

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

FACULTAD DE GEOLOGIA Y PETROLEOS

**MODELO DEPOSITACIONAL DE LA ARENISCA U EN EL
CENTRO-NOROCCIDENTE DE LA CUENCA ORIENTE**

**PROYECTO PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE INGENIERO
GEÓLOGO**

DIANA ELIZABETH RAMIREZ AGUILAR

DIRECTOR: ING. RAMÓN VERA

Quito, Diciembre del 2007

DECLARACIÓN

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

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

DIANA ELIZABETH RAMIREZ AGUILAR

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por Diana Elizabeth Ramírez Aguilar, bajo mi supervisión.

Ing. RAMÓN VERA
DIRECTOR DE PROYECTO

AGRADECIMIENTOS

A la Dirección Nacional de Hidrocarburos y a Petrobrás – Ecuador, por permitir el acceso a la información utilizada en este proyecto.

A José Torres, por ser el mentor y llevar este proyecto a su culminación con sabiduría y paciencia, y porque siempre encontré en él un libro abierto y dispuesto a disolver mis dudas...a pesar de la distancia y el tiempo.

Al Ing. Ramón Vera por guiarme con buenos consejos y frases que me motivaron siempre a seguir adelante con mis sueños.

Al Ing. Marco Rivadeneira, por ser un excelente académico, un ejemplo de honestidad y sencillez, y por siempre tener apertura hacia los estudiantes.

Al Dr. Cristian Vallejo por el tiempo dedicado a la revisión de este proyecto y por sus acertados comentarios y sugerencias.

A mis profesores de la Carrera, Dr. Arturo Egüez, Ing. Pablo Duque, Ing. Galo Plaza, Ing. Bernardo Beate, e Ing. Halina Lachowicz, que inculcaron en mí amor y orgullo por la Geología.

A Carlos Selva, Mónica Hidalgo, Jorge Cisneros, Jaime Rosero, Ericka Calderón, Vicente Velastegui, Andrea Carrión, Verónica Villacís, Miguel Palma, Efraín Gallo, Francisca Mafla, Benito Cabrera, que siempre supieron brindar apoyo ante las necesidades que se presentaron, y estuvieron atentos a mis avances. A Diego Jaramillo por ser un ejemplo a seguir de superación y don de gentes.

A Karina, Kathy y Jenny, por su amistad desde siempre.

A Patricio Salazar, Lilia Peñafiel, Galo Yautibug, por ser mis compañeros y ante todo mis amigos desde el principio de este camino, que hoy comienza una nueva etapa y en la que espero seguir contando con su amistad sincera.

A todos mis compañeros de la Facultad, de ciclos superiores e inferiores, que desde mi ingreso, me hicieron sentir parte de una gran familia, de la que siempre sentí el apoyo y el afecto sincero, y de la que guardo en mi corazón muy gratos recuerdos.

DEDICATORIA

A mis padres, Martha y Jaime, porque gracias a ellos estoy aquí y soy lo que soy, son mi mayor orgullo.

A mis hermanos, Diego y Geovanna, por todo su apoyo y la vida juntos.

A Martinita por enseñarme que los retos que te pone la vida, se superan cada día con un nuevo aprendizaje.

A Santiago que inculcó en mi perseverancia y valor para alcanzar lo que uno quiere y hace de mi una mejor persona cada día.

INDICE GENERAL

CAPITULO 1	Pg.
INTRODUCCION	
1.1 ANTECEDENTES _____	1
1.2 OBJETIVO _____	3
1.3 TRABAJOS PREVIOS _____	5
1.4 METODOLOGIA Y DATOS DISPONIBLES _____	6
1.4.1 METODOLOGIA _____	6
1.4.2 DATOS DISPONIBLES _____	8
1.5 UBICACIÓN DEL AREA DE ESTUDIO _____	9
 CAPITULO 2	
GEOLOGIA REGIONAL	
2.1 GENERALIDADES _____	11
2.2 ESTRATIGRAFÍA GENERAL DE LA CUENCA ORIENTE ECUATORIANA _____	14
2.2.1 PRECÁMBRICO _____	14
2.2.2 PALEOZOICO _____	14
2.2.2.1 Formación Pumbuiza _____	14
2.2.2.2 Formación Macuma _____	14
2.2.3 TRIÁSICO - JURASICO _____	15
2.2.3.1 Formación Sacha y Santiago _____	16
2.2.4 JURÁSICO MEDIO – CRETÁCICO TEMPRANO _____	17
2.2.4.1 Formación Chapiza/Yaupi/Misahuali _____	17
2.2.5 CRETÁCICO _____	18
2.2.5.1 Formación Hollín _____	19

2.2.5.2	Formación Napo	20
2.2.5.3	Formación Tena	25
2.2.6	CENOZOICO	25
2.2.6.1	Formación Tiyuyacu	25
2.2.6.2	Formación Orteguaza	26
2.2.7	NEOGENO Y CUATERNARIO	26
2.2.7.1	Formación Chalcana	26
2.2.7.2	Formación Arajuno	26
2.2.7.3	Formación Chambira	27
2.2.7.4	Formación Curaray	27
2.2.7.5	Formación Mesa	27
2.2.7.6	Formación Mera	28
2.3	MARCO ESTRUCTURAL REGIONAL	28
2.3.1	SISTEMA SUB-ANDINO (DOMINIO OCCIDENTAL)	29
2.3.1.1	Levantamiento Napo	30
2.3.1.2	Depresión Pastaza	30
2.3.1.3	Levantamiento Cutucú	31
2.3.2	DOMINIO CENTRAL: CORREDOR SACHA – SHUSHUFINDI	31
2.3.3	DOMINIO ORIENTAL: SISTEMA INVERTIDO CAPIRÓN – TIPUTINI	32
2.3.4	ETAPAS DE DEFORMACIÓN	32
2.3.4.1	Extensión Pre-Cretácica	32
2.3.4.2	Extensión Napo Basal o Inferior	33
2.3.4.3	Inversión Napo o Superior – Tena Inferior	33
2.3.4.4	Inversión Tiyuyacu Inferior	34
2.3.4.5	Inversión Plioceno–Cuaternario	34

CAPITULO 3

CONCEPTOS BASICOS DE AMBIENTES SEDIMENTARIOS Y ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL

3.1	INTRODUCCIÓN _____	35
3.2	AMBIENTES SEDIMENTARIOS FLUVIALES _____	35
3.2.1	CLASIFICACIÓN DE AMBIENTES FLUVIALES _____	35
3.2.1.1	Ríos de Carga de Fondo de Grano Grueso _____	35
3.2.1.2	Ríos de Carga Mixta _____	36
3.2.1.3	Ríos de Carga Suspendida _____	36
3.2.2	AREAS DE DESBORDAMIENTO _____	37
3.2.2.1	Levees y Crevasse Splays _____	38
3.2.2.2	Llanuras de Inundación _____	38
3.3	AMBIENTES SEDIMENTARIOS COSTEROS Y DE PLATAFORMA _____	38
3.3.1	SEDIMENTOS COSTEROS _____	38
3.3.2	ZONACIÓN DEL PERFIL DE LA LINEA DE COSTA _____	39
3.3.3	MODELOS Y CLASIFICACIÓN COSTERA _____	40
3.3.3.1	Deltas de Ríos _____	43
3.3.3.1.1	Llanura Deltáico _____	44
3.3.3.1.2	Prodelta _____	44
3.3.3.1.3	Frente Deltáico _____	44
3.3.3.2	Costas Siliciclásticas no Deltáicas _____	45
3.3.3.2.1	Lagunas/islas-Barrera _____	45
3.3.3.2.2	Estuario _____	45
3.4	AMBIENTES SEDIMENTARIOS MARINOS DE PLATAFORMA _____	49
3.4.1	MODELOS Y REGIMENES HIDRÁULICOS DE PLATAFORMA _____	50

3.4.1.1	Plataformas Dominadas por Mareas	50
3.4.1.2	Plataformas Dominadas por Oleaje y Tormentas	50
3.4.1.3	Plataformas Dominadas por Corrientes Oceánicas	50
3.4.2	DEPOSITACIÓN DE ARENA DE PLATAFORMA CON DOMINIO DE MAREA	50
3.5	CONCEPTOS GENERALES DE ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL	51
3.5.1	ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL	51
3.5.2	SUPERFICIES ESTRATIGRÁFICAS	52
3.5.2.1	Límite de Secuencia	52
3.5.2.2	No Conformidad	52
3.5.2.3	Conformidad	52
3.5.2.4	Superficie de inundación	52
3.5.2.5	Superficie de Máxima Inundación	52
3.5.2.6	Superficie de Ravinamiento	53
3.5.2.7	Parasecuencia	53
3.5.2.8	Grupo de Parasecuencias	53
3.5.2.9	Secuencia	54
3.5.3	CORTEJOS SEDIMENTARIOS	54
3.5.4	MODELOS DE SECUENCIAS	55
3.5.5	ORDEN DE CICLICIDAD DE LAS SECUENCIAS SEDIMENTARIAS	57
3.5.5.1	Ciclo	57
3.5.5.2	Orden de Secuencia	57
3.6	CONCEPTOS DE ICNOFACIES	59
3.6.1	TIPOS DE ICNOFACIES	59
3.6.1.1	Trypanites	60

3.6.1.2	Teredolites	59
3.6.1.3	Glossifungites	60
3.6.1.4	Skolithos	60
3.6.1.5	Cruziana	61
3.6.1.6	Zoophycos	62
3.6.1.7	Nereites	62

CAPITULO 4

INTERPRETACION DE SECUENCIAS DEPOSITACIONALES

4.1.	INTRODUCCION	64
4.2.	INTEERPRETACIÓN DEL AMBIENTE DE DEPOSITACIÓN	64
4.2.1	CAMPO PATA	66
4.2.1.1	Interpretación de Testigo de Corona	66
4.2.1.2	Descripción Litológica de Ripios de Perforación	67
4.2.1.2.1	<i>Caliza</i>	67
4.2.1.2.2	<i>Arenisca U</i>	70
4.2.1.2.3	<i>Lutita U</i>	73
4.2.1.3	Interpretación de Registros Eléctricos	75
4.2.2	CAMPO PALO AZUL	78
4.2.2.1	Interpretación de Núcleos	79
4.2.2.2	Interpretación de Registros Eléctricos de Pozo	79
4.2.3	CAMPO PUCUNA	83
4.2.3.1	Re-interpretación de Núcleos	83
4.2.3.2	Interpretación de Registros Eléctricos de Pozo	86
4.2.4	CAMPO LAGO AGRIO	89
4.2.4.1	Interpretación de Registro Eléctrico de Pozo	89

4.2.5	CAMPO GUANTA-DURENO _____	92
4.2.5.1	Re-interpretación de Testigos de Corona _____	92
4.2.5.1.1	<i>Guanta 3</i> _____	92
4.2.5.1.2	<i>Guanta 6</i> _____	94
4.2.5.1.3	<i>Guanta 10</i> _____	96
4.2.5.2	Interpretación de Registros Eléctricos de Pozo _____	96
4.2.6	CAMPO SACHA _____	99
4.2.6.1	Re-interpretación de Testigos de Corona _____	99
4.2.6.1.1	<i>Sacha 2</i> _____	99
4.2.6.1.2	<i>Sacha 14</i> _____	101
4.2.6.1.3	<i>Sacha 18</i> _____	103
4.2.6.1.4	<i>Sacha 43</i> _____	105
4.2.6.1.5	<i>Sacha 119, 126, 129 y 132</i> _____	107
4.2.6.2	Interpretación de Registros Eléctricos de Pozo _____	107
4.2.7	CAMPO SHUSHUFINDI – AGUARICO _____	111
4.2.7.1	Re-interpretación de Testigos de Corona _____	111
4.2.7.1.1	<i>Aguarico 4</i> _____	111
4.2.7.1.2	<i>Aguarico 10</i> _____	114
4.2.7.1.3	<i>Shushufindi 70</i> _____	116
4.2.7.1.4	<i>Shushufindi 74</i> _____	118
4.2.7.2	Interpretación de Registros Eléctricos de Pozo _____	119

CAPITULO 5

	MODELO DE DEPOSITACIONAL _____	121
5.1.	INTRODUCCIÓN _____	121
5.2	MODELO DE DEPOSITACIONAL _____	122

CAPITULO 6

CONCLUSIONES _____ 121

CAPITULO 7

RESUMEN BIBLIOGRÁFICO _____ 121

INDICE DE FIGURAS

			Pg.
Figura	1	Mapa esquemático de ubicación	9
Figura	2	Ubicación del área de estudio	10
Figura	3	Columna estratigráfica de la Cuenca Oriente	13
Figura	4	Columna estratigráfica general del Cretácico en la Cuenca Oriente	24
Figura	5	Mapa Tectónico de la Cuenca Oriente	29
Figura	6	Modelo clásico de "point bar" por deposición de un río meándrico	36
Figura	7	Modelo Tridimensional de la distribución de facies de un sistema de canales anastomosados.	37
Figura	8	Esquema mostrando las principales zonas, transiciones y estructuras dentro de la plataforma costera	39
Figura	9	Vista en planta de las costas transgresivas y regresivas	41
Figura	10	Tipos de líneas de costa	41
Figura	11	Diagrama ternario de clasificación para todos los sistemas costeros	42
Figura	12	Modelo de la evolución de los ambientes costeros	42
Figura	13	Principales componentes morfológicos y sedimentarios comunes a los deltas	44
Figura	14	Representación esquemática de un estuario	46
Figura	15	Distribución en un estuario dominado por oleaje	48
Figura	16	Distribución en un estuario dominado por marea	49
Figura	17	Patrón de apilamientos de grupos de parasecuencias	54
Figura	18	Comparación entre los límites de secuencia deposicional y límites de secuencias genéticas	56
Figura	19	Diagrama sinóptico ilustrando el conjunto de icnofacies marinas	60
Figura	20	Esquema de la icnofacies Trypanites	61
Figura	21	Esquema de la icnofacies Teredolites	61
Figura	22	Esquema de la icnofacies Glossifungites	62
Figura	23	Esquema de la icnofacies Skolithos	63
Figura	24	Esquema de la icnofacies Cruziana	64
Figura	25	Esquema de la icnofacies Zoophycos	64
Figura	26	Esquema de la icnofacies Nereites	65
Figura	27	Columna generaliza de las formaciones Hollín y Napo	66
Figura	28	Testigo de Corona - Lodolitas con trazas rellenas de areniscas	70

		Pg.
Figura 29	Testigo de Corona - Areniscas cuarzosas con escasa glauconita	70
Figura 30	Ripio Miembro Lutita U - Wackestone arenoso bioclástico	72
Figura 31	Ripio Miembro Lutita U - Fangolitas	72
Figura 32	Ripio Miembro Lutita U - Fangolita Masiva	73
Figura 33	Ripio Miembro Arenisca U - Areniscas cuarzosas	74
Figura 34	Ripio Miembro Arenisca U - Areniscas con cemento calcítico	74
Figura 35	Ripio Miembro Arenisca U - Asociaciones de grano fino	75
Figura 36	Ripio Miembro Arenisca U - Areniscas calcáreas	75
Figura 37	Ripio Miembro Caliza A - Lodolitas con foraminíferos	76
Figura 38	Ripio Miembro Caliza A - Lodolitas con foraminíferos	76
Figura 39	Ripio Miembro Caliza A - Wackestones/packestones	77
Figura 40	Pozo Tipo del campo Palo Azul	78
Figura 41	Esquema paleogeográfico del campo Pata.	80
Figura 42	Sistema depositacional análogo del campo Pata.	81
Figura 43	Pozo Tipo del campo Palo Azul	84
Figura 44	Esquema paleogeográfico del campo Palo Azul.	86
Figura 45	Sistema depositacional análogo del campo Palo Azul	87
Figura 46	Descripción del testigo de corona Pucuna E	89
Figura 47	Pozo Tipo del campo Pucuna	92
Figura 48	Sistema depositacional moderno análogo del campo Pucuna.	94
Figura 49	Esquema paleogeográfico del campo Pucuna	95
Figura 50	Pozo Tipo del campo Lago Agrio	97
Figura 51	Esquema paleogeográfico del campo Lago Agrio.	99
Figura 52	Descripción del testigo de corona Guanta C	101
Figura 53	Descripción del testigo de corona Guanta E	103
Figura 54	Pozo Tipo del campo Guanta	105
Figura 55	Esquema paleogeográfico del campo Guanta.	107
Figura 56	Sistema depositacional moderno análogo del campo Guanta	108
Figura 57	Modificado de la descripción del testigo de corona Sacha B	112
Figura 58	Descripción del testigo de corona Sacha B	113
Figura 59	Descripción del testigo de corona Sacha C	115
Figura 60	Descripción del testigo de corona Sacha D	117
Figura 61	Pozo Tipo del campo Sacha	120

		Pg.	
Figura	62	Esquema paleogeográfico del campo Sacha.	123
Figura	63	Sistema depositacional moderno análogo del campo Sacha	124
Figura	64	Sistema depositacional moderno para el pozo Aguarico D.	126
Figura	65	Imagen satelital de un depósito moderno de punto de barra mareal.	127
Figura	66	Descripción del testigo de corona Aguarico D	128
Figura	67	Descripción del testigo de corona Aguarico E	130
Figura	68	Descripción del testigo de corona Shushufindi A	132
Figura	69	Descripción del testigo de corona Shushufindi B	133
Figura	70	Pozo Tipo del campo Shushufindi	135
Figura	71	Esquema paleogeográfico del campo Shushufindi.	136
Figura	72	Sistema depositacional moderno análogo del campo Shushufindi – Aguarico	137
Figura	73	Sistema depositacional moderno del campo Sushufindi	138
Figura	74	Ambiente sedimentario para el miembro Arenisca U	139
Figura	75	Prisma de Alto Nivel Temprano y Medio	142
Figura	76	Prisma de Alto Nivel Tardío	143
Figura	77	Prisma de de bajo nivel. (Modificado de Informe Petrobrás, 2006)	143
Figura	78	Intervalo Transgresivo Temprano	145
Figura	79	Intervalo Transgresivo	145
Figura	80	Modelo Depositacional para una Secuencia Elemental de la Formación Napó de la Cuenca Oriente	146
Figura	81	Secuencia sedimentaria tipo para los miembros Lutita U, Arenisca U y Caliza A	147

INDICE DE MAPAS

		Pg.	
Mapa	1/3	Esquema Paleogeográfico para el Intervalo de Prisma de Bajo Nivel	148
Mapa	2/2	Esquema Paleogeográfico para el Intervalo Transgresivo	149
Mapa	3/3	Esquema Paleogeográfico para el Intervalo del Prisma de Alto Nivel	150

INDICE DE TABLAS

		Pg.	
Tabla	1	Orden de ciclicidad de las secuencias sedimentarias	58

ANEXOS

ANEXO – 1 CORTES DE CAMPO

1/7	CORTE N-S CAMPO PATA
2/7	CORTE N-S CAMPO PALO AZUL
3/7	CORTE N-S CAMPO PUCUNA
4/7	CORTE N-S CAMPO LAGO AGRIO
5/7	CORTE N-S CAMPO GUANTA - DURENO
6/7	CORTE N-S CAMPO SACHA
7/7	CORTE N-S CAMPO SHUSHUFINDI - AGUARICO

ANEXO – 2 CORTES REGIONALES

1/4	CORTE A – A´
2/4	CORTE B – B´
3/4	CORTE C – C´
4/4	CORTE D – D´

RESUMEN

El intervalo estudiado, desde el Miembro Lutita U hasta el Miembro Caliza A, de la Formación Napo en la Cuenca Oriente de Ecuador, representa una secuencia genética (Galloway, 1989) de segundo orden, depositada aproximadamente en un lapso de 5.5 Ma durante el Cenomaniano, desde 96 Ma a 90.5 Ma (Vaca, 2004). Esta secuencia está constituida por un prisma de bajo nivel (PBN), un intervalo transgresivo (IT) y un prisma de alto nivel (PAN), y limitada por las superficies de máxima inundación (SMI) que se encuentran: dentro del Miembro Lutita U, que constituye el límite inferior, y la superficie fosfática dentro del Miembro Caliza A, que es el límite superior de esta secuencia.

El Miembro Arenisca U se ha subdividido en tres a cuatro parasecuencias, dependiendo de la ubicación de los pozos dentro del área de estudio. El eje Auca – Sacha – Guanta, representa el límite de las zonas que sufrieron emersión y erosión subaérea, por ende, los pozos al Oeste del mismo, presentan secuencias sedimentarias completas, desde facies de plataforma marina (Miembro Lutita U), facies de playa media a baja (Miembro Arenisca U), y nuevamente facies de plataforma carbonatada (Miembro Caliza A), lo que indica una regresión y una posterior transgresión marina.

La primera parasecuencia corresponde a las facies depositadas durante el prisma de bajo nivel (PBN). Desde la segunda a la cuarta parasecuencias, corresponden a facies depositadas durante el intervalo transgresivo hasta el prisma de alto nivel.

El oleaje es un nuevo agente de transporte y sedimentación que influyó durante la depositación del Miembro Arenisca U y que ha sido considerado en las reconstrucciones paleogeográficas realizadas en este estudio.

Las facies correspondientes al Miembro Arenisca U, dentro del área de estudio, fueron depositadas en un ambiente de playa baja a media, que pasan transicionalmente, hacia el Este, a facies de estuario externo hasta facies de estuario interno.

ABSTRACT

The studied interval, from the U Shale Member to the A Limestone Member, of the Napo Formation in the Oriente Basin of Ecuador, represents a second order genetic sequence (Galloway, 1989), deposited during 5.5 Ma in the Cenomanian, from 96 Ma to 90.5 Ma. This sequence comprises a Lowstand System Track (LST), a Transgressive System Track (TST) and a Highstand System Track (HST), and is limited by the maximum flooding surfaces within the U Shale Member (lower limit), and the phosphatic surface within the A Limestone Member, as the upper limit.

Within the U Sandstone Member, three to four parasequences have been identified, which depends on the well's position within the studied area. The Auca – Sacha – Guanta axis represents the boundary of the zones which suffered subaerial emersion and erosion. Therefore, wells located toward the west side of this axis, present complete sedimentary sequences, from offshore (U Shale Member), to middle - lower shoreface (U Sandstone Member) and offshore facies for the A Limestone Member. These changes indicate a regression followed by a marine transgression.

The first parasequence was deposited during the Lowstand System Track (LST). From the second to the fourth parasequences, corresponding to facies deposited during the Transgressive System Track and the Highstand System Track.

