inferior) -	37
3.3.2 - Etapa 2 : Transpresión (Pleistoceno superior) ---	38
3.3.3 - Etapa 3 : Subsistencia actual (Holoceno - actual) --	38

SECUNDA PARTE : EL NORTE DE LA COSTA ECUATORIANA (CUENCAS MANABI Y BORBON)----- 40

1 -ESTRATIGRAFIA Y SECUENCIAS TECTONO-SEDIMENTARIAS- - - - 40

1.1 - SUBSTRATO ANTE-NEOGENO (FIG. 18)----- 40

1.1.1 - Substrato (sensu stricto) : Corteza oceánica del Cretacico Inferior------ 40

1.1.2 - Ciclo sedimentario del Cretacico Superior------ 40

1.1.3 - Ciclo sedimentario del Paleoceno------ 43

1.1.4 - Ciclo sedimentario del Eoceno------ 44

1.1.5 - Ciclo sedimentario del Oligoceno------ 44

1.2 - SECUENCIAS TECTONO-SEDIMENTARIAS NEOGENAS (FIG: 20)-45

1.2.1 - Megasecuencia M1 : El hiato del Oligoceno superior - Mioceno inferior------ 45

1.2.2 - Megasecuencia M 2 : Formación Tosagua. Ciclo sedimentario del Mioceno inferior - Mioceno medio------ 45

1.2.3 - Megasecuencia M 3 y M 4 : Ciclo sedimentario del Mioceno Medio al actual------ 47

2 - ANÁLISIS GEOMÉTRICO Y CINEMÁTICA DE LA DEFORMACION- - 51

2.1 - METODOLOGÍA----- 51

2.2 - ANÁLISIS DE LAS ESTRUCTURAS DE LA CUENCA DE MANABI- 51

2.2.1 - Estructura Ricaurte (Fig. 23)----- 51

2.2.2 - Estructura Flavio Alfaro (Fig. 24)----- 54

2.3 - GEOMETRÍA Y CINEMÁTICA DE LA DEFORMACION EN LA CUENCA DE MANABI----- 54

3 - ANÁLISIS DE LA SUBSIDENCIA Y ETAPAS DE DEFORMACIONES- 56

3.1 - METODOLOGÍA----- 56

3.2 - ANÁLISIS DE LAS TASAS DE SEDIMENTACIÓN Y DE S U B S I D E N C I A	56
3.2.1 - <u>Evolución del Cretácico al Oligoceno</u>	56
3.2.2 - <u>Evolución Oligoceno-actual</u>	56
3.3 - CRONOLOGÍA Y ETAPAS DE DEFORMACIÓN EN LA CUENCA M A N A B I	61
3.3.1 - <u>Fase 1 : Cretácico superior - Paleoceno inferior</u> -	61
3.3.2 - <u>Fase 2 : Paleoceno superior - Eoceno inferior</u> - - -	61
3.3.3 - <u>Fase 3 : Eoceno superior - Oligoceno Inferior</u> - - -	62
3.3.4 - <u>Fase 4 : Oligoceno superior - Mioceno inferior</u> - -	62
3.3.5 - <u>Fase 5 : Mioceno Medio inferior</u>	62
CONCLUSIONES.....	63
BIBLIOGRAFIA.....	67
ANEXO I.....	70
ANEXO II.....	Bolsa
ANEXO III.....	71
ANEXO IV.....	72

LISTA DE FIGURAS

Fig. 1 : Cuencas neogenas del antearco ecuatoriano-----	7
Fig. 2 : Estratigrafía del pre-Neogeno del Sur de la costa ecuatoriana-----	9
Fig. 3 : Estratigrafía Neogena de la cuenca de Progreso y del Golfo de Guayaquil-----	14
Fig. 4 : Facies sísmicas y secuencias del Mioceno inferior - Mioceno medio en la cuenca Progreso (Según Benitez, 1995)-----	15
Fig. 5 : Facies sísmicas en el Golfo de Guayaquil (Mioceno superior - Actual)-----	19
Fig. 6 : Secuencias del Plio-Pleistoceno del Golfo de Guayaquil-----	21
Fig. 7 : Esquema estructural del Golfo de Guayaquil-----	25
Fig. 8 : Estructura POSORJA-----	26
Fig. 9 : Estructura ESPERANZA-----	27
Fig. 10 : Estructura TENGUEL-----	29
Fig. 11 : Estructura AMISTAD-----	30
Fig. 12 : DIAPIR-----	31
Fig. 13 : Tasas de sedimentación por cuatro posos del Golfo de Guayaquil-----	33
Fig. 14 : Tasas de sedimentación y subsidencia del poso F1 (Oeste Jambeli)-----	34
Fig. 15 : Tasas de sedimentación y subsidencia del poso F2 (Sureste Esperanza)-----	35
Fig. 16 : Tasas de sedimentación y subsidencia del poso F3 (Suroeste Esperanza)-----	36
Fig. 17 : Cuencas "Pull apart" en la cordillera de Zambapala-----	39
Fig. 18 : Estratigrafía del pre-Neogeno de la cuenca de Manabi en el pozo Ricaurte-----	41
Fig. 19 : Facies sísmicas de la cuenca de Manabi-----	42
Fig. 20 : Estratigrafía Neogena de las cuencas de Manabi y Borbon-----	46
Fig. 21 : Secuencias de "fine grained storm beds" en la cuenca de Borbon Oeste-----	50
Fig. 22 : Esquema estructural de la cuenca de Manabi-----	52
Fig. 23 : Estructura RICAURTE-----	53
Fig. 24 : Estructura FLAVIO ALFARO-----	55
Fig. 25 : Tasas de sedimentación y de subsidencia del poso RICAURTE 1-----	57
Fig. 26 : Tasas de sedimentación y de subsidencia del poso CHONE 1-----	58
Fig. 27 : Tasas de sedimentación y de subsidencia del poso CALCETA 1-----	59
Fig. 28 : Tasas de sedimentación y de subsidencia del poso FICTICIO 1-----	60
Fig. 29 : Estratigrafía, secuencias y evento tectono-sedimentarios del Neogeno de las cuencas costeras ecuatorianas-----	64
Fig. 30 : Esquema estructural del bloque costanero-----	66

INTRODUCCIÓN

En el marco del convenio ORSTOM-PETROPRODUCCIÓN, se realizó durante el año 1997 un estudio de las cuencas neógenas costeras del Ecuador (Fig. 1). Los objetivos principales de este proyecto fueron :

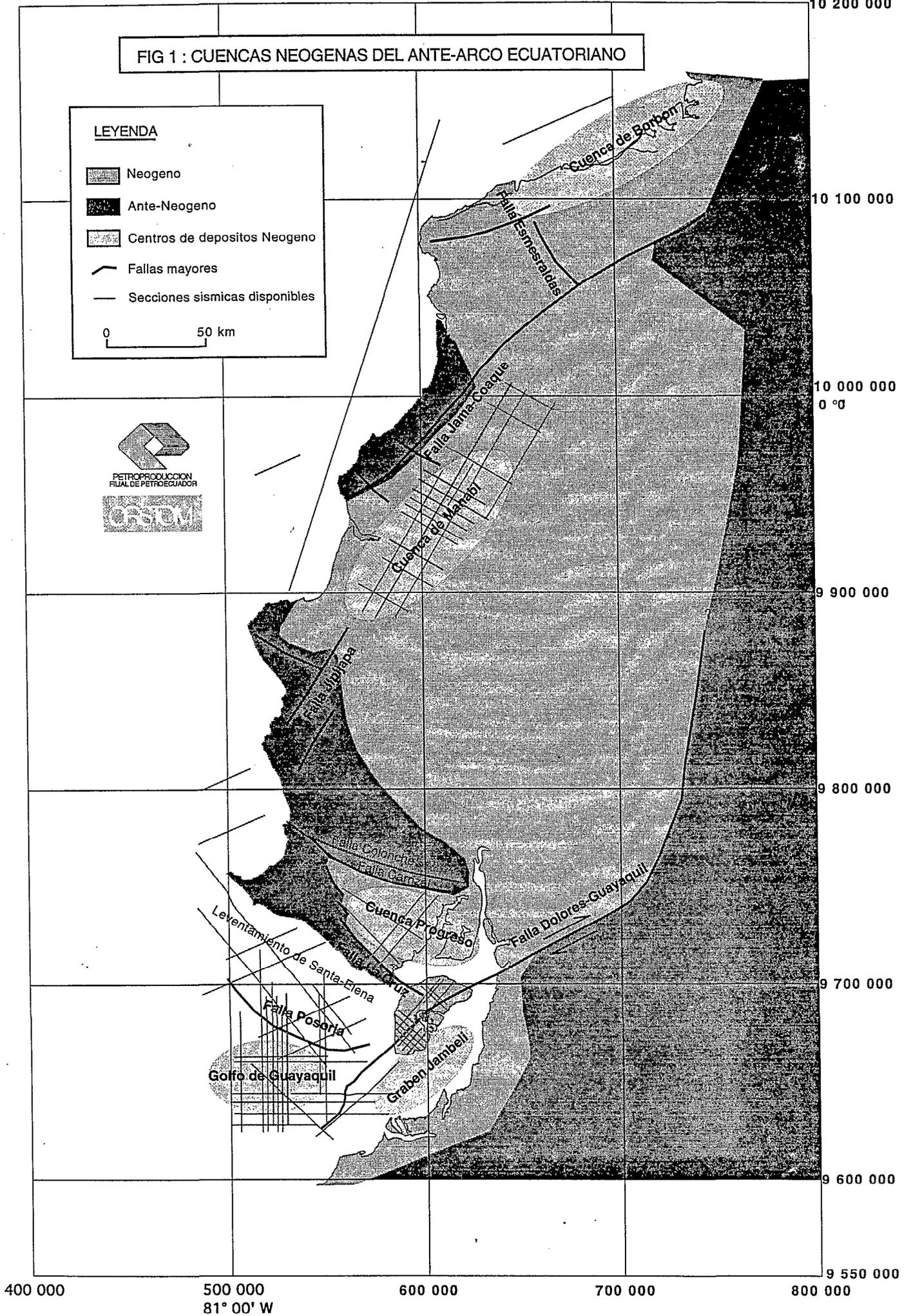
- 1 - la definición de las principales secuencias tectono-sedimentarias neógenas (litología, estratigrafía, sedimentología) ;
- 2 - el análisis geométrico y cinemático de la deformación ;
- 3 - la diferenciación y caracterización de las diferentes etapas de deformación.

Este estudio se hizo a partir de una compilación de datos disponibles en los archivos de PETROPRODUCCIÓN, de la interpretación de numerosas secciones sísmicas, y de varias campañas de geología de campo.

FIG 1 : CUENCAS NEOGENAS DEL ANTE-ARCO ECUATORIANO

LEYENDA

-  Neogeno
 -  Ante-Neogeno
 -  Centros de depositos Neogeno
 -  Fallas mayores
 -  Secciones sismicas disponibles
- 0 50 km



400 000

500 000
81° 00' W

600 000

700 000

800 000

9 550 000

9 600 000

9 700 000

9 800 000

9 900 000

10 000 000
0 °0

10 100 000

10 200 000

PRIMERA PARTE : EL SUR DE LA COSTA ECUATORIANA (GOLFO DE GUAYAQUIL Y CUENCA PROGRESO)

1 -ESTRATIGRAFIA Y SECUENCIAS TECTONO-SEDIMENTARIAS

La estratigrafía presentada en este informe esta basada en gran parte en el trabajo de Benitez (1995). Este trabajo presenta la síntesis estratigráfica mas reciente y mas completa de la costa ecuatoriana.

Las secuencias tectono-sedimentarias neogenas fueron definidas a partir de los trabajos de Goyes (1987), Toro (1994), Marocco y Lyons (1995) y con nuestras propias interpretaciones sísmicas y trabajos de campo.

1.1 -SUBSTRATO (FIG. 2)

El substrato ante-neogeno del Sur de la costa ecuatoriana fue extensamente estudiado en los últimos años en el marco del convenio ORSTOM-Petroproducción por Jaillard (1995, 1996, 1997) y Benitez (1990, 1991, 1992, 1995).

1.1.1 - El substrato (sensu stricto) : la formación Piñón

El basamento de la costa ecuatoriana esta compuesto por un complejo ígneo basáltico y basálto-andesítico considerado como una antigua corteza oceánica de composición N-type MORB (Goosens et al., 1973 ; Juteau et al., 1977 ; Feininger y Bristow, 1980 ; Mégard, 1987 ; Daly, 1989). Estudios anteriores han mostrado que la formación Piñón tiene afinidades con una serie volcánica de arco insular (Goosens et al., 1977 Henderson, 1979).

Se le atribuye una edad del Aptense superior - Albense.

1.1.2 - El Cenomaniense - Coniaciense : La formación Calentura

La formación Calentura descansa en conformidad sobre la formación Piñón. Se trata de una serie de 200 metros de espesor, compuesta por una sucesión de arcillas, de calizas negras laminadas y turbiditas finas de tipo "graywacke" depositadas en un ambiente pelágico anaerobio.

Esta formación fue datado del Cenomaniense superior - Turoniense por foraminiferos (Thalman, 1946 ; Sigal, 1969) y de la base del Coniaciense por nanofósiles (Gamber et al., 1990).

1.1.3 - El Santoniense - Campaniense : La formación Cayo

La formación Cayo descansa en conformidad sobre la formación Calentura (Benitez, 1990). Se trata de una serie de 2000 metros de espesor compuesta por turbiditas de alta y baja densidad, formada de una sucesión de conglomerados y areniscas gruesas, de composición volcanoclastica, granodecreciente y con intercalaciones de arcillas.

PERIODOS	SERIES	ETAPAS	EDAD (Ma)	LITOLOGIA	LOG	FORMACION	
PALEOGENO	OLIGOCENO	CHATTIENSE	23	Siltitas grises oscuras verdosas con intercalaciones de tobas finas gris clara	Hiatus	Playa Rica *	
		RUPELIENSE	28		Hiatus		
		EOCENO	PRIABONIENSE	33,7	Conglomerado con guijarros pulidos largos y con 90 % de "cherts"	Hiatus	El Morro *
	BARTONIENSE		37	Areniscas de playas	Hiatus	Punta Ancón Fm	
	LUTETIENSE		40	Arcillas laminadas, siltitas y "marls"		Seca Fm	
			46	Arcillas laminadas, siltitas y areniscas finas "Slumps"		Socorro Fm "Clay pebble"	
	YPRESIENSE		46	Areniscas Sedimentación condensada		"Passage Beds"	
	PALEOGENO		THANETIENSE	53	Turbiditas de alta densidad compuestas por conglomerados areniscas y arcillas		Azucar Gp.
		DANIENSE	59	Sedimentación condensada o erosión		Santa Elena Fm o Guayaquil Fm	
	CRETACICO	MAASTRICHTIENSE	65	Tobas, "cherts" y arcillas negras pelagicas			
			72				
		CRETACICO SUPERIOR	CAMPANIENSE	72	Turbiditas de alta y baja densidad compuestas por secuencias granodrecsientes de conglomerados, areniscas gruesas volcanoclasticas y intercalaciones arcillosas		Cayo Fm
			SANTONIENSE	83			
TURONIENSE			87			Calentura Fm	
CENOMANIENSE		88	Arcillas, calizas negras laminadas y turbiditas finas tipo "graywacke"				
CRETACICO INFERIOR		ALBIENSE	96	Complejo igneo de rocas extrusivas basaltos en "Pillows-lavas" harzburgites intercalaciones de arcillas tobaceas y fines niveles de siltitas y areniscas		Piñón Fm	
	APTIENSE						

Escala estratigráfica de Odin (1994)

FIG 2 : ESTRATIGRAFIA DEL PRE-NEOGENO DEL SUR DE LA COSTA ECUATORIANA (según Jaillard, 1995 ; excepto * según Benitez, 1995)



Foraminiferos planctonicos y Dinocystos han dado una edad Santoniense superior - Maastrichtiense (Thalman, 1946 ; Bristow, 1976 ; Benitez, 1990 ; Gambler et al., 1990).

1.1.4 - El Maastrichtiense - base del Paleoceno superior : Las formaciones Santa Elena y Guayaquil

Las formaciones Santa Elena y Guayaquil son equivalente estratigrafico (Jaillard, 1995), situadas respectivamente al Sur y al Noreste de la falla de Chongon Colonche (Fig. 1).

La formación descansa en conformidad sobre la formación Cayo y esta poco deformada. Esta compuesta por 400 metros de tobas y arcillas negras con cherts y pequeñas capas turbiditicas.

Foraminiferos planctonicos han dado una edad Maastrichtiense con una extensión en el Paleoceno (Thalman, 1946 ; Sigal, 1969 ; Faucher y Savoyat, 1971). Nanofósiles y radiolarios han dado una edad del Paleoceno superior parte basal (Benitez, 1991 ; Gambler et al., 1990 ; Jaillard, 1995). La formación Guayaquil se depositó en un ambiente pelágico con una actividad volcánica dístale.

Los afloramientos de la formación Santa Elena están muy alterados metamorfoseados, y deformados. No permiten un análisis sedimentologico detallado. Sin embargo, la litología parece ser muy similar a la de la formación Guayaquil, lo que sugiere un ambiente de deposición parecido (Jaillard, 1995). La microfauna ha dado la misma edad que la formación Guayaquil.

1.1.5 - El Paleoceno superior - Eoceno inferior : El grupo Azúcar

Este grupo fue reconocido al Sur de la falla de Chongon Colonche. Su contacto con la formación Santa Elena no ha sido observado. El estudio de las secciones sísmicas sugiere un contacto discordante (Marksteiner y Aleman, 1991).

Este grupo esta compuesto por 500 metros de conglomerados, areniscas y arcillas depositados en cono submarino por turbiditas de alta densidad.

El grupo Azúcar fue considerado del Paleoceno inferior en base a foraminiferos benticos (Thalman, 1946 ; Small, 1962 ; Benitez, 1992, Marksteiner y Aleman, 1991). Al contrario, los moluscos y foraminiferos planctonicos han dado una edad mas joven, del Paleoceno superior (Thanetiense medio y superior), lo que indica que la mayor parte de los foraminiferos benticos esta retrabajada (Jaillard, 1995).

1.1.6 - El Eoceno : El grupo Ancón

a - El Eoceno inferior : La unidad "Passage beds"

El Eoceno inferior esta marcado por un hiato. En el Sur de la costa ecuatoriana, algunos estudios han reportado fósiles del Eoceno inferior en algunos niveles muy poco conocidos.

La unidad "Passage beds" fue reconocida solamente en rios de pozos en la península de Santa Elena. No hay informaciones sedimentológicas directas. Esta formación tiene una forma lenticular y esta compuesta por dos niveles (Jaillard, 1995).

El primero esta formado por arcillas y areniscas con foraminiferos planctonicos del Eoceno inferior asociados con foraminiferos retrabajados.

El segundo nivel esta compuesto por areniscas conglomeraticas y arcillas con restos de plantas caracterizados por especies de *Discocyclina*.

Según Jaillard (1995), la parte inferior con foraminiferos planctonicos representa el fin de la sedimentación marina del Paleoceno superior, mientras que la parte superior de la unidad "Passage beds", cuyos restos de plantas indican un ambiente de deposición menos profundo, representa la parte basal del ciclo sedimentario del Lutetiense.

b - El Eoceno inferior parte superior - Eoceno medio inferior : La facies "Clay pebble beds"

La facies "Clay pebble beds" descansa encima de la unidad "Passage beds". Esta compuesta por 700 metros de arcillas perturbadas con clastos y capas de areniscas, arcillas, cherts y calizas. Se trata de grandes "slumps" que marcan la inestabilidad del substrato. Los "Clay pebble Beds" no constituyen una formación, mas bien una facies diacronica que ocurre a la base y dentro de la parte inferior de la secuencia del Lutetiense (Jaillard, 1995).

Su edad en el campo petrolífero de Ancón se extiende del Ypresiense superior hasta el Lutetiense inferior.

c - La secuencia del Lutetiense : "Clay pebble Beds", Socorro y Seca formaciones

En la península de Santa Elena, la secuencia del Lutetiense alcanza 1000-1500 metros de espesor y corresponde a una secuencia regresiva de depósitos de plataforma, compuesta por la facies "Clay pebble Beds, y las formaciones Socorro y Seca.

La formación Socorro esta formada por arcillas laminadas, siltitas y areniscas finas de ambiente de plataforma externa con intercalaciones de niveles espesos de areniscas turbiditicas. Slumps y turbiditas son comunes a la base y disminuyen hacia el tope (Jaillard, 1995).

La formación Socorro pasa progresivamente a la formación Seca que forma una secuencia de arcillas laminadas, siltitas y "marls" que refleje influencias climáticas, y también de areniscas en capas delgadas atribuidas a procesos de aguaceros (Jaillard, 1995). El incremento hacia el tope de la bioturbación, del contenido en caliza y en fauna neretica marca un ambiente de plataforma de poco profundidad (Jaillard, 1995). Los foraminiferos planctonicos, nanofósiles calcáreos, radiolarios y moluscos de la formación Socorro y Seca indican una edad Lutetiense.

d - El Eoceno medio y superior : La formación Punta Ancón

En la parte Sur de la costa ecuatoriana, la secuencia del Eoceno Medio se acaba con "graywackes" gruesos y areniscas liticas de poca profundidad que vienen sobre la secuencia marina del Lutetiense.

Estos depósitos, llamados formación Punta Ancón en la costa de la península de Santa Elena, están compuestos por arcillas rojas, siltitas, areniscas liticas y conglomerados, y están organizados en secuencias clasticas grano- y estratocrecientes de ambiente de playas. Niveles de conglomerados masivos están interpretados como depositos de desembocadura de ríos en el sistema costero (Jaillard, 1995).

1.1.7 - El problema de la formación El Morro

Se trata de una unidad estratigrafica que aflora en la colina El Morro, 7 Km al Este de Playas. Esta compuesta por un conglomerado con guijarros pulidos largos y con 90 % de "cherts". No se observa estructuras sedimentarias ni si quiera una gradación (Toro, 1994). Benitez (1995) señala imbricaciones de guijarros que indican un sentido de corriente hacia el Noroeste.

El ambiente de deposición corresponde a un abanico aluvial medio en clima árido a semiárido (Toro, 1994).

Este conglomerado es aislado. Su litología es muy diferente de la de las formaciones cercanas y se observa contactos solamente con depósitos cuaternarios. No muestra ningún tipo de fósiles.

Toro (1994) propone una edad no mas vieja que el Paleoceno y no mas joven que el Eoceno.

Benitez (1995) propone que este conglomerado caracteriza un evento sedimentario de ambiente continental mas joven que la formación Ancón, pero mas antiguo que la formación Zapotal. Esta formación tendría entonces una edad ubicada entre el Eoceno superior y el Oligoceno.

1.1.8 - El Oligoceno : La formación Playa Rica

Benitez (1995) grupa en la formación Playa Rica todas las rocas que pertenecen al Oligoceno.

En el Sur de la costa ecuatoriana, las únicas rocas fechadas del Oligoceno no fueron encontradas en la cuenca Progreso, pero en los acantilados entre Valdivia y Ayangué. Se trata de siltitas gris sombras a verdosas con intercalaciones de tobas en capas delgadas y venillas de yeso.

Estos depósitos fueron fechados por Whittaker (1988) del límite Oligoceno inferior - Oligoceno superior por el foraminifero *Globorotalia opima opima* y los nanofósiles *Sphenolitus distentus* y *S. ciperiensis* (biochronozona P 21B o NP 24).

1.2 -SECUENCIAS TECTONO-SEDIMENTARIAS NEOGENAS (FIG. 3)

1.2.1 - Megasecuencia M 1 : ciclo sedimentario del Mioceno Inferior

Esta megasecuencia se encuentra en la cuenca Progreso donde esta compuesta por la formación Zapotal.

a - Secuencia S 1 : Formación Zapotal

Facies sísmica

En las secciones sísmicas, la facies sísmica dominante de esta secuencia esta compuesta por reflectores subparalelos, discontinuos, con amplitudes variables (Fig. 4). Esta secuencia tiene su depocentro en la parte oriental de la cuenca Progreso (Goyes, 1987).

Litología y edad

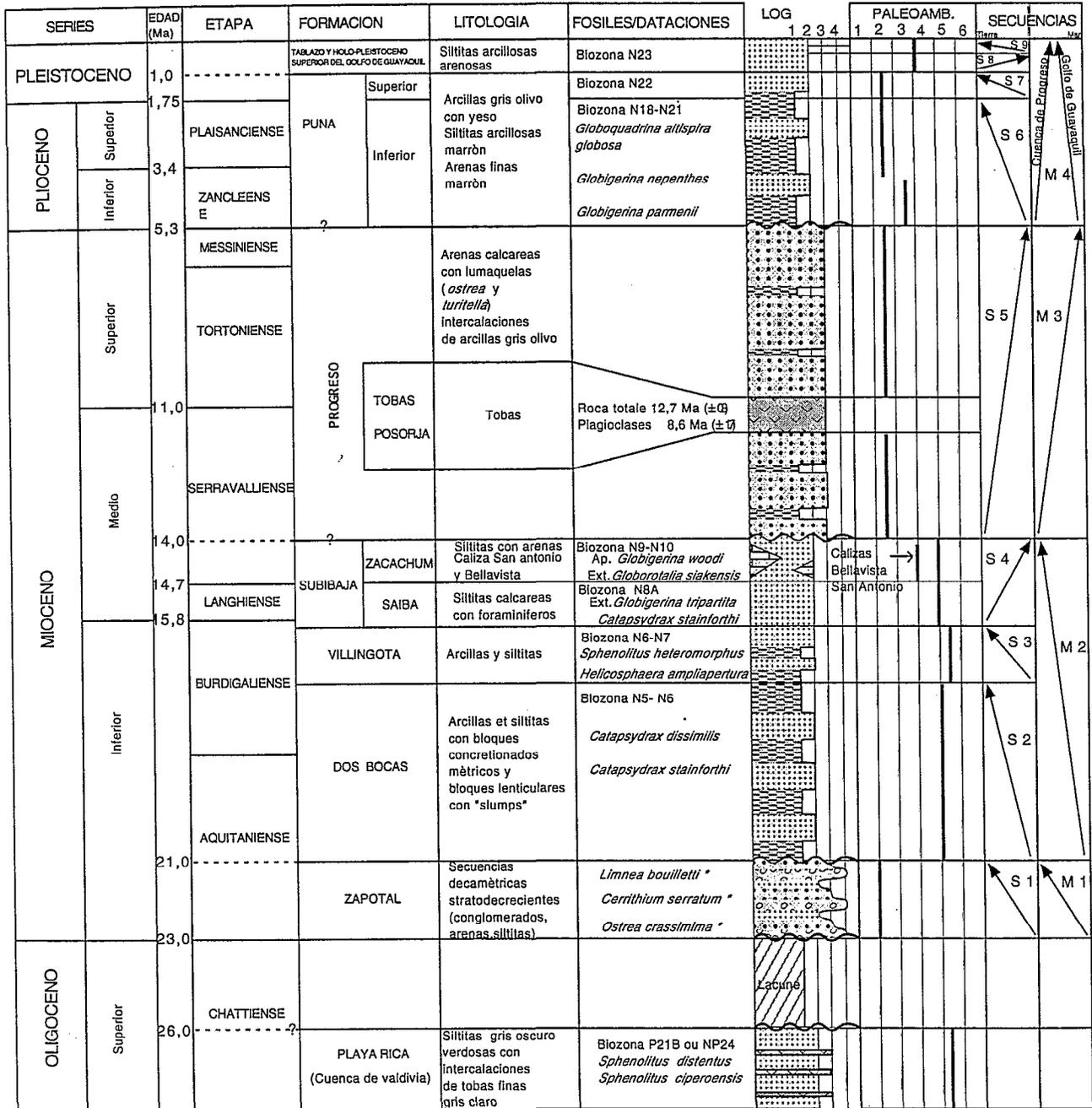
En los afloramientos de los bordes de la cuenca Progreso, la formación Zapotal se compone de diferentes rocas detríticas gruesas. Los diferentes estudios realizados en esta cuenca no están de acuerdo sobre la definición de la formación Zapotal. Benitez (1995) considera que las únicas rocas que pertenecen a esta formación son las de la localidad tipa del pueblo de Zapotal y los afloramientos del borde NE de la cuenca estudiada por Toro (1994).