The swell is a new agent of transportation and sedimentation which had influence during sedimentation of the U Sandstone Member. This factor has been considered in the paleogeographic reconstructions.

The facies concerning U Sandstone Member, within the study area, were deposited in the lower to middle shoreface, which change transitionally eastwards to facies from outer estuary to inner estuary facies.

CAPITULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1 ANTECEDENTES

La Cuenca Oriente forma parte del conjunto de cuencas subandinas que se extienden paralelas a la Cordillera Andina, desde Venezuela, al Norte, hasta el Sur de Argentina. La Cuenca Oriente tiene continuidad geológica hacia el Norte en Colombia, donde se denomina Cuenca de Putumayo, y hacia el Sur en Perú, donde se denomina Cuenca de Marañón (Balkwill et al., 1995).

La Cuenca Oriente de Ecuador es una de las cuencas petroleras más prolíficas entre las cuencas subandinas. Las actividades exploratorias se iniciaron a principio de 1920 con trabajos de geología de campo. A finales de los años 30 la Compañía Shell inicia una campaña exploratoria en la Cuenca que llevó, a lo largo de una década, a la adquisición de los primeros datos sísmicos y la perforación de los primeros pozos exploratorios (Tschopp, 1953). En el pozo Tiputini-1, perforado por Shell en 1948 se descubrió petróleo pesado, siendo el primer pozo descubridor en la Cuenca. Sin embargo, el primer descubrimiento comercial no fue efectuado hasta finales de los años 60 por la compañía Texaco, con la perforación del pozo Lago Agrio-1 en 1967. Este descubrimiento abre una etapa de intensa actividad exploratoria cuyo resultado son los principales campos petrolíferos de la Cuenca. Hasta el año 2001, se habían descubierto un total de 102 acumulaciones de petróleo, de las cuales 59 se encontraban en producción (Rivadeneira M. y Baby P, 2004). Entre todos los campos, solamente el campo Shushufindi entra en la categoría de los campos gigantes (si consideramos como gigantes a los campos que han tenido una producción de más de cien mil barriles).

El sistema petrolífero de la Cuenca Oriente es un sistema del Cretácico. La roca madre es de origen marino y se encuentra diseminada en las lutitas y calizas de la

formación Napo. Los reservorios son principalmente las areniscas de las formaciones Hollín y Napo, depositadas en un rango de ambientes que abarcan desde fluvial (f. Hollín) hasta marino somero (f. Napo) (Dashwood y Abbots, 1990). Estas formaciones fueron depositadas en una cuenca marina somera en el que las variaciones relativas del nivel del mar durante el Cretácico jugaron un importante rol en el desplazamiento de la línea de costa y la redistribución de las facies sedimentarias (White et al., 1995; Barragán et al., 2004). La gran mayoría de descubrimientos efectuados son trampas estructurales, en general, estructuras de tipo anticlinal. La creación de estas trampas estructurales se inicia a finales del Cretácico y continua durante el Terciario (Dashwood y Abbots, 1990; Balkwill et al. 1995.).

El concepto exploratorio que se ha venido utilizado en la Cuenca hasta la fecha ha sido el entrampamiento de tipo estructural. Sin embargo, debido a la madurez de este concepto en la Cuenca y al tamaño cada vez menor de las estructuras remanentes aun sin perforar, son cada vez más las compañías que comienzan a considerar, en sus portafolios exploratorios, “plays” de tipo estratigráfico. Un play es la combinación de factores que hacen posible la acumulación de crudo o gas en un área particular (Allaby y Allaby, 2003). Rivadeneira (2004), en una reseña histórica de las actividades exploratorias en la Cuenca, enumera las diferentes posibilidades y las zonas más probables para cada uno de las formaciones del Cretácico. Al no estar relacionadas con las estructuras, que constituyen el rasgo más evidente que se puede observar en una línea sísmica, la detección de acumulaciones de tipo estratigráfico es bastante compleja y requiere como punto de partida, un buen conocimiento de la distribución de ambientes sedimentarios y reservorios dentro de la Cuenca para cada unidad lito-estratigráfica.

Uno de los trabajos mas recientes que incluyen reconstrucciones paleogeográficas a partir de la interpretación de datos de pozo (registros eléctricos, testigos corona) es el de Shanmugam et al (2000). Estos autores muestran unos esquemas paleogeográficos para la formación Hollín en el sector del campo Sacha. En una publicación mas reciente, Barragán et al. (2004) presentan un marco estratigráfico-secuencial y varias reconstrucciones

paleogeográficas para las diferentes areniscas de las formaciones cretácicas (desde la formación Hollín hasta el miembro Basal Tena).

La Compañía Petrobrás, a través de su subsidiaria Ecuador TLC, operadora del Bloque 18, inicio en el año 2005 un estudio sedimentológico y estratigráfico para caracterizar los reservorios U y T en el campo Pata y comprender los mecanismos de entrapamiento. El campo Pata, descubierto en el año 1998 con la perforación del pozo Pata-1, es un entrapamiento de tipo estratigráfico para todos los reservorios productores (Arenisca U, T y Basal Tena). El reservorio Arenisca U se caracteriza, en este campo, por areniscas glauconíticas, de escaso espesor y continuidad lateral, y bajas porosidades y permeabilidades.

Las reconstrucciones paleogeográficas de Barragán et al. (2004) muestran, para la zona del Bloque 18, el desarrollo, durante la caída del nivel del mar que precedió la depositación del miembro Arenisca U, de un sistema de valles incisos que evolucionó posteriormente, durante la subida relativa del nivel del mar, a un conjunto de sistemas estuarinos. Según estas reconstrucciones, la Arenisca U debería presentar, en el Bloque 18, facies sedimentarias típicas de un sistema estuarino como canales y barras de marea. Por lo tanto, los estudios llevados por Petrobrás, han puesto en evidencia, que existen divergencias con estas reconstrucciones para este sector de la Cuenca. Adicionalmente, la existencia del campo Pata prueba la validez del concepto de “play” estratigráfico sospechada por Rivadeneira (2004) para la zona Centro-Oeste de la Cuenca Oriente.

1.2 OBJETIVOS

El presente estudio pretende revisar las reconstrucciones paleogeográficas para el Arenisca U propuestas por Barragán et al. (2004). Debido a las limitaciones temporales y logísticas, se restringe esta revisión a una parte de la Cuenca (figura 1). Los estudios sedimentológicos y estratigráficos llevados a cabo por Petrobrás son el punto de partida para este trabajo. Estos datos y sus conclusiones, no

disponibles para Barragán et al. (2004), permiten proponer una interpretación alternativa en términos de facies sedimentarias y ambientes depositacionales para algunos de los testigos de corona y registros eléctricos recopilados durante este estudio. Este objetivo final, que será sintetizado en mapas paleogeográficos y varios cortes crono-estratigráficos, requiere una serie de pasos u objetivos intermedios que se detallan a continuación:

- i) Recopilación de toda la información posible existente total o parcial, tanto en los archivos de Petrobrás (datos del Bloque 18 y datos obtenidos en licitaciones/evaluaciones de bloques), como de la Dirección Nacional de Hidrocarburos y datos de carácter público (como publicaciones o comunicaciones en revistas nacionales e internacionales).
- ii) Revisión de las descripciones de núcleos disponibles y homogenización los criterios de revisión e interpretación.
- iii) Identificación de las litofacies sedimentarias en los registros eléctricos. Se pretende deducir, a partir de la sucesión vertical de los mismos, los paleoambientes sedimentarios del miembro Arenisca U.
- iv) Proponer la(s) secuencia(s) sedimentaria(s) tipo que incluya(n) el miembro Arenisca U.
- v) Identificación de las superficies con valor “crono-estratigráfico” en los registros de pozo. Utilizando estas superficies, realizar correlaciones estratigráfico-secuenciales que permitan entender las variaciones laterales de los ambientes de depositación y la geometría de los cuerpos sedimentarios en el intervalo del miembro Arenisca U.
- vi) Síntesis de las observaciones/interpretaciones en un conjunto de mapas paleogeográficos que muestren la distribución de ambientes sedimentarios dentro del miembro Arenisca U en el área de estudio. Se utilizarán imágenes satélites provenientes de sistemas depositacionales modernos que pueden ser considerados como análogos al miembro Arenisca U.

1.3 TRABAJOS PREVIOS

El conocimiento sobre la geología de la Cuenca Oriente ha ido avanzando, a lo largo del siglo XX, en varias etapas. La primera etapa, asociada a los inicios de la exploración petrolera en la Cuenca, presenta un esbozo general de la geología de la Cuenca a partir de trabajos de geología de superficie. En esta etapa destaca el trabajo pionero de Watson y Sinclair (1927). La segunda etapa esta sintetizada en la publicación de Tschopp (1953). En esta etapa hay un avance importante en el conocimiento de la geología de la Cuenca, en la que se definen los grandes rasgos estructurales y estratigráficos, gracias a los levantamientos cartográficos efectuados de manera sistemática por los geólogos de Shell y sobre todo, gracias a la incorporación de los datos proporcionados por los primeros pozos exploratorios.

La etapa mas reciente y que correspondería a los últimos 30 años, esta asociada al descubrimiento de yacimientos comerciales por Texaco a finales de los años 60 y el inicio de una intensa actividad exploratoria y de desarrollo. En este periodo han aparecido trabajos orientados hacia la industria que han intentado, con los datos proporcionados por los sondeos petroleros, hacer síntesis sobre el sistema petrolero de la Cuenca Oriente (Dashwood y Abbotts, 1990), y determinar los principales rasgos estructurales a partir de la interpretación de datos sísmicos (Balkwill et al., 1995), o los modelos depositacionales para los reservorios Cretácicos a los que además se les aplican criterios de sedimentología de facies y estratigrafía secuencial (White et al., 1995). Algunos trabajos han estado centrados en el estudio específico del campo Sacha como Canfield *et al.* (1982), que presentan una síntesis de este campo, o Shanmugam et al. (2000), que definen los procesos sedimentarios y los ambientes depositacionales para los reservorios.

Existen también numerosos trabajos de carácter académico, a veces auspiciados por entes de investigación extranjeros, relacionados al conocimiento de la geología de la Cordillera Andina (Faucher y Savoyat, 1973) o la sedimentología y estratigrafía a partir de la integración de datos de pozo y afloramientos (Jaillard,

1997 y Baldock, 1982). Un ejemplo interesante de esta cooperación entre entes nacionales y extranjeros ha sido la reciente publicación en el año 2004 del libro “La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo”, recientemente publicado por el *Institut de Recherche pour le Developement* francés, con el auspicio de Petroecuador y varias empresas privadas. Este libro, editado por Baby P. Rivadeneira M. y Barragán R., contiene numerosos artículos que constituyen, quizás, uno de los avances más significativos en el conocimiento general sobre la Cuenca Oriente.

La intensa actividad exploratoria y de desarrollo en las últimas décadas ha supuesto también un impulso en los medios universitarios. La mayoría de Universidades y Escuelas Politécnicas del País han podido ofrecer a sus estudiantes temas de investigación, basados a veces en aspectos puntuales de un campo o un bloque o, de escala regional, todos ellos enfocados a mejorar el conocimiento. La lista de trabajos es demasiado extensa para ser incluida aquí, aunque algunos de los más significativos aparecen citados en el texto.

1.4 METODOLOGÍA Y MATERIAL UTILIZADO

1.4.1 METODOLOGÍA

La metodología que se ha seguido en este estudio se puede desglosar en los siguientes pasos que se detallan a continuación:

- *Recopilación de información.* La primera fase de este estudio consistió en recopilar toda la información geológica disponible sobre el área de estudio. Esta información proviene esencialmente de publicaciones e informes inéditos. En lo que se refiere a información disponible en formato digital, ésta se ha obtenido mayoritariamente de los archivos de Petrobrás, Internet y puntualmente de la DNH.
- *Interpretación petrofísica.* Carga de los registros eléctricos de pozo en formato ASCII y/o LAS en Petcom Powerlog, un programa de interpretación

petrofísica para plataforma PC. Una vez cargados los datos, se ha aplicado un control de calidad sistemático a todos los registros, ajustando las curvas en profundidad paso previo a la computación de curvas de volumen de arcilla y porosidad efectiva para la casi totalidad de pozos.

- *Revisión de topes litológicos.* Para cada pozo se han definido los topes litológicos (tope y base) del Arenisca U y se ha indicado la información adicional disponible, como testigos corona. El objetivo es determinar la litología, sedimentología de facies y paleoambientes del miembro Arenisca U.
- *Aplicación de conceptos de estratigrafía secuencial.* Se han definido en cada pozo las superficies con valor crono-estratigráfico, utilizándose los conceptos de estratigrafía secuencial aplicados a la interpretación de registros eléctricos (Van Wagoner et al., 1990). Se han definido superficies de inundación, parasecuencias y conjuntos de parasecuencias.
- Integración de registros eléctricos a partir de las tendencias verticales observadas, principalmente utilizando la curva Gamma Ray y, siempre que ha sido posible, otras curvas indicadoras de litología (carbonatadas o siliciclásticas) como son Neutrón, Densidad, Sónico, PEF. Se han definido superficies de máxima inundación y límites de secuencia depositacional.
- *Correlaciones locales y regionales.* Para cada campo analizado se ha efectuado una correlación estratigráfica entre una selección de pozos representativos, entre los que se han correlacionado las superficies con valor crono-estratigráfico. Una vez establecido el marco temporal, se ha intentado para cada corte estratigráfico determinar las variaciones de litología y ambiente sedimentario a través de estas superficies crono-estratigráficas.

- *Determinación de secuencia tipo.* Para cada campo se ha definido una secuencia sedimentaria tipo para la Arenisca U, que a su vez ha sido comparada con la secuencia tipo de los campos vecinos. Este trabajo ha permitido identificar y reducir el número de secuencias tipo a una escala regional.
- *Integración de la información.* La integración de todas las secuencias tipo definidas, cortes estratigráficos, se han integrado para definir, por un lado, el modelo depositacional para la Arenisca U y por otro lado, dentro de cada intervalo de tiempo, las asociaciones de facies sedimentarias.
- *Informe final.* La última fase del estudio ha consistido en la redacción del presente informe, los mapas paleogeográficos y la preparación de una presentación con los resultados del mismo.

1.4.2 DATOS DISPONIBLES

- Registros eléctricos de 160 pozos distribuidos en los siguientes campos: Lago Agrio, Guanta-Dureno, Aguarico, Palo Azul, Pata, Shushufindi, Pucuna, Sacha, Paraíso, Limoncocha, Coca-Payamino, Lobo, Culebra, Yulebra, Yuca, Anaconda y Auca.
- Se revisaron las descripciones de testigos de corona de 30 pozos.
- Se revisaron las descripciones de ripios de perforación de 12 pozos.
- Informes y reportes publicados e inéditos.
- Estos datos se encuentran en los archivos de la Dirección Nacional de Hidrocarburos (Quito), Escuela Politécnica Nacional, Universidad Central del Ecuador y Petrobrás-Ecuador.

1.5 UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

La Cuenca Oriente cubre aproximadamente un área de 100.000 Km², se encuentra localizada entre los Andes al Oeste y el Escudo Guyanés hacia el Este (fig. 1). La Cuenca se extiende hacia el Norte en Colombia (Cuenca de Putumayo) y hacia el Sur en Perú (Cuenca de Marañón).



Figura 1 Mapa esquemático de ubicación (Modificado de Daswood y Abbotts, 1990; Cooper et al., 1995, Rivadeneira y Baby, 1999, Vallejo et al., 2002, Roddaz et al., 2003, en Vaca 2004).

La zona de estudio se ubica al Noroeste de la Cuenca Oriente Ecuatoriana, abarca los campos Lago Agrio, Guanta-Dureño, Aguarico, Palo Azul, Pata, Shushufindi, Pucuna, Sacha, Paraíso, Limoncocha, Coca-Payamino, Lobo, Culebra, Yulebra, Yuca, Anaconda y Auca (fig 2).

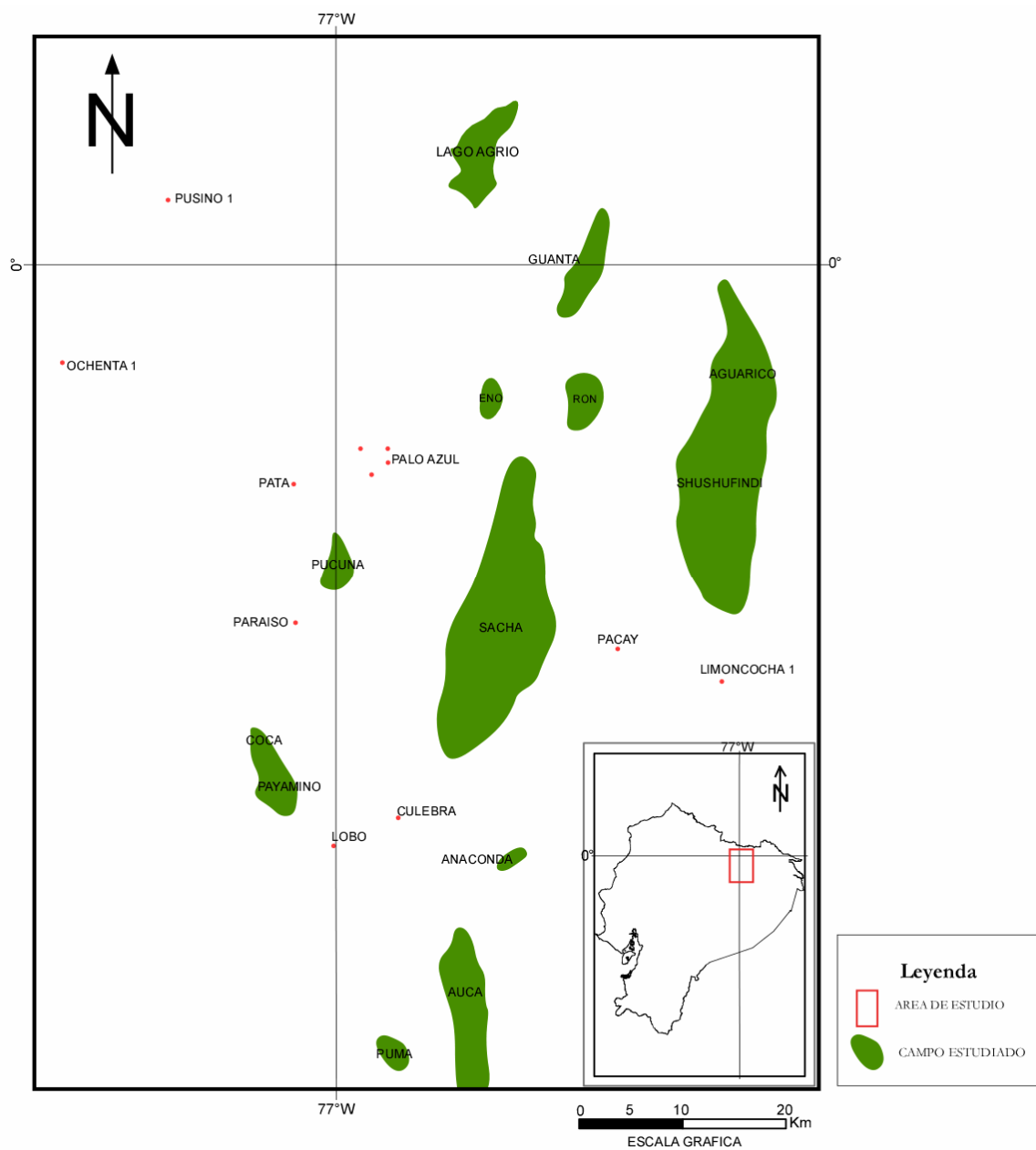


Figura 2. Ubicación del área de estudio.

CAPITULO 2

GEOLOGÍA REGIONAL

2.1. GENERALIDADES

La Cuenca Oriente esta situada al Este de los Andes Centrales del Ecuador. La morfología de la cuenca se caracteriza por relieves relativamente importantes, con alturas comprendidas entre 1000 y 2000 m, como son los relieves subandinos del Levantamiento Napo, al NO, y de la Cordillera del Cutucú, al SO, entre los cuales desemboca el mega-cono aluvial del río Pastaza. La zona amazónica, situada más al Este se caracteriza por presentar relieves muy suaves con elevaciones inferiores a 200 m (Baby et al., 2004).

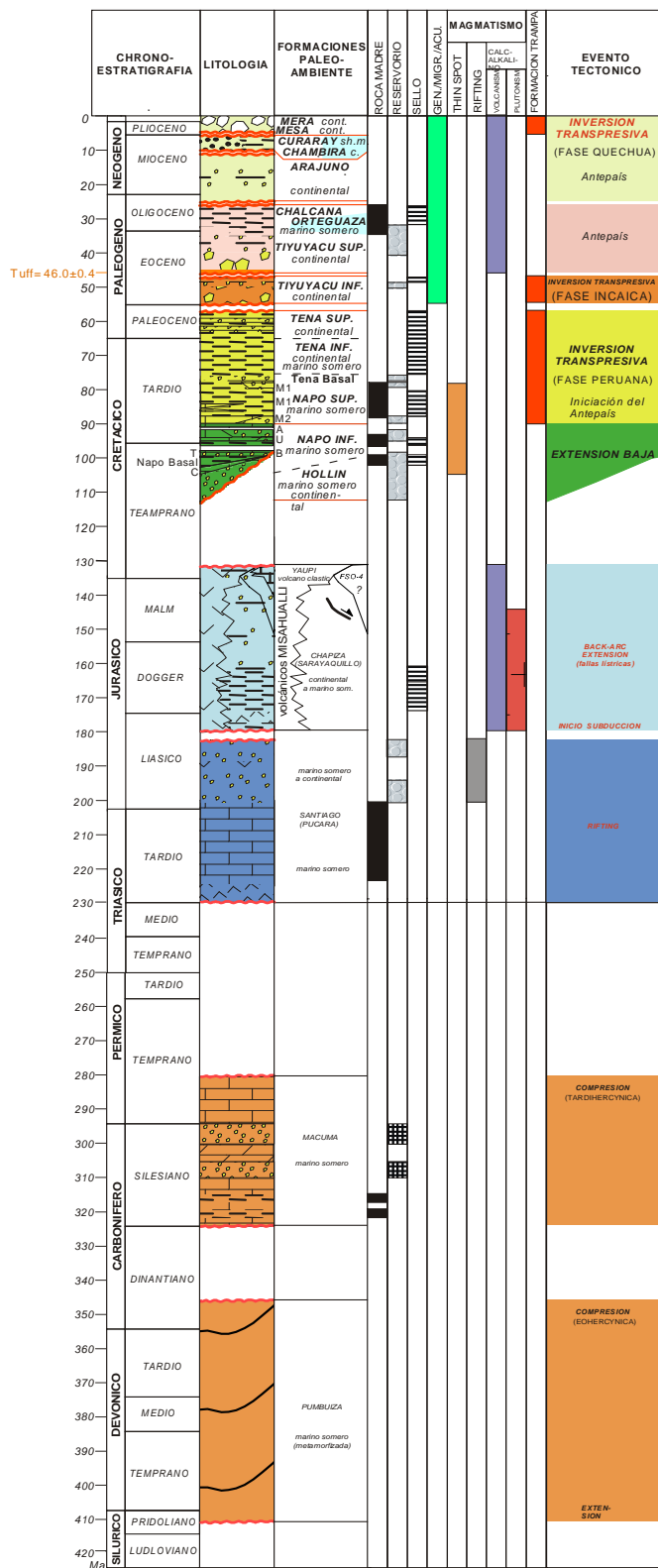
Debido a su situación, al pie de la Cordillera Andina, ha sido tradicionalmente considerada como una cuenca de ante-pais, formando parte del conjunto de cuencas sedimentarias (conocidas también como cuencas subandinas) que se extienden desde Venezuela hasta el Sur de Argentina. Hacia el Este, el límite de la Cuenca Oriente está presente en el subsuelo, en el escudo Precámbrico de Guyana.

Al igual que la mayoría de cuencas subandinas, la posición de la Cuenca Oriente como cuenca de ante-país del Orógeno Andino representa el último episodio en su evolución geodinámica más reciente, iniciado a finales del Cretácico. En el caso de la Cuenca Oriente, las rocas sedimentarias más antiguas indican que su historia se inicia en el Paleozoico con la depositación de los primeros sedimentos en una plataforma marina somera (Tschopp, 1953), en un contexto geodinámico muy diferente del actual. Algunos de los principales rasgos estructurales y sedimentarios que caracterizarán la historia posterior de la cuenca se producen durante desde el Triásico hasta el Jurásico (Diaz et al., 2004).

Durante el Cretácico se produce una trasgresión marina que transformó la Cuenca Oriente en una cuenca marina somera. El Levantamiento de la Cordillera

Andina, iniciado a finales del Cretácico, transformó esta cuenca marina en una cuenca de ante-país. La sedimentación desde finales del Cretácico hasta la actualidad es predominantemente de tipo continental, aunque existe una importante inundación marina durante el Oligoceno Inferior (Christophoul et al., 2004).

La mayoría de las formaciones afloran en el Sistema Subandino. La sección sedimentaria que cubre la cuenca está compuesta por sedimentos marinos y continentales, que tienen edades que van desde el Paleozoico hasta el Holoceno. Esta pila sedimentaria se encuentra sobreyaciendo a un basamento precámbrico. La figura 3 muestra la columna estratigráfica general de la Cuenca Oriente.



Trad. Baby et al. (1999)

Figura 3. Columna estratigráfica de la Cuenca Oriente (Tomado de IRD – Petroproducción, 1999)

2.2. ESTRATIGRAFÍA GENERAL DE LA CUENCA ORIENTE ECUATORIANA

2.2.1. PRECÁMBRICO

El substrato Precámbrico no aflora en el Ecuador, pero ha sido alcanzado por algunos pozos exploratorios perforados en la cuenca (como por ejemplo, Tiputini-1, Parahuacu-1, Atacapi-1, Shushufindi-1, Yuturi-1, Záparo-1, etc.). Esta constituido por esquistos metamórficos y rocas ígneas (Faucher y Savoyat, 1973; Rivadeneira y Baby, 1999) relacionadas con el cratón de Guyana. Una muestra de fondo del pozo Tapi-1 localizado cerca de la frontera con Colombia dio una edad de 1600 ± 48 millones de años (Texeira et al., 1989).

PALEOZOICO

Formación Pumbuiza

Fue definida por Goldschmidt en 1940 (Duque, 2000). Esta formación aflora al Noroeste del cerro Macuma, en el río Llushín y en la Cordillera de Tiririco, consiste principalmente de pizarras grises a negras, en algunos lugares grafíticas, con intercalaciones de areniscas cuarcíticas duras de grano fino y conglomerados de color gris oscuro con clastos subangulares a subredondeados muy compactos y matriz silíceas (Dozy, 1940 en Duque, 2000). Tiene un espesor desconocido. Es sobreyacida por la formación Macuma, el contacto es una discordancia angular, suprayace al basamento cristalino del Precámbrico, el contacto es también una discordancia angular. Son rocas formadas en un ambiente marino de plataforma. Según análisis bioestratigraficos tiene una edad de Silúrico Terminal a Carbonífero Inferior (Goldschmidt, 1941 en Duque, 2000).

Formación Macuma

Esta formación fue definida por Goldschmidt en 1940 (Duque, 2000), está constituida principalmente por niveles masivos de calizas oscuras, de origen

marino, con algunas intercalaciones de areniscas verdes y limolitas grises; y ocasionalmente, intercalaciones de lutitas calcáreas (Canfield et al., 1982).

Christophoul en 1998 (en Baby et al., 1998) realizó un análisis estratigráfico secuencial que condujo a modificar la nomenclatura propuesta por Tschopp (1953). Se distinguen tres miembros relacionados con eventos eustáticos:

Miembro Regresivo Inferior: Consiste de tres secuencias compuestas sucesivamente de arcillas pizarrosas, areniscas y calizas bioclásticas. El tope de este miembro está formado de arcillas rojas que pueden expresar una emersión.

Miembro Transgresivo: Consiste de dos secuencias: la primera conformada por calizas blancas bioclásticas y arcillas pizarrosas. La segunda empieza con areniscas glauconíticas granodecrecientes y termina con arcillas oscuras.

Miembro Regresivo Superior: Consiste de una secuencia de arcillas oscuras, sobreyacida por calizas con trilobites.

La formación Macuma tiene un espesor desconocido. En el Norte del Levantamiento Cutucú, la formación Macuma está en discordancia angular sobre la formación Pumbuiza. El contacto superior es una discordancia angular con la formación Santiago. Esa discordancia aparece también en ciertas secciones sísmicas de la parte Norte de la cuenca (Baby et al., 1998). La edad para esta secuencia es Carbonífero Superior - Pérmico Inferior (Bristow y Hoffstetter, 1977; Tschopp, 1953).

TRIÁSICO-JURÁSICO

Se conocen dos unidades de edad Triásico-Jurásico, la formación Santiago que aflora en la Cordillera de Cutucú, y la formación Sacha, penetrada por el pozo Sacha Profundo-1 (Rivadeneira y Sánchez, 1989). La formación Santiago aflora con facies carbonatadas marinas, mientras que la formación Sacha está

constituida por limolitas y arcillas rojas continentales. Varios autores (Baby et al., 1998; Rivadeneira y Baby, 1999) consideran ambas formaciones equivalentes lateralmente.

Formaciones Santiago y Sacha

Fue definida por Goldschmidt en 1940 (Duque, 2000). Esta formación aflora solamente en la parte Sur de la zona subandina. Sus afloramientos constituyen la mayor parte del Levantamiento de Cutucú, donde fue definida por Tschopp (1953). Hacia el Este consta de conglomerados y brechas de granito y gneiss (Rivadeneira y Sánchez, 1991). Hacia el Oeste presenta un volcanismo intraformacional con presencia de diques, silos e intrusiones verdes porfiríticas, y rocas félsicas, y diabásicas grises y verdes. Los basaltos muestran afinidades calco-alkalinas y toleíticas (Romeuf et al., 1997). Hacia el Norte, en el Corredor Sacha-Shushufindi no está presente, pero se encuentra la formación Sacha (Rivadeneira y Sánchez, 1991), esta formación consiste principalmente de arcillolitas y limolitas cuarzosas, grises con capas y láminas de evaporitas.

Las formaciones Santiago y Sacha están conservadas en los grabens o semi-grabens del Corredor Sacha-Shushufindi y del Levantamiento Cutucú, erosionados y sellados por las formaciones Chapiza, Yaupi u Hollín (Baby et al, 1998).

La base de la formación Santiago está en discordancia angular con la formación Macuma y el contacto con los sobreyacentes sedimentos continentales rojos de la formación Chapiza en el Este, es discordante. En el Oeste, está sobreyacida directamente en discordancia por rocas Albíanas de la formación Hollín (Baldock, 1982).

Según palinomorfos, la formación Sacha tiene una edad de Triásico Tardío (Baby et al., 1998) y la formación Santiago está datado por amonites y bivalvos de edad Hettangiano Tardío a Sinemuriano Tardío (Geyer, 1974; Pavia et al., 1992; Aspden and Ivimey-Cook, 1992; Jaillard, 1997, Romeuf et al., 1997, Gaibor et al., 2007).

JURÁSICO MEDIO – CRETÁCICO TEMPRANO

Esta representado por las formaciones Misahuallí, Chapiza y Yaupi, las mismas que pertenecen al ciclo tectono-sedimentario que fue controlado por el arco volcánico jurásico de orientación NNE-SSW, conocido desde Perú hasta Colombia (Romeuf et al. 1995 *en* Baby et al., 1998).

Formación Chapiza / Yaupi /Misahualli

La formación Chapiza fue definida por Goldschmidt (en Duque, 2000), la formación Yaupi por Baby et al. (1998); y la formación Misahualli por Goldschmidt (en Tschopp, 1948).

Existen afloramientos de la formación Chapiza en el Levantamiento Cutucú. Está formación esta constituida esencialmente por facies detríticas rojas, depositadas en un ambiente continental seco o desértico, con pequeñas incursiones marinas locales.

Tschopp (1953) distingue tres miembros:

- *Miembro Chapiza Inferior*: consiste en una alternancia de lutitas y areniscas de color gris, rosado y violeta, y evaporitas.
- *Miembro Chapiza Medio*: consiste en una alternancia de lutitas, areniscas y conglomerados de color rojo pero sin evaporitas.
- *Miembro Chapiza Superior*: comprende alternancias de lutitas, areniscas y conglomerados de color rojo, y también areniscas feldespáticas, tobas de color gris, verde y violeta, areniscas tobáceas, brechas y basaltos. Rivadeneira y Baby (1999) asignan a los materiales que constituyen este miembro en la parte Norte de la cuenca, la categoría de formación, proponiendo el nombre de formación Yaupi.

El pozo Tambococha-1 penetra una serie carbonatada que se denominó formación Tambococha. Díaz et al. (2004) indica que se trata de un equivalente lateral de la formación Chapiza, de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior.

La formación Misahualli aflora en el Alto Napo y hacia el Oeste de la Cordillera del Cutucú. Es un equivalente lateral de los miembros Inferior y Medio de la formación Chapiza (Jaillard, 1997) y probablemente de la formación Yaupi (Rivadeneira y Baby, 1999). Está constituida de tobas riolíticas, basaltos verdes a grises oscuros y traquitas, interestratificadas con pocos sedimentos (Baldock, 1982). Comprende también brechas volcánicas y areniscas volcanoclásticas.

La edad de la formación Misahuallí es Liásico Tardío - Jurásico Superior Temprano (190-150 Ma: Pliensbachiano-Oxfordiano: Aspden et al., 1992; Romeuf et al., 1995 en Baby et al, 1998).

Las formaciones Chapiza, Misahuallí y Yaupi, sobreyacen, en discordancia angular, a la formación Santiago (Jaillard, 1997; Baby et al., 1998). Están subyacidas por la formación Hollín, en discordancia angular y erosiva para las formaciones Chapiza y Misahuallí, y en concordancia para la formación Yaupi (Rivadeneira y Baby, 1999).

CRETÁCICO

Tschopp, (1953) subdivide el relleno de la cuenca cratónica cretácica en tres unidades principales: la formación Hollín (Aptiano-Albiano), la formación Napo (Albiano-Campaniano) y el miembro basal arenoso Tena (Maastrichtiano).

Formación Hollín

Esta formación fue definida por Watson y Sinclair en 1927. Tschopp (1953) subdivide a la formación Hollín en dos miembros litológicos: Hollín Principal o Inferior y Hollín Superior. La principal diferencia es que el miembro Hollín Superior contiene glauconita, mientras que el miembro Inferior está constituido por

areniscas limpias. Jaillard, (1997), propone que el miembro Superior de Hollín debería ser incluido en la formación Napo (como Arena Basal de Napo)

Sin embargo, Villagómez, (1995) divide litológicamente a esta formación en los siguientes miembros:

Arena Inferior: de edad Aptiano Inferior, que corresponde a una arenisca conglomerática (Canfield et al. 1982), que se encuentra únicamente en el relleno sedimentario de un conjunto de valles incisos (White et al., 1995). Su parte basal representa un ambiente estuarino y fluvial distal (Shanmugan et al., 2000). Se lo reconoce en registros eléctricos por presentar un reservorio de agua salada con baja resistividad (Villagómez, 1995).

Arena Principal: de edad Aptiano Superior – Albiano Inferior, es una serie de areniscas cuarzosas correspondientes a depósitos de llanura de inundación aluvial y depósitos fluviales de tipo entrelazado (*braided*), planicie costera y plataforma marina poco profunda (Toro, 1997, White et al., 1995). Estas arenas provienen del Escudo de Guyana (Jaillard et al., 1997; Shanmugan et al., 2000)

Las areniscas de la formación Hollín reposan en discordancia angular o paraconcordancia sobre las formaciones Jurásicas Chapiza y Misahualli (Baldock, 1982) y sobre las formaciones paleozoicas Macuma y Pumbuiza. La arquitectura de esta formación es depósitos diacrónicos retrogradantes, que se acuñan hacia el Este de la Cuenca Oriente, mientras que hacia el tope tiene un contacto conforme con la Arenisca Napo Basal (Tschopp, 1953; Jaillard, 1997).

Jaillard (1997) definió la edad de esta formación como Aptiano inferior – Albiano Inferior.

Formación Napo

La formación Napo fue definida por Watson y Sinclair en 1927. Se caracteriza por ser una formación heterolítica caracterizada por una alternancia de areniscas cuarzosas a menudo glauconíticas, calizas bioclásticas, bioturbadas y no

bioturbadas, lutitas laminadas y margas depositadas en una plataforma marina somera (Tschopp, 1953; Faucher y Savoyat, 1973; Bristow y Hoffstetter, 1977; Canfield et al., 1982). La edad de esta formación es Albiano Inferior – Cretácico tardío (Jaillard, 1997).

El marcado carácter heterolítico que presenta esta formación, es el resultado de variaciones relativas del nivel del mar, el desplazamiento de la línea de costa y de los diferentes ambientes sedimentarios coalescentes. Los cambios observados dentro de la formación Napo en la zona de estudio son transicionales, especialmente en el Este de la zona, sin existir cambios de litología abruptos (como por ejemplo ocurre entre Hollín y Napo) que justifiquen la asignación de la categoría de formación.

La formación Napo se la ha dividido en miembros usando la nomenclatura con la que Jaillard (1997) define las diferentes litologías en la cuenca Oriente.

- *Miembro Arenisca Basal*: (Albiano medio temprano – Albiano medio tardío (Jaillard, 1997)), comúnmente conocida como Hollín superior. Se la diferencia de Hollín por sus características marinas de acuerdo con Tschopp (1953), Bristow y Hoffstetter (1977) y Jaillard (1997). Comprende areniscas cuarzosas glauconíticas, calizas, margas y lutitas (White et al., 1995).
- *Miembro Caliza C*: (Albiano medio temprano – Albiano medio tardío (Jaillard 1997)). Comprende calizas masivas y lutitas negras, con presencia de glauconita y fosfatos.
- *Miembro Lutitas T*: (Albiano medio – Albiano tardío (Jaillard, 1997)), lutitas negras no calcáreas ricas en material orgánico que evolucionan a tope a calizas fosilíferas intercaladas con niveles de areniscas glauconíticas.

- *Miembro Arenisca T*: está en discordancia sobre las Lutitas T. Son areniscas de grano fino a medio, que lateralmente, hacia el Oeste, y hacia tope pasan a glauconíticas intercaladas con lutitas y calizas margosas (White et al, 1995), formando una secuencia estrato y grano decreciente.
- *Miembro Caliza B* (Albiano tardío (Jaillard, 1997)). Es una secuencia de lutitas carbonatadas y calizas fosilíferas y margosas.
- *Miembro Lutita U* (Cenomaniano temprano (Jaillard, 1997)). Esta unidad está constituida por lutitas laminadas negras, ligeramente calcáreas o no calcáreas (Jaillard, 1997), calizas margosas y calizas arcillosas que pueden, localmente, ser muy potentes.
- *Miembro Arenisca U* (Cenomaniano temprano a medio (Jaillard, 1997)) Es una secuencia estrato y grano-decreciente que reposa en discordancia sobre las Lutitas U. Es una sucesión de areniscas cuarzosas, areniscas glauconíticas de grano fino bioturbadas, lutitas y calizas margosas. Hacia el Oeste, las arenas del miembro U desaparecen pasando a una secuencia de composición predominantemente carbonatada con calizas fosilíferas, bioturbadas, arenosas y glauconíticas que alternan con lutitas o limolitas y delgadas areniscas glauconíticas de grano fino (Jaillard, 1997).
- *Miembro Caliza A* (Turoniano Medio a Turoniano Superior (Ordonez et al.,2006). White et al. (1995) propone subdividirla: la parte inferior se caracterizan por una potente sección de calizas micríticas masivas y laminadas, poco o nada bioturbadas, con cherts y restos de peces, escasos bivalvos y ammonites enanos localmente abundantes. Contiene abundante piritita y poco o nada de glauconita. La parte superior esta constituida por calizas fosilíferas o intraclásticas (Gaibor, 2001). La bioturbación es intensa, contiene abundancia de fósiles (amonites y bivalvos) sugiriendo condensación de la sedimentación. La abundancia de

los cantos fosfáticos al tope indican un depósito de mar abierto y de baja energía (Jaillard, 1997).

- *Miembro Arenisca M-2* (Turoniano tardío? (Jaillard, 1997)). Consiste de una sucesión de areniscas muy finas separadas por finas intercalaciones de lutitas calcáreas en el Este de la cuenca (White et al., 1995). Hacia el Oeste de la cuenca, esta unidad pasa lateralmente a margas arenosas y glauconíticas que culminan con niveles de calizas hacia el tope (Jaillard et al., 1997).
- *Miembro Caliza M-2* (Turoniano tardío (Jaillard, 1997)). Son calizas fosilíferas interestratificadas con lutitas (White et al. 1995), la parte superior está constituida de calizas margosas fosilíferas bioturbadas.
- *Miembro Caliza M-1*(Coniaciano temprano) (Jaillard, 1997). Es una sucesión de calizas, lutitas y margas (Jaillard, 1997). Son de un ambiente de plataforma anóxica carbonatada en la base y al tope es una plataforma anóxica restringida.
- *Miembro Lutita M-1* (Santoniano tardío – Campaniano temprano). Son lutitas negras y grises oscuras ricas en materia orgánica con esporádicos lentes calcáreos o limo-arenosos. (Rivadeneira et al., 1995 en Jaillard, 1997). Es un depósito de ambiente de plataforma marina somera.
- *Miembro Limolita M-1* (Campaniano temprano a Campaniano medio). Este miembro corresponde a las areniscas basales M-1 definidas por Raynaud et al. (1993). Es un depósito que presenta intercalaciones o lentes arenosos, a veces carbonatados. Está interpretado como un depósito de plataforma lodosa / clástica somera de baja energía (Raynaud et al., 1993; Rivadeneira et al., 1995 en Jaillard, 1997).

- *Miembro Arenisca M-1 Inferior* (Campaniano medio) (Raynaud et al., 1993). Son areniscas masivas, gruesas frecuentemente microconglomeráticas a la base (Rivadeneira et al., 1995). Pertenecen a un ambiente fluvial y a canales de marea en un ambiente estuarino (Don Simmons, Geólogo Encana – Ecuador, comunicación personal en Vaca, 2004).
- *Miembro Arenisca M-1 Superior* (Campaniano medio) (Raynaud et al., 1993). Areniscas a veces glauconíticas con intercalaciones de lutitas, sobreyacidos por sedimentos pantanosos los cuales forman capas de carbón. El ambiente es estuarino (Don Simmons, Geólogo Encana – Ecuador, comunicación personal en Vaca, 2004).
- *Miembro Arenisca Tena Basal* (Maastrichtiano temprano) (Jaillard, 1997). La litología del miembro Arenisca Tena Basal varia desde areniscas arkósicas al Este, pasando hacia cuarzo-arenitas, cuarzo areniscas arkósicas y cuarzo-arenitas calcáreas en la parte central y Norte (Villalba, 2006). Hacia la zona subandina, Jaillard (1997) menciona que se presentan microconglomerados, brechas calcáreas y areniscas cuarzosas. La base de este miembro corresponde a una discordancia regional asociada a un cambio litológico importante (Raynaud et al., 1993). Se puede observar esta discordancia en ciertos afloramientos de la Zona Subandina y en algunas secciones sísmicas de la parte occidental de la Cuenca Oriente. El contacto superior es concordante con el miembro Tena inferior de la formación Tena.

Su ambiente es considerado como relleno de paleovalles en la base de una importante transgresión eustática (Raynaud et al., 1993).

Barragán (1999) propone incluir al miembro Arenisca Tena Basal como parte de la formación Napo. De igual forma, Vaca (2004), tomando en cuenta la similitud que presenta con los cuerpos arenosos de dicha formación, la incluye dentro de la formación Napo, y la denomina miembro Arenisca Tena.