Smith (1947) considera la litología de la formación como "variable". Consiste en "conglomerados con cherts y intercalaciones de areniscas gruesas y tobaceas. Se encuentran también intercalaciones de lutitas laminadas y areniscas finas con restos de plantas silicificadas. Los fósiles marinos están raros, pero bien conservados." Las únicas muestras datadas son las de Toro (1994) donde se encuentran moluscos fósiles de agua dulce : Limnea bouilletti (Mioceno), Cerrithium serratum (Lutetiense ?), Ostrea crassimima (Mioceno).

Sedimentología y deformación

El estudio detallado de Toro (1994) muestra la interdigitación de las formaciones Dos bocas (cf. infra) y Zapotal. Esta interpretación fue rechazada por Benitez (1995) : la unidad Dos Bocas de Toro no corresponde a la formación Dos Bocas por que nunca fue encontrada una facies marina. Las lutitas y areniscas de la unidad de Toro presentan características granulométricas de ambiente fluvial y algunos niveles de paleosuelos al tope de las secuencias lutíticas. En consecuencia, no se puede atribuir un ambiente de tipo nerítico a la unidad Dos Bocas, pero mas bien un ambiente de tipo fluvial con intercalaciones de niveles lacustres y palustres.

Las medidas de imbricaciones de guijarros indican paleocorrientes hacia el SW, es decir una fuente de aportes principal al NE, en la Cordillera Occidental. Toro hizo un estudio detallado de los clastos y mostró 3 fuentes secundarias de aportes, ubicadas en orden de importancia al SE, al NW y al SW.



LOG : 1-arcillas, 2-siltitas, 3-arenas, 4-conglomerados . PALEOAMBIENTES : 1-continental, 2-transicional, 3-sublitoral, 4-plata-forma, 5-bathyal, 6-abysal.