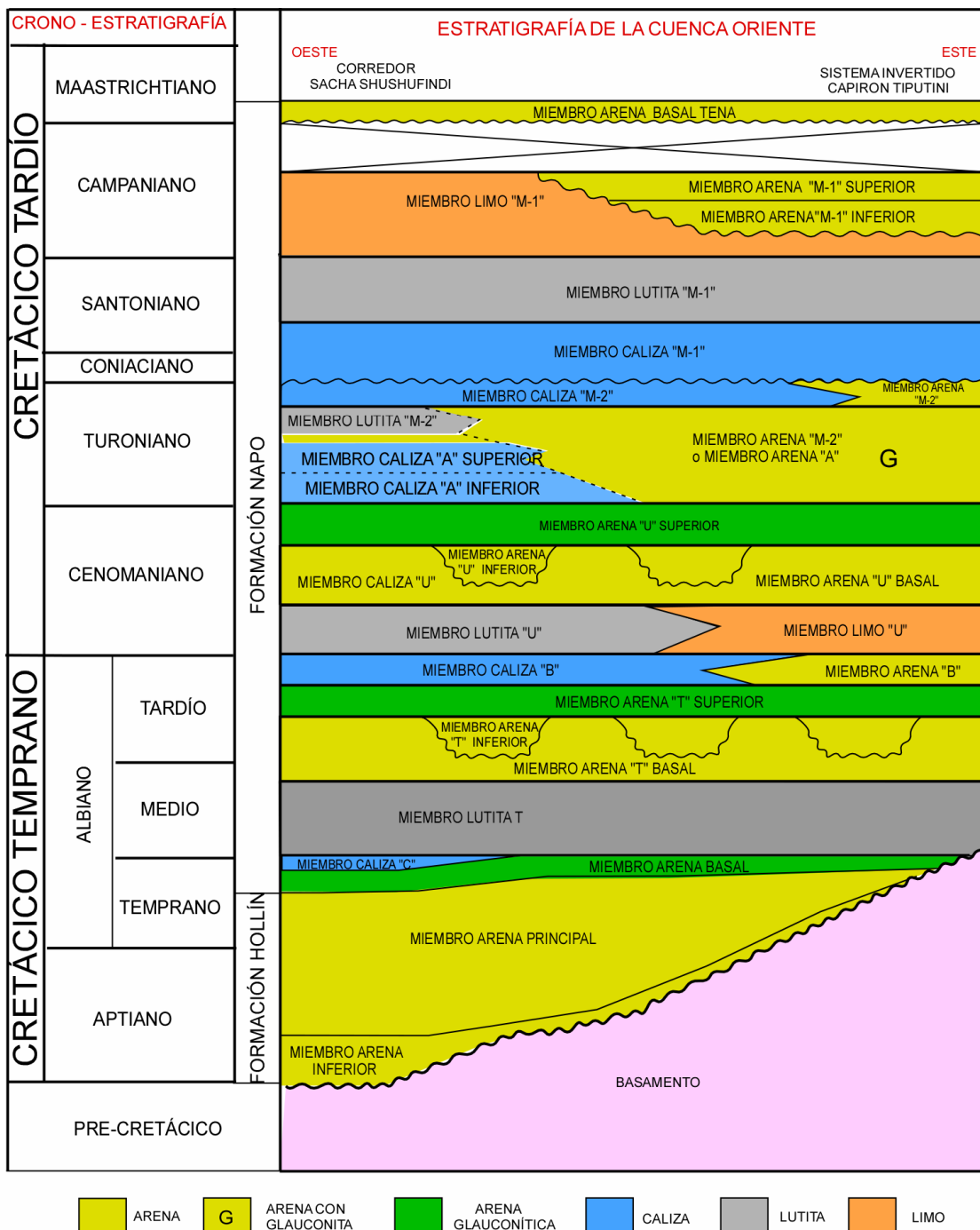


Figura 4. Columna estratigráfica general del Cretácico en la Cuenca Oriente, (modificada de Vaca, 2004)

Formación Tena

Es una secuencia de sedimentos rojos (arcillas, areniscas y conglomerados) depositados en un ambiente continental, que son el producto del levantamiento y posterior erosión de la Cordillera Real. La edad de esta formación es

Maastrichtiano Inferior (Faucher & Savoyat, 1973) – Paleoceno (Jaillard et al., 1995). Jaillard (1997) propone dividir esta formación en dos miembros litológicos:

- **Tena Inferior:** Consiste en limolitas y areniscas rojas continentales de grano fino que están en concordancia sobre la Arenisca Tena Basal (Jaillard et al., 1995). La edad es Maastrichtiano (Faucher & Savoyat, 1973).
- **Tena Superior:** consiste en limolitas y areniscas continentales de grano más grueso (Jaillard, 1997). La edad propuesta es Paleoceno (Jaillard et al., 1995).

Jaillard (1997) señala la existencia de un hiato sedimentario (no depositación) de edad Maastrichtiano Superior - Paleoceno Inferior entre estos dos miembros. Dashwood y Abbotts (1990) indican la existencia de otro hiato – éste erosional- en el techo de la formación Tena, representado por un brusco cambio de facies a los conglomerados basales de la formación Tiyuyacu.

CENOZOICO

Formación Tiyuyacu

Baby et al. (1998) propone dividir esta formación en dos miembros. Tiyuyacu Inferior y Tiyuyacu Superior. Esta formación está representada por arenas conglomeráticas o conglomerados en el miembro Inferior y sedimentos de grano fino (lutitas y arcillas) con intercalaciones finas de arena en el miembro Superior. Los conglomerados presentan clastos que varían de subredondeados a redondeados compuestos principalmente de cherts, cuarzo lechoso y cuarcitas. Existe una discordancia angular entre las formaciones Tena y Tiyuyacu (Dashwood & Abbotts, 1990). El contacto inferior de esta formación es una discordancia angular (Dashwood & Abbotts, 1990). El contacto con la sobreyacente formación Chalcana es concordante. La edad de esta formación es Eoceno Temprano – Oligoceno Temprano (Valdez, 1997; Baby et al., 1998).

Formación Orteguaza

Está formada por una secuencia de areniscas grises y verdes, y lutitas grises-verdes a negras, con algunos niveles de areniscas glauconíticas depositadas en un ambiente marino. La presencia de nódulos de pirita indica un ambiente reductor (Rivadeneira y Baby, 1999). La edad de esta formación es Eoceno Tardío - Oligoceno (Ordoñez et al., 2006). Entre el miembro Tiyuyacu Superior y la formación Orteguaza, existe un fuerte reflector que marca el paso de ambiente continental a marino, reconocible en sísmica (Rivadeneira & Baby, 1999).

NEOGENO Y CUATERNARIO

Formación Chalcana

Fue definida por Tschopp (1953). Esta constituida por sedimentos continentales, en su parte basal abarca el equivalente lateral en facies continentales de la formación Orteguaza (Rivadeneira y Baby, 1999). Consta de arcillolitas rojas con nódulos calcáreos intercalado con niveles de areniscas y micro-conglomerados (Rivadeneria y Baby, 1999). La edad definida para esta formación es Mioceno (Ordoñez et al., 2006). Yace en transición gradual sobre la formación Tiyuyacu y existe un contacto bien definido con la formación Arajuno que la sobreyace (Tschopp, 1953).

Formación Arajuno

Esta formación fue definida por Tschopp en 1953. Esta constituida por areniscas y lentes de conglomerados. En Tschopp (1953) se introducen 3 subdivisiones: Inferior; areniscas con lentes de guijarros y pocos conglomerados, intercalados con arcillas bentónicas. Medio; arcillolitas rojas con yeso en la base y tobas hacia el tope. Superior; arenas con arcillas ligníticas y vetas de carbón. La edad de esta formación es Mioceno Medio-Mioceno Tardío (Ordoñez et al., 2006;

Baldock 1982). La formación Arajuno sobreyace en concordancia a la formación Chalcana (Baby et al., 1998) y al tope tiene un contacto en “onlap” con la formación Chambira (Baldock, 1982).

Formación Chambira

Fue definida por Tschopp (1953). Está constituida principalmente por una alternancia de niveles de conglomerados con abundantes troncos silicificados, niveles de areniscas tobáceas y arcillas intercaladas. La edad es Mioceno Superior a Plioceno (Baldock, 1982). Esta formación es una secuencia transgresiva que descansa en “onlap” sobre la formación Arajuno (Baldock, 1982).

Formación Curaray

Fue definida por Tschopp en 1953. Consiste en arcillas multi-color, de color gris claro a gris-azul o rojizas. En algunos lugares presentan intercalaciones de yesos y niveles de areniscas de grano fino a medio. Hacia tope aparecen arcillas negras carbonosas y niveles de lignitos. La edad de esta formación es Mioceno Superior-Plioceno Inferior (Rivadeneira et al., 1998 en Rivadeneira y Baby, 1999). Esta formación es equivalente lateralmente a las formaciones Arajuno y Chambira, y probablemente corresponde a la parte superior de la formación Chalcana. (Rivadeneira et al., 1998).

Formación Mesa

Fue definida por Tschopp (1953). Esta conformada por un apilamiento de terrazas imbricadas fuertemente erosionadas. Esas terrazas están compuestas de depósitos clásticos medio a gruesos, que constituyen depósitos de abanico fluvio – volcánicos, los cuales provienen de los flancos orientales de la Cordillera Real (Tschopp, 1953). La edad de esta formación es Plio- Pleistoceno (Baldock, 1982). Descansa en discordancia sobre la formación Chambira.

Formación Mera

Fue definida por Baldock (1982). Forma un importante abanico de piedemonte. Consiste en conglomerados con intercalaciones de niveles piroclásticos en la parte proximal del abanico, asociados a las erupciones de los sistemas volcánicos del Sumaco y del Reventador (Rivadeneira y Baby, 1999). Las arenas y arcillas de la formación Mera están asociadas a un último pulso del Levantamiento Andino. Descansa en discordancia sobre la formación Mesa. (Baby et al, 1998). Se le atribuye una edad Cuaternaria (Baldock, 1982).

Las formaciones Mesa y Mera representan la culminación del relleno de la cuenca de ante país.

MARCO ESTRUCTURAL REGIONAL

Rivadeneira y Baby (1999) dividen la Cuenca Oriente en tres grandes dominios estructurales, separados por sistemas de fallas de basamento orientadas NNE-SSW (figura 5).

Esos dominios tectónicos se diferencian por sus características geométricas y cinemáticas relacionadas a una dinámica pre-cretácica propia. La existencia de estructuras en flor positivas (Harding, 1985 *en* Baby et al., 1998) y de pliegues orientados NNW-SSE indica que los dominios estructurales se formaron en un régimen transpresivo dextral (Rivadeneira y Baby, 1999). Estas estructuras funcionaron desde el Pre-Cretácico en extensión, posiblemente asociadas a la apertura del Atlántico (Jaillard, 1997) y fueron reactivadas e invertidas a partir del Turoniano (Baby et al., 1998). Estos dominios estructurales son:

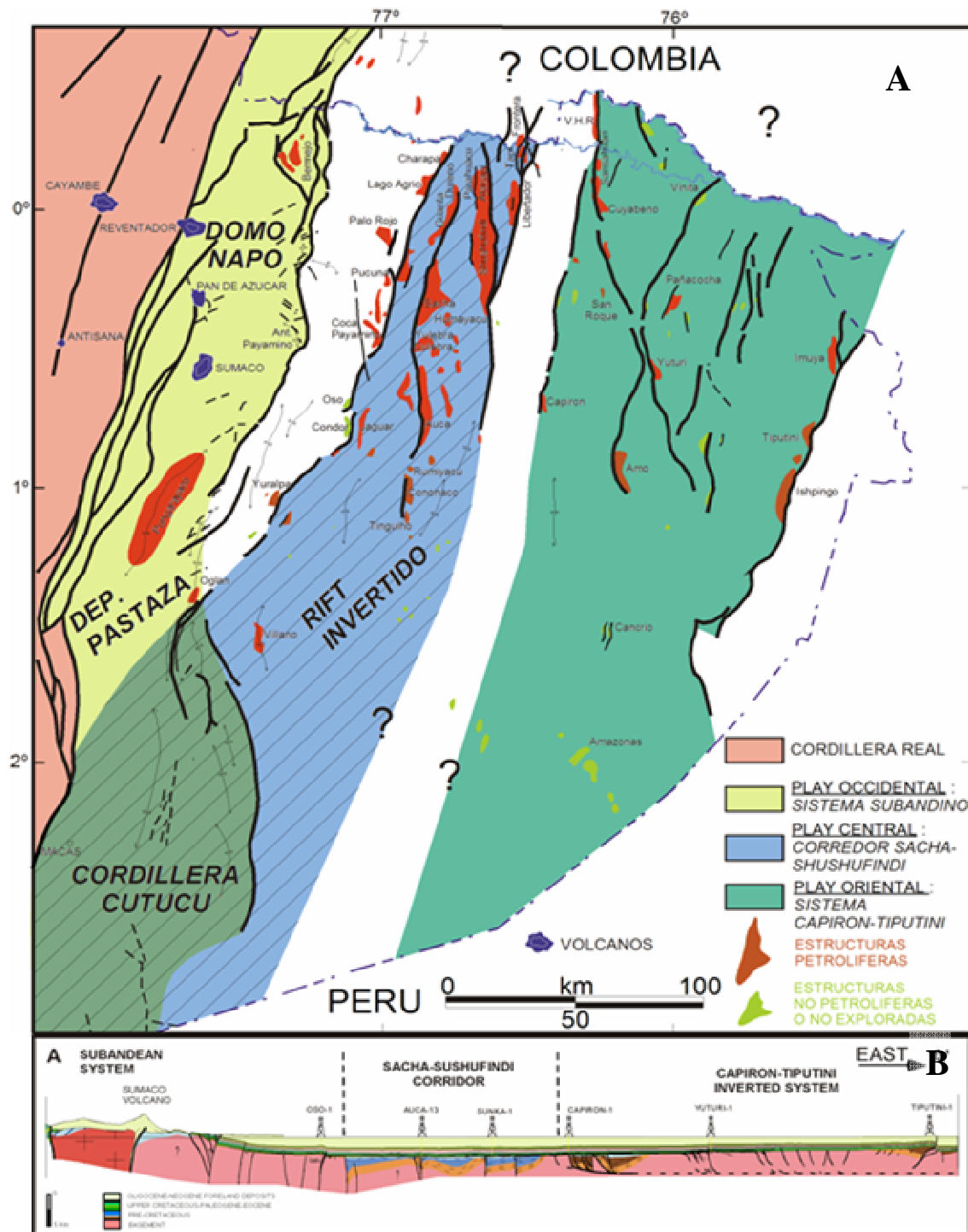


Figura 5. A: Mapa Tectónico de la Cuenca Oriente (modificado de Rivadeneira y Baby, 1999). B: Corte geológico A-A' a través de la Cuenca Oriente, orientado groseramente Oeste-Este mostrando los principales dominios estructurales de la cuenca.

SISTEMA SUBANDINO (DOMINIO OCCIDENTAL)

El Sistema Subandino constituye la parte aflorante de la Cuenca Oriente y permite observar el estilo de las últimas deformaciones. En los afloramientos, se observan fallas inversas de alto a bajo ángulo, lo que evidencia una tectónica transpresiva con movimientos dextrales. Este dominio tectónico se levantó y deformó principalmente durante el Plioceno y el Cuaternario (lahares cuaternarios se encuentran levantados) (Rivadeneira y Baby (1999). La morfología y las series sedimentarias implicadas en la deformación llevan a diferenciar, del Norte al Sur, tres zonas morfo-estructurales:

Levantamiento Napo

El Levantamiento Napo corresponde a un inmenso domo, limitado al Este y al Oeste por fallas de rumbo, donde afloran esencialmente las formaciones sedimentarias cretácicas y terciarias de la Cuenca Oriente. El substrato del Cretácico está constituido por la formación Misahuallí (depósitos volcánicos de edad Jurásico Medio a Superior) en la parte central y por el granito de Abitagua (de la misma edad) en el borde occidental.

El borde Oriental del Levantamiento Napo o frente subandino, está constituido por una estructura compresiva, tipo estructura en flor positiva (Harding, 1985 *en* Baby et al., 1998).

El borde Occidental del Levantamiento Napo está deformado por fallas de rumbo que limitan un bloque compuesto de un substrato granítico (Batolito de Abitagua) y de una cobertura de sedimentos mesozoicos levemente metamorfizados. A lo largo de la falla de rumbo que limita el Batolito de Abitagua de la parte Este de la Zona Subandina, se encuentran los volcanes Reventador, Pan de Azúcar y Sumaco.

Depresión Pastaza

Corresponde a la zona de transición entre el Levantamiento Napo y el Levantamiento Cutucú, donde afloran esencialmente sedimentos Neógenos y Cuaternarios. En esta zona se aprecia un cambio en la geometría de las fallas de rumbo que se vuelven más cabalgantes al contacto Zona Subandina-Cordillera Oriental. Existe una estructura de tipo “klippe” a la altura del río Llushín (Rivadeneira y Baby, 1999), compuesto de sedimentos metamorfizados de la formación Pumbuiza, en contacto anormal sub-horizontal sobre la formación Napo y la formación Tena.

Levantamiento Cutucú

Se eleva hasta casi 2000 m y se prolonga hasta el Sur en la Cordillera del Cóndor. Corresponde a un gran anticlinal de dirección NNE-SSW (Faucher y Savoyat, 1973), donde afloran esencialmente formaciones Jurásicas (Santiago y Chapiza) (Rivadeneira y Baby, 1999).

Rivadeneira y Baby (1999) interpretan, en base a estudios de campo y foto-interpretaciones, una gran estructura en flor hacia el Sur, donde el frente subandino corresponde con un sistema de corrimientos con vergencia Oeste, relacionados con una cuña intercutánea profunda con vergencia Este. Hacia el Norte, este sistema de retrocorrimientos cabalga el borde Este de la estructura en flor del Levantamiento Cutucú (Rivadeneira y Baby, 1999). Hacia el Sur, el sistema de retro-corrimientos se desarrolla según una orientación NNW-SSE y forma el borde oriental de la Cuenca Santiago de Perú (Pardo, 1982 y Baby, 1995 en Rivadeneira y Baby, 1999).

DOMINIO CENTRAL: CORREDOR SACHA -SHUSHUFINDI

El Sistema Sacha-Sushufindi está ubicado en la parte central de la Cuenca Oriente. Este sistema se originó como resultado de la inversión, al final del

Cretácico, de un sistema de semi-grábenes y grábenes de edad Triásico Superior a Jurásico. Las estructuras presentan una orientación N-S a NNE-SSW y deformadas por mega-fallas de rumbo, orientadas en dirección NNE-SSW, que se verticalizan en profundidad y pueden evolucionar a estructuras en flor hacia la superficie. Están asociadas, durante el Cretácico superior, a la extrusión de cuerpos volcánicos (Barragán et al., 1997).

DOMINIO ORIENTAL: SISTEMA INVERTIDO CAPIRÓN - TIPUTINI

Este dominio está situado en la parte oriental de la Cuenca Oriente. Las estructuras y campos petrolíferos más importantes se encuentran en el borde oriental. El estilo de la deformación se caracteriza por estructuras oblicuas en “échelon”, con fallas verticales en superficie, que expresa un régimen tectónico en transpresión dextral.

El Sistema Invertido Capirón-Tiputini resulta de la inversión tectónica de semi-grábenes de edad pre-Cretácica (posiblemente Jurasica) limitados por fallas lístricas. Esa inversión provocó un importante levantamiento de la parte oriental de la cuenca a partir del Eoceno, donde estructuras eocénicas están erosionadas y selladas por la base de la formación Tiyuyacu Superior (Baby et al., 1998).

ETAPAS DE DEFORMACIÓN

La sísmica de reflexión muestra que la mayoría de fallas de rumbo correspondían a antiguas fallas normales, que controlaron la sedimentación desde el Triásico hasta el Cretácico Temprano.

Extensión Pre-Cretácica

Globalmente, el Pre-Cretácico desarrollado hacia el Sur de la Cuenca Oriente, se caracteriza por una cuña sedimentaria paleozoica que se bisela hacia el Este y

por semi-grabens de edad permo-triásica o jurásica, erosionados y sellados por la formación Yaupi o la formación Hollín. La mayoría de estas estructuras extensivas fueron invertidas durante el Cretácico y/o el Terciario. En el dominio Oriental de la cuenca, algunos permanecen no deformados y sellados por la formación Yaupi. El relleno de los semi-grabens corresponde a las formaciones Sacha-Santiago en el Corredor Sacha-Shushufindi y en el Sistema Invertido Capirón-Tiputini; el substrato está constituido por los sedimentos paleozoicos de las formaciones Macuma y Pumbuiza, y los sedimentos jurasicos de la formación Tambococha. (Rivadeneira y Baby, 1999; Diaz et al., 2004).

Extensión Napo Basal o Inferior? (Albiano a Cenomaniano)

Algunas secciones sísmicas permiten evidenciar pequeñas fallas normales que afectan la parte inferior de la formación Napo. La mayoría de estas fallas fue invertida durante las etapas de deformación compresivas posteriores. Controlaron probablemente la sedimentación de ciertos cuerpos arenosos actualmente conocidos como excelentes reservorios (Rivadeneira y Baby, 1999).

Inversión Napo Superior - Tena Inferior (Coniaciano a Maastrichtiano)

La primera etapa de deformación compresiva, que Rivadeneria y Baby (1999) califican de inversión tectónica en régimen transpresivo dextral, se produjo durante la sedimentación de la parte media y superior de la formación Napo y del miembro Inferior de la formación Tena.

En la parte Oeste de la cuenca, donde la formación Tena es más completa o está menos erosionada, las estructuras como Bermejo presentan una deformación sin-sedimentaria en los sedimentos del miembro Inferior de la formación Tena (Rivadeneira y Baby, 1999).

La mayoría de las estructuras productivas de la Cuenca Oriente fueron creadas durante esta primera etapa de deformación que coincide con la fase de deformación compresiva Peruana descrita más al Sur (Jaillard, 1993; Gil et al, 1996 en Rivadeneria y Baby, 1999).

Inversión Tiyuyacu Inferior (Eoceno Temprano)

El análisis de líneas sísmicas regionales ha permitido definir una superficie de erosión intra-Tiyuyacu (Rivadeneira y Baby, 1999). Esa superficie de erosión provoca variaciones de espesor del miembro Inferior de la formación Tiyuyacu en los flancos de muchas estructuras como Cuyabeno-Sansahuari o Victor-Hugo-Ruhales y delimita así una deformación pre-Tiyuyacu Superior.

Se trata de una deformación sin-sedimentaria de edad Tiyuyacu Inferior que confirma la importancia de esta segunda etapa de deformación transpresiva - probablemente de edad Eoceno inferior - que marca el inicio de la cuenca de antepaís andino (Rivadeneira y Baby, 1999).

Inversión Plioceno –Cuaternario

Es la última y una de las principales etapas de inversión tectónica de la Cuenca Oriente. Es responsable del Levantamiento de la zona subandina y levanta toda la columna sedimentaria de la Cuenca Oriente, hasta lahares cuaternarios (Rivadeneira y Baby, 1999).