Estratigrafía de las formaciones et litología modificado de Bénitez (1995)
Escala, estratigráfica según Odin (1994)
Escala bioestratigráfica según Hacq y al. (1986)
Dataciones bioestratigráficas según Ordóñez y al. (1998), excepto * según Toro (1994)
~~~~~ Discordancia



Fig 3 : Estratigrafía neogena de la cuenca de Progreso y del Golfo de Guayaquil

FIG 4 : FACIES SISMICAS Y SECUENCIAS DEL MIOCENO INFERIOR - MIOCENO MEDIO EN LA CUENCA PROGRESO (Según Benitez, 1995)

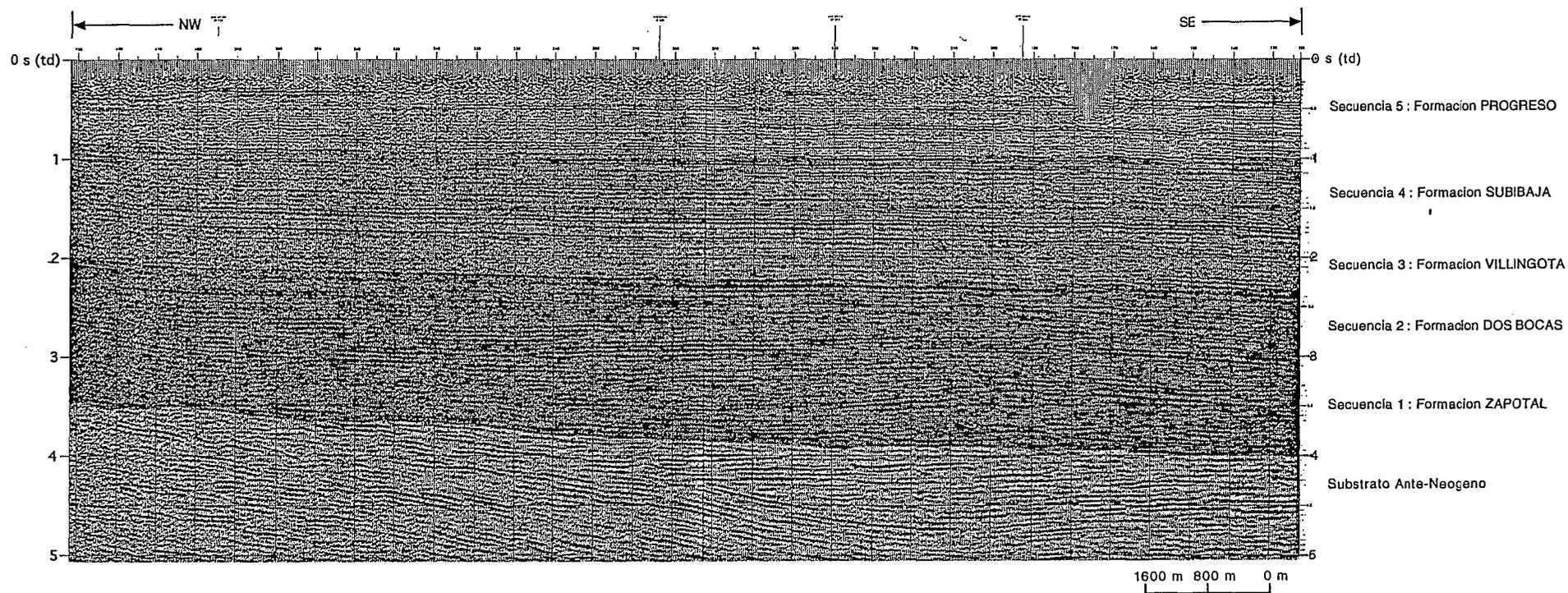
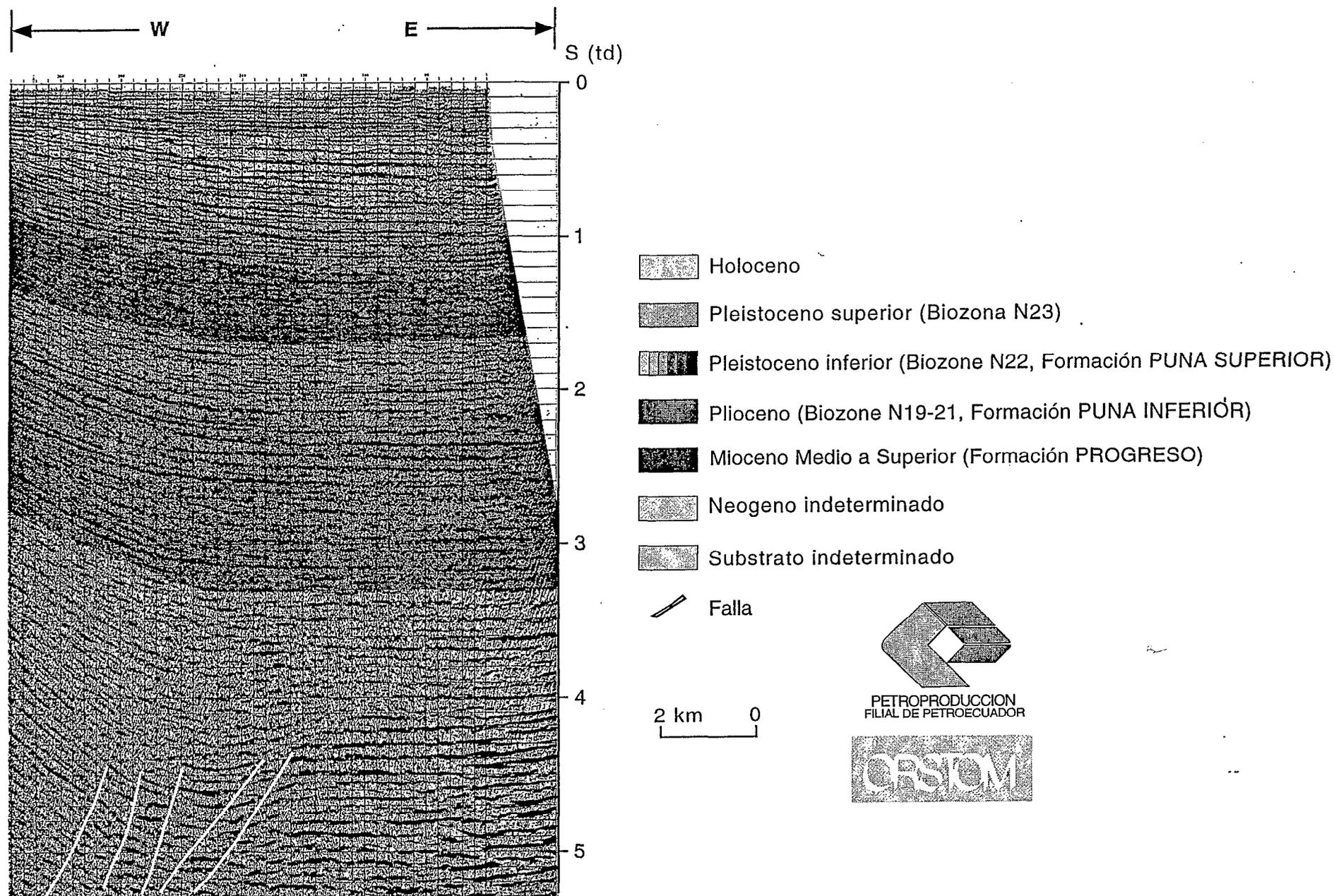


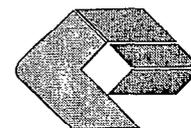
FIG 5 : FACIES SISMICAS DEL GOLFO DE GUAYAQUIL



-  Holoceno
-  Pleistoceno superior (Biozona N23)
-  Pleistoceno inferior (Biozone N22, Formación PUNA SUPERIOR)
-  Plioceno (Biozone N19-21, Formación PUNA INFERIOR)
-  Mioceno Medio a Superior (Formación PROGRESO)
-  Neogeno indeterminado
-  Substrato indeterminado

 Falla

2 km 0



PETROPRODUCCION  
FILIAL DE PETROECUADOR



La formación Zapotal esta limitada en su base y tope por discordancias (Goyes, 1987).

Esta megasecuencia corresponde a la etapa de abertura de la cuenca Progreso.

### **1.2.2 - Megasecuencia M 2 : ciclo sedimentario del Mioceno Inferior - Mioceno Medio**

Esta megasecuencia se compone de las formaciones Dos Bocas, Villingota y Subibaja y registró la etapa de profundización de la cuenca Progreso.

Según Goyes (1987), cada una de estas formaciones corresponde a una secuencia sísmica.

#### **a - Secuencia S 2 : Formación Dos Bocas**

##### ***Facies sísmica***

La facies sísmica de esta secuencia corresponde a reflectores subparalelos, continuos de amplitudes variables (Fig. 4).

##### ***Litología y edad***

Esta formación fue definida en el pueblo desaparecido de Dos Bocas, siete kilómetros al este del pueblo Zapotal.

Descansa en discordancia sobre la formación Zapotal y, hacia el centro de la cuenca, infrayace a la formación Villingota.

Esta compuesta de lutitas y siltitas de color chocolate, poco compactadas, laminadas, con vetas de yeso y algunas "fishscale". Se caracteriza por la presencia de bloques métricos a aspecto de concreción o de capas discontinuas con bloques lenticulares a veces deslizados.

Esta formación se bisela hacia el noroeste donde se puede confundir con las rocas del grupo Ancón.

La formación Dos Bocas es muy pobre en microfauna, especialmente hacia la base y el tope. En la parte mediana, Mills (1967) definió dos biozonas en un nivel rico en foraminíferos y radiolarios. :

- una zona a *Bolivina pisciformis* de edad Mioceno inferior parte basal y mediana con los foraminíferos planctónicos Catapsydrax dissimilis y C. stainforthi. (Zonas N 5 - N 6)

- una zona a Cibicides matanzaensis (Hadley).

Las dataciones obtenidas por Martha Ordoñez (CEPE, 1986) están en acuerdo con una edad de la biochronozona N5-N6, es decir Mioceno inferior parte mediana.

##### ***Sedimentología y deformación***

La formación Dos Bocas corresponde a una secuencia detrítica fina depositada en la parte más subsidente y más marina de la cuenca Progreso. La profundidad de deposición alcanza la plataforma interna con un máximo en la plataforma externa o bathyal superior (Ordoñez, CEPE, 1986).

La facies arcillosa de la formación no permite observar y medir estructuras de deformación en los afloramientos.

#### b - Secuencia S 3 : Formación Villingota

##### ***Facies sísmica***

La facies sísmica de la secuencia S 3 (formación Villingota) esta compuesta de reflectores subparalelos poco continuos y de bajas amplitudes (Fig. 4).

##### ***Litología y edad***

Esta formación fue definida por Landes (1956)

Esta compuesta de:

- arcillas gris claras a blancas, laminadas, poco compactadas con diatomas, "fishscale" y foraminíferos ;
- intercalaciones de arcillas grises sin diatomas a veces mas tobáceas y arenosas ;
- siltitas calcáreas en capas decimétricas bien estratificadas, frecuentemente concrecionadas.

Ordoñez encontró una microfauna similar a la microfauna de la formación Dos Bocas y propone una edad Mioceno inferior parte mediana.

Whittaker propone un edad Mioceno inferior parte superior (biochronozona N6-N7) en base a nanofósiles Sphenolithus heteromorphus y Helicosphaera ampliapertura de la biochronozona NN3-NN4 y C. stainforthi.

##### ***Sedimentología y deformación***

Los sedimentos con diatomas típicos de la formación Villingota se han depositado solamente en el centro occidental de la cuenca, en un sector con pobres aportes detríticos costeros. En el resto de la cuenca, la formación se caracteriza por una facies lutítica nerética con foraminíferos.

La facies arcillosa de la formación no permite observar y medir estructuras de deformación en los afloramientos.

#### c - Secuencia S 4 : Formación Subibaja

##### ***Facies sísmica***

La facies sísmica de esta secuencia (formación Subibaja) esta compuesta por reflectores subparalelos, poco continuos de amplitudes variables (Fig. 4).

##### ***Litología y edad***

La formación Subibaja ha sido identificada por los geólogos de la compañía IEPC (Landes, 1944 ; Smith, 1947 ; Williams, 1947)

Se compone principalmente de siltitas calcáreas ricas en foraminíferos que afloran alrededor de los pueblos de Subibaja y Zacachum al sur. Marks divide la formación en dos miembros : Saiba (parte inferior) y Zacachum (parte superior) que se diferencian por una disminución de la microfauna y un incremento de los moluscos en el miembro superior.

Benitez (1986) muestra con observaciones de campo, la interdigitación de esta formación con las calizas San Antonio y Bellavista, respectivamente en los bordes Sur y Norte de la cuenca Progreso. Esta observación ha sido confirmada por las dataciones bioestratigraficas de la caliza San Antonio.

La edad de la formación es Mioceno inferior terminal (biochronozona N8A por la extinción de los foraminiferos Globigerina tripartita y Catapsydrax stainforthi y la ocurrencia de Globigerinoides sicanus). Arcillas intercaladas con las calizas San Antonio y Bellavista contienen Globorotalia fohsi peripheroronda y Globigerinoides sicanus de la biochronozona N8 del Mioceno inferior parte superior - Mioceno medio parte basal.

### ***Sedimentología y deformación***

La macrofauna de la formación expresa un ambiente de paleopropundidad de 6 hasta 120 metros.

La disminución de la microfauna y el incremento de los moluscos hacia el tope de la formación marca la disminución de la profundidad de depósito. La presencia de las calizas San Antonio y Bellavista indican la proximidad de la línea de costa.

La existencia de esta formación en la Isla Puna y en el Golfo de Guayaquil mostró que en esa época la cuenca Progreso estaba conectada al Golfo de Guayaquil.

### **1.2.3 - Megasecuencia M 3 : ciclo sedimentario del Mioceno Medio - Mioceno Superior**

Esta megasecuencia se compone de la formación Progreso y corresponde a la etapa de relleno de la cuenca Progreso.

#### **a - Secuencia S 5 : Formación Progreso**

##### ***Facies sísmica***

La facies sísmica de esta secuencia (formación progreso) esta compuesta por reflectores subparalelos, poco continuos, y de amplitudes variables (Fig. 4 y Fig. 5).

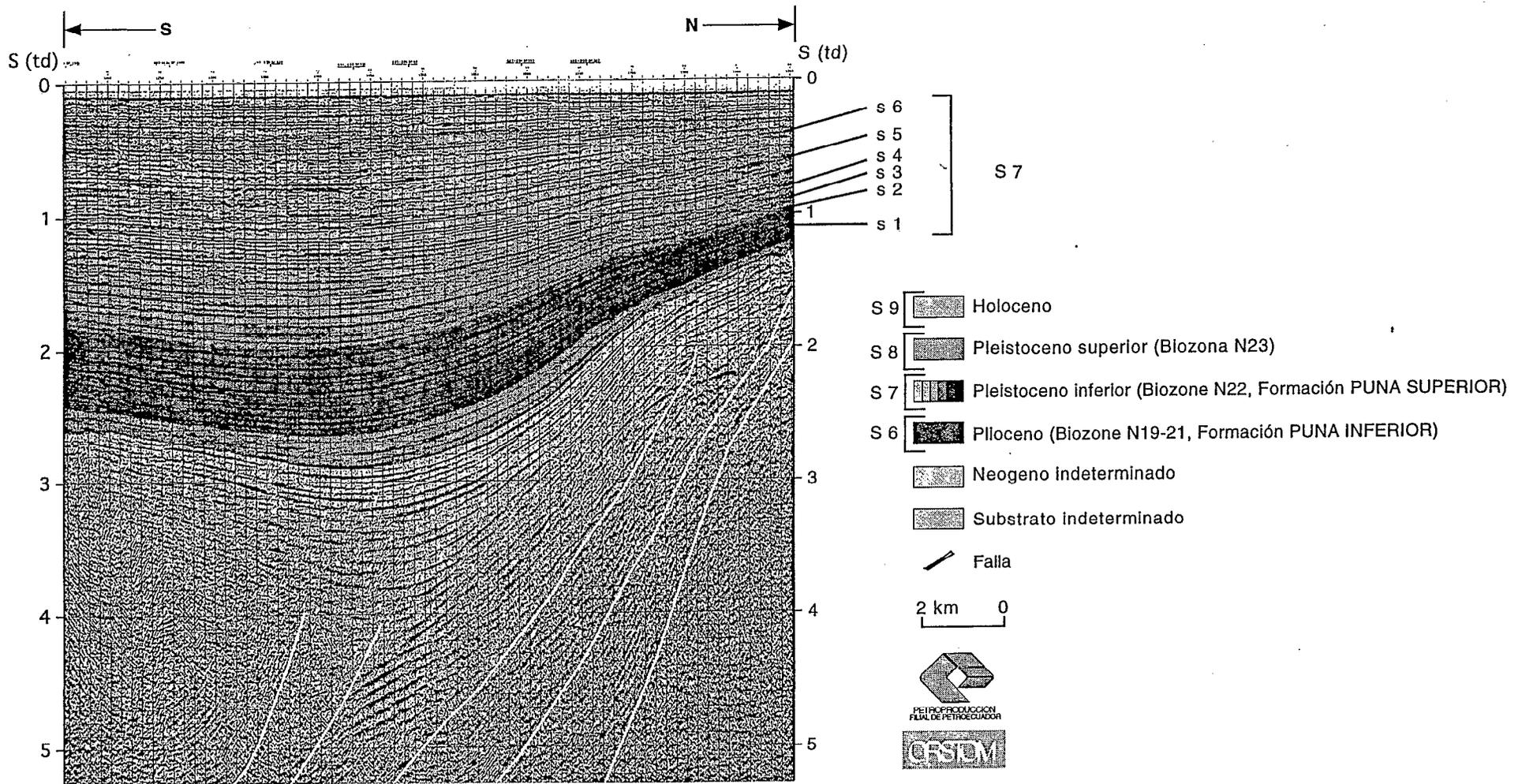
##### ***Litología y edad***

La localidad tipo de la formación Progreso definida por Marks (1951) se encuentra en la carretera Progreso Playas, 11 kilómetros al sur de la antigua línea de ferrocarril.

Se compone de areniscas calcáreas medianas a gruesas, con estratificaciones cruzadas donde se ha determinado un sentido de corriente hacia el NE, con cantos rodados litofeldspáticos, con lumaquela de Turritella y Ostrea y con intercalaciones de arcillas gris olivo.

Marks (1951) propone una edad Mioceno Medio en base a moluscos. El tope y la base no han sido datados con precisión. La posición estratigrafica de la formación Progreso, sobre la formación Subibaja que alcanza a su tope el Mioceno Medio parte inferior (Biochronozona N9 -

FIG 6 : SECUENCIAS DEL PLIO-PLEISTOCENO DEL GOLFO DE GUAYAQUIL



N10), da una edad de la base de la formación Progreso mas joven que eso. La base de la formación Puna suprayacente tiene una edad Mioceno superior - Plioceno. En consecuencia el tope de la formación Progreso debe estar mas antiguo, al menos del Mioceno superior.

La bioestratigrafía relatada por CEPE (1986) da una edad Mioceno-Plioceno para la formación Progreso.

Benitez (1995) incluye en la formación Progreso las tobas Posorjas, situadas alrededor del pueblo costero de Posorja. Las dataciones realizadas en LGCA de Grenoble por Bonhomme dan  $12.7 \pm 0.8$  Ma en rocas totales y  $8.6 \pm 1.7$  en plagioclasas, (parte inferior del Mioceno superior).

### ***Sedimentología y deformación***

Según Marksteiner y Aleman (1991), la base de la formación es discordante sobre la formación Subibaja.

En los estudios de los pozos del Golfo de Guayaquil, Marocco (1995) ha podido definir 5 secuencias granodecrecientes de orden inferior que constituyen la secuencia S 5.

En la cuenca Progreso se marca el primero retroceso de la línea de costa hacia el sureste indicando el comienzo del relleno de la cuenca.

### **1.2.4 - Megasecuencia M 4 : ciclo sedimentario del Mioceno Superior - actual**

Esta megasecuencia se compone de las formaciones Puna y Tablazo y de los depósitos del Holoceno-Pleistoceno del Golfo de Guayaquil. Esta secuencia registró la etapa de abertura del Golfo de Guayaquil.

#### **a - Secuencias S 6 y S 7 : Formación Puna**

### ***Facies sísmica***

Las secuencias que forman la formación Puna se observan en las secciones sísmicas del Golfo de Guayaquil donde constituyen la parte mas potente de los sedimentos. Su facies sísmica corresponde a reflectores poco continuos, con amplitudes variables, divergentes hacia los depocentros (Fig. 5 y Fig. 6).

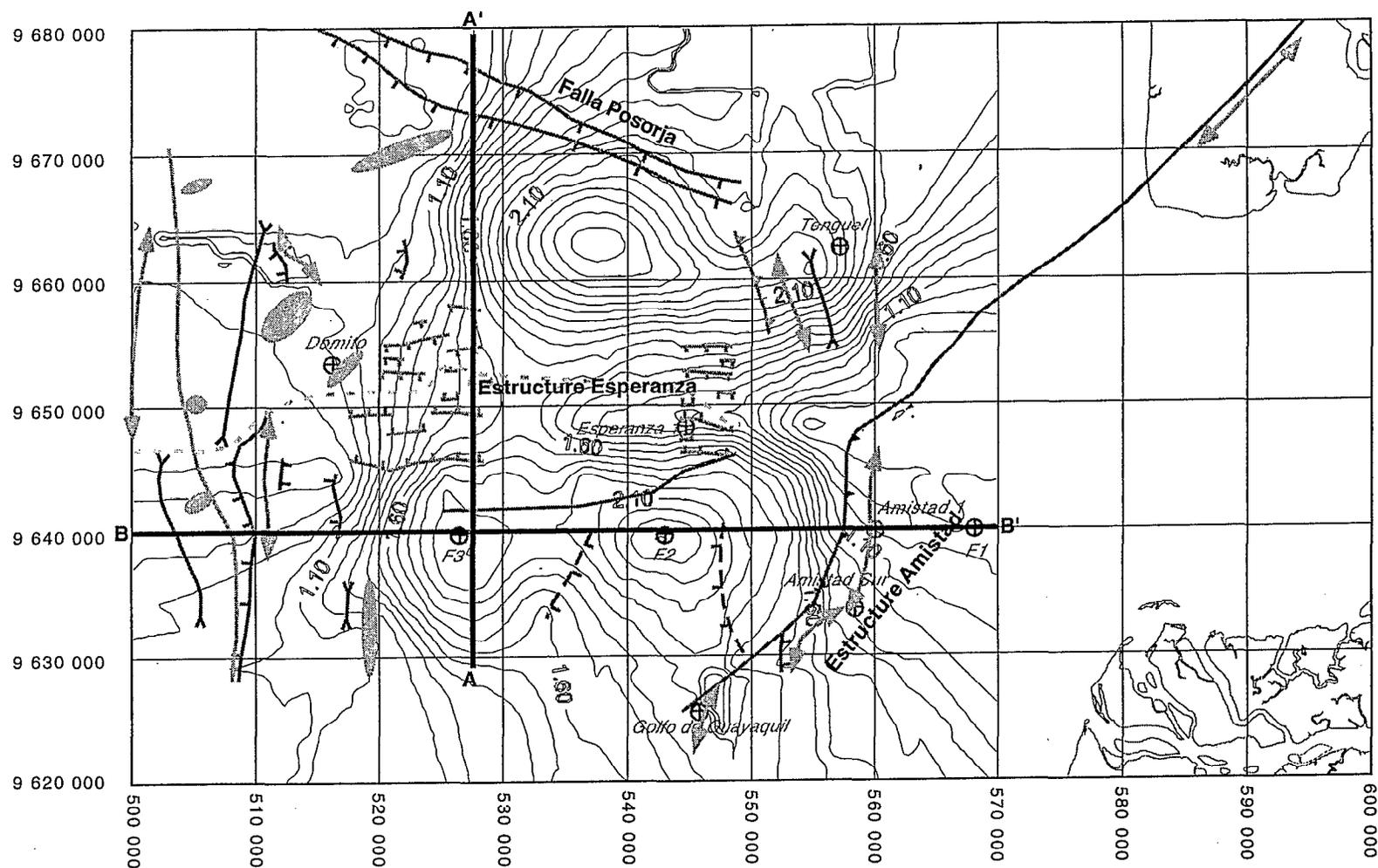
### ***Litología y edad***

Esta formación fue definida en los acantilados de la isla Puna por Pilsbry (1941) y Olsson (1942). Esta formación constituye la mayor parte de los sedimentos encontrados en los pozos del Golfo de Guayaquil.

Su litología es parecida a la de la formación Progreso pero con mas arcillas y menos lumaquelas. Esta compuesta de arcillas gris olivo, poco compactadas con yeso fino, de siltitas arcillosas marrón amarillo a veces calcáreas, en capas de 10 centímetros, de areniscas finas de color marrón poco compactadas, de conglomerados guijanosos, de concreciones dolomíticas y de raras lumaquelas.

En base de los estudios bioestratigraficos de M. Ordoñez (1994), Benitez (1995) propone una edad Plio-pleistocena desde la base de la

FIG 7 : ESQUEMA ESTRUCTURAL DEL GOLFO DE GUAYAQUIL



- |               |                                                                          |  |                             |
|---------------|--------------------------------------------------------------------------|--|-----------------------------|
|               | Línea de costa                                                           |  | Falla normal en la cubierta |
|               | Borde de la plata forma continental                                      |  | Eje anticlinal              |
|               | Falla normal en el substrato                                             |  | Eje sinclinal               |
|               | Falla inversa en el substrato                                            |  | Diapir arcilloso            |
|               | Isochronico del tope del Plioceno, construido en base a sismica (TWT, s) |  |                             |
| <b>A — A'</b> | Corte realizado                                                          |  |                             |
|               | Domito Pozo real                                                         |  |                             |
|               | F1 Pozo modelizado                                                       |  |                             |

10 km 0



biochronozona N19 hasta el tope de la biochronozona N22. Dividió esta formación en dos parte :

- Puna inferior de edad Plioceno (biochronozonas N18 hasta N21) compuesta de areniscas y arcillas de color gris verdoso en series monótonas y que corresponde a nuestra secuencia S 6;

- Puna superior de edad Pleistoceno inferior (biochronozona N22) compuesta de los dos miembros Placer y Lechuza y que corresponde a nuestra secuencia S 7.

El miembro Placer, el mas antiguo, aflora en los acantilados NE de la Isla Puna desde Puna Nueva hasta El Placer. Esta compuesta por areniscas de color marrón con intercalaciones finas de arcillas y siltitas, niveles de canales conglomeraticos guijanosos y capas poco potentes de areniscas con moluscos tipo lumaquelas.

El miembro Lechuza, el mas joven, aflora en la cordillera Zambapala al sur de la Isla Puna. Se compone de areniscas poco compactadas, con niveles de lumaquelas, y de conglomerados guijanosos.

### ***Sedimentología y deformación***

Según Marksteiner y Aleman (1991), la base de la formación es discordante sobre la formación infrayacente.

En los estudios de campo, se observaron secuencias granodecrecientes típicas de canales estuarios y estructuras sedimentarias de poco profundidad, como estratificaciones planas y cruzadas tipo "Hummocky Cross Stratifications", "flasers", "Herring bones", bioturbaciones. Secuencias granodecrecientes han sido observadas por R. Marocco (Informe petroproducción-orstom, 1995) en los registros de pozos del Golfo de Guayaquil. Las imbricaciones de clastos han dado un sentido de paleocorriente hacia el SW.

En los afloramientos, como en las secciones sísmicas, se observa principalmente una deformación extensiva Norte-Sur (estructuras Posorja, Fig. 8 ; Esperanza, Fig. 9) o transpresiva Este-Oeste (estructuras Tenguel, Fig. 10 ; Amistad, Fig. 11).

La parte superior de la formación Puna (secuencia S 7) registró el periodo de mayor actividad tectónica extensiva del Golfo de Guayaquil. Se caracteriza en todas las secciones sísmicas del Golfo por 6 secuencias de reflectores divergentes hacia los depocentros y limitadas por superficies de erosión, lo que demuestra una actividad tectónica sinsedimentaria muy importante (Fig. 6).

b - Secuencias S 8 y S 9 : Formación Tablazo y Holoceno-Pleistoceno superior del Golfo de Guayaquil

### ***Facies sísmica***

En las líneas del Golfo de Guayaquil, el Holoceno-Pleistoceno esta marcado por dos secuencias (S 8 y S 9) de reflectores discontinuos con amplitudes variables separadas por una superficie de erosión bien marcada (Fig. 5 y 6).