Esta etapa de deformación es contemporánea de los volcanes Reventador, Pan de Azúcar y Sumaco. El campo Bermejo se desarrolló en el eje de la estructura en flor del frente orogénico a partir del Maastrichtiano, y fue levantado en el Plio-Cuaternario.

La sísmica muestra que muchas de las fallas invertidas de la cuenca de antepaís han sido reactivadas durante esta época.

CAPITULO 3

CONCEPTOS BASICOS DE AMBIENTES SEDIMENTARIOS Y ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL

3.1 INTRODUCCIÓN

La base teórica de ambientes sedimentarios, estratigrafía secuencial e icnofacies, relacionada con las interpretaciones que se realizan en este estudio se presenta a continuación.

3.2 AMBIENTES SEDIMENTARIOS FLUVIALES

Los ríos son el medio principal de transporte y sedimentación. Están caracterizados por cuerpos de arena tabular con una base erosiva y secuencias grano-estrato decrecientes debidas a la migración lateral de los canales.

3.2.1 CLASIFICACIÓN DE AMBIENTES FLUVIALES

La carga de los ríos se ha clasificado en: carga de fondo, carga mezclada y carga suspendida (Schumm, 1972 en Reading, 2005).

Los canales en vista de planta se pueden caracterizar en dos formas. La primera forma utiliza el concepto de sinuosidad, que esta definido por la relación entre la longitud efectiva del río y la distancia del valle, lo que refleja la curvatura del canal. La segunda forma se refiere al número de canales o divisorias (barras) para el ancho del valle.

3.2.1.1 Ríos de carga de fondo de grano grueso.

Estos ríos se caracterizan por llevar principalmente grava y arena, tienen grandes descargas y gradientes altos. El lecho del río contiene material que no es cohesivo, lo que implica que éste y las orillas son fácilmente erosionables y con

canales bastante móviles. Estos ríos tienden a mostrar baja sinuosidad y entrenzamiento moderado a fuerte.

3.2.1.2 Ríos de Carga Mixta (Figura 6)

La carga que estos ríos transportan está compuesta principalmente por sedimentos finos suspendidos y la carga de fondo es arenosa. Estos ríos son meándricos por lo que las mayores velocidades y profundidades se presentan cerca de la orilla externa (erosión, lo contrario son los sitios de acumulación). Las barras de punto (“point bars”) son cuerpos sedimentarios limitados por las márgenes internas de los meandros, con una inclinación con gradiente inversamente proporcional al tamaño del canal. El “point bar” esta comúnmente cortado por canales subsidiarios denominados “chutes”. Estos pueden captar la descarga permanentemente y el canal original es abandonado.

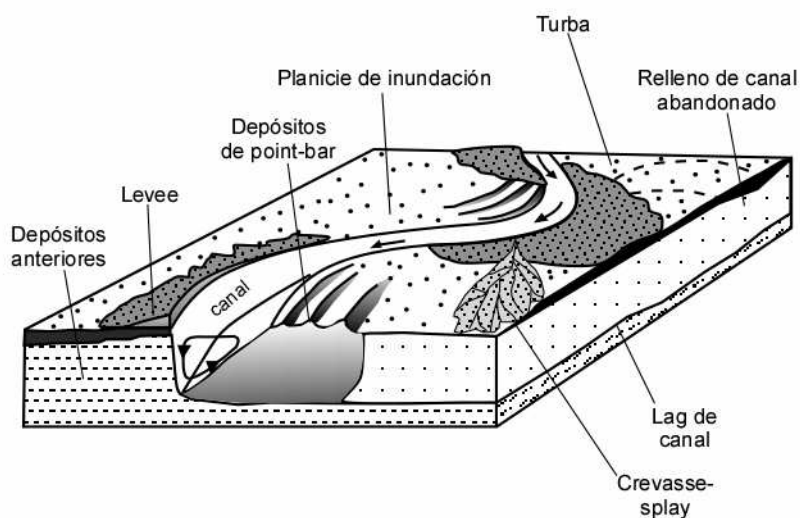


Figura 6. Modelo clásico de “point bar” por deposición de un río meándrico (Tomado de Reading, 2005)

3.2.1.3 Ríos de carga suspendida. (Figura 7)

Los ríos anastomosados se desarrollan en áreas de pendiente suave y con mal drenaje. En las zonas húmedas, la abundante escorrentía mantiene los canales activos, y la vegetación presente en los márgenes ayuda a estabilizarlos. La mayor parte de su carga es llevada en suspensión. Los principales sedimentos que se depositan en las llanuras de inundación son de grano fino. El lecho del

canal, los diques y las planicies de inundación se acrecionan verticalmente debido a la sedimentación rápida que comúnmente ocurre en estos sistemas.

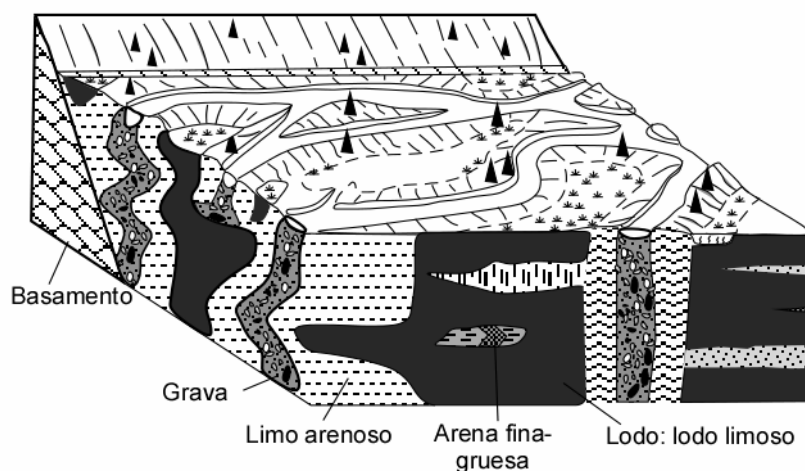


Figura 7. Modelo Tri-dimensional de la distribución de facies de un sistema de canales anastomosados. (Tomado de D.G. Smith & Smith, 1980 en Reading, 2005)

3.2.2 ÁREAS DE DESBORDAMIENTO.

Son los depósitos que se acumulan fuera de los canales, y se caracterizan por ser de granulometría fina. Todo tipo de canal está asociado a estos depósitos, que pueden ser divididos de proximales a distales en: borde de canal (“levee”), lóbulos de derrame (“crevasse splay”) y llanuras de inundación.

3.2.2.1 “Levees” y “Crevasse Splays”

Los “levees” son bordes naturales que se forman en las márgenes de un canal, con un mejor desarrollo en la parte cóncava del meandro. Están caracterizados por una alternancia de arenas, limos y arcillas que se depositan durante inundaciones importantes.

La rotura de los “levees” durante las grandes crecidas, sedimenta material de tamaño de grano grueso sobre los sedimentos finos de la llanura de inundación. Lo que toma el nombre de lóbulos de derrames (“*crevasse-splay*”), que se

caracterizan por pequeños niveles lenticulares de arenas alternados con limos y arcillas.

3.2.2.2 Llanuras de inundación

Las llanuras de inundación se crean durante las crecidas del río. Se caracterizan por la sedimentación de partículas finas, siendo el tamaño de grano menor a medida que la distancia desde el canal aumenta. El desarrollo de características de exposición subaérea es común en este ambiente, ya que estas llanuras se secan comúnmente entre inundaciones.

Estos sedimentos aluviales se los reconoce por la ausencia de indicadores marinos, especialmente fósiles, por texturas y composiciones relativamente inmaduras de sedimentos, por las geometrías de canal, por tener una paleocorriente unidireccional, especialmente en fases de canal y por la evidencia de exposición subaérea como paleosuelos y grietas de desecación, en las llanuras de inundación.

3.3 AMBIENTES SEDIMENTARIOS COSTEROS Y DE PLATAFORMA

3.3.1 SEDIMENTOS COSTEROS

La costa es una zona que se extiende desde el límite de influencia del mar hacia el continente y hasta límite de influencia fluvial en el mar. La línea de costa es una línea móvil que separa el agua del mar, lago o laguna, de la playa expuesta.

Los componentes principales de los modelos de facies que se presentan en los sedimentos de ambientes costeros, son: el tamaño de grano, la profundidad del agua, la naturaleza del sistema de alimentación, el escenario tectónico-fisiográfico y los efectos del cambio de nivel del mar.

3.3.2 ZONACIÓN DEL PERFIL DE LA LÍNEA DE COSTA.

La zonación de la línea de costa (fig. 8) depende del nivel base de la ola de tormenta y de la ola de buen tiempo, del nivel promedio de marea alta y baja, y de la naturaleza del oleaje.

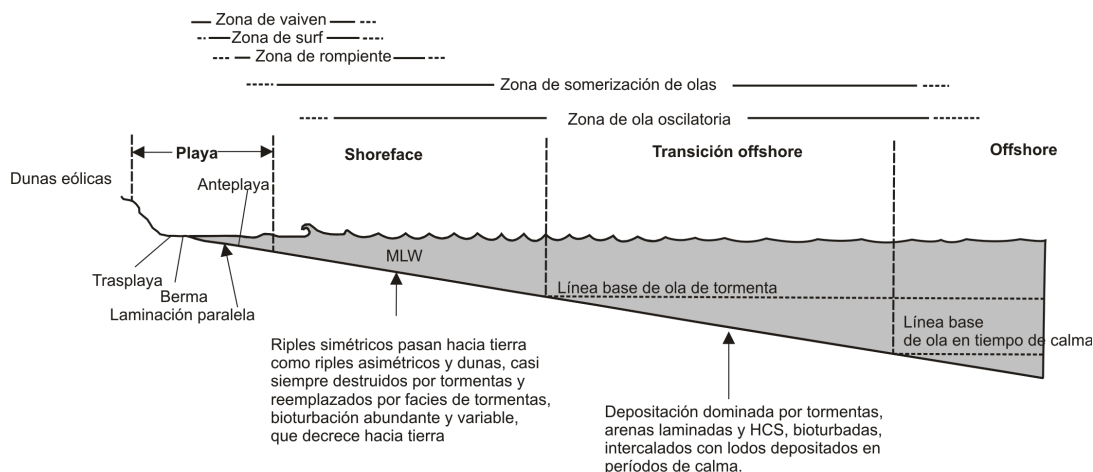


Figura 8. Esquema mostrando las principales zonas, transiciones y estructuras dentro de la plataforma costera. HCS: Estratificación cruzada tipo “hummocky”. (Tomado de Reading, 2005).

La zona de “offshore” se extiende desde el nivel de marea baja hasta el nivel base del oleaje o hasta el límite de la plataforma continental.

La zona de transición - “offshore” se extiende desde la base de la ola de tormentas hasta la base de la ola de buen tiempo, y está caracterizado por una alternancia de condiciones de alta y baja energía.

La zona cercana a la costa se extiende desde la ola de buen tiempo hasta el nivel medio de marea alta. Esta compuesta por “shoreface”, bajo el nivel de marea baja y anteplaya entre el nivel medio de marea baja y alta.

La zona submareal de “shoreface” se extiende desde el nivel base medio del oleaje generado por buen tiempo, donde las olas de buen tiempo tocan primero el fondo, hasta el nivel medio de marea baja. Esta es la zona donde el sedimento experimenta el mayor movimiento (Howard & Reineck, 1981 en Reading, 2005).

El “foreshore” intermareal o anteplaya esta expuesto a la mayoría de las mareas, por lo que esta sujeto a la acción diaria del oleaje.

El “backshore” o trasplaya es un área relativamente plana supramareal, sin vegetación, que solo es afectada por las mareas y de forma esporádica por inundaciones producidas por tormentas, que acarrearán sedimentos hacia tierra, para ser transportadas por el viento.

La subida y caída de la marea produce estructuras pareadas (“couplets”) de arena-lodo, lo que es una característica de este ambiente.

Las diferentes zonas de la playa y del “shoreface” están sujetas a diferentes niveles de energía debido al oleaje y solo poblaciones de organismos especializados han evolucionado para tolerar los niveles altos de estrés que causan estos cambios. También la salinidad varía, lo que ha producido que se hayan adaptado solo cierto tipo de poblaciones restringidas de organismos especializados.

3.3.3 MODELOS Y CLASIFICACIÓN COSTERA

La geometría costera puede definir la forma y orientación de los reservorios de petróleo. La morfología de las líneas de costa (fig.9) refleja la interacción entre el suministro de sedimentos y los procesos de retrabajamiento en la cuenca.

Las costas donde la marea no ejerce un predominio importante sobre los procesos de retrabajamiento, son costas lineales que pueden llegar a ser lobuladas o hasta deltas elongados a medida que el aporte fluvial incrementa en comparación con los efectos del oleaje.

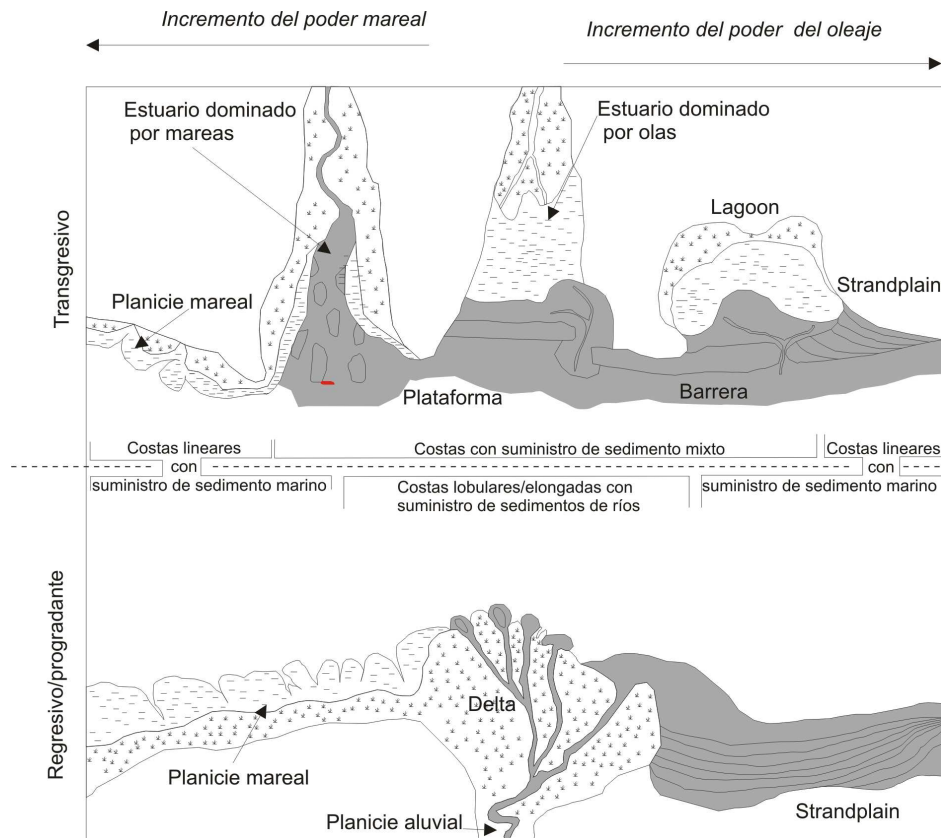


Figura 9. Vista en planta de las costas transgresivas y regresivas/progradacionales bajo condiciones variables del poder mareal y del poder del oleaje y del suministro de sedimento marino o fluvial (Basado en Howard 1981; Boyd, Dalrymple y Zaitlin, 1992 en Reading, 2005)

Las costas lineales no deltáicas también se las ha clasificado de acuerdo a la efectividad relativa de los procesos de oleaje y los procesos mareales (Hayes, 1979 en Reading, 2005)(fig 10).

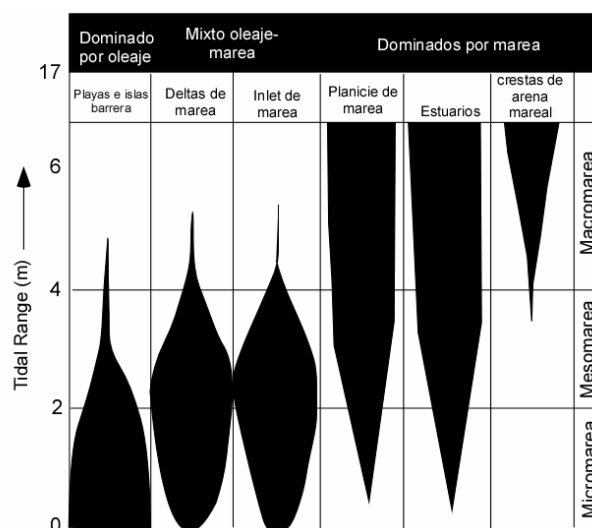


Figura 10. Tipos de líneas de costa, clasificadas con respecto al rango mareal y la subdivisión en grupos dependiendo del dominio del oleaje o mareal. (Tomado de Hayes, 1975, 1979 en Reading, 2005)

Los sistemas costeros se los clasifica de acuerdo al sistema alimentador, el volumen, tamaño de grano, procesos de retrabajamiento debido al oleaje, mareas y tormentas, procesos por retrabajamiento gravitacional, gradiente del río y gradiente y profundidad de la cuenca, así como los cambios relativos en el nivel del mar. (fig. 11 -12)

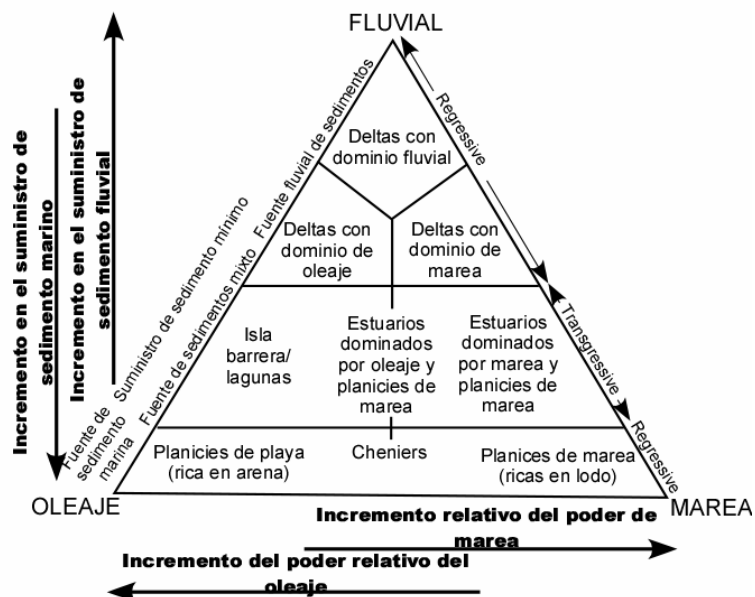


Figura 11. Diagrama ternario de clasificación basado en los procesos para todos los sistemas costeros excepto los sistemas de grano grueso (modificado de Dalrymple, Zaitlin & Boyd, 1992). Es un diagrama extendido en la parte inferior del Diagrama de Deltas de Galloway (1975) para incluir sistemas costeros adicionales. (Tomado de Reading, 2005)

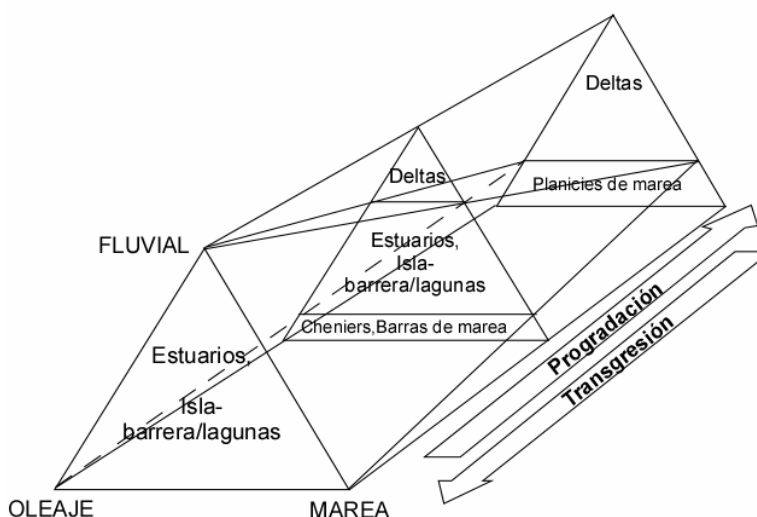


Figura 12. Modelo de la evolución de los ambientes costeros a medida que el nivel relativo del mar y el suministro de sedimentos cambian para dar paso a transgresiones y regresiones. El triángulo central es similar a la figura 11. Mientras la progradación crece, los estuarios dan paso a los deltas, beach ridge strandplains y a planicies mareales regresivas. La transgresión da lugar al incremento de sistemas estuarinos y de isla barrera/lagunal (modificado de Dalrymple, Zaitlin & Boyd, 1992 en Reading 2005)

3.3.3.1 Deltas de ríos

Los deltas son protuberancias de las líneas de costa. Existen diferentes tipos de deltas, que se desarrollan dependiendo del balance entre los procesos fluviales y de la cuenca, y en la cantidad del suministro de sedimento y retrabajamiento existente.

Los sedimentos deltáicos están caracterizados por lodo, limo y arena. La morfología esta caracterizada por gradientes moderados a bajos. Ambas características permiten que la efectividad de los procesos de retrabajamiento en la cuenca se mayor.

Los deltas se clasifican por la interacción de procesos fluviales y de retrabajamiento en la cuenca en:

- Deltas dominados por ríos, donde las corrientes del río alcanzan la cuenca para depositar sedimentos más allá de la línea de costa.
- Deltas de interacción oleaje-marea donde el retrabajamiento de la línea de costa es significativo pero las corrientes mareales penetran tierra adentro.
- Deltas dominados por oleaje donde la depositación esta concentrada en la línea de costa.
- Deltas dominados por mareas: donde la planicie deltáica es penetrada por estuarios largos en forma de chimeneas (“funnel”).