### ***Litología y edad***

La formación Tablazo se encuentra en la parte oeste de la Isla Puna y en los litorales costeros donde aparece en forma de terrazas.

Se compone de lumaquelas, areniscas con conchas y niveles conglomeráticos centimétricos. La macrofauna abundante no ha sido estudiada. Algunos palynomorphos estudiados por Core Lab. para CEPE, han dado una edad Pleistocena. Esta formación puede ser un equivalente lateral de los sedimentos más jóvenes del Golfo de Guayaquil datados por M. Ordoñez del Pleistoceno superior - actual (biochronozona N23). Son estos depósitos del Golfo de Guayaquil que llamamos Holoceno-Pleistoceno superior.

### ***Sedimentología y deformación***

En su estudio de los pozos del Golfo de Guayaquil, Marocco (1995) ha definido en el Holoceno-Pleistoceno superior del pozo Tenguel dos secuencias que se correlacionan perfectamente con nuestras secuencias sísmicas.

La primera secuencia (S 8) es granocreciente y corresponde a los depósitos regresivos del Pleistoceno superior ; la segunda (S 9) es granodecreciente y corresponde a los depósitos transgresivos del Holoceno. Estas dos secuencias están separadas por una superficie de erosión importante en secciones sísmicas (Fig. 8, 9,10 y 11).

La facies regresiva del Pleistoceno superior puede ser relacionada a dos factores : una caída del nivel del mar conocido al nivel mundial (Haq et al., 1987) y/o una fase tectónica que produce un levantamiento (véase parte III Análisis de la subsidencia). De la misma manera, los depósitos transgresivos del Holoceno están asociados a la subida mundial del nivel del mar y a la reactivación de la tectónica extensiva en el golfo de Guayaquil.

## **2 - ANÁLISIS GEOMÉTRICO Y CINEMÁTICA DE LA DEFORMACION**

### **2.1 - METODOLOGÍA**

Al fin de definir la geometría y la cronología de la deformación en el Golfo de Guayaquil, se analizaron y interpretaron varias secciones sísmicas.

Se realizaron un esquema estructural de la zona (Fig. 7) y un atlas sísmico de las estructuras mayores a fin de ilustrar las características geométricas y cinemáticas de la deformación.

Se usaron los datos de pozos y particularmente el estudio biostratigráfico de M. Ordoñez (1994), para identificar los reflectores y convertir en profundidad los cortes estructurales realizados.

### **2.2 - ANÁLISIS DE LAS ESTRUCTURAS DEL GOLFO DE GUAYAQUIL**

En el Golfo de Guayaquil, hemos diferenciado 3 tipos de estructuras mayores : las estructuras extensivas, las estructuras de rumbo y las estructuras diapíricas.

A continuación, se analizará la geometría y cinemática de cada tipo de estructuras.

#### **2.2.1 - Estructuras extensivas**

- *Estructura Posorja* (Fig. 8) : Borde Norte del Golfo de Guayaquil

Se trata de una zona de fallas normales que afectan al basamento, de buzamiento de alto ángulo hacia el Sur, de rumbo alrededor de N 100, con bloques caídos hacia el Sur.

Este sistema de fallas marca el límite Sur del levantamiento de Santa Elena - Posorja. Al Norte de la estructura Posorja que afecta los sedimentos del Neógeno, se ve en secciones sísmicas, fallas del mismo tipo que delimitan pequeños semi-graben de edad Eoceno-Paleoceno. Es posible que las fallas normales de la estructura Posorja ya existieran en el Eoceno-Paleoceno.

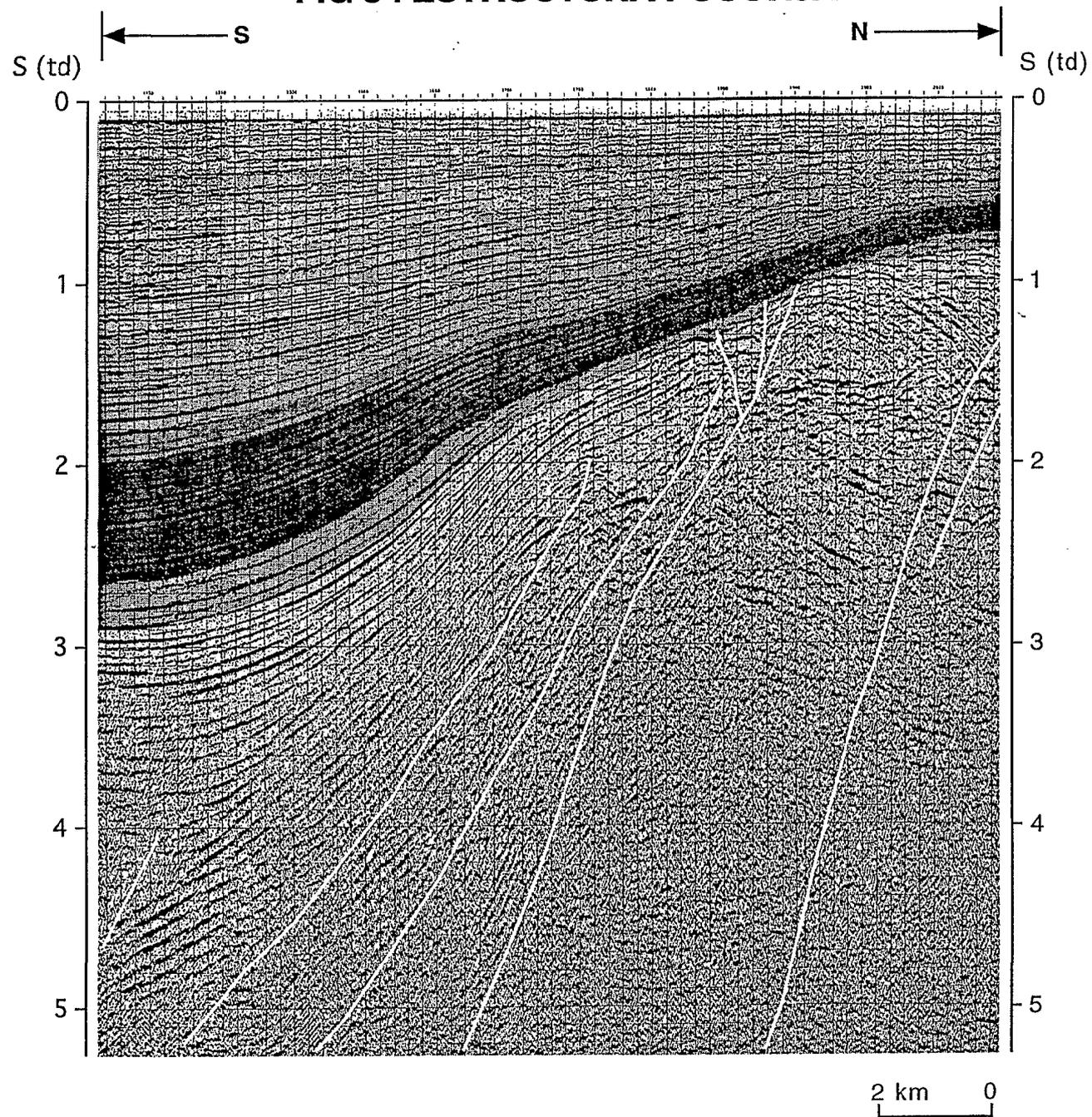
La divergencia de los reflectores del Neógeno hacia el borde de la falla traduce una actividad continua durante el Neógeno.

- *Estructura Esperanza* (Fig. 9)

Esta estructura pertenece al mismo sistema extensivo que la estructura Posorja, y corresponde probablemente a un anticlinal de tipo "Roll-Over" desarrollado sobre una de las fallas listricas E-W afectando el basamento y buzando hacia el sur. En la cobertura sedimentaria neógena aparecen fallas normales sintéticas y antitéticas. En mapa (Fig. 7), estas fallas tienen un dispositivo en "flip" típico de un "crestal collapse".

Esta estructura tiene un eje E-W que divide la cuenca sedimentaria del Golfo en dos subcuencas.

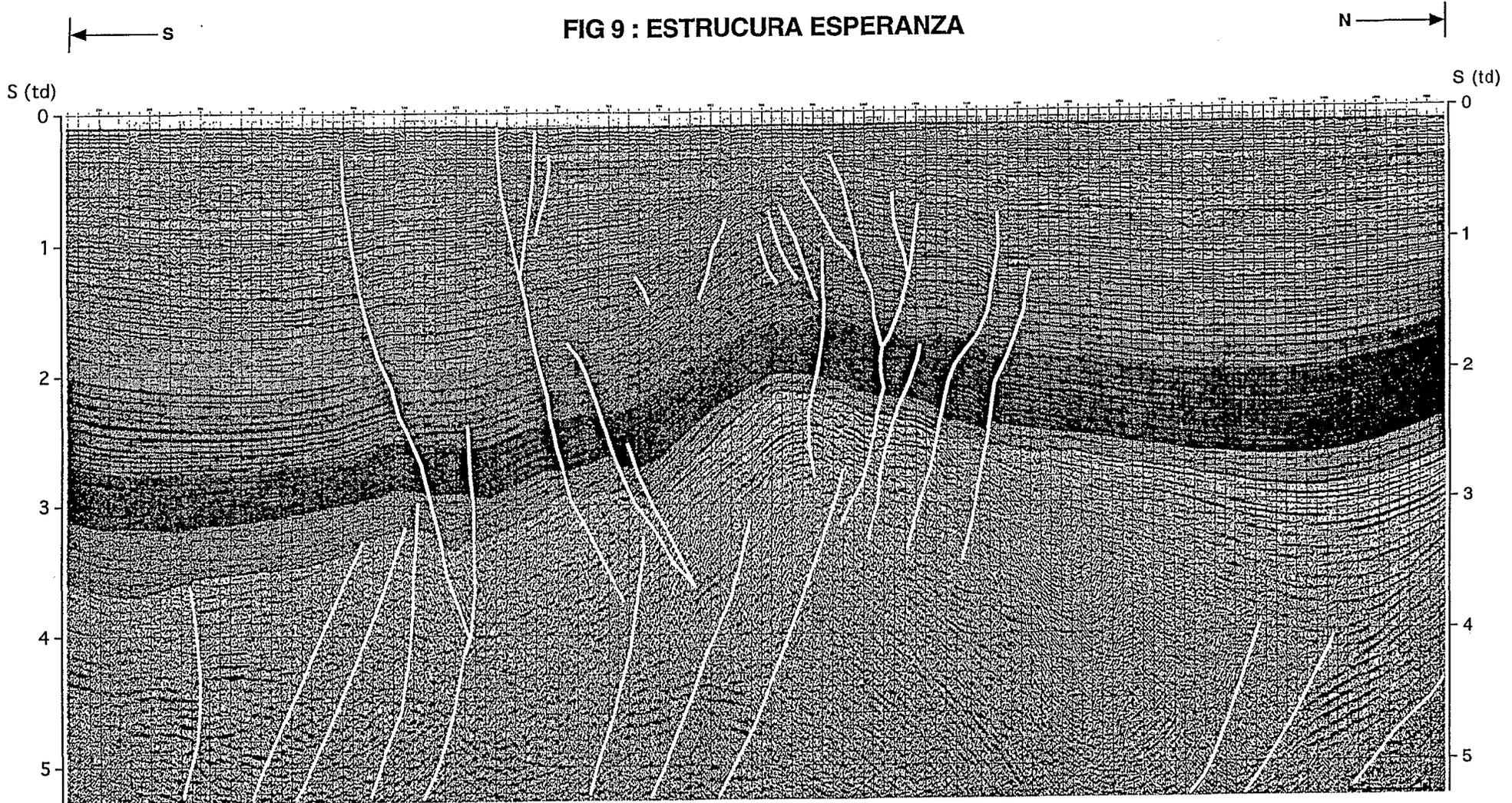
**FIG 8 : ESTRUCTURA POSORJA**



-  Holoceno
-  Pleistoceno superior (Chronobiozona N23)
-  Pleistoceno inferior (Chronobiozona N22)
-  Plioceno (Chronobiozona N19-21)
-  Neogeno indeterminado,
-  Substrato indeterminado
-  Falla



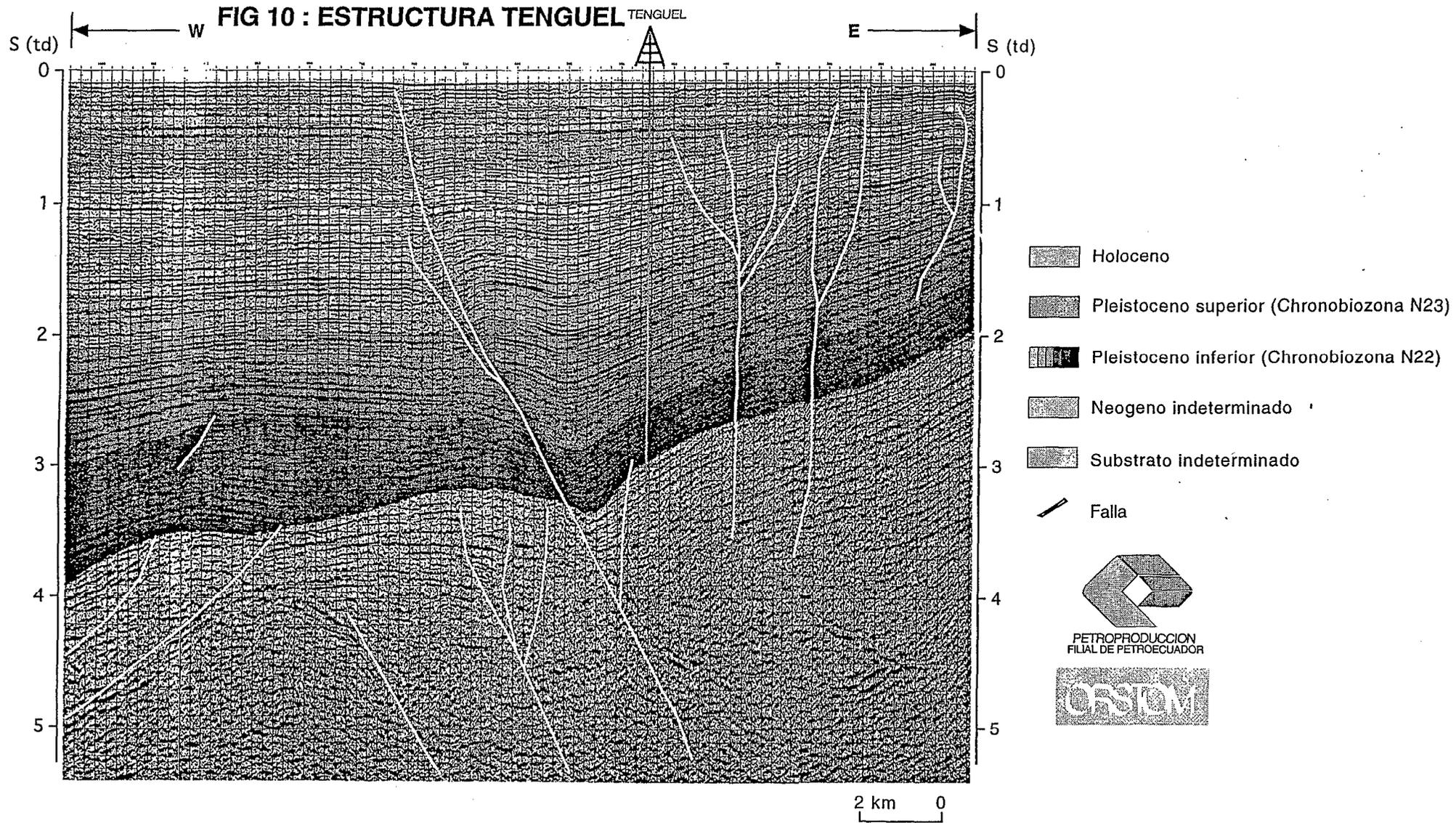
FIG 9 : ESTRUCTURA ESPERANZA



- |                                                                                     |                                          |                                                                                       |                         |
|-------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------|
|  | Holoceno                                 |  | Neogeno indeterminado   |
|  | Pleistoceno superior (Chronobiozona N23) |  | Substrato indeterminado |
|  | Pleistoceno inferior (Chronobiozona N22) |  | Falla                   |
|  | Plioceno (Chronobiozona N19-21)          |                                                                                       |                         |

2 km 0

FIG 10 : ESTRUCTURA TENGUEL



## 2.2.2 - Estructuras de rumbo (transpresión)

### -Estructura Tenguel (Fig. 10)

Esta estructura, orientada NW-SE, esta compuesta por una falla a vergencia suroeste que afecta a todo el Neogeno y se enraíza en el basamento.

Al lado Noreste de la estructura, se observa un anticlinal y un sinclinal estrechos típicos de una tectonica transpresiva.

### -Estructura Amistad (fig. 11)

Esta estructura esta compuesta por un pliegue "en echelon", orientado N-S, que se desarrolla encima de fallas subverticales a vergencia Oeste que se enraíza en el basamento y que se abre en flor positivas.

Los depósitos del Neogeno hasta el tope del Mioceno muestran un mayor espesor al lado este de la estructura ; al contrario, los depósitos del Plioceno hasta el actual muestran una espesor mayor al lado oeste. Hacia el Oeste, la divergencia de los reflectores desde el Plioceno señala un levantamiento continuo de la estructura.

## 2.2.3 - Estructuras diapiricas (Fig. 12)

En la parte occidental del golfo de Guayaquil, es decir en la parte dístal de la plataforma continental, se observa numerosas estructuras diapiricas arcillosas. En el ejemplo tipo de la figura 12, se nota que estas estructuras se desarrollan a lo largo de fallas extensivas que limitan bloques basculados. El acuñamiento de las capas al contacto con el domo diapirico señala que el diapirismo es contemporáneo de la sedimentación (en el caso ilustrado, hasta el Pleistoceno superior). Encima del domo aparecen fallas normales asociadas al bombeo iniciado por la subida de las arcillas.

## 2.3 - GEOMETRÍA Y CINEMÁTICA DE LA DEFORMACION NEOGENA EN EL GOLFO DE GUAYAQUIL

El golfo de Guayaquil esta dividido en dos subcuencas por el sistema de falla de rumbo Dolores Guayaquil (Fig. 1).

Al Este la cuenca de Jambeli corresponde a un semi-graben con buzamiento monoclinal hacia el Noroeste. La parte mas profunda del Graben se encuentra a lo largo de la falla de rumbo que corte la isla Puna y que se continua al Sudoeste por las estructuras Santa Clara y Amistad hasta el paso de Zorritos (Fig 7). La divergencia de los reflectores del Neogeno hacia el Noroeste marca un basculamiento sinsedimentario de la cuenca (LITTON, 1986).

Al Oeste, la cuenca del Golfo de Guayaquil (sensu stricto) (Fig. 7), llamada también cuenca Esperanza, esta limitada al Norte por la zona de fallas de Posorja, al Sur por el paso de Zorritos y al Oeste por el borde de la plataforma. La cuenca esta dividida en dos parte por la estructura Este-Oeste de tipo "roll over" llamada Esperanza, (Fig 9).

FIG 11 : ESTRUCTURA AMISTAD

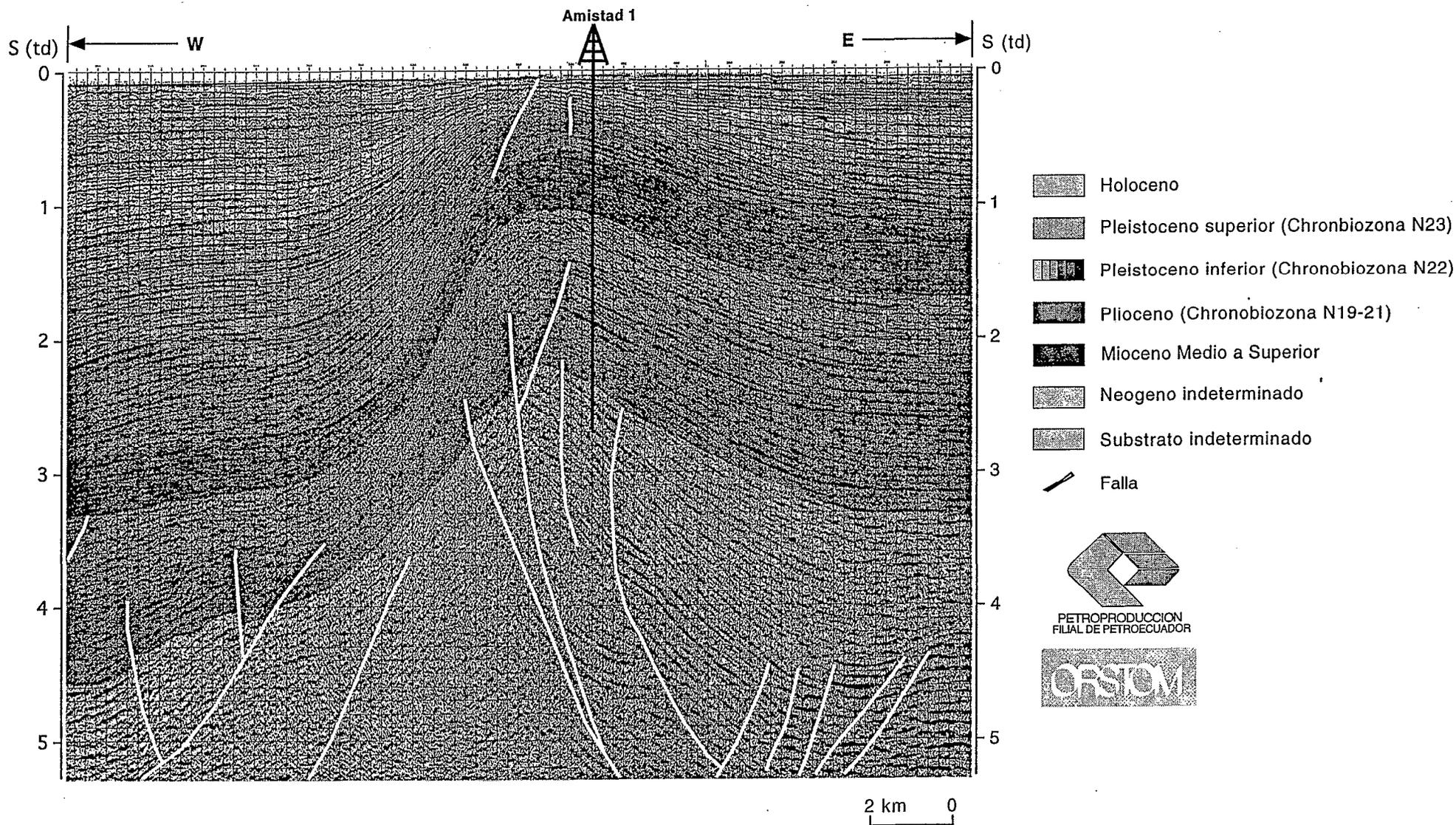
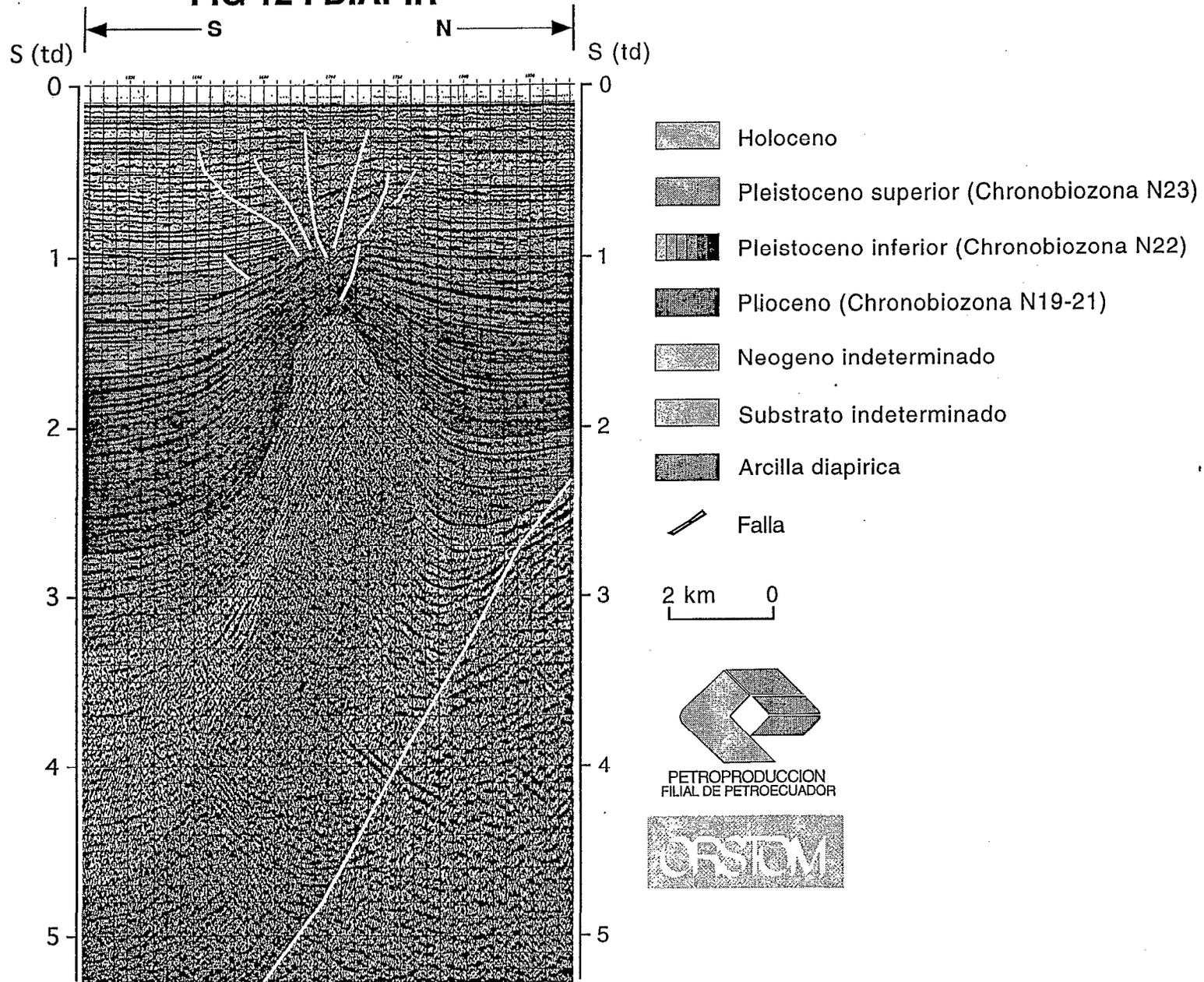
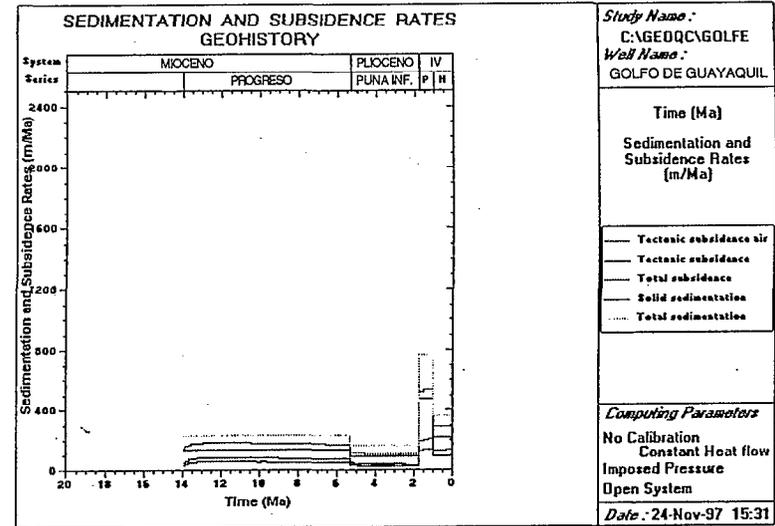
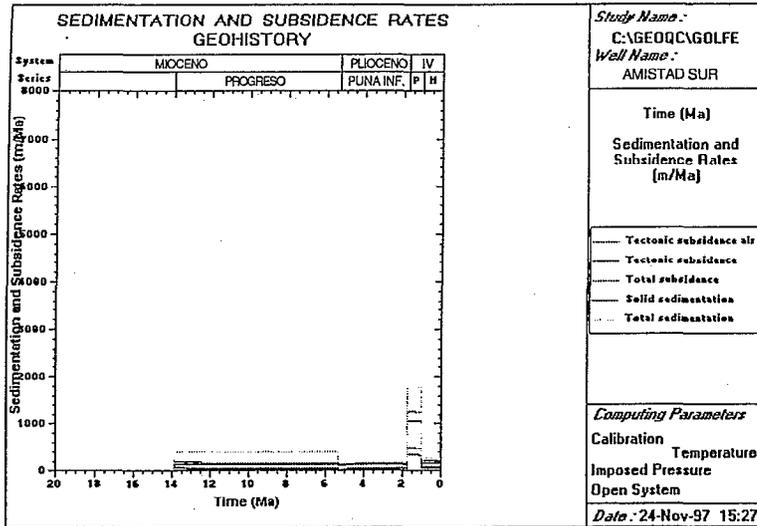


FIG 12 : DIAPIR





P = Formación PUNA Superior (Biozona N22)  
 H = Holo-Pleistoceno superior (Biozona N23)

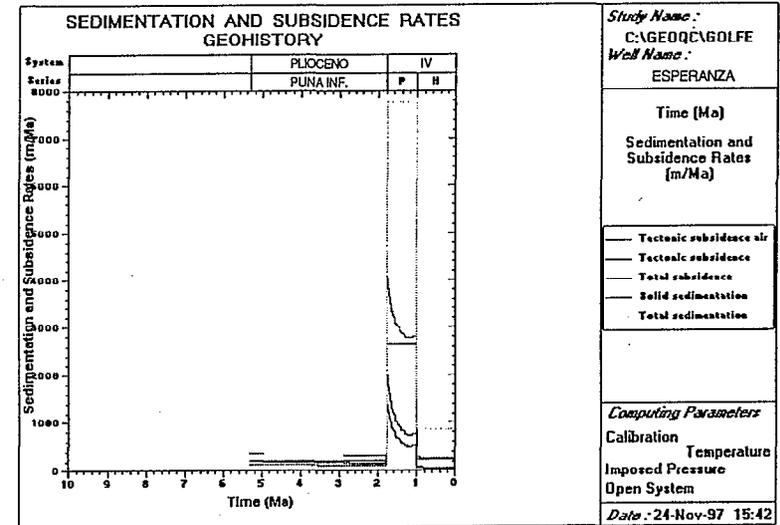
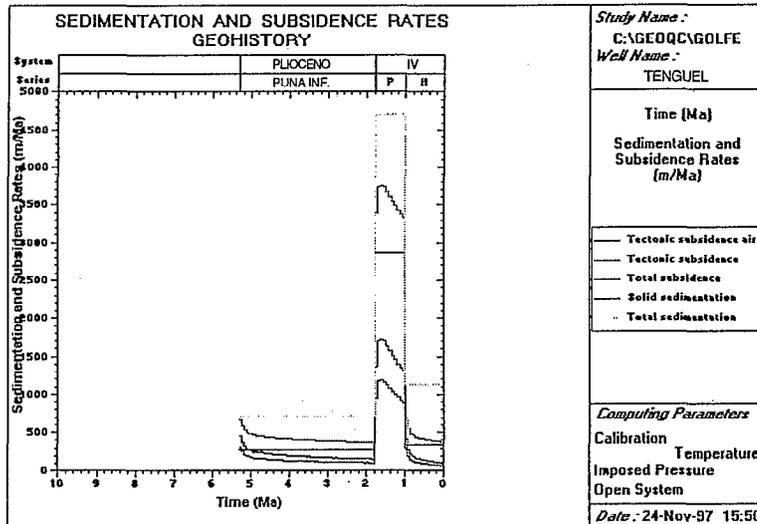
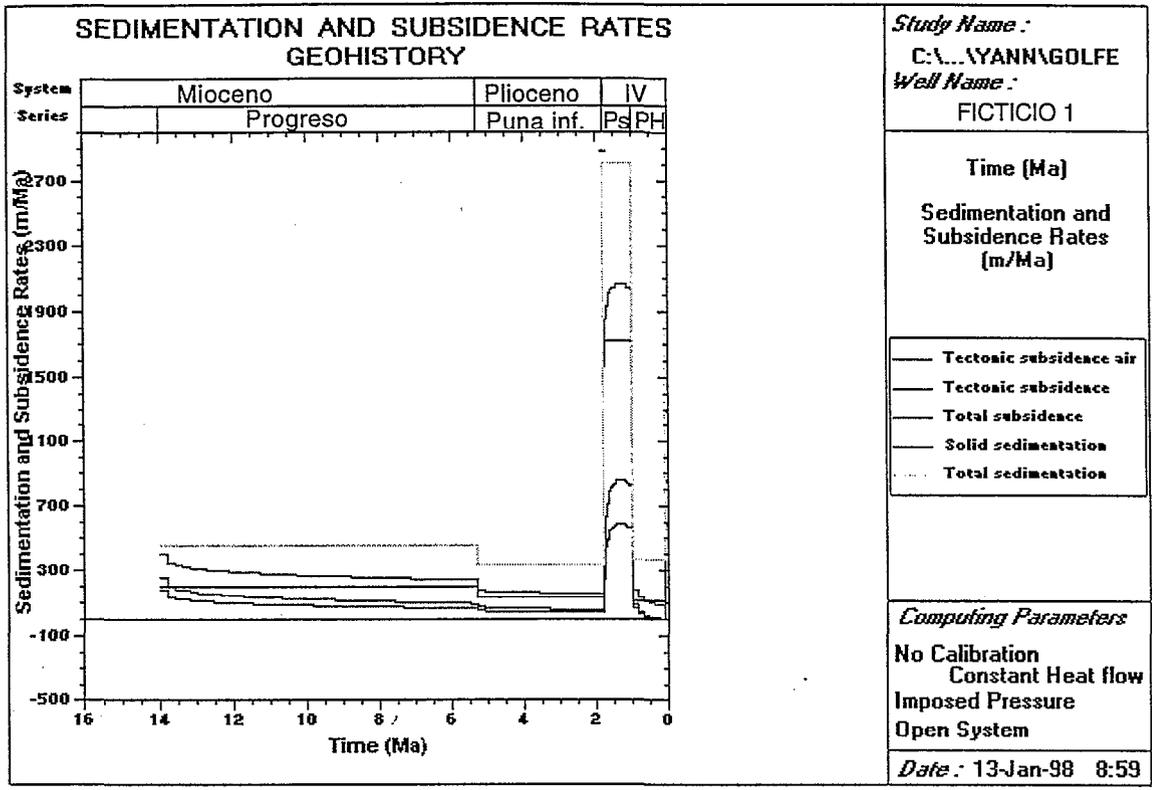
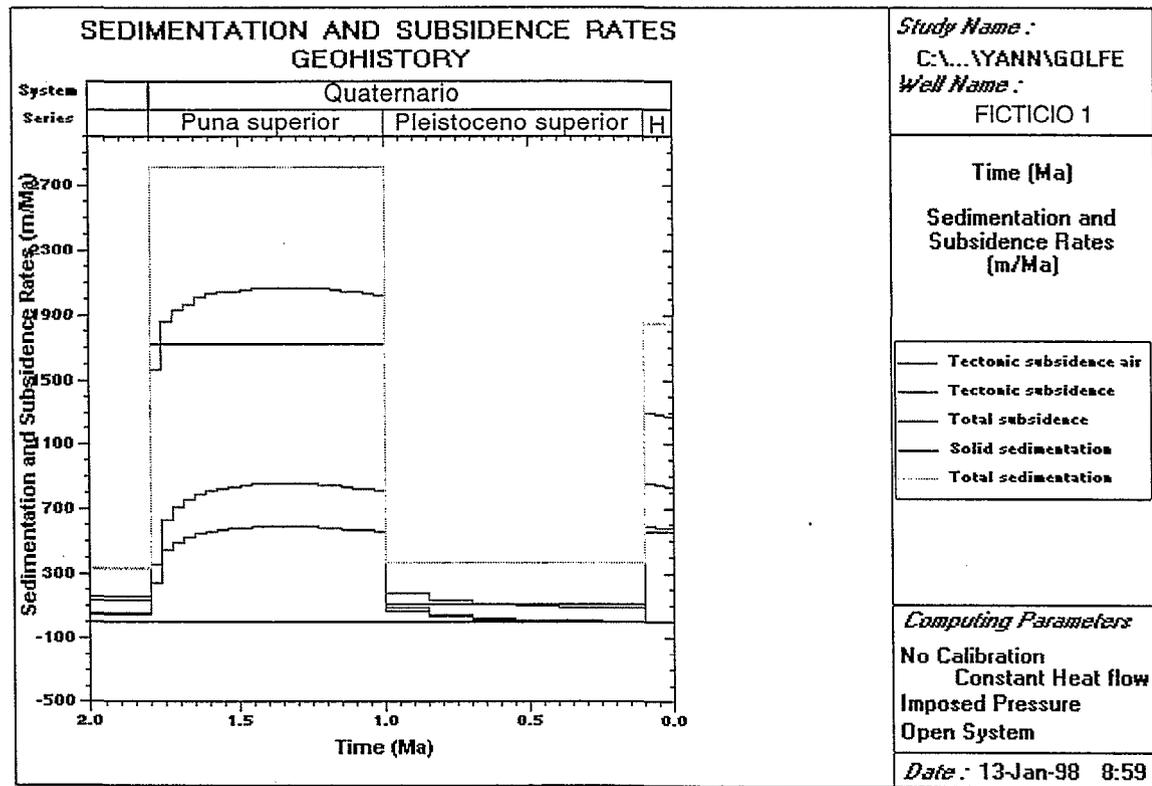


FIG 13 : TASAS DE SEDIMENTACION POR CUATRO POZOS DEL GOLFO DE GUAYAQUIL





Pu = Puna superior  
PH = Pleistoceno Holoceno



H = Holoceno

FIG 14 : TASAS DE SEDIMENTACION DEL POZO FICTICIO 1 (OESTE JAMBELI)



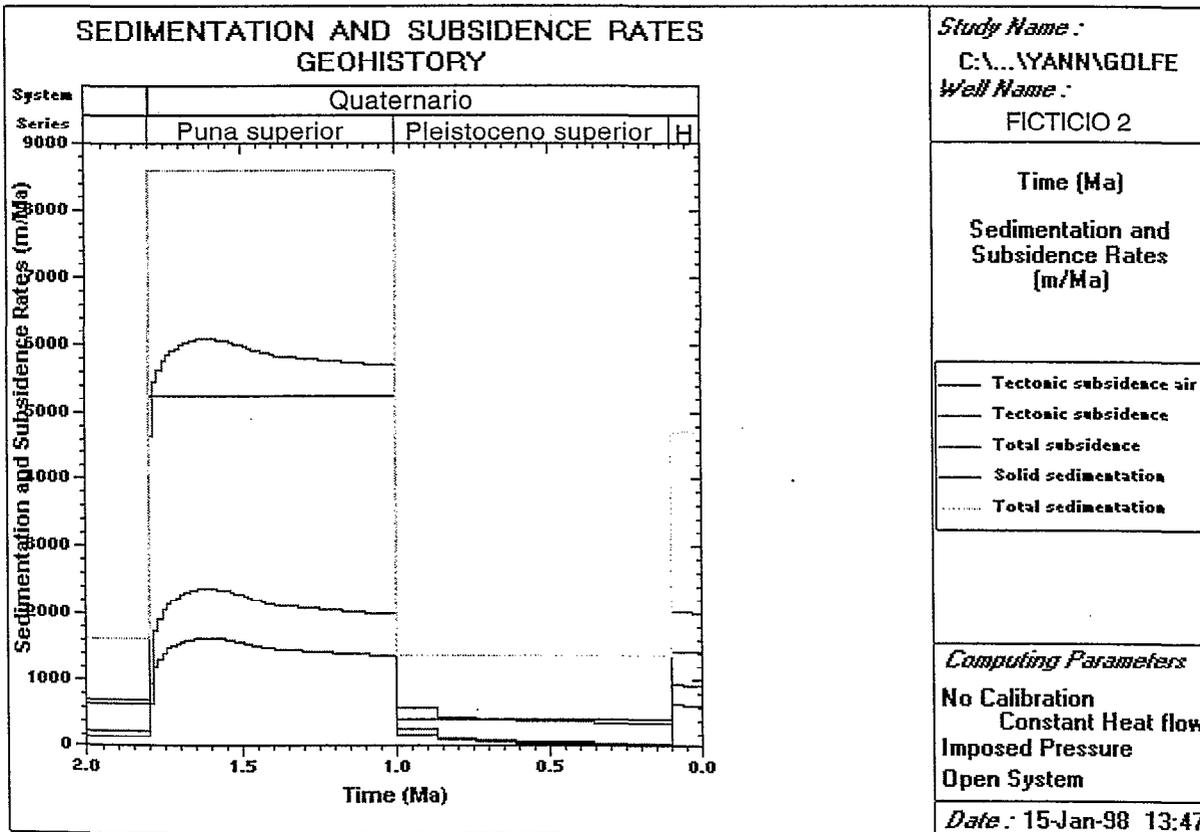
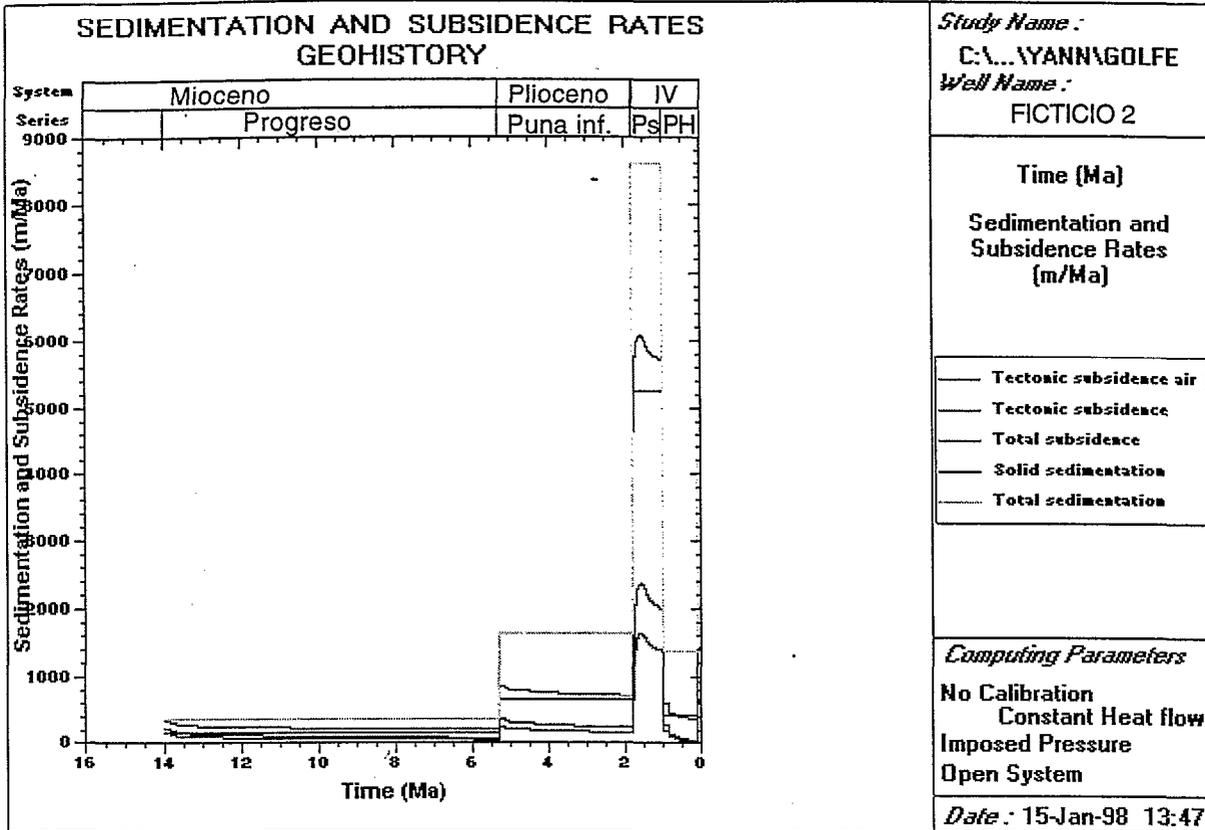
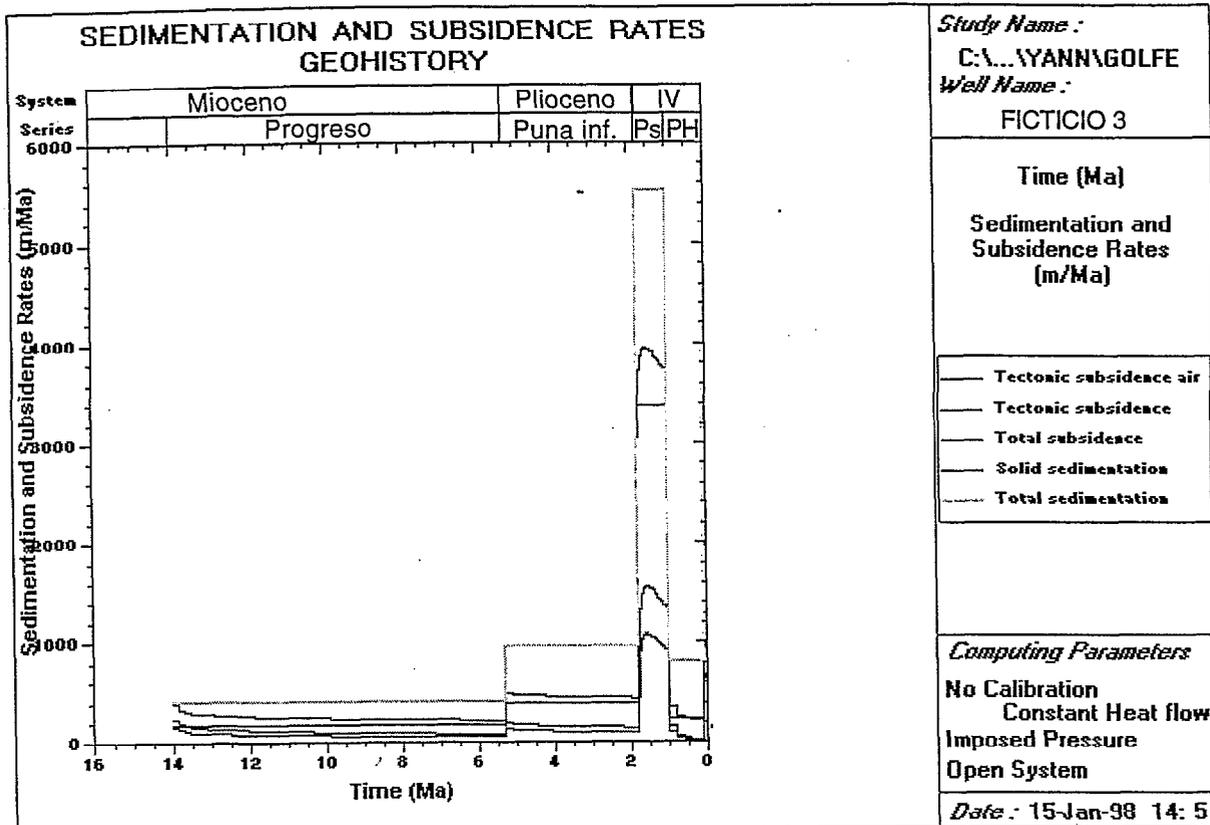


FIG 15 : TASAS DE SEDIMENTACION DEL POZO FICTICIO 2 (SURESTE ESPERANZA)

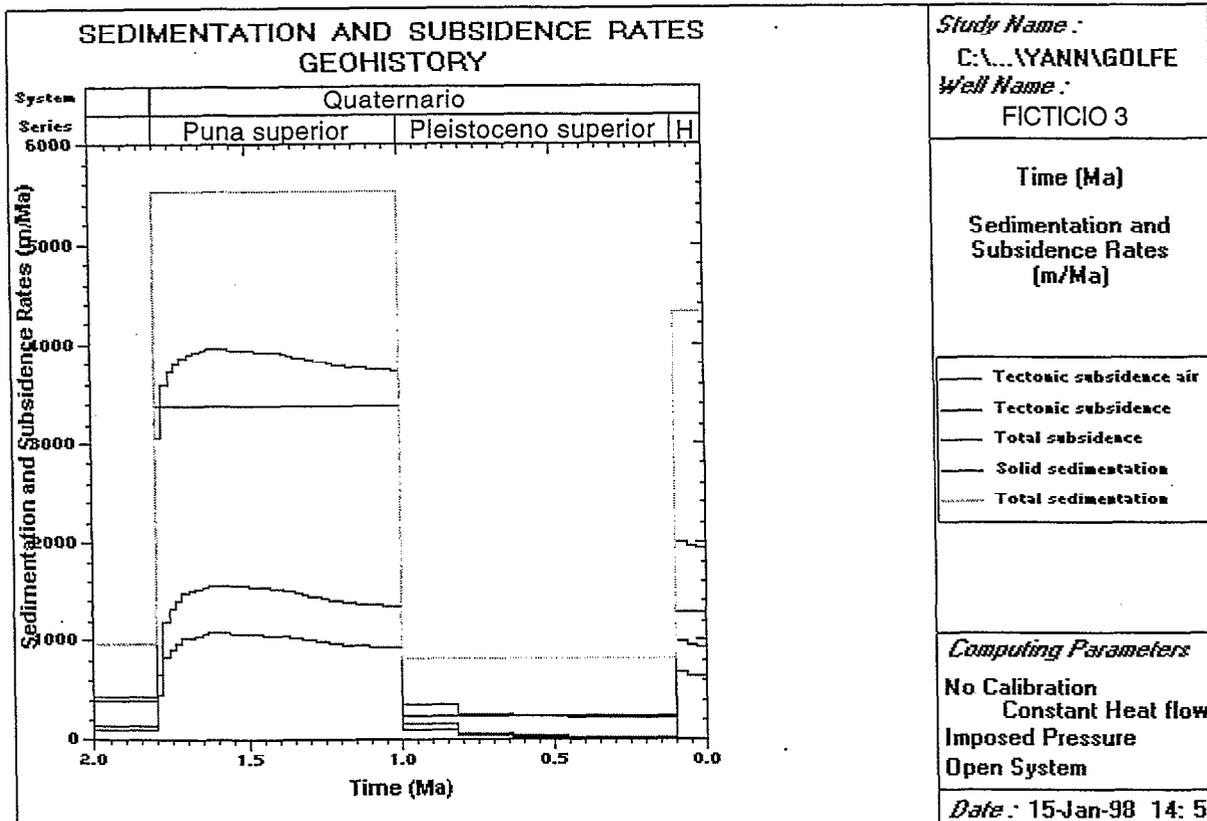


PETROPRODUCCION FLUJAL DE PETROECUADOR





P<sub>s</sub> = Puna superior  
PH = Pleistoceno Holoceno



H = Holoceno

FIG 16 : TASAS DE SEDIMENTACION DEL POZO FICTICIO 3 (SUROESTE ESPERANZA)



Aunque las tasas del Pleistoceno inferior (formación Puna superior) son las más elevadas de la columna sedimentaria, son las más débiles del Golfo de Guayaquil (<3000 m/Ma).

Al Oeste, los pozos reales (Tenguel, Esperanza, Fig. 13) han alcanzado solo el Mioceno superior (Tope de la formación Progreso). Los pozos ficticios (F2 Fig. 15 ; F3 Fig. 16) presentan tasas de sedimentación más importantes en el Plioceno (formación Puna inferior, 400-1600 m/Ma) que en el Mioceno (formación Progreso, 400 m/Ma). Las tasas del Pleistoceno inferior (formación Puna superior) son las más altas del Golfo de Guayaquil (>3000 m/Ma), excepto por el pozo Domito, el más distal, ubicado al Oeste, cerca del borde de la Plataforma.

En los pozos ficticios realizados (Fig. 14, Fig. 15, Fig. 16), se ha podido diferenciar las tasas de sedimentación del Pleistoceno superior y del Holoceno.

El Pleistoceno superior se marca por una caída de las tasas de sedimentación, parecidas a las del Plioceno (700-1400 m/Ma).

Al contrario, las tasas del Holoceno corresponden a la mitad de las del Pleistoceno inferior (4300-4800 m/Ma) y superan todas las otras.

### **3.3 - CRONOLOGÍA Y ETAPAS DE DEFORMACION EN EL NEOGENO DEL GOLFO DE GUAYAQUIL**

Debido a la profundidad alcanzado por los pozos del Golfo de Guayaquil, se ha podido definir solamente las etapas de deformación desde el Plioceno hasta el Actual.

#### **3.3.1 - Etapa 1 : abertura del Golfo de Guayaquil (Plioceno-Pleistoceno inferior)**

La primera etapa de deformación, que se observa en el Golfo de Guayaquil, empieza en el Plioceno al Oeste de la terminación Sur de la falla de rumbo Dolores-Guayaquil. Esta etapa se marca en este área por un incremento en las tasas de sedimentación y de subsidencia, y una divergencia de los reflectores del Plioceno (Fig. 11). Alcanza su paroxismo en el Pleistoceno inferior donde sus efectos se marcan en los dos lados del sistema de falla de rumbo Dolores-Guayaquil por una divergencia de los reflectores hacia los depocentros (Fig. 11).

Esta etapa se marca por una extensión Norte-Sur en las estructuras Posorja y Tenguel (Fig. 8 y 9) y una transpresión dextra siguiendo la falla Dolores Guayaquil iniciando los pliegues de las estructuras Amistad y Tenguel (Fig. 10 y 11).

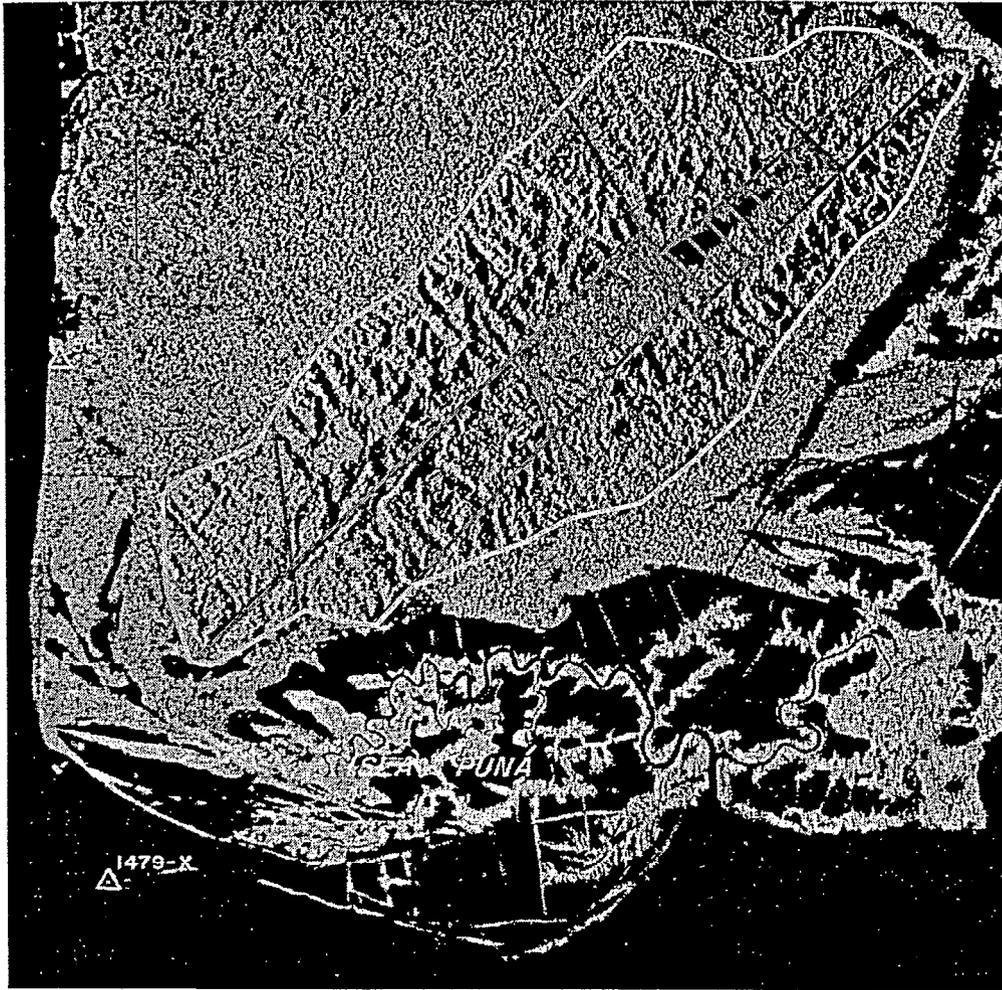
Esta época corresponde a la abertura diacronica del Golfo de Guayaquil y a su relleno sedimentario con aportes del Noreste, según un sistema sedimentario parecido al Actual. Las tasas de sedimentación altas son al origen en la parte Oeste del Golfo de fenómenos diapiricos arcillosos (Fig 12).

### **3.3.2 - Etapa 2 : Transpresión (Pleistoceno superior)**

La segunda etapa se desarrolla en el Pleistoceno superior y se marca por una caída de las tasas de sedimentación en toda la área. Este fase corresponde a un periodo de transpresión mas fuerte, probablemente al origen de la formación de la cordillera de Zambapala al Sudeste de la Isla Puna (Fig. 17). Se conjuga también con una caída del nivel del mar al escala mundial (Haq et al., 1987).

### **3.3.3 - Etapa 3 : Subsistencia actual (Holoceno - actual)**

La tercera etapa refleja las condiciones tectónicas actuales del Golfo de Guayaquil. Esta fase se marca por la reactivación de la subsidencia. Las tasas de sedimentación alcanzan la mitad de las del Pleistoceno inferior. Esta etapa corresponde a una reactivación de la tectónica transtensiva en el Golfo de Guayaquil, y debe ser al origen de las cuencas "Pull apart" que se observen encima la cordillera de Zambapala en las imágenes radar (Fig. 17).



8 km 0 km

- Falla inferida
- ~ Cordillera Zambapala
- ▨ Cuencas "Pull-apart" inferidas



**Fig 17 : Cuencas "Pull apart" en la cordillera de Zambapala**

## SECUNDA PARTE : EL NORTE DE LA COSTA ECUATORIANA (CUENCAS MANABI Y BORBON)

### **1 -ESTRATIGRAFIA Y SECUENCIAS TECTONO-SEDIMENTARIAS**

La estratigrafía utilizada esta basada en los trabajos de Jaillard (1995, 1997), Benitez (1995), en interpretaciones de secciones sísmicas y revisiones de campo.

#### **1.1 - SUBSTRATO ANTE-NEOGENO (FIG. 18)**

En la provincia de Manabi, el relleno sedimentario es poco espeso y los pozos tocaron el sustrato Ante-Neogeno.

##### **1.1.1 - Substrato (sensu stricto) : Corteza oceánica del Cretacico Inferior**

El sustrato (S.S.) de la cuenca de Manabi y de toda la provincia geológica costera del Ecuador esta compuesto por rocas volcánicas básicas atribuidas a una antigua corteza oceánica (Goosen et al., 1973 ; Juteau et al., 1977 ; Lebrat et al.) y conocidas como formación Piñón.

##### ***Facies sísmica***

La formación Piñón tiene una facies sísmica sorda. Dos o tres reflectores discontinuos con fuertes amplitudes marcan su tope (Fig. 19).

##### ***Litología y edad***

La formación Piñón esta compuesta por un complejo ígneo de rocas extrusivas, basaltos en "pillows-lavas", harzburgites intercaladas de brechas y de arcillas tobaceas, limolitas y areniscas en capas finas.

Los estudios radiométricos han dado una edad Aptiano superior - Albiano a esta formación.

#### **1.1.2 - Ciclo sedimentario del Cretacico Superior**

En las cuencas de Manabi y Borbon, el ciclo sedimentario del Cretacico Superior corresponde a una secuencia de arco insular conocida como formación San Lorenzo (Lebrat et al., 1987 ; Jaillard, 1997).

##### ***Facies sísmica***

La facies sísmica de la formación San Lorenzo esta compuesta por reflectores subparalelos de bajas amplitudes. El tope se marca por un reflector continuo de fuerte amplitud (Fig. 19).

##### ***Litología y edad***

Esta formación esta compuesta de grauwackes, conglomerados con clastos volcánicos, flujos de basaltos y esta recortada por dykes. Esta serie se caracteriza por la ausencia de clastos de origen continental (Jaillard, 1997).