Los deltas están compuestos por (fig. 13):

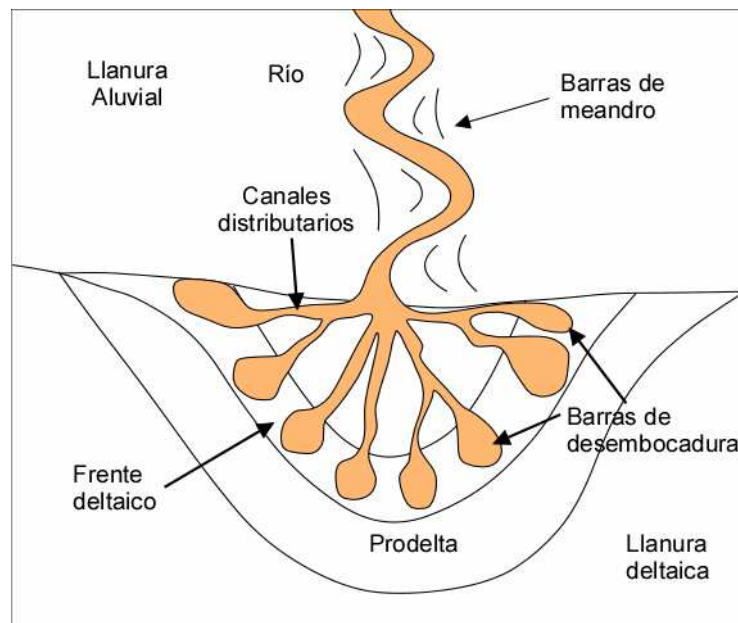


Figura 13. Principales componentes morfológicos y sedimentarios comunes a los deltas (Coleman 1965, 1982; Modificado en Jaillard, 1993)

3.3.3.1.1 Llanura Deltáica

Es una zona subaérea con gradiente bajo dominada por ríos. Son áreas extensas que comprenden ríos distributarios abandonados y activos y sus levees asociados. Bahías, planicies de inundación, lagos, planicies mareales, pantanos, ciénegas y/o salinas se encuentran entre estos ríos.

3.3.3.1.2 Prodelta:

Es la parte más externa y profunda del delta. Es una zona de sedimentación tranquila, perturbada solamente por flujos gravitacionales o flujos en masa. Los sedimentos principales de esta zona son lodo y limo, que forman sedimentos laminados que muchas veces reflejan fluctuaciones en la cantidad o tipo de sedimento acarreado por los ríos en plumas flotantes. Si el agua es anóxica, la laminación se preserva, en cambio donde es aeróbica, la bioturbación destruye la laminación.

3.3.3.1.3 Frente Deltáico

La zona de interacción entre los procesos fluviales y de la cuenca es llamada frente deltáico. Es una plataforma marina somera que bordea la Llanura deltáica. Aquí se acumula gran parte de los sedimentos llevados por los ríos distributarios.

3.3.3.2 Costas siliciclásticas no deltáicas

Las costas siliciclásticas no deltáicas se forman donde el aporte de sedimento marino predomina, ya que existen zonas mareales más anchas y mareas más efectivas. La descripción de los ambientes de estas costas se presenta a continuación:

3.3.3.2.1 Lagunas/islas-barrera.

La isla barrera se desarrolla en un ambiente dominado por oleaje, y esta separada de la playa por una laguna paralela a la misma. Los sistemas de lagunas/islas-barrera están generalmente asociados con un suministro bajo de sedimento y un relativo incremento del nivel del mar. Las lagunas tienen muchas similitudes con los estuarios y se superponen en muchos aspectos, sin embargo, tienden a ser paralelas antes que perpendiculares a la playa, son más dominadas por oleaje antes que por marea, y carecen de un suministro fluvial significativo.

Las islas barreras están cortadas generalmente por pequeños canales, que comunican las aguas lagunales con las aguas de mar abierto. Cuando estos canales se desarrollan debido a la marea se los denomina canales de marea o "inlet" de marea. Los deltas de flujo son importantes sitios de sedimentación, particularmente si los canales mareales son dominados por oleaje (Hubbard, Oertel y Nummedal, 1979 en Reading, 2005). Los deltas de refluo se forman hacia el mar abierto en la boca de los canales, particularmente en ambientes con dominio de marea (Hubbard, Oertel y Nummedal, 1979 en Reading, 2005).

3.3.3.2.2 Estuario.

Es un cuerpo costanero semicerrado, que se conecta con el mar y dentro del cual "el agua de mar está diluida por agua fresca proveniente del continente".(Pitchard, 1967 en Reading, 2005) (fig. 14 a).

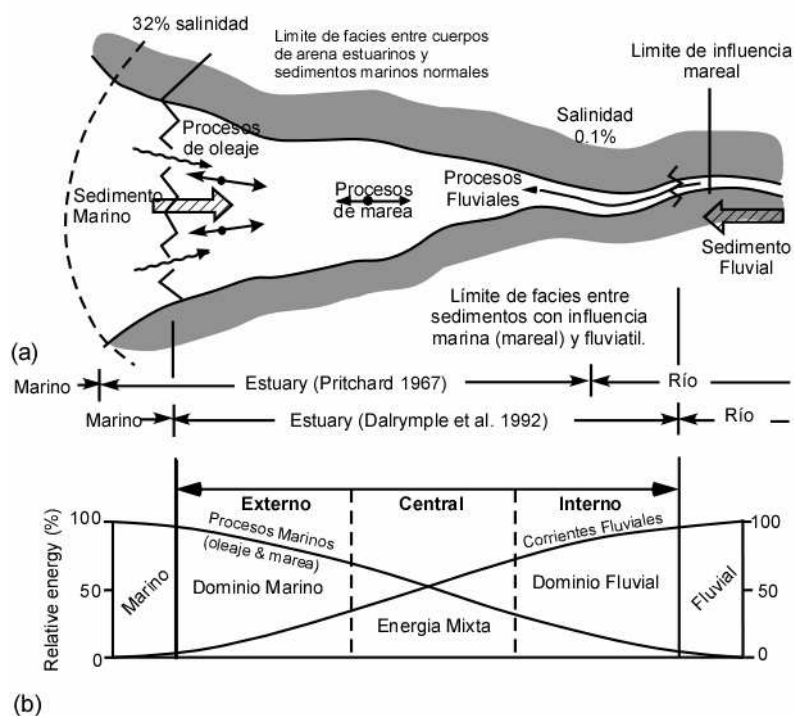


Figura 14. Representación esquemática de (a) un estuario según Pritchard (1967 en Reading, 2005) y Dalrymple, Zaitlin y Boyd (1992) y el patrón de transporte neto de material de fondo. (b) Distribución esquemática de los procesos físicos que operan en los estuarios, y de la zonación de facies tripartita (Dalrymple, Zaitlin y Boyd, 1992). La longitud de cada zona en un estuario en particular varía de acuerdo a la magnitud relativa de las descargas de marea y fluviales (Tomado de Reading, 2005).

Dalrymple, Zaitlin y Boyd (1992) definen a un estuario como: “la parte ubicada hacia el mar de un valle inundado, que recibe sedimentos tanto de origen fluvial como marino y contiene facies influenciadas por mareas, olas y procesos fluviales. Se extiende desde el límite superior de influencia de las mareas hasta el límite de las facies marinas costeras”.

La naturaleza y la organización de las facies dentro de un estuario dependen de la interacción entre los procesos marinos y los procesos fluviales. Los procesos marinos tienen mayor fuerza e influencia en la boca del estuario, mientras que los procesos fluviales tienen mayor fuerza en la cabeza del estuario.

Los estuarios están caracterizados por dividirse en tres zonas:

- Una zona exterior, presenta alta energía y esta dominada por procesos marinos (corrientes de oleaje y/o mareales) donde los sedimentos

proviene del mar y el transporte neto de carga de fondo es hacia el continente;

- Una zona central relativamente de baja energía donde las corrientes marinas (dominantemente mareales) igualan a la energía fluvial y se caracteriza por la depositación de sedimentos de grano fino;
- Una zona interna dominada por los procesos fluviales pero con influencia de marea, donde el transporte neto de los sedimentos es hacia el mar. (Dalrymple, Zaitlin y Boyd, 1992)

Existen dos tipos extremos de estuarios, que son diferenciados en base al proceso marino que predomina (fig. 15 - 16)

Estuarios dominados por oleaje (fig. 15: a, b y c). Las tres zonas, de las que esta compuesta, se pueden reconocer fácilmente en este tipo de estuarios. La distribución de facies es granulometría gruesa-fina-gruesa debido a la distribución de la energía total dentro del estuario.

Zona externa: constituye un cuerpo marino arenoso conformado por una barrera, canales mareales y depósitos deltáicos de marea. La barrera se forma debido a la energía del oleaje mientras que los "inlets" se forman debido a descargas mareales un poco altas. La barrera es un cuerpo arenoso, cuyo núcleo esta conformado por "shoals" o barras subaéreas o subacuáticas transgresivas, sobre los que se construye una barrera de playa cortada por uno o mas "inlets" o canales de marea (Roy et al., 1980; Roy, 1984 en Reading, 2005).

Los deltas de flujo de marea, son deltas progradantes, se forman por una influencia mareal moderada (Hayes, 1980, Ong y Boyd, 1992 en Reading, 2005).

Zona central: denominada también "Cuenca Central", es una zona con depósitos de grano fino, generalmente lodo.

Zona Interna: Esta conformada por un "delta de bahía", que experimenta influencia mareal. El delta de cabeza de bahía, esta formado por arena y/o grava depositada por el río a la cabeza del estuario.

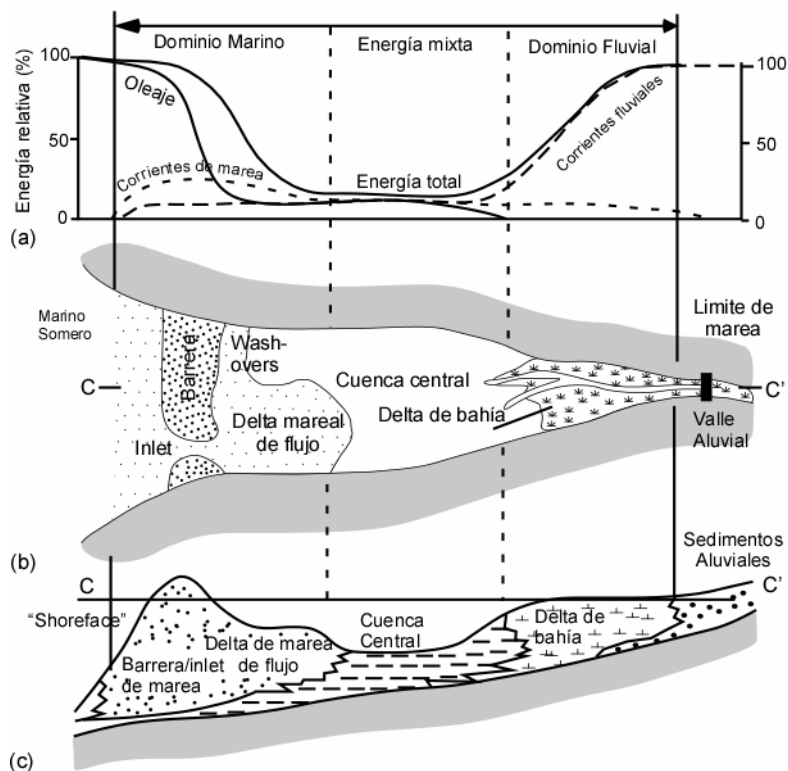


Figura 15 Distribución en un estuario dominado por oleaje de (a) los tipos de energía, (b) componentes morfológicos y (c) facies sedimentarias. (Tomado de Dalrymple, Zaitlin y Boyd (1992) en Reading, 2005)

Estuario dominado por marea (fig. 16). En este tipo de estuarios, la energía de la corriente de marea excede la energía del oleaje en la boca del estuario.

Zona externa: Esta zona está conformada por barras de arena elongadas, que disipan la energía del oleaje. Estos depósitos están caracterizados por estratificación cruzada. Las planicies de arena son anchas, las mismas que pasan aguas arriba a un canal simple con sinuosidad baja ("rectos"), los depósitos de esta facies consisten de arenas finas con laminación paralela, no se desarrollan en estuarios dominados por rangos de marea pequeños.

La zona central es una zona de baja energía y de meandros.

La zona interna tiene un dominio fluvial, conformado por un canal simple con baja sinuosidad.

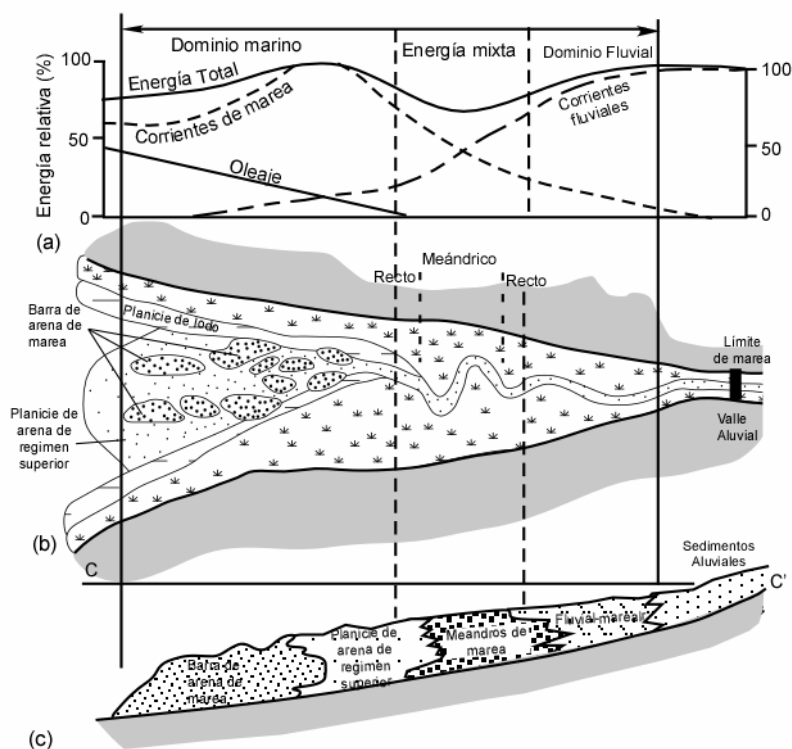


Figura 16. Distribución en un estuario dominado por marea de (a) los tipos de energía, (b) componentes morfológicos y (c) facies sedimentarias. (Tomado de Dalrymple, Zaitlin y Boyd (1992) en Reading, 2005)

Ambos esquemas; del estuario dominado por oleaje y mareas, nos permiten diferenciarlos, lo que ayuda en una predicción de la estratigrafía de los depósitos estuarinos dentro de un contexto estratigráfico-secuencial.

3.4 AMBIENTES SEDIMENTARIOS MARINOS DE PLATAFORMA

Los ambientes pertenecientes a esta zona se extienden desde litorales dominados por procesos costeros hasta ambientes de pendiente dominados por procesos oceánicos de aguas profundas. Las características principales de estos ambientes son profundidades de agua menores a 200 metros, gradientes suaves (c. 1-0.1°), salinidades marinas normales y un rango amplio de procesos físicos (corrientes de marea, olas, corrientes generadas por tormentas y corrientes oceánicas).

3.4.1 MODELOS Y REGIMENES HIDRÁULICOS DE PLATAFORMA.

En base al régimen hidráulico hay tres tipos de plataforma:

Dominadas por mareas.

Dominadas por oleaje y tormentas.

Dominadas por corrientes oceánicas.

3.4.1.1 Plataformas dominadas por mareas

Son afectadas diariamente por fuertes corrientes mareales, lo que provoca una erosión significativa de los depósitos marinos y el transporte de sedimentos como carga de fondo en forma de depósitos lineales de gran escala. Son más comunes en cuencas parcialmente cerradas.

3.4.1.2 Plataformas dominadas por oleaje y tormentas.

La dispersión del sedimento esta principalmente controlado por fluctuaciones estacionales, lo que domina la intensidad del oleaje y de corriente, con el transporte máximo de sedimento típicamente acompañado por actividad de tormentas. Por lo general se forman estratos de gran escala.

3.4.1.3 Plataformas dominadas por corrientes oceánicas.

Son azotadas por corrientes unidireccionales, las que son generadas en las cuencas oceánicas y que migran, ocasionalmente, a las plataformas continentales adyacentes.

3.4.2 DEPOSITACIÓN DE ARENA DE PLATAFORMA CON DOMINIO DE MAREA

Esta caracterizada por tres formas de depositación de arena:

- Arenas generadas por marea de estuario o de relleno de valle inciso.
- Crestas de arena de marea asociadas a la línea de costa.
- Capas de arena de marea de plataforma abierta.

Arenas mareales de estuario o de relleno de valle inciso: comprende cuerpos de arena gruesos (c. 40-60m), perpendiculares a la costa, de extensión lateral limitada, crestas de arena y canales mareales elongadas, con dunas subacuosas de gran escala, que se depositan en las desembocaduras de estuarios (Nio, van den Berg et al., 1980 en Reading, 2005). Estos cuerpos pueden exhibir capas de lodo o “mud drapes” que forman ritmitas mareales características de este ambiente.

Crestas de arena mareales asociadas a la línea de costa ocurren como bancos de arena de mar abierto, que deben su origen al intervalo transgresivo. Estos cuerpos tienden a ser paralelos a la línea de costa y durante el retroceso de ésta, se fusionan, lo que provoca que se forme una capa extensa lateral de arenas mareales. Dependiendo del grado de preservación exhiben bases planares que pueden estar representadas por superficies de erosión o superficies de ravinamiento.

Depósitos de arena mareal de plataforma abierta. Estos depósitos desarrollan formas de estratificación características debido a las trayectorias de transporte de las corrientes de marea, en las cuales las crestas de arena de marea están ausentes. Forman cuerpos de arena tabulares con topes y bases planares.

3.5 CONCEPTOS GENERALES DE ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL

3.5.1 ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL

La estratigrafía secuencial, constituye una subdivisión de la Estratigrafía, y en su definición más simple se dice que es: “la subdivisión del relleno sedimentario de las cuencas en paquetes relacionados genéticamente, limitados por disconformidades y/o sus conformidades correlativas” (Emery & Myers, 1996)

3.5.2 SUPERFICIES ESTRATIGRÁFICAS

3.5.2.1 Límite de Secuencia, es una no-conformidad y su correlativa conformidad.

Como parte de sus características tenemos que es lateralmente continua, cubre una gran superficie y parece ser sincrónica en muchas cuencas alrededor del mundo (Vail et al., 1977; Vail and Todd, 1981; Vail et al, 1984; Haq et al, 1988; en Van Wagoner et al, 1990). Un límite de secuencia separa todo los estratos bajo el límite erosivo, de todos los estratos sobre el límite (Mitchum, 1997 en Van Wagoner et al, 1990) y tiene un significado crono-estratigráfico.

3.5.2.2 No conformidad, es una superficie que separa estratos mas jóvenes de estratos mas viejos, a lo largo del cual hay evidencia de truncación por erosión subaérea (y, en algunos lugares, erosión submarina correlativa) o exposición subaérea, evidenciado por un hiato significativo.

3.5.2.3 Conformidad, es una superficie limitante que separa estratos mas jóvenes de estratos mas viejos, no hay evidencia de erosión (subareal o submarina) o no depositación, y a lo largo de la cual no se evidencia ningún hiato significativo.

3.5.2.4 Superficie de inundación, está definida como una superficie que separa estratos jóvenes de estratos más viejos en la cual existe evidencia de un incremento abrupto en la profundidad del agua. La profundización está generalmente asociada con erosión marina y no depositación (Van Wagoner et al., 1990).

3.5.2.5 Superficie de Máxima Inundación (SMI), es la superficie que corresponde a la mayor transgresión marina, sedimentos pelágicos-hemipelágicos, marinos profundos y de plataforma asociados a esta superficie son el resultado de tasas de depositación lentas, estos forman secciones condensadas. Una *superficie de máxima inundación* es un marcador de

correlación crono-estratigráfico utilizado a escala regional y local (Emery & Myers, 1996).

Sección Condensada, es una unidad estratigráfica marina de pequeño espesor, caracterizada por tasas depositacionales muy bajas (Loutit et al 1988). Contiene concentraciones anómalas de glauconita, organismos planctónicos, fosfatos y minerales exóticos, y por superficies glauconitizas / fosfatizadas comúnmente asociadas con superficies endurecidas (Baum y Vail, 1988).

Las superficies endurecidas o Hardgrounds, se forman por precipitación química en plataformas clásticas o carbonatadas en un medio subacuoso oxidante, se presenta bajo la forma de costras irregulares ferruginosas y/o fosfáticas, con estructuras hemisféricas o nódulos más o menos soldados.

3.5.2.6 Superficie de Ravinamiento (SR), se crea por la erosión de oleaje en la parte superior del “shoreface”, durante la transgresión de la línea de costa.

3.5.2.7 Parasecuencia, es una sucesión relativamente concordante de estratos o grupo de estratos genéticamente relacionados, limitados por superficies marinas de inundación o por sus superficies correlativas (Van Wagoner et al., 1990).

3.5.2.8 Grupo de parasecuencias, es una sucesión de parasecuencias genéticamente relacionadas, formando un patrón de apilamiento distintivo, limitado por una superficie de inundación o por sus superficies correlativas, pueden ser: progradacionales, retrogradacionales y agradacionales (fig 17), dependiendo de la razón existente entre la tasa de acomodación y la tasa de depositación (Van Wagoner et al., 1990).

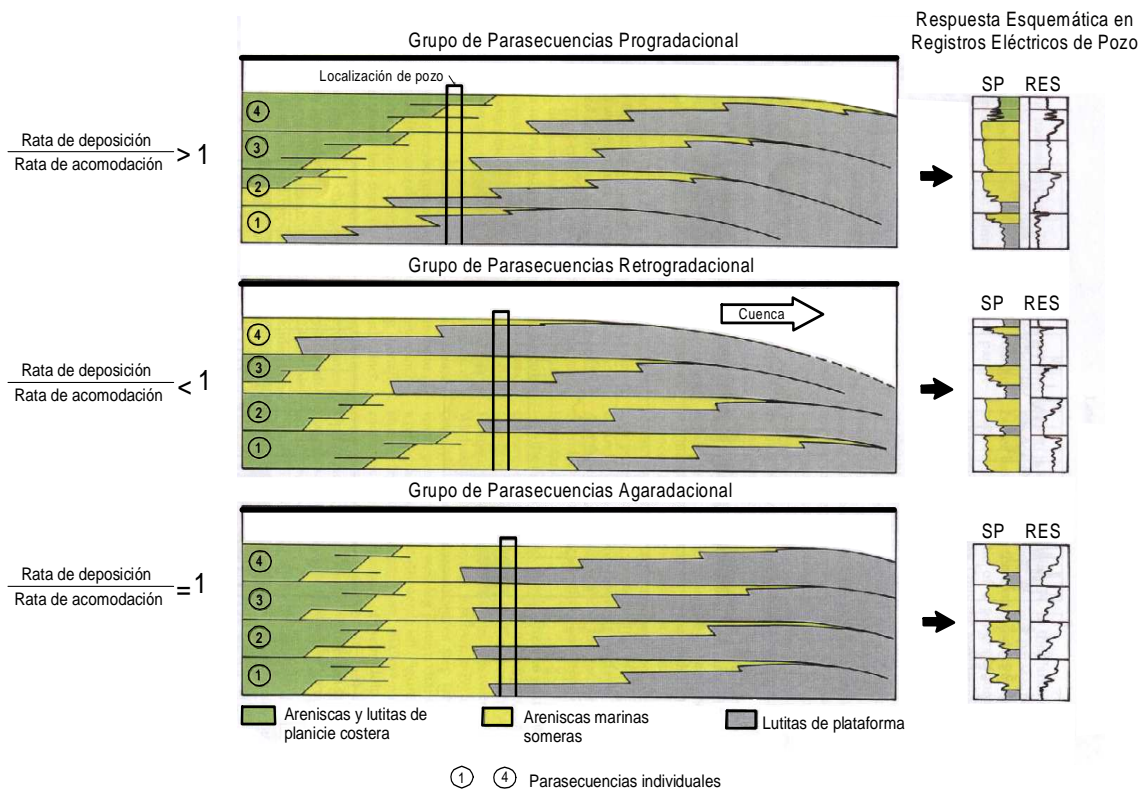


Figura 17. Patrón de apilamientos de grupos de parasecuencias y su respuesta esquemática en registros eléctricos de pozo. (Tomado de Van Wagoner et al., 1990).

3.5.2.9 Secuencia, es una sucesión relativamente concordante de estratos relacionados genéticamente limitados por discontinuidades y sus conformidades correlativas. (Mitchum et al, 1977). Las parasecuencias y grupos de parasecuencias son las unidades fundamentales que forman las secuencias.

3.5.3 CORTEJOS SEDIMENTARIOS (SYSTEMS TRACTS)

Los cortejos sedimentarios (*systems tracts*) son secuencias depositacionales y son interpretados mediante los patrones estratales de apilamiento, posición dentro de la secuencia y tipos de superficies o límites, y se les asigna posiciones particulares dependiendo de las fluctuaciones eustáticas (Catuneanu, 2002)

- *Prisma de Bajo Nivel (PBN)*.- Se deposita durante un intervalo de caída relativa del nivel del mar hasta el subsiguiente incremento relativo del nivel del mar. La principal característica del *prisma de bajo nivel* es la formación

de valles incisos producidos por la erosión durante la caída del nivel del mar en la plataforma (Emery & Myers, 1996). Se limita a la base por un límite de secuencia y al tope por una superficie transgresiva.

- *Intervalo Transgresivo (IT)*.- Se desarrolla durante el incremento relativo del nivel del mar, cuando el volumen de acomodación se incrementa más rápido que la tasa de aporte de sedimentos. El *intervalo transgresivo* pasa distalmente a secciones condensadas caracterizadas por tasas extremadamente bajas de depositación y el desarrollo de facies condensadas como son lutitas orgánicas, glauconíticas, fosfáticas o carbonatos pelágicos (Emery & Myers, 1996). Se limita a la base por una superficie transgresiva y al tope por una superficie de máxima inundación.
- *Prisma de Alto Nivel (PAN)*.- Representa la progradación del sistema depositado después del máximo de transgresión y antes del límite de secuencia, cuando la tasa de crecimiento del espacio de acomodación es menor que la tasa de aporte de sedimentos. El *prisma de alto nivel* está caracterizado por una disminución en la tasa del incremento relativo del nivel del mar a través del tiempo, resultando en agradación inicial y la subsecuente progradación (Emery & Myers, 1996). Se limita a la base por una superficie de máxima inundación y al tope por un límite de secuencia.

3.5.4 MODELOS DE SECUENCIAS

Existen dos metodologías o modelos de Secuencias que persiguen los mismos objetivos utilizando diferentes técnicas: la Estratigrafía Depositacional y la Estratigrafía de Secuencias Genéticas. La primera, basada en los trabajos de Posamentier y Vail (1988) y Posamentier et al. (1988), discretiza el registro sedimentario de los márgenes continentales en unidades o secuencias que están limitadas por discontinuidades erosivas (o "Sequence Boundaries"). Las discontinuidades erosivas suelen ser las superficies más evidentes en sísmica, sin embargo, son superficies heterócronas, que pueden abarcar un lapso de tiempo importante. En las zonas donde no se produce truncación de las series

sedimentarias subyacentes (por ejemplo, en zonas que quedan emergidas o en cuencas profundas), las superficies correlativas de las discontinuidades erosivas no suelen ser evidentes y constituye todo un desafío reconocerlas, especialmente en registros de pozos.

La escuela de Estratigrafía de Secuencias Genéticas está basada en los trabajos de Galloway (1989). Esta escuela utiliza como límites de secuencia las superficies de máxima inundación (figura 18). Estas superficies suelen coincidir con máximos de arcillosidad y formación de *hard-grounds* en las zonas marinas y son, por tanto, fáciles de reconocer en los registros eléctricos (suelen coincidir con máximos de Gamma Ray y mínimos en las curvas resistivas). No obstante, tienen el inconveniente que en zonas más proximales que pueden llegar a quedar emergidas durante las fases de caída del nivel del mar relativo, estas superficies pueden no ser evidentes o incluso pueden desaparecer por erosión.

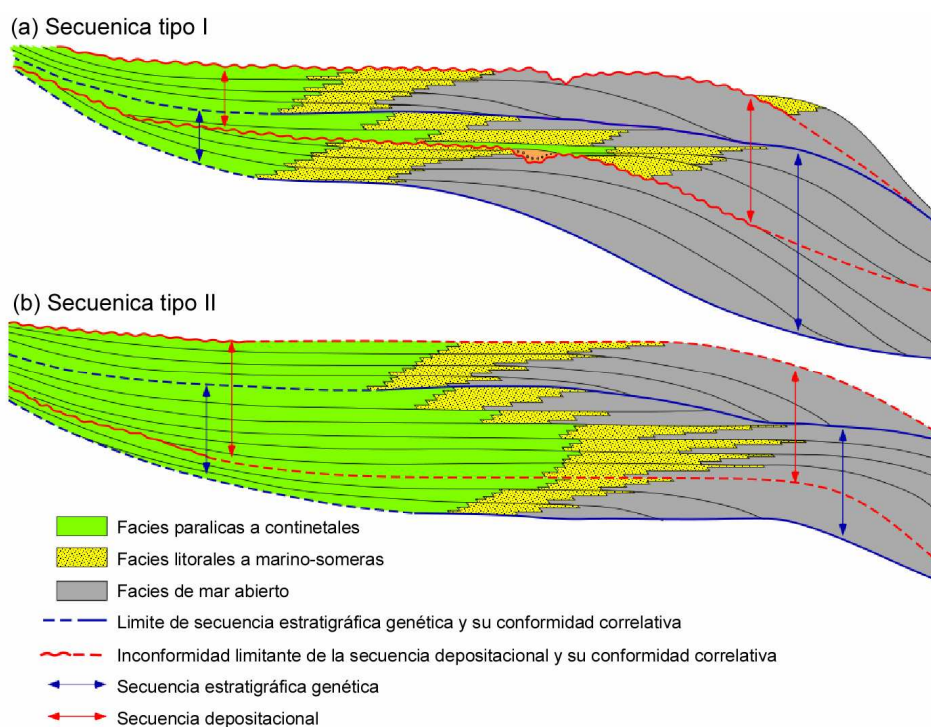


Figura 18. Comparación entre los límites de secuencia depositacional y límites de secuencias genéticas usando como modelo las secuencias de Exxon de Tipo 1 (a) y Tipo 2 (b). La metodología de Exxon (Posamentier et al., 1988) le concede un énfasis especial a las superficies erosivas y a sus conformidades correlativas (en rojo), que pueden ser importantes cuando el nivel del mar relativo cae por debajo del borde de plataforma (Secuencia Tipo I), pero, no tan evidentes cuando la caída del nivel del mar relativo no cae por debajo del borde de plataforma (Secuencia Tipo II). Los límites de secuencia genética (superficies de máxima inundación en azul) son más obvios de reconocer en zonas marinas, al coincidir con máximos de arcillosidad, aunque pueden ser truncados en las zonas que quedan emergidas.

3.5.5 ORDEN DE CICLICIDAD DE LAS SECUENCIAS SEDIMENTARIAS

3.5.5.1 Ciclo. Es un periodo de tiempo durante el cual el nivel del mar cae desde una posición de prisma de alto nivel, hasta un prisma de bajo nivel, y volviendo nuevamente a un prisma de alto nivel (Vail et al., 1977; Mitchum, 1977 en Van Wagoner, 1988).

3.5.5.2 Orden de secuencia. Una secuencia depositacional representa un ciclo completo de depositación limitado tanto en la parte inferior como superior por inconformidades erosionales. La secuencia tiene una duración máxima, la cual es medida entre las conformidades correlativas o las inconformidades límites. Así, la duración de la secuencia puede ser determinada por el evento que controla la creación y destrucción de la acomodación (Emery & Myers, 1996).

Según (Duval et al. 1992 en Emery-Myers, 1996), cuatro órdenes de ciclos estratigráficos son definidos:

- *Primer orden (Ciclo de invasión continental).*- Está definido por una escala muy larga (> 50 Ma.) ciclos de “onlap” (los estratos mas jóvenes traslapan los más antiguos hacia el continente) y “offlap” (donde los estratos mas jóvenes traslapan los mas antiguos hacia el mar) sedimentarios de los supercontinentes. Estos son considerados a ser controlados por tectono – eustasia (Emery & Myers, 1996).
- *Segundo orden (3 – 50 Ma.).*- Representan etapas particulares en la evolución de la cuenca, estas pueden ser causadas por cambios en la rata de subsidencia tectónica en la cuenca o cambios en la rata de levantamiento en los terrenos fuente de sedimento (Emery & Myers, 1996).
- *Tercer orden (0.5 – 3 Ma.).*- Representan la base de la estratigrafía secuencial, porque estos a menudo se aprecian en resolución sísmica. Son identificados por la detección de ciclos de acomodación creación y

destrucción individuales. Estos ciclos son considerados por Vail et al. (1991) a ser controlados por glacio – eustatismo, aunque otros mecanismos tectónicos son posibles (Cloetingh, 1988 *en* Emery & Myers, 1996).

Secuencia compuesta es un término, algunas veces usado, para describir secuencias de segundo o tercer orden que forman parte de órdenes de secuencias mayores (Mitchum y Van Wagoner, 1991 *en* Emery & Myers, 1996).

- *Cuarto orden (0.1 – 0.5 Ma.)*.- Ciclos de “parasecuencias”, representan facies individuales de somerización ascendente, limitados por superficies de inundación. Estos pueden relatar en parte procesos autocíclicos en el sistema sedimentario (Emery & Myers, 1996).
- Vail *et al.* (1991) y Mitchum y Van Wagoner (1991) definieron también el orden de las secuencias de la siguiente forma (Ver Tabla 1):

Orden de ciclicidad	Duración	
	Vail <i>et al.</i> (1991)	Mitchum y Van Wagoner (1991)
1 ^{er}	> 50 Ma	
2 ^o	3-50 Ma	9-10 Ma
3 ^{er}	0.5-3 Ma	1–2 Ma
4 ^o	80-500 Ka	100-200 Ka
5 ^o	30-80 Ka	10-20 ka
6 ^o	10-30 ka	

Tabla 1. Orden de ciclicidad de las secuencias sedimentarias.

3.6 CONCEPTOS DE ICNOFACIES

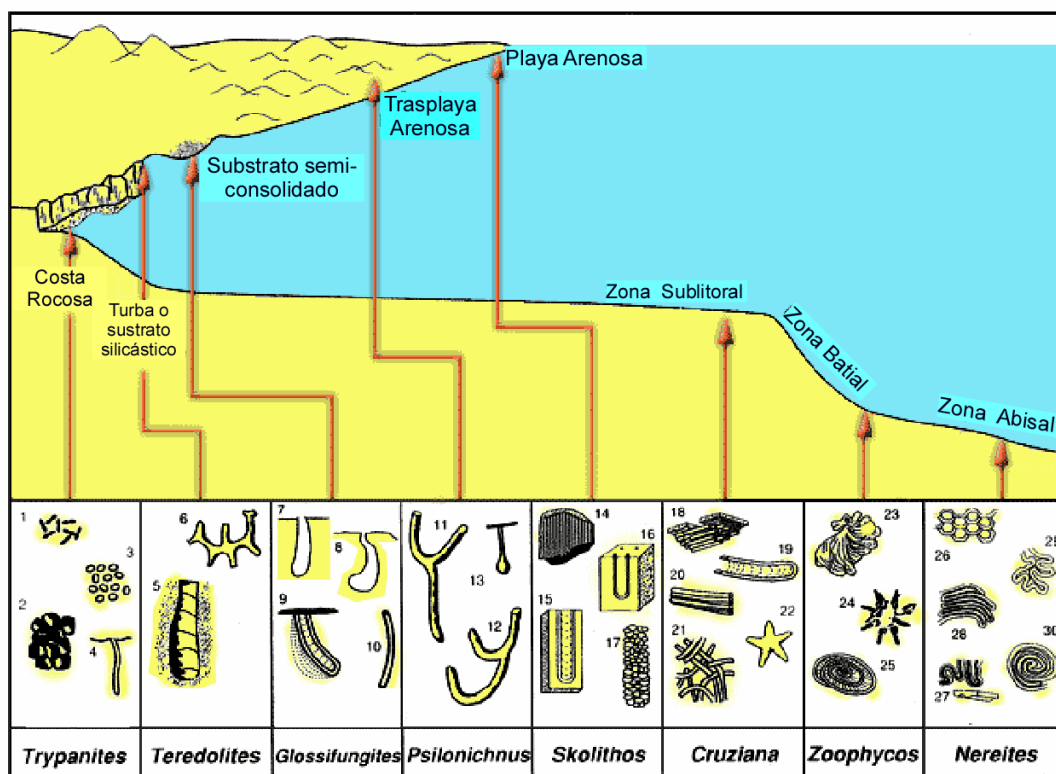
Las trazas fósiles son perturbaciones sedimentológicas o litológicas debido a la actividad de animales o plantas mientras descansan, se mueven, o comen. A menudo, el organismo que produce la traza es desconocido. Dado que las trazas fósiles reflejan actividad, diferentes organismos realizando la misma actividad, pueden producir trazas similares. Así también, un organismo con diferentes actividades puede dejar más de una traza.

Este enfoque es usado como una herramienta paleontológica para analizar estos grupos de trazas fósiles y así determinar ambientes y facies depositacionales.

La bioturbación puede ser definida como la perturbación de sedimentos debido a la actividad biológica. Un componente importante para entender la actividad de organismos antiguos es una estimación de la abundancia de trazas fósiles, los cuales también ofrecen pistas del ambiente durante el cual se depositaron los sedimentos.

3.6.1 TIPOS DE ICNOFACIES

Las icnofacies están condicionadas por ocho controles ecológicos, que son: la tasa de sedimentación, la consistencia del subsuelo, la turbidez, la cantidad de oxígeno, la luz, la salinidad, la temperatura y la energía del agua.



Distribución de icnofacies marinas comunes

Trazas fósiles típicas incluyen: 1) *Caulostrepis*; 2) *Entobia*; 3) *echinoid borings*; 4) *Trypanites*; 5) *Teredolites*; 6) *Thalassinoides*; 7, 8) *Gastrochaenolites* or related genera; 9) *Diplocraterion* (*Glossifungites*); 10) *Skolithos*; 11,12) *Ppsilonichnus*; 13) *Macanopsis*; 14) *Skolithos*; 15) *Diplocraterion*; 16) *Arenicolites*; 17) *Ophiomorpha*; 18) *Phycodes*; 19) *Rhizocorallium*; 20) *Teichichnus*; 21) *Planolites*; 22) *Asteriacites*; 23) *Zoophycos*; 24) *Lorenzina*; 25) *Zoophycos*; 26) *Paleodictyon*; 27) *Taphrohelminthopsis*; 28) *Helminthoidea*; 29) *Cosmorhaphis*; 30) *Spirorhaphis*.

Figura 19. Diagrama sinóptico ilustrando el conjunto de icnofacies marinas que ocurren en determinado, pero no exclusivo, ambiente. Los factores locales físicos, químicos y biológicos determinan cuales trazas ocurrirán en determinados sitios. (Pemberton y MacEarchen, 2006)

3.6.1.1 Trypanites.

Sustratos marinos consolidados u orgánicos (calizas). Ambiente litoral a sublitoral con procesos de erosión y bioerosión importantes. Aparecen perforaciones como cavidades de moradas y huellas de raspaduras (fig. 20). La diversidad es baja.

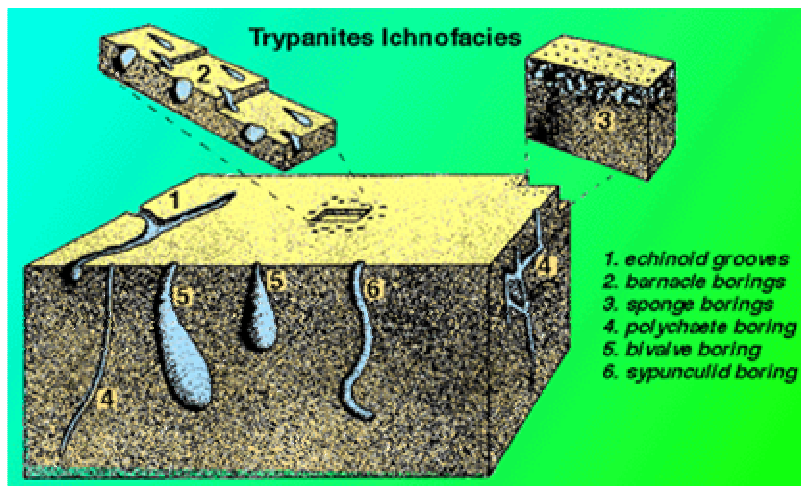


Figura 20. Esquema de la icnofacies Trypanites (Tomado de Benton & Harper, 1997 en <http://www.es.ucl.ac.uk/undergrad/fieldwork/image/fieldtrips/TraceFossils/ichno.htm>)

3.6.1.2 Teredolites.

Se desarrollan en la línea de costa cenozoica. Se dan sobre sustratos leñosos en ambientes de transición como manglares, y tienen diversidad mínima (fig. 21).

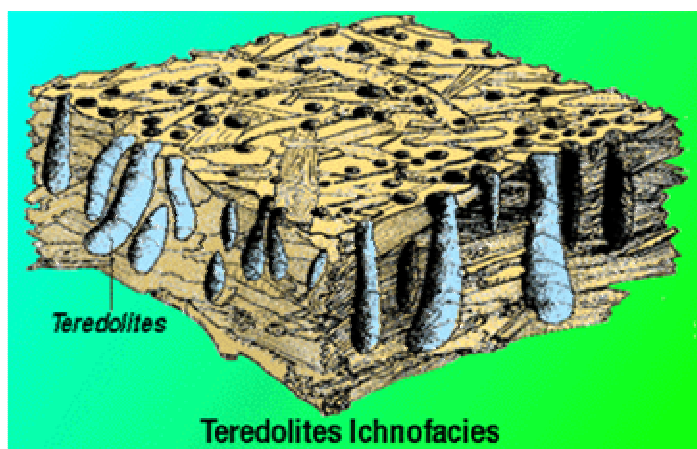


Figura 21. Esquema de la icnofacies Teredolites (Tomado de Benton & Harper, 1997 en <http://www.es.ucl.ac.uk/undergrad/fieldwork/image/fieldtrips/TraceFossils/ichno.htm>)

3.6.1.3 Glossifungites.

Ocurren en sedimentos firmes pero no litificados, como lodo y limo en zonas intermareales marinas y submareales someras. Se dan estructuras cilíndricas verticales en forma de tubo, de U, en forma de saco como cavidades de habitación (fig. 22). Los organismos productores suelen ser sedimentívoros y suspensívoros, con baja diversidad, de ambientes protegidos de energía moderada o alta.

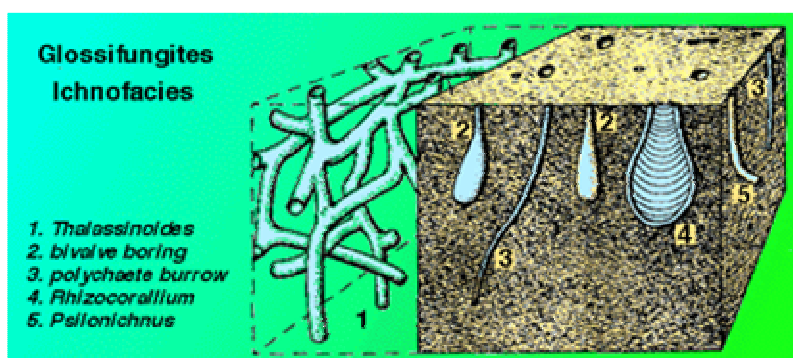


Figura 22. Esquema de la icnofacies Glossifungites (Tomado de Benton & Harper, 1997 en <http://www.es.ucl.ac.uk/undergrad/fieldwork/image/fieldtrips/TraceFossils/ichno.htm>)

3.6.1.4 Skolithos

Se dan en sustratos arenosos y/o fangosos, en ambientes marinos poco profundos, bastante inestables y de alta energía, con erosión y depositación brusca, es decir, ambiente de plataforma o zona submareal poco profunda. Aparecen huellas o cavidades de morada verticales o en U (fig. 23). Indican situaciones intermareales, donde el organismo tiene que responder rápido a condiciones estresantes, también se generan al tope de areniscas generadas por tormenta o flujos turbidíticos.