| PERIODOS           | SERIES    | ETAPAS             | EDAD (Ma)                | LITOLOGIA                                                                                                                                            | BIOESTRATIGRAFIA                                                                                                                                                                                                                                                                                                                | LOG                                                                                                                                                                                                     | FORMACION   |         |
|--------------------|-----------|--------------------|--------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------|---------|
| PALEOGENO          | OLIGOCENO | CHATTIENSE         | 23                       | Dos niveles de arenas tobáceas de composición litofeldspática                                                                                        | Biochronozona P21<br><i>Globorotalia opima opima</i><br><i>Globigerina ouachitensis</i><br><i>Globigerina ampliapertura cancellaria</i><br><i>G. pseudoampliapertura</i><br><i>G. winkleri</i><br><i>G. yaguensis</i><br><i>G. praeaepeis</i><br><i>G. angiporoides</i><br><i>G. praebulloides laroyi</i><br>Biochronozona NP22 | PLAYA RICA                                                                                                                                                                                              |             |         |
|                    |           | RUPELIENSE         | 28                       | Intercalaciones de arcillas marrón sobre de arcillas gris verdoso y de niveles delgados de areniscas                                                 |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 |                                                                                                                                                                                                         |             |         |
|                    | EOCENO    | PRIABONIENSE       |                          | 33,7                                                                                                                                                 | Arcillas grises compactadas                                                                                                                                                                                                                                                                                                     | <i>Clevitirrella cf. colombiana</i><br><i>Globorotalia cf. centralis</i><br><i>G. boliviana</i><br><i>G. bulbrookii</i><br><i>Globigerina trilocularis</i><br><i>G. linaperta</i><br><i>G. frontosa</i> | CERRO       | ZAPALLO |
|                    |           |                    | BARTONIENSE              | 37                                                                                                                                                   |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 |                                                                                                                                                                                                         |             |         |
|                    |           | LUTETIENSE         | 40                       | Arcillas gris claro, gris verdoso calcáreas y arcillas gris sobre poco compactadas y poco calcáreas                                                  | <i>Globigerina officinalis</i><br><i>Globorotalia azulensis</i><br><i>Globorotalia aocena</i><br><i>Globorotalia carroazulensis carroazulensis</i><br><i>Clevitirrella eoceanica jarvisi</i><br><i>Globigerina linaperta</i><br><i>G. ampliapertura</i>                                                                         | SAN MATEO                                                                                                                                                                                               |             |         |
|                    |           | YPRESIENSE         | 46                       |                                                                                                                                                      |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 |                                                                                                                                                                                                         |             |         |
|                    | PALEOCENO | THANETIENSE        | 53                       | Arcillas calcáreas                                                                                                                                   |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 | GUAYAQUIL                                                                                                                                                                                               |             |         |
|                    |           | DANIENSE           | 59                       | Sección condensada                                                                                                                                   |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 |                                                                                                                                                                                                         |             |         |
|                    |           |                    | 65                       | Erosión                                                                                                                                              |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 |                                                                                                                                                                                                         |             |         |
|                    | CRETACICO | CRETACICO SUPERIOR | MAASTRICHTIENSE          | 72                                                                                                                                                   | Arcillas grise-azul siltitas tobáceas arenas tobáceas finas                                                                                                                                                                                                                                                                     |                                                                                                                                                                                                         | SAN LORENZO |         |
| CAMPANIENSE        |           |                    | 83                       | Arcillas tobáceas verdas sombras a grises, arenas tobáceas, grauwackes y breccias finas de composición volcánica                                     | Rainhardites amphophorus<br>Micula decussata                                                                                                                                                                                                                                                                                    |                                                                                                                                                                                                         |             |         |
| SANTONIENSE        |           |                    | 87                       |                                                                                                                                                      |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 |                                                                                                                                                                                                         |             |         |
| CONIACIENSE        |           |                    | 88                       |                                                                                                                                                      |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 |                                                                                                                                                                                                         |             |         |
| TURONIENSE         |           |                    | 92                       |                                                                                                                                                      |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 |                                                                                                                                                                                                         |             |         |
| CENOMANIENSE       |           | 96                 | Shackoina aff. cenomania |                                                                                                                                                      |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 |                                                                                                                                                                                                         |             |         |
| CRETACICO INFERIOR |           | ALBIENSE           |                          | Complejo igneo de rocas extrusivas basales en "Pillows-lavas" harzburgites intercalaciones de arcillas tobáceas y fines niveles de siltitas y arenas |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 | PINON                                                                                                                                                                                                   |             |         |
|                    |           | APTIENSE           |                          |                                                                                                                                                      |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 |                                                                                                                                                                                                         |             |         |

FIG 18 : ESTRATIGRAFIA DEL PRE-NEOGENO DE LA CUENCA DE MANABI EN EL POZO RICAURTE

Escala estratigráfica de Odin (1994)  
Determinaciones bioestratigráficas de Ordoñez et al. (1988)



Esta secuencia ha sido datada del intervalo Campaniano-Paleoceno por microfaua (Sigal, 1969 ; Doebi y Kehrer, 1976 ; Romero, 1990) y por dataciones radiométricas que van desde 85 hasta 53 Ma, con un máximo alrededor de 80-70 Ma (Goosen y Rose, 1973 ; Pichler y Aly, 1983 ; Lebrat et al., 1987 ; Wallrabe-Adams, 1990).

En el pozo Ricaurte, esta formación se compone de una potente serie compactada de arcillas tobáceas de color verde oscuro a gris, de areniscas tobáceas, de grauwackes y brechas finas de composición volcánica, datadas del Cenomaniense con Shackoina aff. cenomania al Campaniense con Rainhardtites amphophorus y Micula decussata (Ordoñez et al., 1998).

Encima, descansa una potente serie de sedimentos finos que alcanza 1000 metros, fechada del Maastrichtiense. Esta compuesta de siltitas tobáceas, lutitas gris azul y areniscas tobáceas finas con chert al tope de la secuencia (Benitez, 1995).

### **1.1.3 - Ciclo sedimentario del Paleoceno**

Hemos llamado el ciclo sedimentario del Paleoceno la formación Guayaquil, por equivalencia de edad con la formación paleocena del mismo nombre estudiada por Jaillard (1997), y conocida en la cordillera de Chongon-Colonche y península de Santa Elena.

#### ***Facies sísmica***

Las rocas de edad paleocena tienen una facies sísmica compuesta por reflectores subparalelos, continuos, de fuertes amplitudes, que descansan en "onlaps" sobre la formación San Lorenzo (Fig. 19).

#### ***Litología y edad***

Los depósitos del Paleoceno en el pozo Ricaurte constituyen una secuencia de arcillas calcáreas que alcanza los 240 metros, fechada del Paleoceno Superior con Globorotalia cf. pseudobulloides, globigerina cf. quadritriculinoides, G. triculinoides, G. cf. Stoney y G. linaperta (Ordoñez et al., 1988, Benitez, 1995).

En la base de esta secuencia, se encuentra una sección condensada (Core Laboratories, 1988) que corresponde a los depósitos del Paleoceno inferior, y que se correlaciona con la superficie de "onlaps" observada en las secciones sísmicas. El pozo Ricaurte ubicado en un alto estructural, en margen de los centros de deposición del Paleoceno, no atravesó la sección mas potente de los depósitos del Paleoceno inferior que descansa en "onlap" mas al NE sobre la formación San Lorenzo (cf sísmica, Fig. 23).

#### 1.1.4 - Ciclo sedimentario del Eoceno

El Eoceno de las cuencas de Borbon y Manabi esta conocido como formación Zapallo, que comprende dos miembros : el miembro Cerro y el miembro San Mateo.

##### ***Facies sísmica***

Las rocas de edad Eoceno tienen un facies sísmica compuesta por reflectores subparalelos, continuos, de bajas amplitudes, que descansan en "onlaps" sobre la formación Guayaquil (Fig. 19).

##### ***Litología y edad***

En el pozo Ricaurte, la sección eocenica esta compuesta de arcillas compactas gris a gris verdosas, con niveles delgados de areniscas en la base.

Según Benitez (1995), el miembro inferior (Cerro) se compone de 100 metros de lutitas ligeramente calcáreas, gris, compactas, datadas del Eoceno Medio con los foraminiferos Clavigerinella cf. colombiana, Globorotalia cf. centralis, G. boliviana, G. bulbrookii, Globigerina trilocularis, G. linaperta y G. frontosa (Ordoñez et al., 1988).

El miembro superior (San Mateo) se compone de 60 metros de arcillas gris claras a gris verdosas, medio compactas, calcáreas a la base, y de arcillas gris oscura, poco compactas y poco calcáreas. Este miembro esta datado del Eoceno Medio a superior con los foraminiferos Globigerina officinalis, Globorotalia azulensis, Globorotalia eocena, Globorotalia cerroazulensis, Clavigerinella eoceanica jarvisi, Globigerina linaperta y G. ampliapertura (Ordoñez et al., 1988).

En la base de esta secuencia, se encuentra una sección condensada (Core Laboratories, 1988) que corresponde a los depósitos del Eoceno Inferior y que se correlaciona con la superficie de "onlaps" observada en las secciones sísmicas. Como para la sección sedimentaria Paleocénica, el pozo ubicado en un alto estructural en margen de los centros de deposición del Eoceno no atravesó la sección mas potente del Eoceno Inferior que descansa en "onlap" mas al NE sobre los depósitos paleocénicos (cf. sísmica, Fig. 23).

#### 1.1.5 - Ciclo sedimentario del Oligoceno

Benitez (1995) grupo todas las rocas del Oligoceno en una sola formación: la formación Playa Rica.

##### ***Facies sísmica***

La facies sísmica de la formación Playa Rica esta compuesta por reflectores de baja continuidad y amplitud. Su base y su tope están marcados por superficies de erosión (Fig. 19).

##### ***Litología y edad***

La formación Playa Rica forma una secuencia arcillosa monótona.

En el pozo Ricaurte, dicha formación se compone de 600 m de intercalaciones de arcillas marrón oscuro, de arcillas gris verdoso y de capas delgadas de areniscas finas a veces glauconíticas con carbón y fragmentos líticos. En el tope, se nota la presencia de dos niveles de areniscas tobáceas de composición litofeldspática.

Ordoñez et al. (1988) dataron la base de la formación del Oligoceno Inferior medio (biochronozona NP 22) y el tope del Oligoceno Superior inferior (biochronozona P21) con los foraminíferos : Globorotalia opima opima, Globigerina ouachitensis, Globigerina ampliapertura cancellaria, G. pseudoampliapertura, G. winkleri, G. yeguaensis, G. prasaepis, G. angiporoides, G. praebulloides leroyi.

Faltan en la base, la biochronozona NP 21 y, en el tope, la biochronozona P 22 que desaparecieron probablemente con las superficies de erosión observadas en las secciones sísmicas (Fig. 19, Fig. 23).

## **1.2 - SECUENCIAS TECTONO-SEDIMENTARIAS NEOGENAS (FIG. 20)**

### **1.2.1 - Megasecuencia M1 : El hiato del Oligoceno superior - Mioceno inferior**

En la cuenca de Manabí, no se conoce equivalente estratigráfico de la formación Zapotal. Entre el tope de la formación Playa Rica, fechado del Oligoceno superior medio (cf. supra), y la base de la formación Tosagua fechada del Mioceno inferior medio (cf. infra), existe un hiato sedimentario que se extiende entre las cronobiozonas P22 y N4.

En secciones sísmicas, el contacto entre las formaciones Playa Rica y Tosagua aparece erosivo (Fig. 19 ; Fig. 23 ; Fig. 24). El hiato del Oligoceno superior - Mioceno inferior corresponde así a la no deposición o a la erosión de la Megasecuencia M1 equivalente de la formación Zapotal, conocida en el Sur de la costa. (véase parte 1 y Fig. 3)

### **1.2.2 - Megasecuencia M 2 : Formación Tosagua. Ciclo sedimentario del Mioceno inferior - Mioceno medio**

Esta megasecuencia está compuesta de una sola formación llamada Tosagua, equivalente estratigráfico del conjunto de las formaciones Dos Bocas, Villingota y Subibaja de la cuenca progreso (Benitez, 1995).

#### ***Facies sísmica***

La facies sísmica de esta formación se expresa por reflectores discontinuos con amplitudes variables a veces muy fuerte. En la base y en el tope, esta limitada por superficies de erosión (Fig. 19).

#### ***Litología y edad***

##### **Miembro Dos Bocas - Villingota**

El miembro Dos Bocas - Villingota está compuesto de arcillas gris verdoso azul, a veces calcáreas con niveles compactados margosos. En su

FIG 19 : FACIES SISMICAS DE LA CUENCA DE MANABI



- |                                                         |                                                        |
|---------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------|
| Formaciones ANGOSTURA-ONZOLE (Mioceno medio a Plioceno) | Formación GUAYAQUIL (Paleoceno)                        |
| Formación TOSAGUA (Mioceno inferior a Mioceno medio)    | Formación SAN LORENZO (Cenomaniense a Maastrichtiense) |
| Formación PLAYA RICA (Oligoceno)                        | Formación PINON (Cretacico inferior)                   |
| Formación ZAPALLO (Eoceno)                              | Fallas                                                 |



base, se encontró Dicoaster druggi de la biochronozona NN2 (=N5B) (Mioceno Inferior medio). Al tope, la biochronozona N7 (Mioceno Superior parte superior) fue evidenciada con Catapsydrax dissimilis, Globigerinoides quadrilobatus primordius, y con nanofósiles de la biochronozona NN4. Esta facies se extiende así del Mioceno Inferior medio hasta el Mioceno Medio inferior.

#### Miembro San Agustín

Entre los miembros Dos Bocas - Villingota y Subibaja, Whittaker definió la formación San Agustín que se compone de areniscas gruesas y conglomerados con intercalaciones finas de lutitas con microfósiles marinos. La presencia de los nanofósiles Helicosphaera ampliapertura de la biochronozona NN4 y la ausencia de Catapsydrax stainforthi, permite proponer una edad Mioceno Medio inferior (biochronozona N8A ; Whittaker, 1988).

Este miembro aparece en el pozo Ricaurte 1. No se conoce su extensión en la cuenca Manabi.

#### Miembro Subibaja

El miembro Subibaja se compone de arcillas siltosas, a veces calcáreas y con fósiles.

Su base esta fechada con la extinción de Globigerinoides sicanus, la aparición de Orbulina suturalis, la presencia de Praeorbulina glomerosa y de numerosos nanofósiles calcáreas de edad Mioceno Medio inferior (biochronozona NN5). El tope no ha sido datado pero la base de la formación suprayacente incluye la biochronozona N10, lo que permite proponer que su edad es también del Mioceno Medio inferior, pero entre las biochronozonas N9B y N10. El miembro Subibaja se extiende así entre las biochronozonas N8B y N10.

#### ***Sedimentología y deformación***

La composición muy arcillosa de la formación Tosagua no permite observar en el campo estructuras sedimentarias. Según Benitez, la microfauna rica en especies planctónicas caracteriza un paleoambiente de mar abierta que alcanza una profundidad batial.

En las secciones sísmicas, como en el campo, la formación Tosagua esta deformada por fallas normales de altos ángulos.

#### **1.2.3 - Megasecuencia M 3 y M 4 : Ciclo sedimentario del Mioceno Medio al actual**

Estas megasecuencias están compuestas por tres formaciones: Angostura, Onzole y Borbon (Fig. 20).

La megasecuencia M 3 comprende : la formación Angostura, el miembro inferior y el miembro Sua de la formación Onzole ; y la megasecuencia M 4 : el miembro superior de la formación Onzole y la formación Borbon (Fig. 20).

### ***Facies sísmica***

No se ha podido diferenciar en las secciones sísmicas, las tres formaciones. Se trata de una facies compuesta por reflectores subparalelos continuos pasando lateralmente a zonas de reflectores sordos (Fig. 19).

### **Formación Angostura**

#### ***Litología y edad***

Esta formación se compone de base a tope :

- areniscas blancas con cuarzo y areniscas litofeldspáticas con fragmentos líticos y hornblende, siltitas gris olivo fisiles y lutitas gris azul, fisiles y calcáreas

- lutitas gris a gris azul fisiles

- 100 metros de conglomerados y areniscas con conchas y intercalaciones de lutitas grises, calcáreas y fisiles

- 400 metros de siltitas y arcillas fisiles, poco calcáreas con intercalaciones de areniscas gris claro, poco calcáreas, fisiles y con glauconita.

Su base esta datada con Globorotalia fohsi peripheroronda y Orbulina suturalis de la biochronozona N10 y el tope con Globorotalia continuosa de la biochronozona N15 (Ordoñez et Al., 1988). Esta formación se extiende así del Mioceno Medio inferior hasta el Mioceno Medio superior.

#### ***Sedimentología y deformación***

En la salida de Bahía de Caraquez, en la vía a Chone, hemos observado secuencias granodecrecientes y estructuras sedimentarias como "ripples" y "herring bones" que caracterizan un ambiente tidal.

En las secciones sísmicas se observa poca deformación, solo fallas normales de alto ángulo (Fig. 19, Fig. 23, Fig. 24). Este tipo de fallas existe también en el campo.

### **Formación Onzole**

#### ***Litología y edad***

Fue redefinida por Benitez en base a los numerosos estudios anteriores. Se divide en dos miembros principales separados por las areniscas del miembro Sua :

- El miembro Onzole inferior esta compuesto principalmente de siltitas grises, tobaceas a veces con yeso. Intercalada en este miembro, se encuentra una secuencia estratocreciente, llamado por Benitez "miembro Choconcha", que alcanza 50 metros de espesor y que se compone de siltitas marrón chocolate, de intercalaciones de siltitas y areniscas laminadas con "flasers" y ondulitas, de areniscas métricas masivas con guijarros arcillosos y encima, de arenisca conglomeratico. Según Benitez (1995), esta secuencia expresa un evento regresivo de corta duración. La microfauna de este miembro inferior de la formación Onzole esta muy pobre. Su edad parece ser de la biochronozona N16B, es decir del Mioceno superior basal.

- El miembro Sua se compone de areniscas con intercalaciones arcillosas. Tiene un espesor de 10 hasta 250 metros y esta fechado del Mioceno Superior - Plioceno inferior con Globorotalia tumida (biochronozona N 18 o mas joven).

- El miembro Onzole superior esta compuesto de arcillas y siltitas gris oscuro a verdoso con moluscos, escames de pescado, microfauna de foraminiferos benticos y algunas radiolarias. La base de este miembro fue datada de las biochronozonas N16A-N19, y el tope (en los pozos) de la biochronozonas N18-N19 con nanofósiles (Texaco-Pecten, 1988). La formación Onzole se extiende así del Mioceno superior hasta el Plioceno inferior.

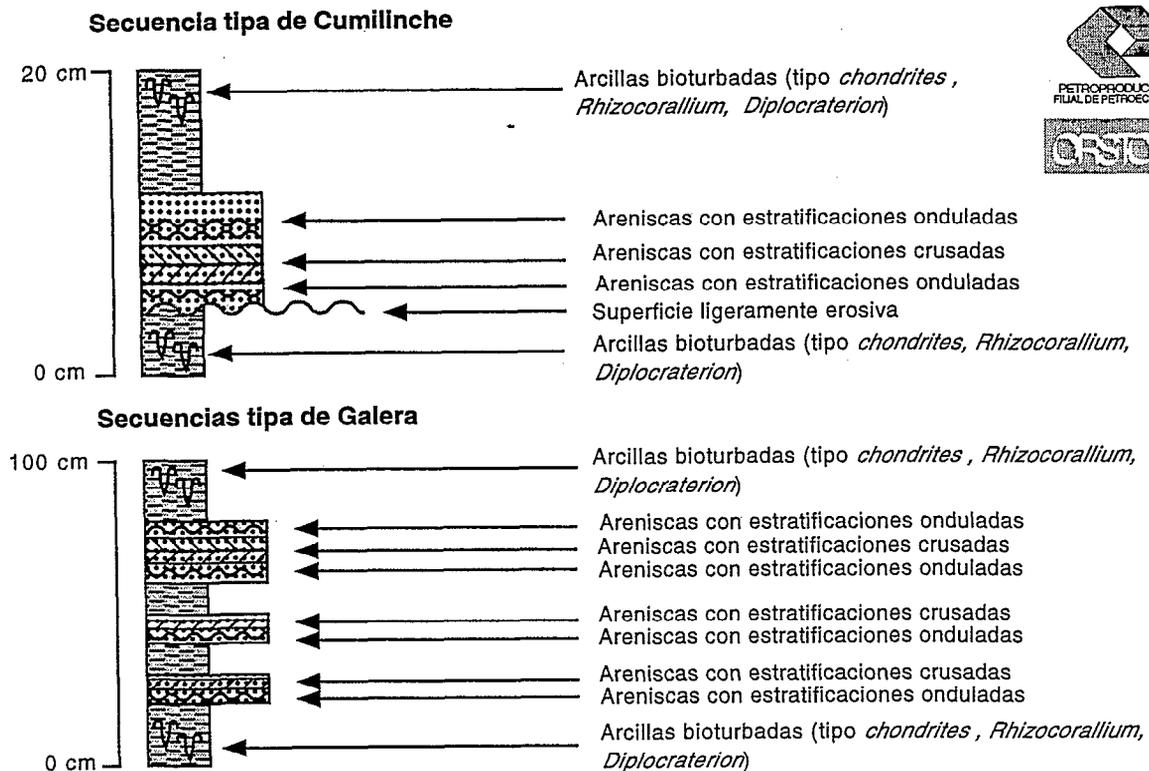
### ***Sedimentología y deformación***

En la cuenca de Borbon Oeste, Whittaker (1982, 1988) y Bianucci et al. (1993) atribuyen a la formación Onzole superior un paleoambiente batial (1500-2000 m) en base a algunas especies de foraminiferos (Pyrgo murrhina, Planulina wellestorfi), aunque se reportan también numerosas especies de poco profundidad, una grande diversidad de especies benticas y estructuras sedimentarias de tipo "Storm deposits".

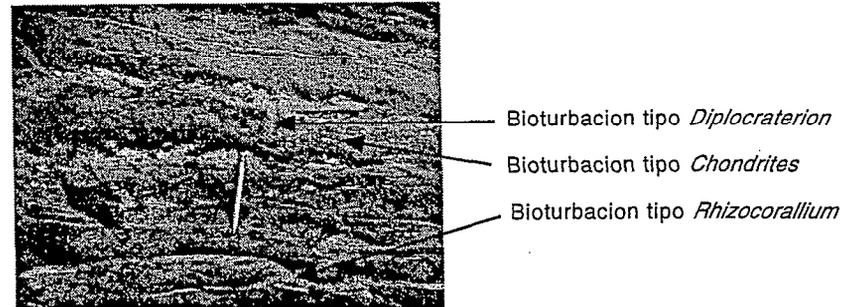
En nuestros estudios de los acantilados, al oeste de la provincia de Esmeraldas, hemos observado estructuras sedimentarias y bioturbaciones típicas de "fine grained storm deposits" (Fig. 21), de ambiente de plata forma mediana a externa cuya profundidad no alcanza mas de los 500 metros. Al inverso de Bianucci et al. (1993), que proponen una mezcla de especies de grande profundidad y de poco profundidad, debida a flujos de turbiditas cuyas estructuras nunca fueron observadas en los afloramientos, proponemos que la presencia de faunas de grande profundidad se debe a procesos de "upwelling" en el borde de la plata forma continental, en un proceso similar a lo que ocurre hoy en la costa ecuatoriana. Este nos permite concluir a un ambiente de deposición de tipo plata forma mediana a externa por la formación Onzole, es decir menos profunda que lo que se ha reportado en los estudios anteriores.

Así, en Manabi (Benitez, 1993, 1995) como en Borbon, la formación Onzole esta compuesta por depósitos marinos de poco profundidad en el miembro inferior, y que alcanzan la plataforma mediana en el miembro superior. Entre los dos, el miembro Sua, de ambiente de depositación menos profundo que el miembro Onzole inferior, marca el fin de la megasecuencia M3.

No se observa deformación en las secciones sísmicas. En el campo, en los acantilados desde Punta Galera hasta Cumilinche, que dan uno de los mejores cortes de la formación Onzole, se observa dos familias de fallas subverticales : fallas de rumbos N 120 - 150 con bloques caídos hacia el Sur y fallas de rumbos N 30 - 60 con bloques caídos hacia el Este y probablemente con un juego lateral.



### Ejemplos de Bioturbaciones en las arcillas entre Galera y Cumilínche



### Secuencia en los acantilados de playa al Norte de Atacames

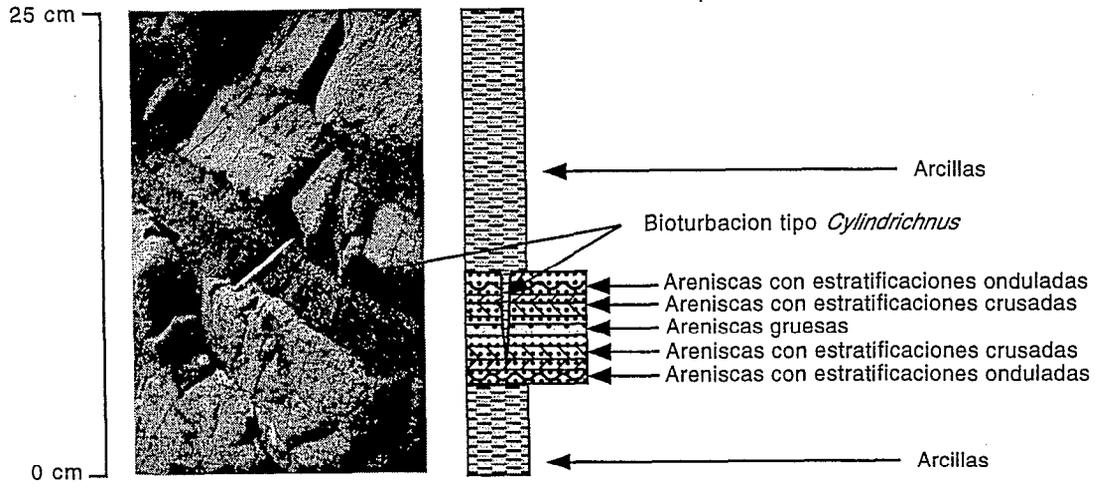


Fig 21 : Secuencias de "fine grained storm beds" de la formación ONZOLE en la cuenca Borbon Oeste

## **Formación Borbon**

### ***Litología y edad***

Esta formación descansa en contacto transicional sobre las arcillas de la formación Onzole. Se compone de areniscas fisiles en secuencias estratocrecientes. En la base, se encuentran niveles de arcillas fisiles gris verdoso con algunos foraminíferos benticos. El tope se caracteriza por un nivel métrico con conchas.

Esta formación no ha sido datada. Se le da una edad Plio-Pleistoceno (N19 -N23), considerando su posición estratigráfica sobre la formación Onzole y la posible equivalencia de su parte superior con la formación Tablazo (cf. estratigrafía de la Parte 1).

### ***Sedimentología y deformación***

En los afloramientos de la formación Borbon, en las playas del Sur de Bahía de Caraquez, se observa como 100 metros de areniscas fisiles con estratificaciones cruzadas y conchas que tienen una facies de playa.

En las secciones sísmicas como en los afloramientos, no se ve deformación.

## **2 - ANÁLISIS GEOMÉTRICO Y CINEMÁTICA DE LA DEFORMACION**

### **2.1 - METODOLOGÍA**

Al fin de definir la geometría y la cronología de la deformación en la cuenca de Manabi, se hicieron un análisis y una interpretación de varias secciones sísmicas.

Se realizó un esquema estructural de la zona (Fig. 22) y se estudiaron las estructuras mayores a fin de ilustrar sus características geométricas y cinemáticas.

Se usaron los datos de los tres pozos mas completos perforados en los años 1986-89 por el consorcio Texaco-Pecten, para calibrar los reflectores y convertir en profundidad los cortes estructurales realizados.

### **2.2 - ANÁLISIS DE LAS ESTRUCTURAS DE LA CUENCA DE MANABI**

En la cuenca de Manabi, se observan dos orientaciones de fallas, NNE-SSW y WNW-ESE, que determinan el rumbo de las estructuras mayores del área.

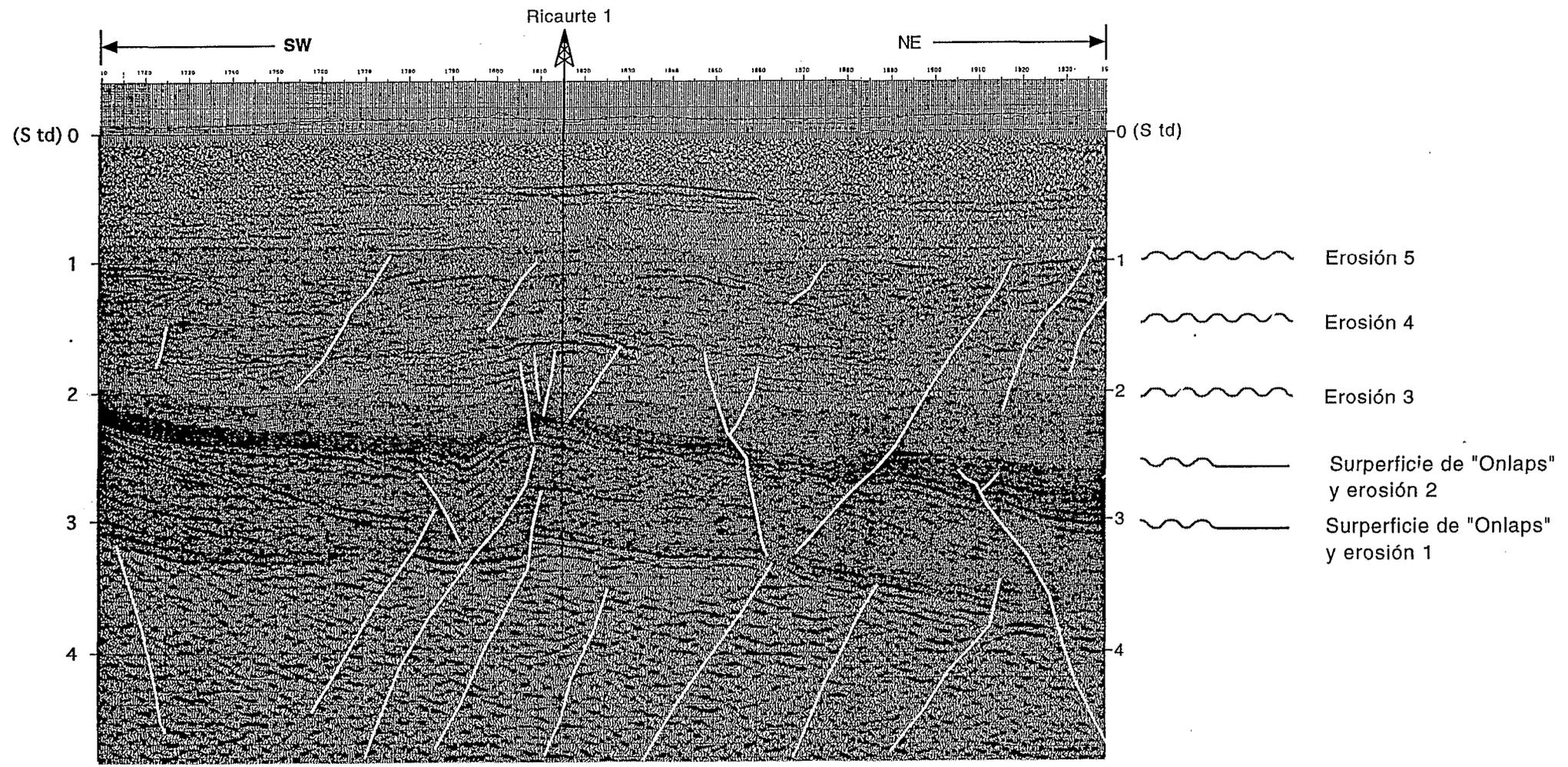
A continuación presentamos las estructuras mas importantes de la cuenca.

#### **2.2.1 - Estructura Ricaurte (Fig. 23)**

La estructura Ricaurte donde se perforo el pozo Ricaurte en 1988, se desarrolla sobre una falla normal de rumbo WNW-ESE, con buzamiento y bloque caído hacia el Sur. Esta falla se enraíza en el basamento y afecta la cubierta sedimentaria hasta el Paleoceno. En el Eoceno, Oligoceno y Mioceno



**FIG 23 : ESTRUCTURA RICAURTE**



4 km 0

- |                                                         |                                                        |
|---------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------|
| Formaciones ANGOSTURA-ONZOLE (Mioceno medio a Plioceno) | Formación GUAYAQUIL (Paleoceno)                        |
| Formación TOSAGUA (Mioceno inferior a Mioceno medio)    | Formación SAN LORENZO (Cenomaniense a Maastrichtiense) |
| Formación PLAYA RICA (Oligoceno)                        | Formación PINON (Cretacico inferior)                   |
| Formación ZAPALLO (Eoceno)                              | Fallas                                                 |



inferior, se observan pequeñas fallas sintéticas y antitéticas que traduzcan los últimos juegos de la falla principal.

La estructura esta sellada por los depósitos del Mioceno superior.

Esta estructura marca el limite entre dos bloques basculados hacia el Norte.

### **2.2.2 - Estructura Flavio Alfaro (Fig. 24)**

La estructura Flavio Alfaro corresponde a un pliegue por propagación de falla de alto ángulo, de eje ENE-WSW. La falla inversa afecta el basamento y el Cretacico.

Se observan deformaciones sinsedimentarias desde el Cretacico superior hasta el Mioceno Inferior, como lo muestran los abanicos sedimentarios en el flanco SE de la estructura.

La estructura esta sellada por los depósitos del Mioceno superior.

### **2.3 - GEOMETRÍA Y CINEMÁTICA DE LA DEFORMACION EN LA CUENCA DE MANABI**

La cuenca Manabi esta limitada al noroeste por la Cordillera de Jama Coaque, al Sur por la Cordillera de Chongon Colonche y al Este por la Cordillera Occidental (Fig. 1).

El depocentro esta ubicado entre la falla de Jama Coaque al noroeste y la prolongación de la zona de falla de Jipijapa.

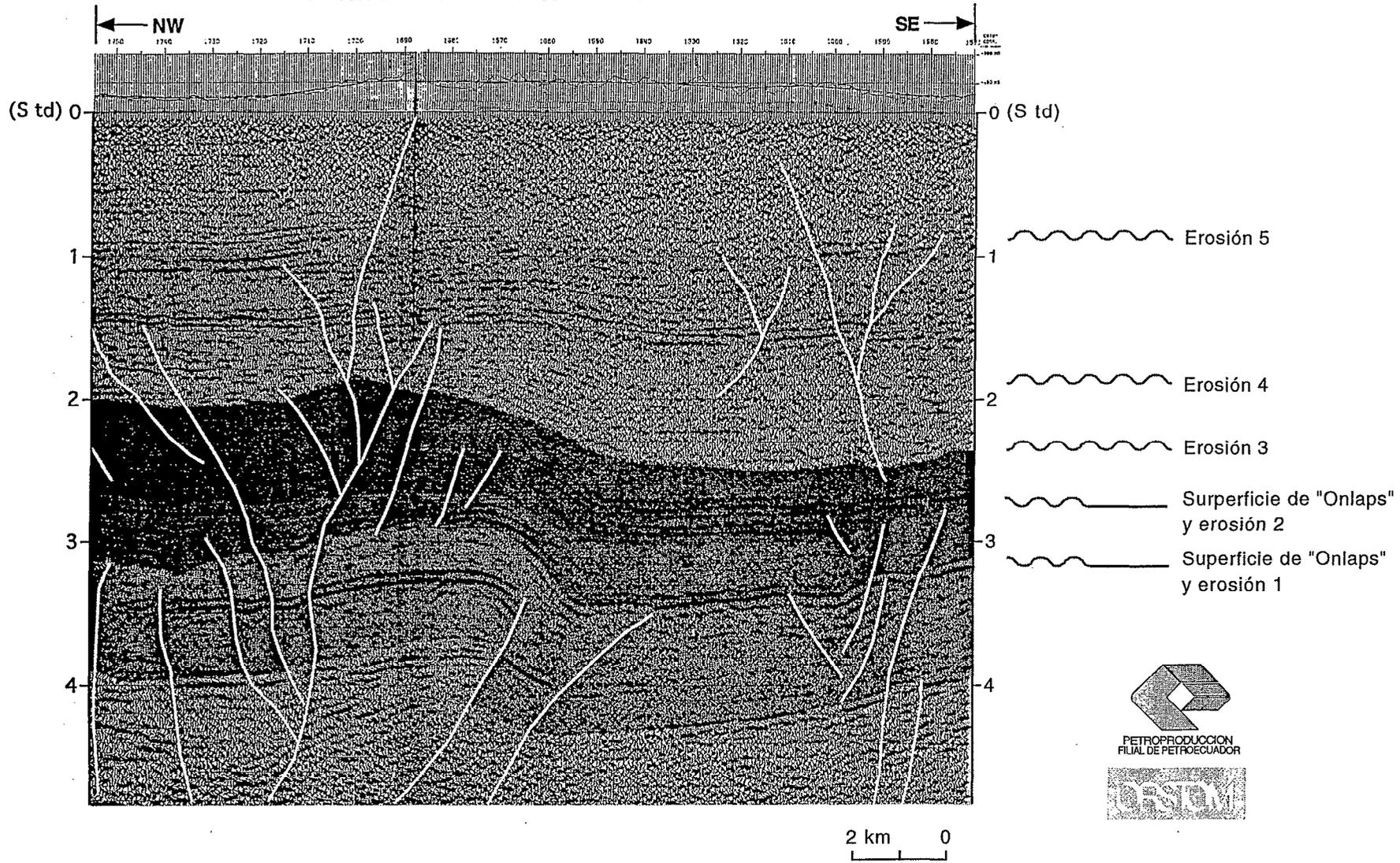
En la cartografía de las fallas mayores del área de estudio (Fig. 22) se observan dos rumbos principales que son N 10-20 y N 100-110.

En cortes (BB', CC', DD', EE' ; anexo III y IV), las fallas N 10-20 forman una estructura en flor típico de fallas de rumbo transpresivas con un sentido dextro. Las fallas N 100-110 muestran juegos normales hacia el sur y se conectan sobre un nivel de despegue ubicado en el basamento a una profundidad de 7000 a 9 000 metros, paralelamente a la topografía del tope de la formación Piñon (corte AA'A", anexo II).

Este sistema de fallas corte la cuenca en bloques subrectangulares que tienen un movimiento de rotación dextral. Este movimiento se marca por estructuras compresivas en la parte noreste de los bloques, como la estructura Flavio Alfaro, y induce probablemente un juego lateral senestral en las fallas N100-110. Este funcionamiento es típico de una cuenca de tipo "Pull Apart".

Las fallas mayores afectan solamente las rocas del Cretácico-Paleogeno. La deformación de las formaciones neogenas parece asociada a la reactivación de fallas mas antiguas.

FIG 24 : ESTRUCTURA FLAVIO ALFARO



- |                                                                                                                                             |                                                                                                                                              |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
|  Formaciones ANGOSTURA-ONZOLE (Mioceno medio a Plioceno) |  Formación GUAYAQUIL (Paleoceno)                        |
|  Formación TOSAGUA (Mioceno inferior a Mioceno medio)    |  Formación SAN LORENZO (Cenomaniense a Maastrichtiense) |
|  Formación PLAYA RICA (Oligoceno)                        |  Formación PINON (Cretácico inferior)                   |
|  Formación ZAPALLO (Eoceno)                              |  Fallas                                                 |



### **3 - ANÁLISIS DE LA SUBSIDENCIA Y ETAPAS DE DEFORMACIONES**

#### **3.1 - METODOLOGÍA**

Al fin de precisar las etapas de deformaciones, las tasas de sedimentación y de subsidencia de la cuenca de Manabi fueron estudiadas mediante el programa de computación GENEX del.IFP.

A partir de una recopilación bibliográfica se ha determinado el espesor y la edad de cada formación en los 3 pozos completos de la cuenca (Ricaurte, Chone, Calceta). También se ha usado las interpretaciones de secciones sísmicas para determinar los parámetros de un pozo ficticio (Ficticio 1) en el depocentro de la cuenca.

#### **3.2 - ANÁLISIS DE LAS TASAS DE SEDIMENTACIÓN Y DE SUBSIDENCIA**

##### **3.2.1 - Evolución del Cretácico al Oligoceno**

El Cretácico se marca en todos los pozos (reales o ficticios ; Fig. 25, Fig. 26, Fig. 27, Fig. 28) por tasas de sedimentación homogéneas que van de 100 m/Ma hasta 150 m/Ma.

En el Paleoceno-Eoceno, se observan dos evoluciones relacionadas con la posición estructural.

En el pozo Ficticio 1 (Fig. 28), ubicado en el depocentro del Paleoceno-Eoceno, las tasas de sedimentación suben hasta 300 m/Ma durante este intervalo.

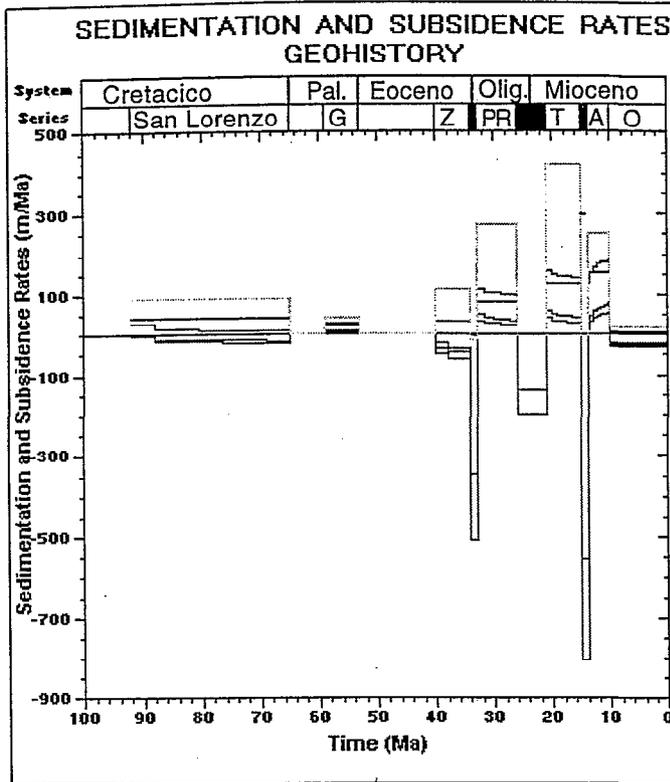
En los pozos reales ubicados en los altos estructurales, el Paleoceno inferior y el Eoceno inferior se marcan por depósitos condensados que corresponden a superficies de "onlaps" a veces con erosión. En el Paleoceno superior y Eoceno superior, se observan tasas de sedimentación inferiores a las del Cretácico (10-40 m/Ma en el Paleoceno superior, y 80-100 m/Ma en el Eoceno superior). La base del Paleoceno y del Eoceno corresponden así a dos etapas de deformación.

El límite Eoceno-Oligoceno se marca por una superficie de erosión importante sobre los depósitos eocenos deformados, y corresponde a un levantamiento de la cuenca en las curvas de subsidencia .

##### **3.2.2 - Evolución Oligoceno-actual**

Del Oligoceno al Actual en todos los pozos se evidencia la misma evolución, que se caracteriza por 3 fases de hundimiento separadas por 3 periodos cortos de levantamiento.

La primera fase de hundimiento ocurre durante el Oligoceno, en el ciclo sedimentario de la formación Playa Rica, con tasas de sedimentación que van de 100 m/Ma hasta 300 m/Ma. Se acaba entre el fin del Oligoceno y el principio del Mioceno donde aparece un periodo de levantamiento en los curvas de subsidencia. En las secciones sísmicas, este levantamiento se expresa por una superficie de erosión regional al contacto de las formaciones Playa Rica y Tosagua.



*Study Name :*  
C:\GENEXYANN  
*Well Name :*  
RICAURTE 1

Time (Ma)

Sedimentation and Subsidence Rates (m/Ma)

— Tectonic subsidence air

— Tectonic subsidence

— Total subsidence

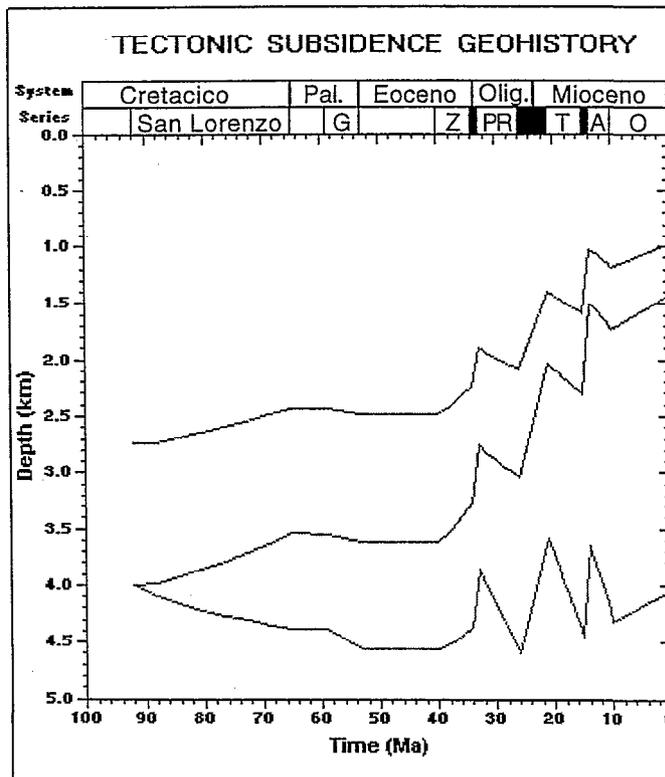
— Solid sedimentation

— Total sedimentation

*Computing Parameters*

Calibration Temperature  
Imposed Pressure  
Open System

*Date :* 2-Feb-98 15:29



*Study Name :*  
C:\GENEXYANN  
*Well Name :*  
RICAURTE 1

Time (Ma)

Depth (km)

— Air balanced subsidence

— Water balanced subsidence

— Total subsidence

*Computing Parameters*

Calibration Temperature  
Imposed Pressure  
Open System

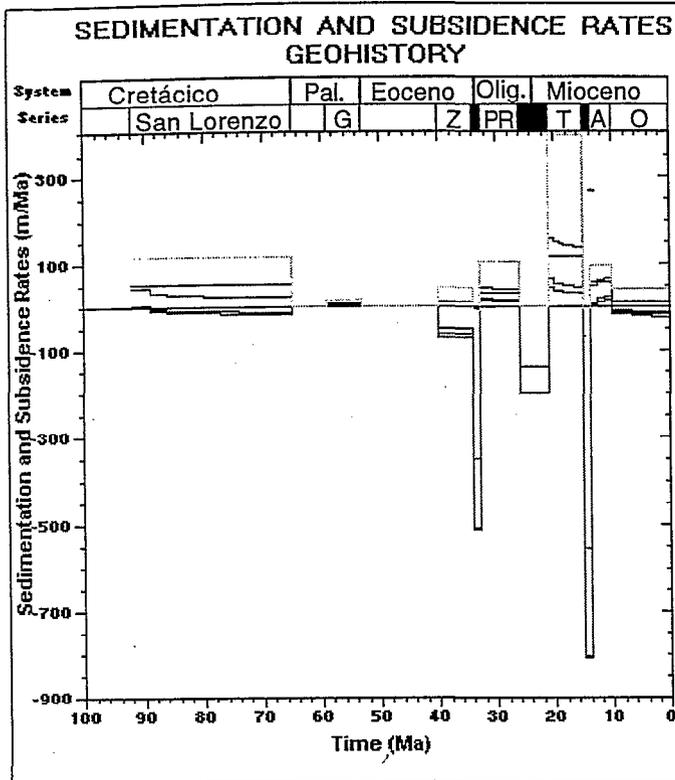
*Date :* 2-Feb-98 15:29

**Leyenda**

|                   |                 |                                             |
|-------------------|-----------------|---------------------------------------------|
| Pal. = Paleoceno  | PR = Playa Rica | ■ = Erosión                                 |
| Olig. = Oligoceno | T = Tosagua     | □ = Depositos condensados ("onlap surface") |
| G = Guayaquil     | A = Angostura   |                                             |
| Z = Zapallo       | O = Onzole      |                                             |

**FIG. 25 : TASAS DE SEDIMENTACION Y DE SUBSIDENCIA DEL POZO RICAURTE 1**





*Study Name :*  
C:\GENEX\YANN

*Well Name :*  
CHONE 1

Time (Ma)

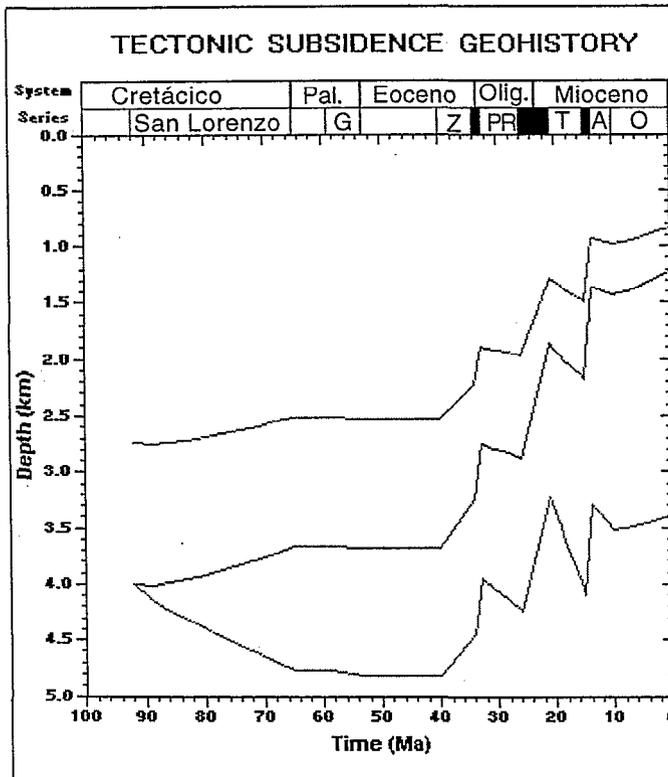
Sedimentation and Subsidence Rates [m/Ma]

- Tectonic subsidence air
- Tectonic subsidence
- - - Total subsidence
- · - Solid sedimentation
- - - Total sedimentation

*Computing Parameters*

Calibration      Temperature  
Imposed Pressure  
Open System

*Date :* 16-Jan-98 15:52



*Study Name :*  
C:\GENEX\YANN

*Well Name :*  
CHONE 1

Time (Ma)

Depth (km)

*Computing Parameters*

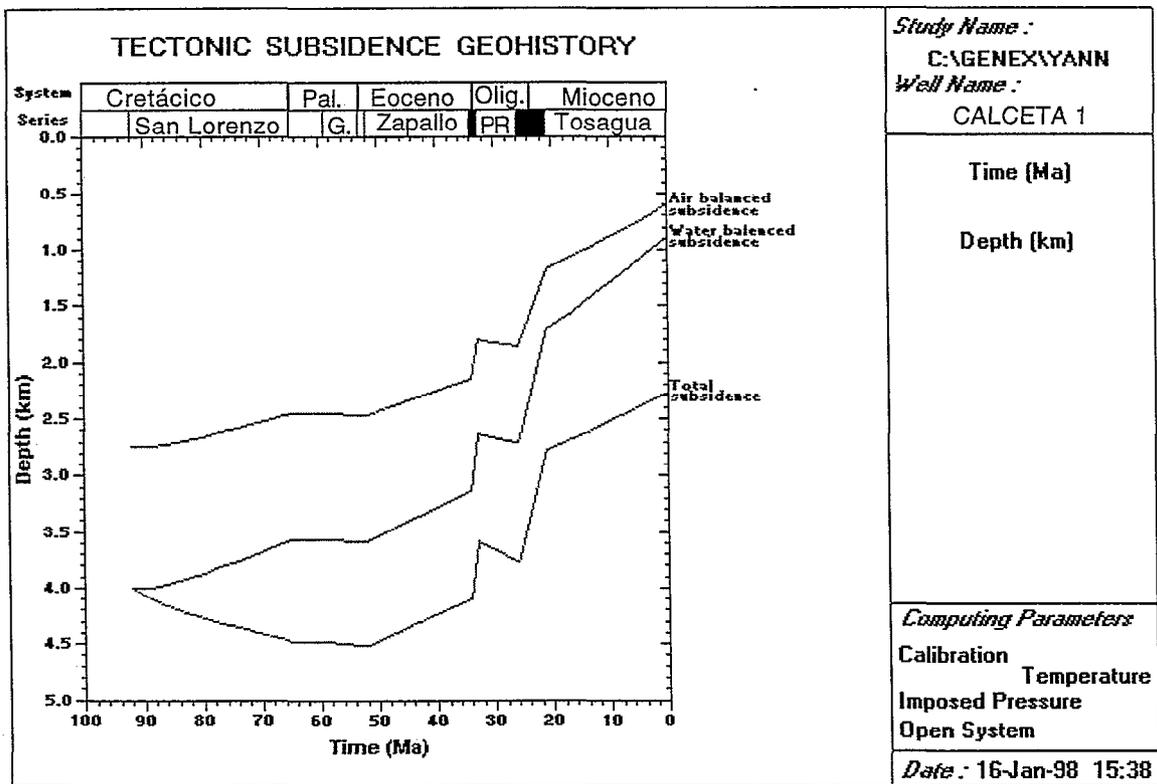
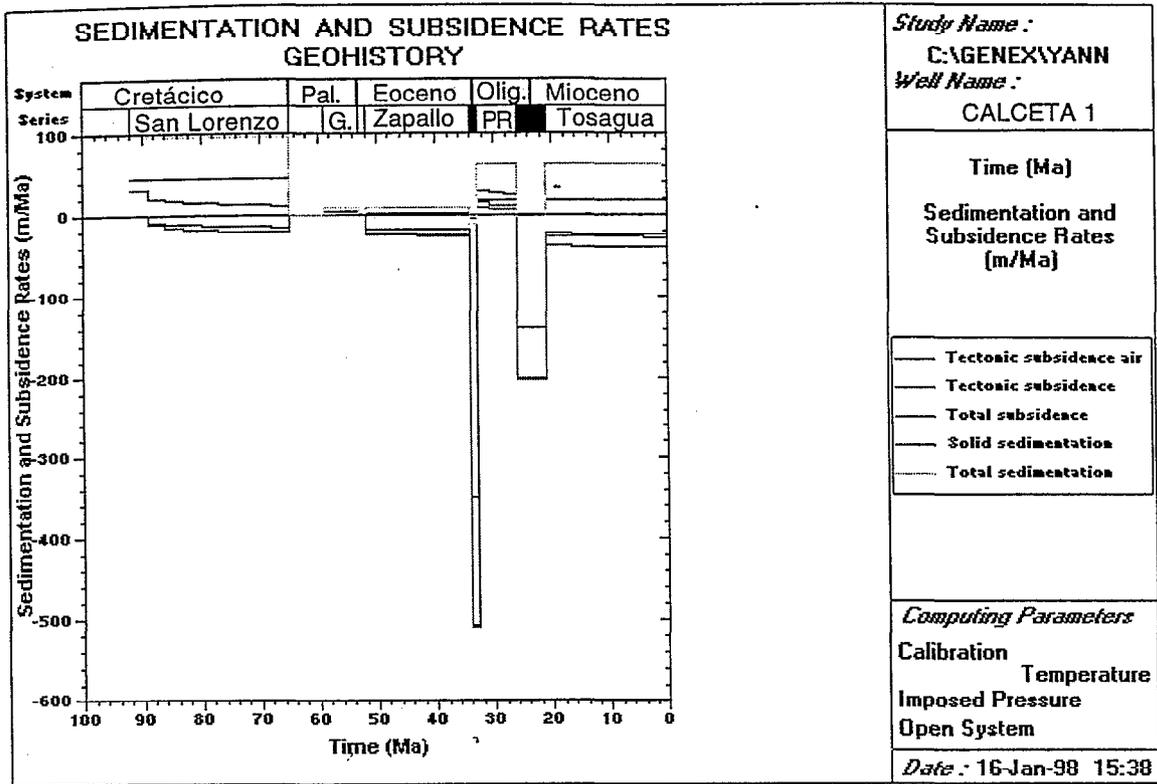
Calibration      Temperature  
Imposed Pressure  
Open System

*Date :* 16-Jan-98 15:52

- Legenda**
- |                   |                 |                                             |
|-------------------|-----------------|---------------------------------------------|
| Pal. = Paleoceno  | PR = Playa Rica | ■ = Erosión                                 |
| Olig. = Oligoceno | T = Tosagua     | □ = Depositos condensados ("onlap surface") |
| G = Guayaquil     | A = Angostura   |                                             |
| Z = Zapallo       | O = Onzole      |                                             |

**FIG 26 : TASAS DE SEDIMENTACION Y DE SUBSIDENCIA DEL POSO CHONE 1**

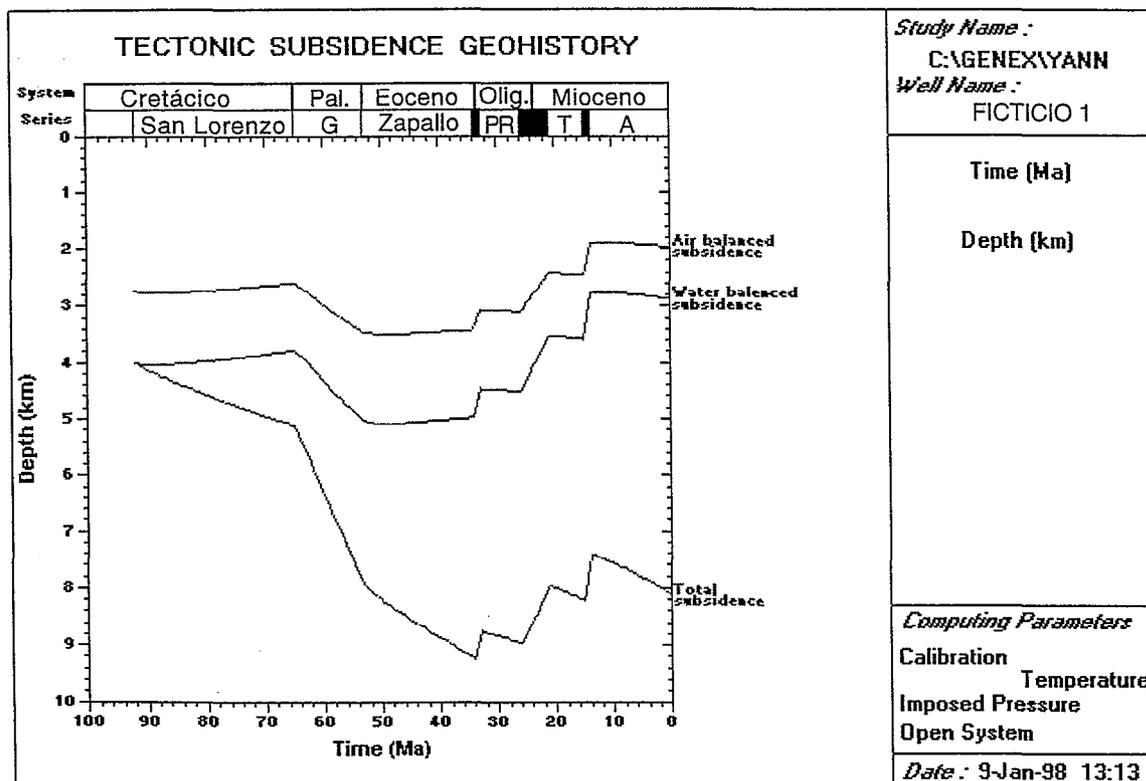
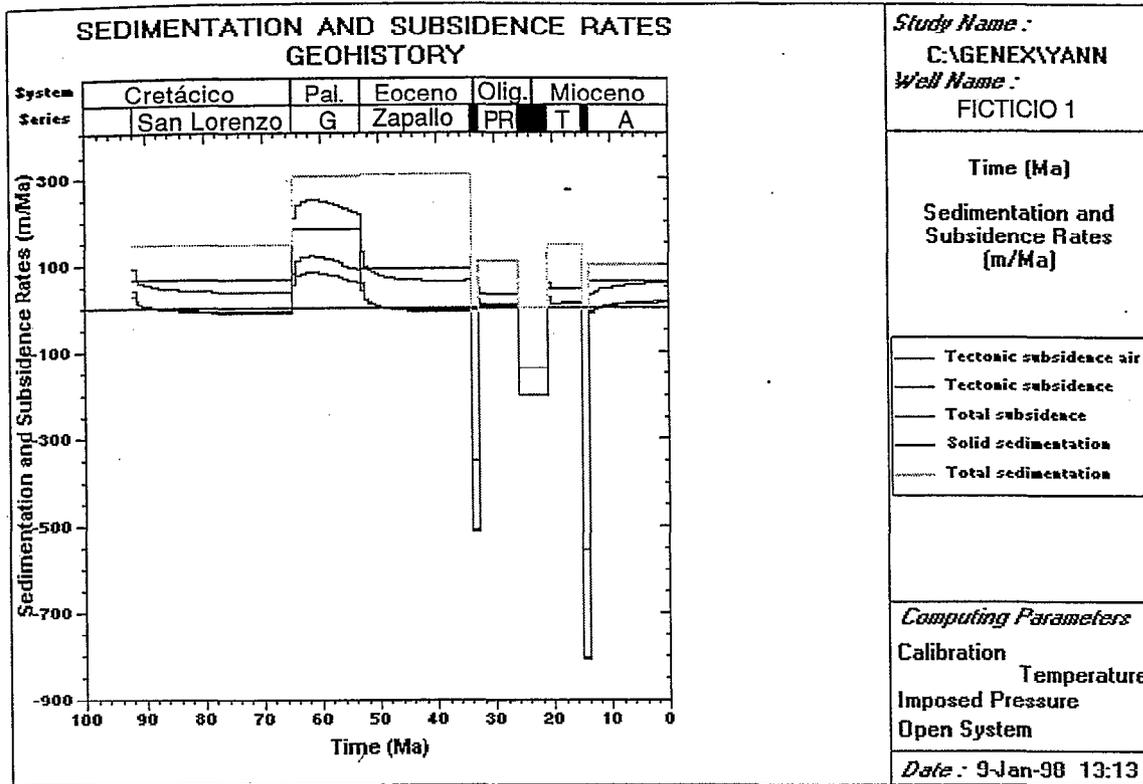




**Leyenda**    .Pal. = Paleoceno      PR = Playa Rica      ■ = Erosión  
                  Olig. = Oligoceno      G. = Guayaquil      □ = Depositos condensados ("onlap surface")

**FIG 27 : TASAS DE SEDIMENTACION Y DE SUBSIDENCIA DEL POSO CALCETA 1**





**Legenda**

|                   |                 |                                             |
|-------------------|-----------------|---------------------------------------------|
| Pal. = Paleoceno  | PR = Playa Rica | ■ = Erosión                                 |
| Olig. = Oligoceno | T = Tosagua     | □ = Depositos condensados ("onlap surface") |
| G = Guayaquil     | A = Angostura   |                                             |

**FIG 28 : TASAS DE SEDIMENTACION Y DE SUBSIDENCIA DEL POZO FICTICIO 1**



La segunda fase de hundimiento ocurre durante el Mioceno inferior - Mioceno Medio inferior que corresponde al ciclo sedimentario de la formación Tosagua, es decir a la megasecuencia M 2. Las tasas de sedimentación van de 50 m/Ma hasta 400 m/ Ma. Esta fase se acaba por un periodo de levantamiento en la base del Mioceno Medio, expresado en las secciones sísmicas por una superficie de erosión regional al contacto de las formaciones Tosagua y Angostura.

La tercera fase de hundimiento que se extiende desde el Mioceno Medio hasta el Mioceno superior, corresponde a las megasecuencias M3 y M 4. En el Mioceno Medio, se desarrolla un periodo de hundimiento durante la depositación de la formación Angostura (base de la megasecuencia M 3) con tasas de sedimentación que van desde 100 m/Ma hasta 300 m/Ma. En el Mioceno superior - Plio-Pleistoceno, la formación Onzole (tope de la megasecuencia M 3 y base de la megasecuencia M 4) marca el principio del relleno de la cuenca con tasa de sedimentación baja (<50 m/Ma).

### **3.3 - CRONOLOGÍA Y ETAPAS DE DEFORMACIÓN EN LA CUENCA MANABI**

A partir de los estudios de subsidencia y sedimentación y del análisis de las secciones sísmicas de las estructuras mayores, se ha podido definir 5 fases tectónicas en la cuenca Manabi.

#### **3.3.1 - Fase 1 : Cretácico superior - Paleoceno inferior**

La primera fase tectónica que se observa en la cuenca de Manabi esta fechada del fin del Cretácico - principio del Paleoceno inferior. Esta fase inicio el desarrollo de las estructuras Flavio Alfaro y Ricaurte.

En la estructura Flavio Alfaro, esta fase se marca por el inicio de un pliegue por propagación de falla. Los depósitos cretácicos de la parte alta del pliegue están erosionados por la base del Paleoceno superior (Fig. 24).

En el lado norte de la estructura Ricaurte, esta fase se marca por una superficie de "onlap" a veces erosiva que indica que se ha producido un basculamiento de la estructura hacia el Norte (Fig. 23).

#### **3.3.2 - Fase 2 : Paleoceno superior - Eoceno inferior**

Esta segunda fase tectónica reactiva las estructuras Flavio Alfaro y Ricaurte.

En la estructura Flavio Alfaro, esta fase se marca por la deformación de los depósitos paleocenos. La estructura esta sellada por los depósitos del Eoceno que erosionan la parte alta de la estructura (Fig. 24).

En la estructura Ricaurte, esta fase se marca por una superficie de "onlap", a veces erosiva, que indica que se ha producido un nuevo basculamiento hacia el Norte (Fig. 23).

### **3.3.3 - Fase 3 : Eoceno superior - Oligoceno Inferior**

Esta tercera fase tectónica se marca por una fuerte superficie de erosión regional y por la reactivación de las estructuras Ricaurte y Flavio Alfaro. Ambas estructuras muestran una deformación de los depósitos del Eoceno, sellada por los depósitos de la base del Oligoceno (Fig. 23 y Fig. 24).

### **3.3.4 - Fase 4 : Oligoceno superior - Mioceno inferior**

La cuarta fase tectónica se marca de la misma manera que la tercera. Se trata de una fuerte superficie de erosión y de la reactivación de las estructuras Ricaurte y Flavio Alfaro que deforman los depósitos del Oligoceno (Fig. 23 y Fig. 24).

### **3.3.5 - Fase 5 : Mioceno Medio inferior**

Esta fase se marca por una superficie de erosión regional sobre la cual se encuentran materiales mucho más gruesos que vienen de la Cordillera Occidental del Ecuador.

Es la última fase observable en las secciones sísmica, pero sin reactivación de las estructuras antiguas (Fig. 23 y Fig. 24).

## CONCLUSIONES

El estudio de las cuencas costeras neogenas del Ecuador que se realizó durante el año 1997 a partir de una compilación de datos disponibles en los archivos de PETROPRODUCCIÓN, de la interpretación de numerosas secciones sísmicas, y de varias campañas de geología de campo nos ha permitido :

### **1 - proponer una nueva definición de las secuencias tectono-sedimentarias neogenas (litología, estratigrafía, sedimentología ; fig. 3 y fig. 20)**

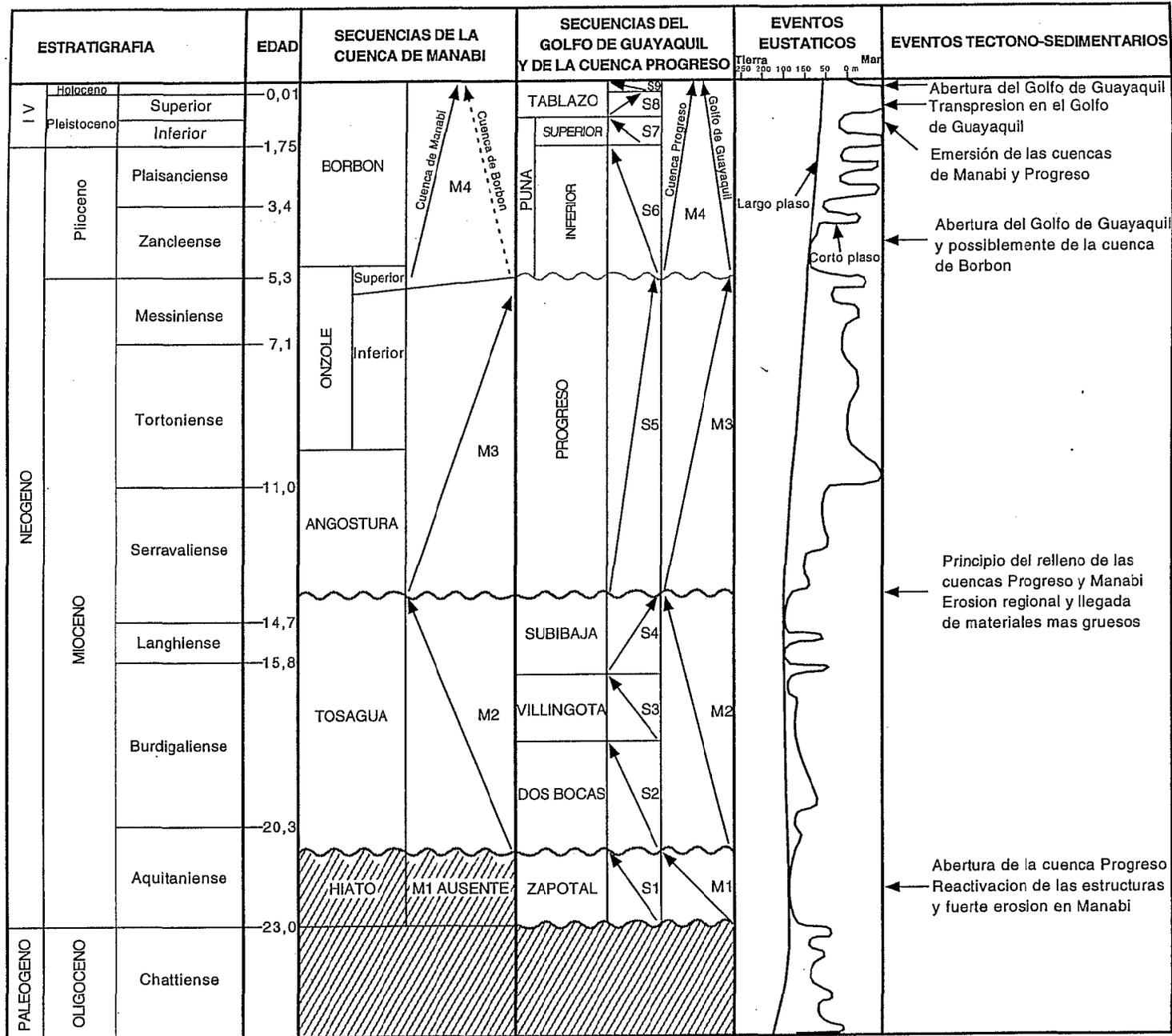
En las cuencas del Sur de la costa ecuatoriana (Golfo de Guayaquil y cuenca Progreso), se observan 4 megasecuencias tectono-sedimentarias (Fig. 29). Las dos primeras secuencias corresponden a la etapa de abertura de la cuenca Progreso y las dos últimas a la etapa de relleno de esta cuenca. En la última megasecuencia, se abre el Golfo de Guayaquil en el Pleistoceno inferior.

En las cuencas del norte de la costa ecuatoriana (Manabí y Borbón), los depósitos neógenos son más reducidos. Se observan solamente 3 megasecuencias que tienen la misma edad que las tres últimas megasecuencias de la parte Sur (Fig. 29). Falta la primera secuencia del ciclo neógeno (formación Zapotal en la parte Sur) que corresponde ahí a un hiato sedimentario.

### **2 - determinar la geometría y cinemática de la deformación en el golfo de Guayaquil y en la cuenca de Manabí (fig. 7 a 12, fig. 22 a 24, y Anexo I)**

En el Golfo de Guayaquil, se observan estructuras neógenas extensivas Norte-Sur (Estructura Posorja, fig. 8 ; estructura Esperanza fig. 9) y transpresivas Oeste-Este (Estructura Tenguel, fig. 10 ; estructura Amistad, fig. 11). El Golfo de Guayaquil corresponde a una cuenca "Pull-apart" que se abre a lo largo de la falla de rumbo dextro Dolores-Guayaquil. Esta abertura se debe al movimiento hacia el Norte del bloque costero ecuatoriano relacionado a la subducción oblicua de la placa litosférica Nazca debajo de la placa litosférica Sur-América. El relleno rápido de esta cuenca por depósitos deltaicos pleistocenos provocó fenómenos diapíricos arcillosos en la parte más distal del Golfo, cercana del borde de la plataforma.

En la cuenca de Manabí, las estructuras son más antiguas : afectan a sedimentos del Cretácico-Paleoceno. Se observan fallas de orientación N 10 - N 20 que forman estructuras en flor compresivas (fig. 24, Anexos II y III) y fallas normales N 100 - N110 buzando hacia el sur, que se conectan sobre un nivel de despegue ubicado a una profundidad de 8 000 a 10 000 metros (fig. 23 y Anexo IV). Los depósitos del Neógeno están afectados por la reactivación de fallas más antiguas. La cuenca de Manabí funciona también como una cuenca de tipo "Pull-apart" de edad mucho más antigua que el Golfo de Guayaquil. Ha sido poco reactivada en el Neógeno.



Escale estratigráfica según Odin (1994)  
 Estratigrafía modificada de Benitez (1995)  
 Curva eustatica según Haq et al. (1987)

Fig. 29 : Estratigrafía, Secuencias y evento tectono-sedimentarios del Neogeno de las cuencas costeras ecuatorianas



### **3 - diferenciar y caracterizar las etapas de deformacion**

El importante espesor de los sedimentos del Pleistoceno, en el Golfo de Guayaquil, permiten diferenciar y definir solamente 3 etapas de deformacion desde el Plioceno hasta el Actual :

- 1 - Plio-Pleistoceno : abertura del Golfo de Guayaquil
- 2 - Pleistoceno Superior : transpresión con caída de las tasas de subsidencia
- 3 - Holoceno-actual : subsidencia fuerte y abertura del Golfo de Guayaquil

En la cuenca de Manabi, la espesor delgada de la cubierta sedimentaria nos permite de diferenciar y definir 5 fases de deformacion desde el Cretacico superior :

- 1 - Cretacico superior - Paleoceno inferior : inicio de las estructuras Ricaurte y Flavio Alfaro y superficie de "onlap"
- 2 - Paleoceno superior - Eoceno inferior : reactivación de las estructuras Ricaurte y Flavio Alfaro y superficie de "onlap"
- 3 - Eoceno superior - Oligoceno Inferior : Reactivación de las estructuras Ricaurte y Flavio Alfaro y superficie de erosión regional
- 4 - Oligoceno superior - Mioceno inferior : Reactivación de las estructuras Ricaurte y Flavio Alfaro y superficie de erosión regional
- 5 - Mioceno Medio inferior : Superficie de erosión regional y llegada de materiales mas gruesos.

Una de las grandes incógnitas del Neogeno en la costa ecuatoriana es la geometría de la fosa y del plan de subduccion a lo largo del país. Los primeros resultados de la campana de levantamiento batimetrico PUGU, realizado por el ORSTOM con el barco oceanográfico ATALANTE del IFREMER, permite precisar la morfología del muro interno de la fosa entre 0° y 2° S de latitud. En la figura 30, presentamos una esquema estructural del bloque costero del Ecuador a partir de los resultados de nuestros estudios de las cuencas neogenas y de la batimetría levantada por el ORSTOM. Existen correlaciones entre la topografía de la fosa y la prolongación de las estructuras transversas de la costa. Esto confirme la interacción entre la evolución tectono-sedimentaria de las cuencas neogenas costeras y los fenómenos ligados a la subducción.

Así, después de afinar los conocimientos acerca de las cuencas neogenas costeras, las perspectivas futuras de nuestro estudio serán de correlacionar la evolución tectono-sedimentaria de las cuencas neogenas de la costa con :

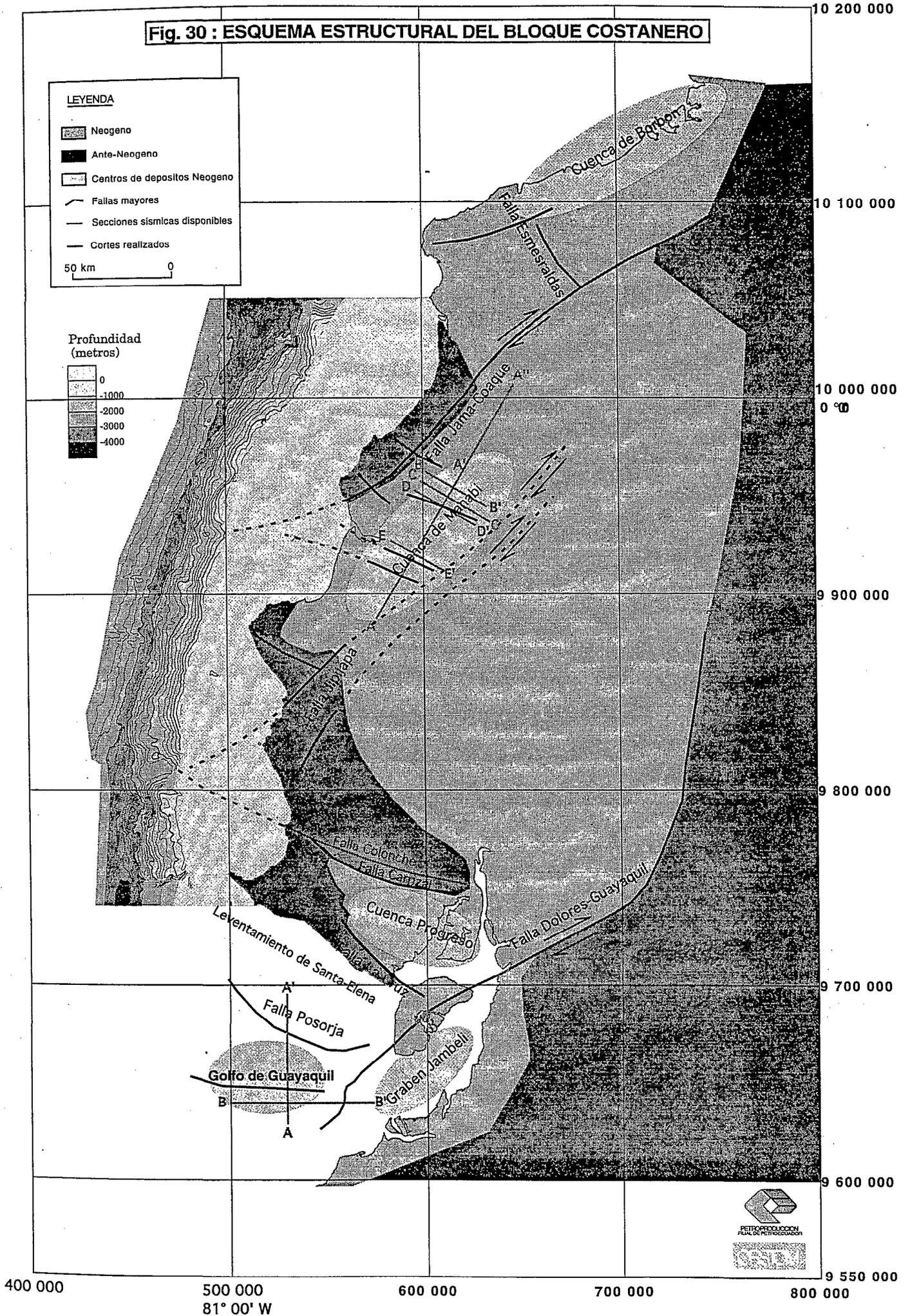
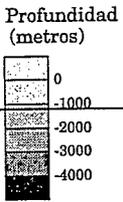
- los fenómenos que se desarrollan a lo largo de la fosa
- las evoluciones tectono-sedimentarias conocidas en las cuencas intra-montañosas y en la cuenca Oriente del Ecuador.

**Fig. 30 : ESQUEMA ESTRUCTURAL DEL BLOQUE COSTANERO**

**LEYENDA**

-  Neogeno
-  Ante-Neogeno
-  Centros de depositos Neogeno
-  Fallas mayores
-  Secciones sismicas disponibles
-  Cortes realizados

50 km 



## BIBLIOGRAFIA

Benitez S. (1986). - Sintesis geologica de la cuenca Progreso-Ecuador ; seccion geologia regional. IV Cong. Ecuat. de G. M. P., Quito Ecuador.

Benitez S., Ronquillo M., Montenegro G., Ordoñez M., Toala G. et Zumba W. (1986). - Sintesis geologica de la cuenca Progreso-Ecuador ; seccion estratigrafia. IV Cong. Ecuat. de G. M. P., Quito Ecuador.

Benitez S. B. (1995). - Evolution géodynamique de la province cotière sud-équatorienne au Crétacé supérieur Tertiaire. *Géologie Alpine* **71**, p. 5-163.

Bianucci G., Cantalamessa G., Landini W., Ragaini L. et Valleri G. (1993). - Fossil assemblages from the Pliocene of Onzole formation (Esmeraldas, NW Ecuador) and their implications in the panamic bioprovince evolution. *docum. Lab. geol. Lyon*, **125**, p. 43-58.

Core Laboratories. (1988). - Stratigraphic and Geochemical analysis Ricaurte 1 well Mañabi Bassin Ecuador. Core laboratories for TEXACO Petroleum Company.

Demets C., Gordon R. G., Argus D. F. et Stein S. (1990). - Current plate motions. *J. of the RAS, DGG and EGS*.

Doehl F. et Kehrer W. (1971). - Die Cayo-Schichten vom locus typicus bei Puerto Cayo (West-Ecuador). *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, **20/21**, p. 21-33.

Evans C. D. R. et Whittaker J. E. (1982). - The geology of the western part of the Borbon Basin, North-West Ecuador. *in* : publ. Geol. Soc. London Spec., éd., trench-forearc Geology, **10**, p. 191-200.

Goosens P. et Rose W. (1973). - Chemical Composition and Age Determination of Tholeiitic Rocks in the Basic Igneous Complex, Ecuador. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **84**, p. 1043-1052.

Goosens P., Rose W. et Flores D. (1977). - Geochemistry of tholeiites of the Basic Igneous Complex of northwestern South America. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **88**, p. 1711-1720.

Haq B. U., Hardenbol J. et Vail P. R. (1987). - Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, **235**, p. 1156-1167.

Jaillard E., Benitez S. et Mascle G. H. (1997). - Les déformations paléogènes de la zone d'avant-arc sud-équatorienne en relation avec l'évolution géodynamique. *Bull. Soc. Geol. France*, **168**, 4, p. 403-412.

Jaillard E., Ordonez M., Benitez S., Berrones G., Jimenez N., Montenegro G. et Zambrano I. (1995). - Basin Development in an Accretionary, Oceanic-Floored Fore-Arc Setting : Southern Coastal Ecuador During Late Cretaceous-Late Eocene Time. *in* : Tankard A. J., Suarez S. R. et Welsink H. J., éd., Petroleum basins of South America, A.A.P.G., **Memoir 62**, p. 615-631.

Juteau T., Mégard F., Raharison L. et Whitechurch H. (1971). - Les assemblages ophiolitiques de l'occident équatorien; nature pétrographique et position structurale. *Bull. Soc. Geol. France*, **105**, p. 1127-1132.

Landes R. W. (1944). - Geologia de la region sur-occidental del Ecuador. *Boll. Inst. sudam. Petr.*, **1**, 3, p. 191-200.

Lebrat M., Mégard F., Dupuy C. et Dostal J. (1987). - Geochemistry and tectonic setting of pre-collision Cretaceous and Paleogene volcanics Rocks of Ecuador. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **99**, p. 569-578.

LITTON. (1986). - The gulf of Guayaquil Basin Study. LITTON RESEARCH GROUP, 1986.

Marks J. G. (1951). - Miocene stratigraphy and paleontology of Southwestern Ecuador. *Bull. Am. Paleont.*, **33**, 139, p. 271-433.

Marksteiner R. et Aleman A. (1991). - Coastal Ecuador technical evaluation agreement. AMOCO.

Marocco R. et Lions R. (1995). - Evolucion tectono-sedimentaria del golfo de Guayaquil desde el Mioceno hasta el reciente. ORSTOM-PETROPRODUCCION, Febrero y Marzo 1995.

Mills S. J. (1967). - Tertiary stratigraphy in coastal Ecuador. *AEOL*.

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). - Bioestratigrafia y Plaeoecologia del Plio-Pleistoceno del Graben de Jambeli. *Tesis de grado de doctora en geologia*, Univ. Universidad de Guayaquil.

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

Ordoñez M., Zambrano I. et Jimenez N. (1988). - Bioestratigrafia del pozo Ricaurte 1. C. E. P. E.

Pichler H. et Aly S. (1983). - Neue K-Ar Alter plutonischer Gesteine in Ecuador. *Zitbl. deutsch. geol. Gesellschaft*, **134**, p. 495-506.

Pilsbry H. A. et Olsson A. A. (1941). - A Pliocene fauna from Western Ecuador. *Proc. Acad. Nat. Sc. Philad.*, **XCI**, p. 1-79.

Romero J. (1990). - Estudio estratigráfico detallado de los acantilados de Machalilla, Provincia de Manabí. *Tesis de grado ingeniero*, Univ. Esc. Sup. Polit. Lit. Guayaquil.

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

Smith. (1947). - Informe geológico y geofísico de la Int. Ecuad. Pet. Co. sobre la concesión Von Buchwald. Ministerio de Energía y Minas.

Toro Alava J. E. (1994). - Geodinámica de la cuenca sedimentaria progreso, provincia del Guayas. *Tesis de grado por la obtención del título de ingeniero geólogo*, Univ. Escuela Politécnica Nacional, Quito.

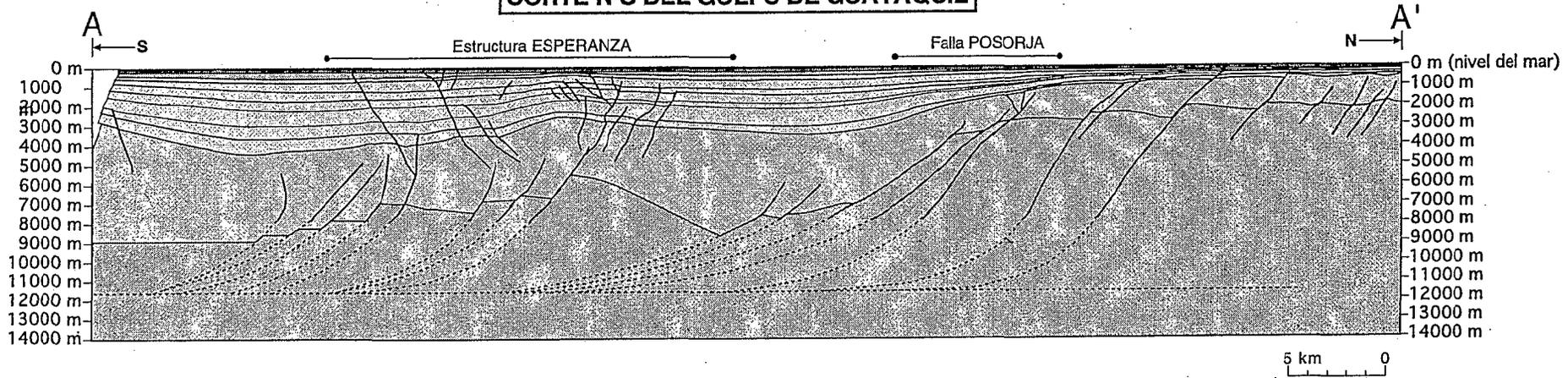
Toro Alava J. E. (1994). - Los conglomerados El Morro : hacia su redefinición. *in* : Ecuador Colegio de Geógrafos del, éd., El contexto geológico del espacio físico ecuatoriano, *Estudios de Geografía*, Quito, **6**, p. 69-76.

Wallrabe-Adams H. J. (1990). - Petrology and tectonic development of the Western Ecuadorian Andes : The Basic igneous Complex. *Tectonophysics*, **185**, p. 163-182.

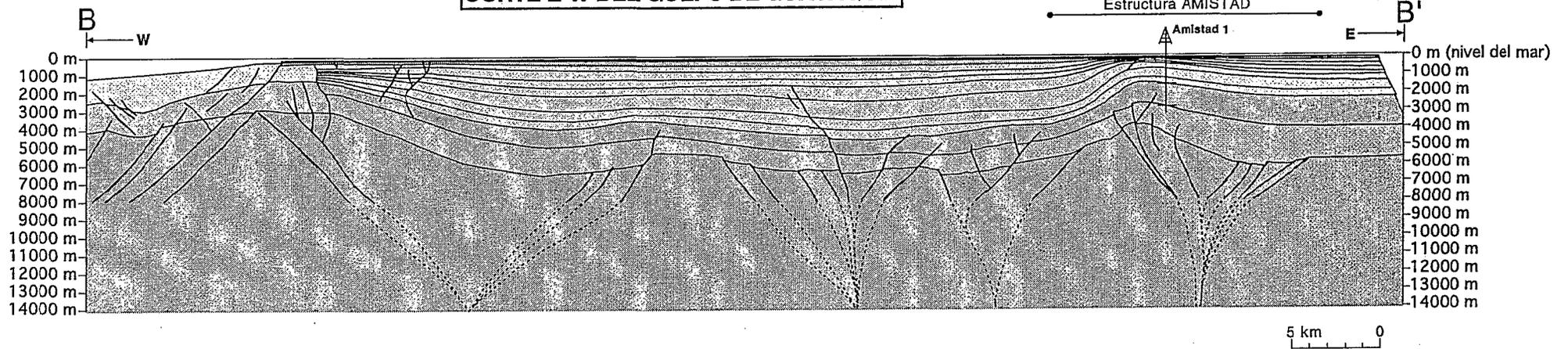
Whittaker J. E. (1988). - Benthic Cenozoic Foraminifera from Ecuador from Ecuador (Coastal area). *Natural History*, Museum British, 194 p. London).

Williams M. D. (1947). - Informes geológicos y geofísicos de la International Ecuadorian Petroleum Co. Concesiones : 1) Daule-Guayas 2) Minero 3) Ecuapetrol manabí. Dir. Min. Petol., Minist. Econ., Quito.

### CORTE N-S DEL GOLFO DE GUAYAQUIL



### CORTE E-W DEL GOLFO DE GUAYAQUIL



- |                      |                                                  |                         |
|----------------------|--------------------------------------------------|-------------------------|
| Holoceno             | Plioceno - Pleistoceno inferior (Formación PUNA) | Neogeno indeterminado   |
| Pleistoceno superior | Mioceno medio a superior (Formación PROGRESO)    | Substrato indeterminado |

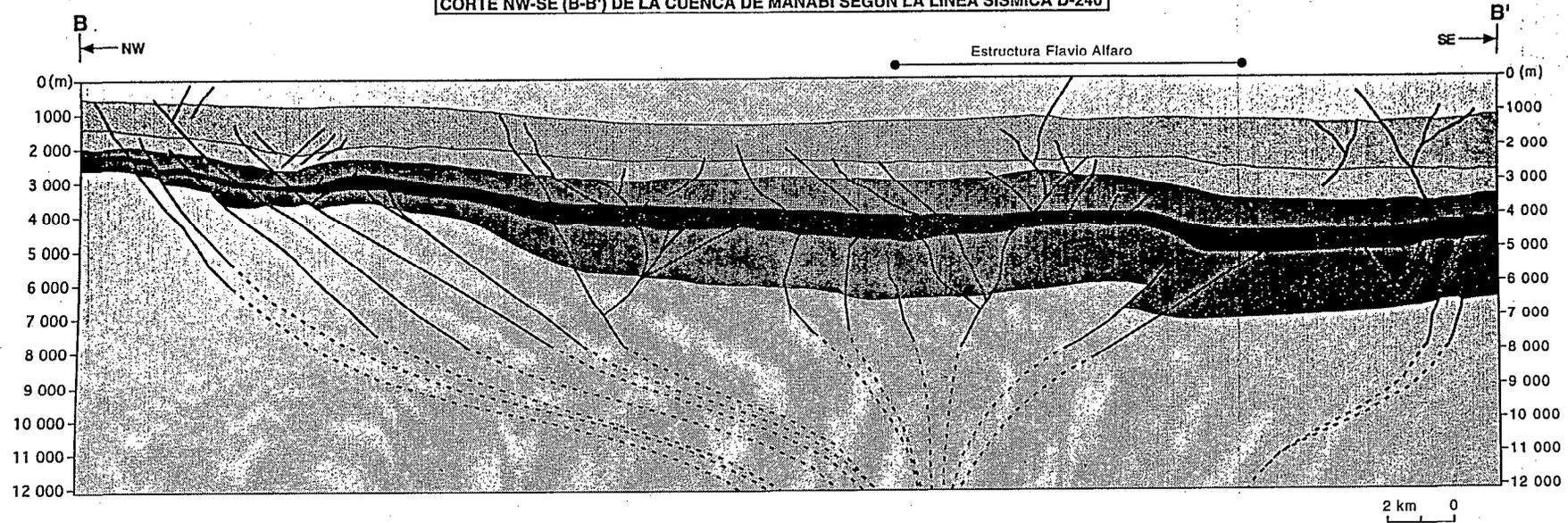
5 km 0

Falla

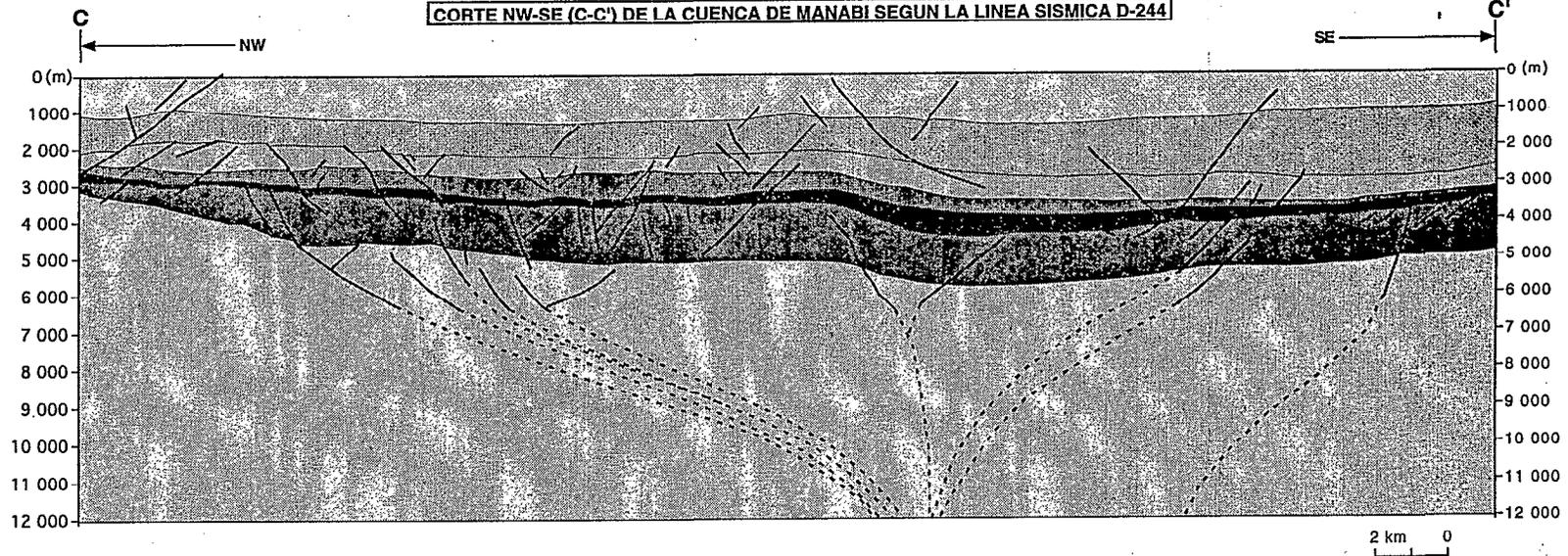
## ANEXO I



**CORTE NW-SE (B-B') DE LA CUENCA DE MANABI SEGUN LA LINEA SISMICA D-240**



**CORTE NW-SE (C-C') DE LA CUENCA DE MANABI SEGUN LA LINEA SISMICA D-244**

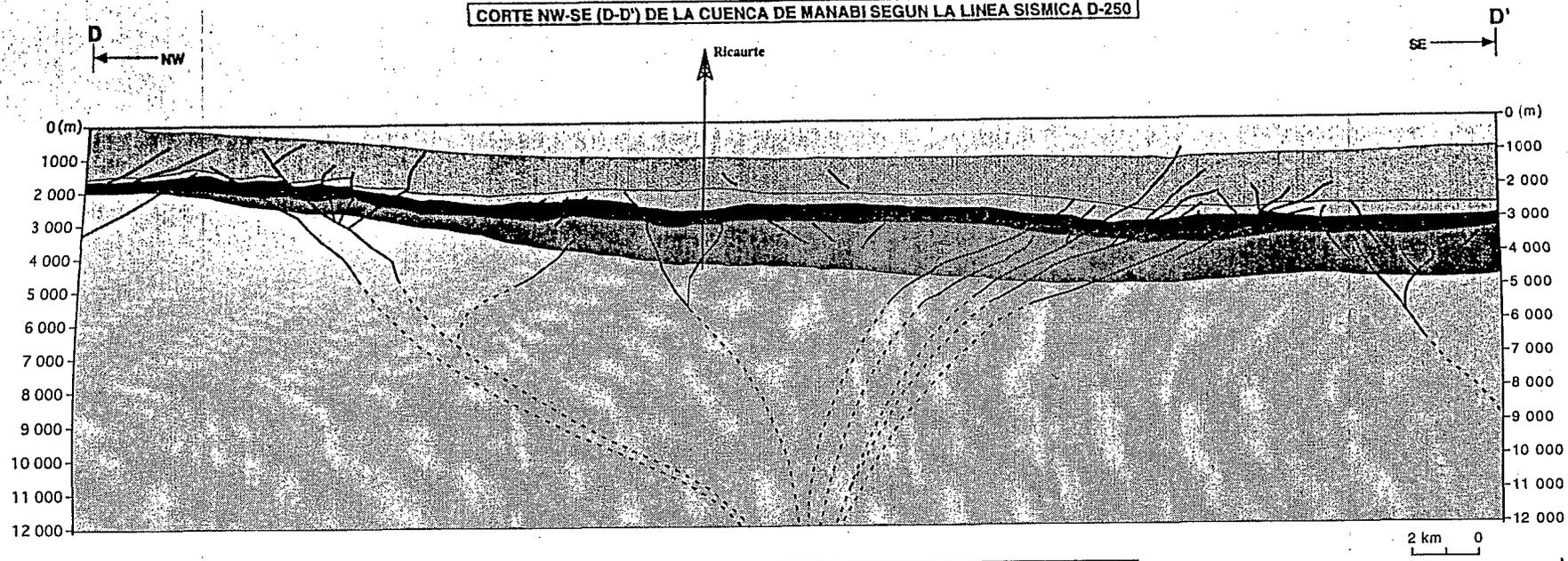


- |  |                                                             |  |                                                          |
|--|-------------------------------------------------------------|--|----------------------------------------------------------|
|  | Formación ONZOLE y ANGOSTURA (Mioceno superior-Pleistoceno) |  | Formación GUAYAQUIL (Paleoceno)                          |
|  | Formación TOSAGUA (Mioceno inferior-Mioceno medio)          |  | Formación SAN LORENZO (Cretacico superior-Maastrichtlen) |
|  | Formación PLAYA RICA (Oligoceno superior)                   |  | Formación PINON (Cretacico)                              |
|  | Formación ZAPALLO (Eoceno)                                  |  | Falla                                                    |

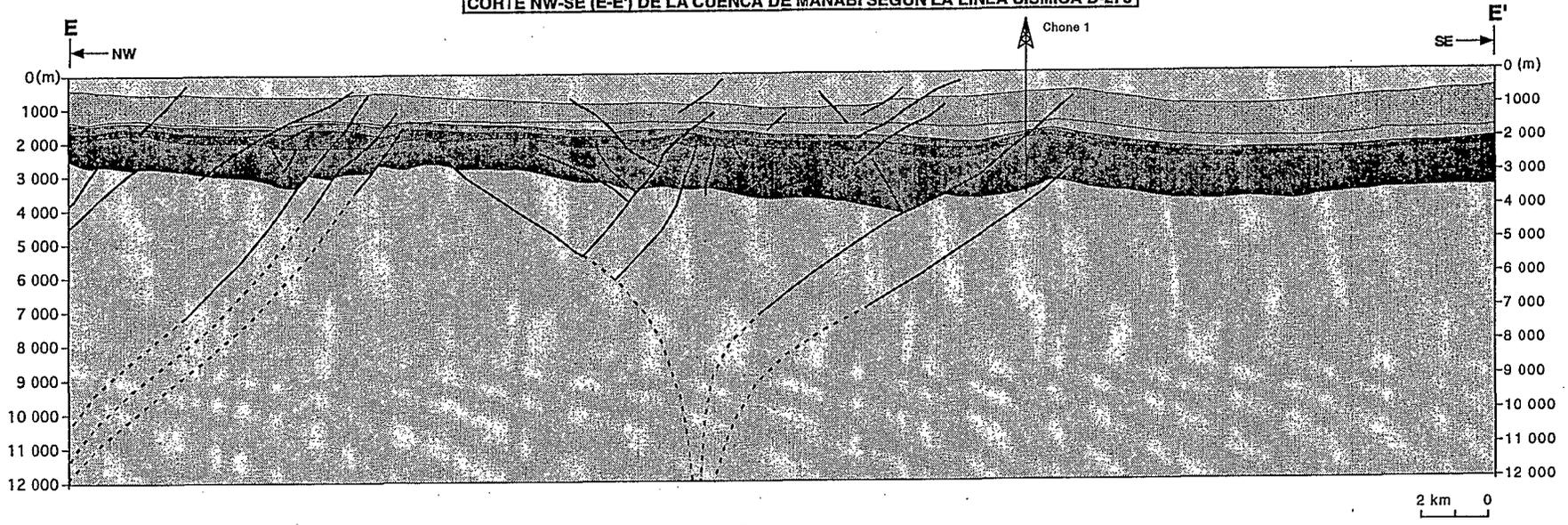
**ANEXO III**



**CORTE NW-SE (D-D') DE LA CUENCA DE MANABI SEGUN LA LINEA SISMICA D-250**



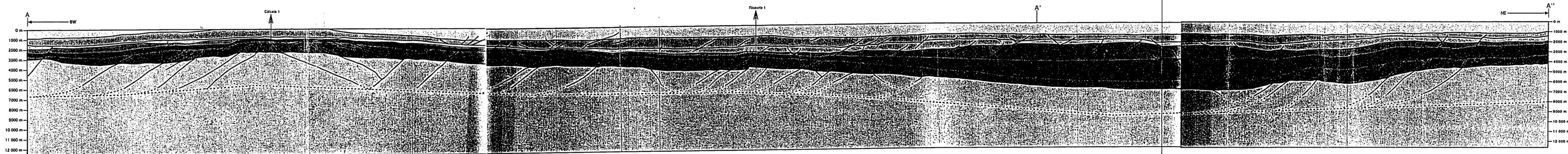
**CORTE NW-SE (E-E') DE LA CUENCA DE MANABI SEGUN LA LINEA SISMICA D-276**



- |                                                               |                                                         |
|---------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------|
| Formación ONZOLE et ANGOSTURA (Miocène supérieur-Pleistocène) | Formación GUAYAQUIL (Paléocène)                         |
| Formación TOSAGUA (Miocène inférieur-Miocène moyen)           | Formación SAN LORENZO (Crétacé supérieur-Maastrichtien) |
| Formación PLAYA RICA (Oligocène supérieur)                    | Formación PINON (Crétacé)                               |
| Formación ZAPALLO (Eocène)                                    | Falla                                                   |



CORTE NE-SW (A-A') DE LA CUENCA DE MANABÍ SEGUN LA LINEA SISMICA D-233



2 km 0



ANEXO II

- |                                                                                                                                                                                                                                                                  |                                                                                                                                                                                                         |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <ul style="list-style-type: none"> <li>Formación ONZOLE y ANGOSTURA (Mioceno superior-Pleistoceno)</li> <li>Formación TOSAGUA (Mioceno inferior-Mioceno medio)</li> <li>Formación PLAYA RICA (Oligoceno superior)</li> <li>Formación ZAPALLO (Eoceno)</li> </ul> | <ul style="list-style-type: none"> <li>Formación QUAYAQUIL (Paleoceno)</li> <li>Formación SAN LORENZO (Cretácico superior-Maastrichtian)</li> <li>Formación PINON (Cretácico)</li> <li>Falla</li> </ul> |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|