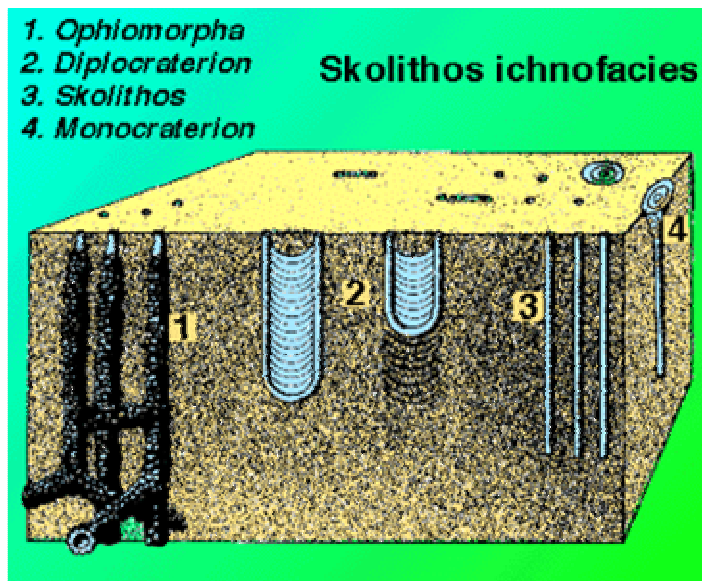


Figura 23. Esquema de la icnofacies Skolithos (Tomado de Benton & Harper, 1997 en <http://www.es.ucl.ac.uk/undergrad/fieldwork/image/fieldtrips/TraceFossils/ichno.htm>)

3.6.1.5 Cruziana.

Esta icnofacies representa un ambiente de plataforma clástica media a externa, bajo el nivel base de la ola de buen tiempo, afectada por tormentas. Son estructuras verticales de alimentación y horizontales asociadas (fig. 24). Predominan las señales de apoyo (*Asteriacites*) o rastros (*Cruziana*), que normalmente aparecen como relieves positivos ya que son cubiertos por el sedimento depositado por fenómenos de turbulencia (p.e. tormentas).

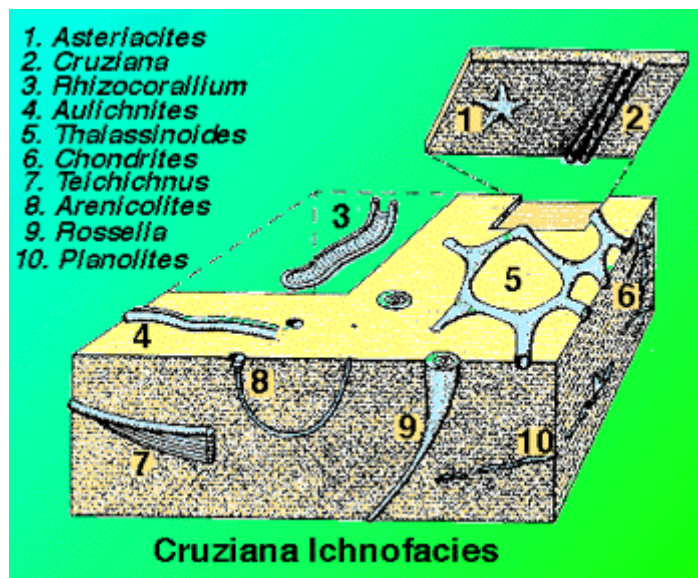


Figura 24. Esquema de la icnofacies Cruziana (Tomado de Benton & Harper, 1997 en <http://www.es.ucl.ac.uk/undergrad/fieldwork/image/fieldtrips/TraceFossils/ichno.htm>)

3.6.1.6 Zoophycos

Comúnmente contienen trazas tri-dimensionales (fig. 25) generadas por alimentación construidas por una variedad de organismos en sedimentos mal sorteados y no litificados. Están bajo el nivel de la ola en ambientes de plataforma clástica.

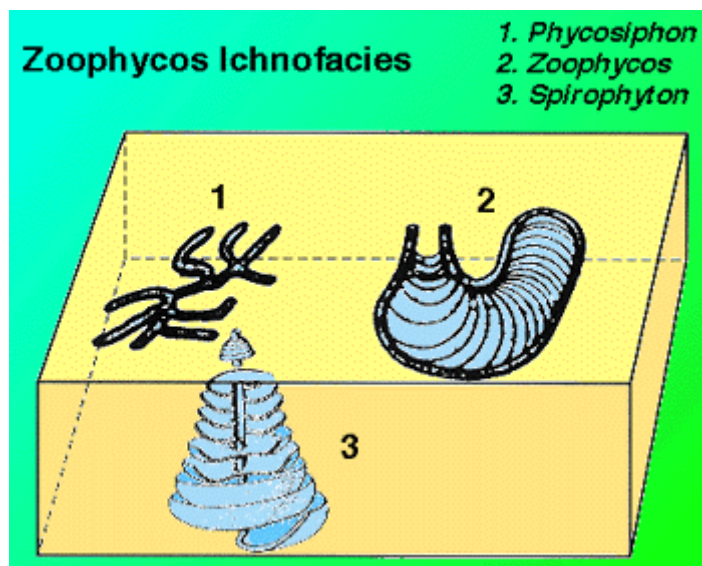


Figura 25. Esquema de la icnofacies Zoophycos (Tomado de Benton & Harper, 1997 en <http://www.es.ucl.ac.uk/undergrad/fieldwork/image/fieldtrips/TraceFossils/ichno.htm>)

3.6.1.7 Nereites.

Indican ambientes de agua profunda, incluyendo piso oceánico y cuencas marinas profundas, caracterizados por una baja oxigenación. Estas trazas fósiles ocurren en lodos depositados desde la suspensión, y en lodolitas y limolitas de turbiditas distales. Se dan estructuras de rastros superficiales (Nereites) y de cultivo de bacterias (Paleodictyon) (fig.26)

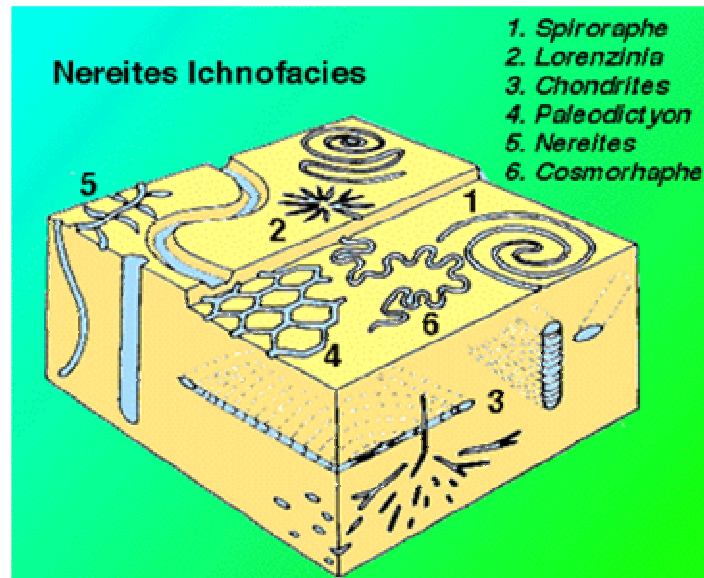


Figura 26. Esquema de la icnofacies Nereites (Tomado de Benton & Harper, 1997 en <http://www.es.ucl.ac.uk/undergrad/fieldwork/image/fieldtrips/TraceFossils/ichno.htm>).

CAPITULO 4

INTERPRETACION DE SECUENCIAS DEPOSITACIONALES

4.1. INTRODUCCIÓN

El estudio realizado pretende proponer un modelo geológico para el Miembro Arenisca U en la zona Noreste de la Cuenca Oriente. Para lo cual se ha realizado un estudio detallado de los campos que se encuentran dentro de la zona mencionada.

La columna estratigráfica generalizada de la formación Hollín y Napo (fig. 27) muestra las unidades que han sido analizadas en el presente estudio, desde el Miembro Lutita U hasta el Miembro Caliza A.

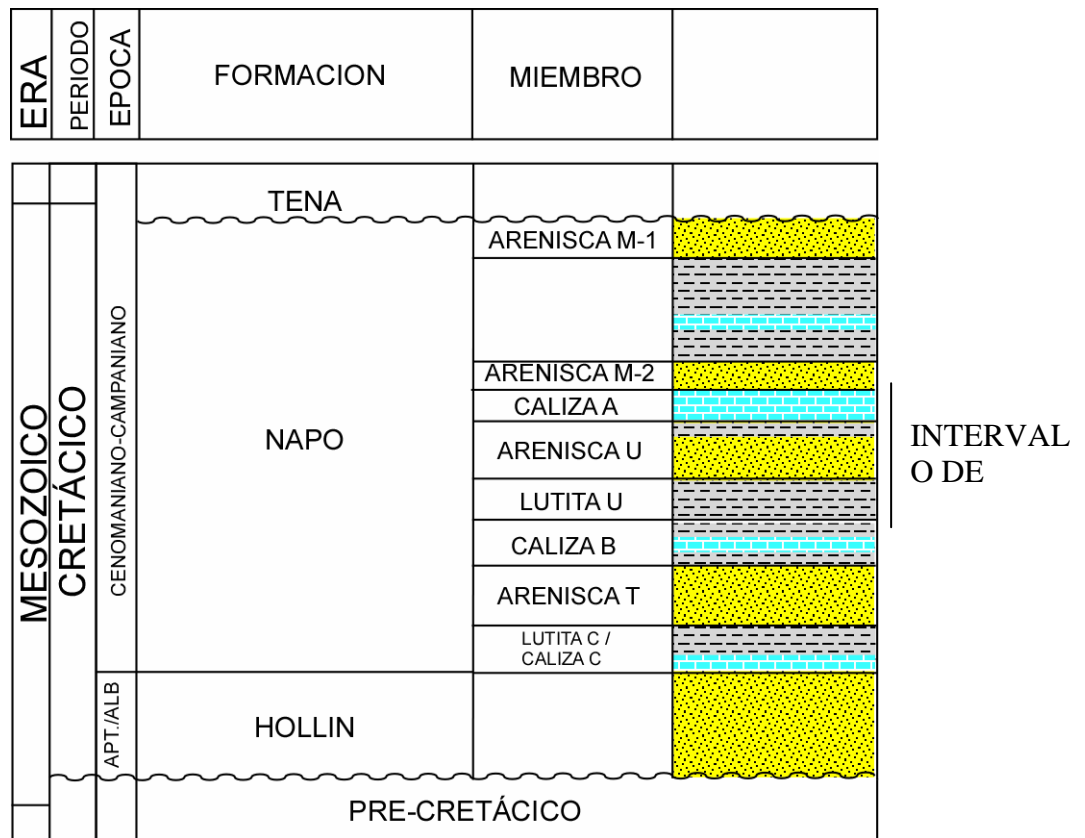


Figura 27. Columna generaliza de las formaciones Hollín y Napo, Cuenca Oriente - Ecuador. (Modificado de Shanmugan et al., 2000).

El Miembro Lutita U, esta conformada por paquetes de lutitas masivas con amonites; limonitas; areniscas finas y calizas a veces arenosas.

Ordoñez et al. (2006), en base al estudio micropaleontológico realizado de afloramientos, núcleos y ripios de pozos, han asignado una edad Cenomaniano Temprano para la parte superior del Miembro Caliza B. La edad Cenomaniano Temprano también ha sido asignada para los miembros Lutita U y Arenisca U por estos mismos autores.

El Miembro Arenisca U esta conformado por areniscas cuarzosas con estratificación cruzada y laminación planar de grano medio a fino. Su ambiente pertenece a canales de marea hacia el Oeste y relleno de valles incisos hacia el centro y ambiente fluvial hacia el Este de la Cuenca (White et al., 1995 B). La parte superior esta conformada por areniscas glauconíticas de grano fino, bioturbadas, con cemento calcáreo, intercaladas con lutitas y calizas. Este depósito define un ambiente de plataforma marina, estuario y planicie costera (White et al., 1995 - B).

El Miembro Caliza A, en su parte inferior, comprende calizas masivas y laminadas con cherts negros. La parte superior esta constituida por bancos calcáreos con delgados niveles margosos en la base. La edad asignada para este intervalo es Turoniano Medio a Turoniano Superior en base al estudio micropaleontológico de muestras de afloramientos, núcleos y ripios de pozos (Ordoñez et al, 2006).

La base del Miembro Lutita U, la base del Miembro Arenisca U y la superficie de máxima inundación dentro del Miembro Caliza A, ha sido correlacionada por Vaca (2004) con la carta global de cambios eustáticos de Haq et al (1987). Este autor correlaciona la base del Miembro Lutita U con una transgresión a 96 Ma, la discordancia a la base del Miembro Arenisca U con una caída del nivel del mar datada a 94 Ma antes del presente y la superficie de máxima inundación intra - Caliza A con una transgresión en 90.5 Ma antes del presente. Según estas correlaciones la duración de esta secuencia sería de ~5.5 Ma, lo que

representaría una secuencia de 2do orden, que comprende desde el Miembro Lutita U hasta el Miembro Caliza A.

Así también, el Miembro Arenisca U puede contener secuencias sedimentarias de un orden menor, las mismas que han sido identificadas en los cortes crono-estratigráficos realizados y se las ha considerado como parasecuencias, separadas por superficies de inundación. En los cortes se identifican los límites de secuencia, superficies de inundación, superficies de máxima inundación y las tendencias de depositación de las diferentes unidades. Se ha realizado un corte crono-estratigráfico Norte-Sur en cada campo estudiado.

La escuela de Estratigrafía de Secuencias Genéticas (Galloway, 1989) ha sido utilizada en este estudio. Por tanto, los límites de la secuencia de tercer orden, son la superficie de máxima inundación dentro del Miembro Lutita U y la superficie endurecida fosfática dentro del Miembro Caliza A.

Para la interpretación de los elementos secuenciales en los pozos de cada campo, se han utilizado todos los registros eléctricos disponibles, sin embargo la curva Gamma Ray es la que muestra más evidentemente los cambios en las tendencias verticales.

4.2. INTERPRETACION DEL AMBIENTE DE DEPOSITACION

4.2.1. CAMPO PATA

El campo Pata es uno de los campos más occidentales de la zona de estudio. El campo Pata produce petróleo de los reservorios Arenisca U y Arenisca T, por lo que se han realizado varios estudios petrográficos, litológicos y sedimentológicos, tanto de testigos de corona, como de ripios de perforación.

Los datos disponibles para el estudio de este campo son los registros eléctricos de 7 pozos perforados, análisis de ripios de perforación de los pozos en intervalos específicos de los miembros Arenisca U y Caliza A, y descripciones de testigos de corona del Miembro Arenisca U de uno de los pozos (18 pies de testigo).

En el Anexo 1 – Corte 1/7 se incluye el corte estratigráfico-secuencial realizado a partir de una selección de pozos de este campo.

4.2.1.1 Interpretación de Testigo de Corona

Se ha tenido acceso a la descripción de testigo de corona realizada por Ray Young en 2001, así como informes con observaciones adicionales realizadas posteriormente en el 2006 por Petrobrás. También se tuvo acceso a fotos de los testigos, donde se ha podido verificar estas observaciones. En los trabajos mencionados anteriormente se ha compilado una descripción del testigo, así como fotos del mismo incluidas en los informes y la interpretación sedimentológica. Se trata de un testigo de 18 pies situado en la parte superior del Miembro Arenisca U.

El intervalo recuperado está representado por areniscas, limolitas y lodolitas intercaladas. Las areniscas son de grano fino y muy fino, con glauconita (hasta 5%) en la mitad superior del núcleo. Están casi completamente homogeneizadas por bioturbación y todas las estructuras sedimentarias fueron destruidas.

Las areniscas y las limolitas más gruesas forman secuencias grano-crecientes, de 2 pies, haciéndose de menor tamaño hacia el tope. La alta intensidad y moderada a alta diversidad de bioturbación son adjudicables a la icnofacies de Cruziana y sugieren condiciones de salinidad normal: se reconocen *Chondrites*, *Teichichnus*, *Asterosoma?*, *Palaeophycus*, *Planolites* (Young, 2001) (figura 28 y 29).

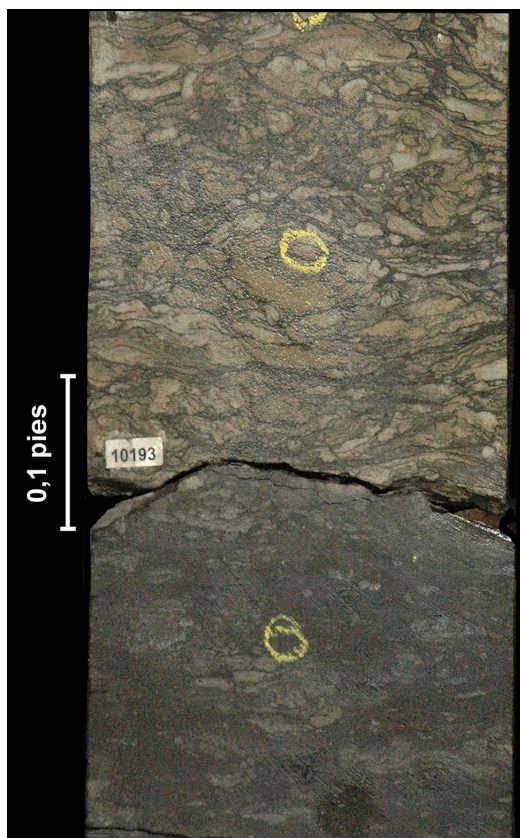


Figura 28. Lodolitas con trazas rellenas de areniscas que pasan a cuarzosas con escasa glauconita, y cemento calcítico con distribución irregular, intensamente bioturbadas, definiendo un ciclo arenocreciente como respuesta a una somerización (Young, 2001)

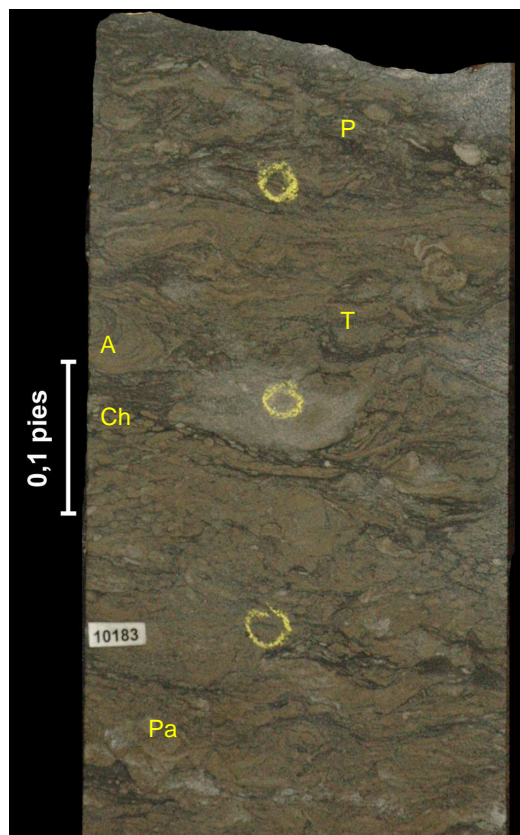


Figura 29. Areniscas cuarzosas con escasa glauconita, y cemento calcítico con distribución irregular, intensamente bioturbadas. Las estructuras primarias están oscurecidas por bioturbación. La diversidad es moderada a alta y se identifican entre otras formas: *Teichichnus* (T), *Planolites* (P), *Chondrites* (Ch), *Palaeophycus* (Pa), *Asterosoma?* (A), asimilables a la icnofacies de *Cruziana* del “shoreface” inferior. Profundidad de perforación en pies. (Young, 2001)

Interpretación: Las areniscas son interpretadas como barras de “offshore” submareales o “shoals”, con la tendencia granocreciente indicando una fluctuación en el aporte sedimentario y/o movimiento de los cuerpos arenosos sobre sedimento de grano fino. Este tipo de cuerpo arenoso está usualmente orientado paralelo a la línea de costa y tiende a ser alargado y angosto. Dos intervalos de grano fino probablemente representan ascensos significativos del nivel del mar y parecen constituir extensas barreras de flujo, generados en un ambiente de “offshore” superior-transición hasta “shoreface” bajo. Predominan depósitos generados en condiciones de buen tiempo, con débil influencia de tormentas (Mac Eachern y Pemberton, 2006).

4.2.1.2 Descripción litológica de ripios de perforación.

4.2.1.2.1. Miembro Lutita U

Este miembro se caracteriza por el predominio de lodolitas y arcillolitas con escasas intercalaciones de lodolitas con alguna reacción moderada a débil al HCl (fig 31). Hacia el tope esta sección presenta mayor participación de intercalaciones de areniscas cuarzosas de grano muy fino con glauconita (fig 32), evidenciando que el tránsito desde el Miembro Lutita U al Miembro Arenisca U es gradual en la zona del Bloque 18.

Las lodolitas calcáreas que se presentan en la base de la unidad se caracterizan por la abundancia de foraminíferos, restos de peces y valvas recristalizadas, sugiriendo una transición gradual desde el Miembro Caliza B (fig 30).

Interpretación: se interpreta un ambiente marino abierto de baja energía, posiblemente por debajo del nivel de acción de las olas de tormenta y afectado esporádicamente por corrientes de baja energía. Los bancos correspondientes a wackestones bioclásticos, con participación de siliciclásticos de tamaño arena fina-media que podrían corresponder a depósitos generados por olas de tormenta. La participación de restos de carbón y la presencia de wackes glauconíticas hacia

el techo de este intervalo sugieren una transición gradual a condiciones algo más someras.

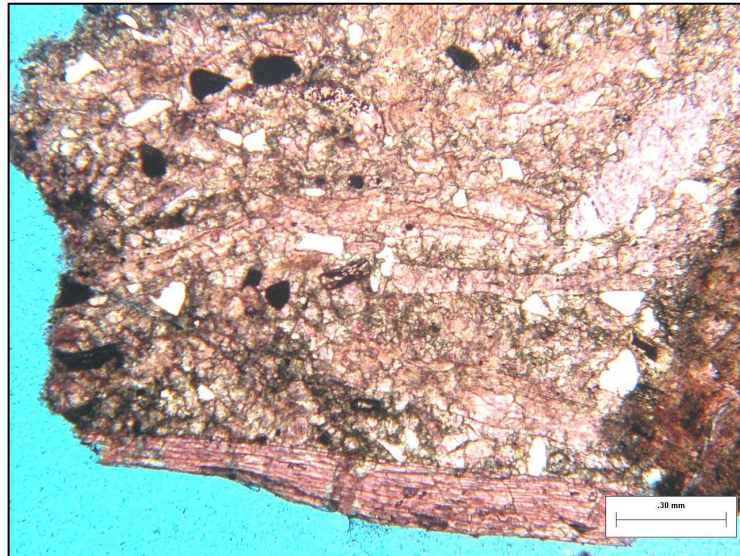


Figura 30. Se reconoce un wackestone arenoso bioclástico. Escala: 0.30 mm (Petrobrás, 2006).

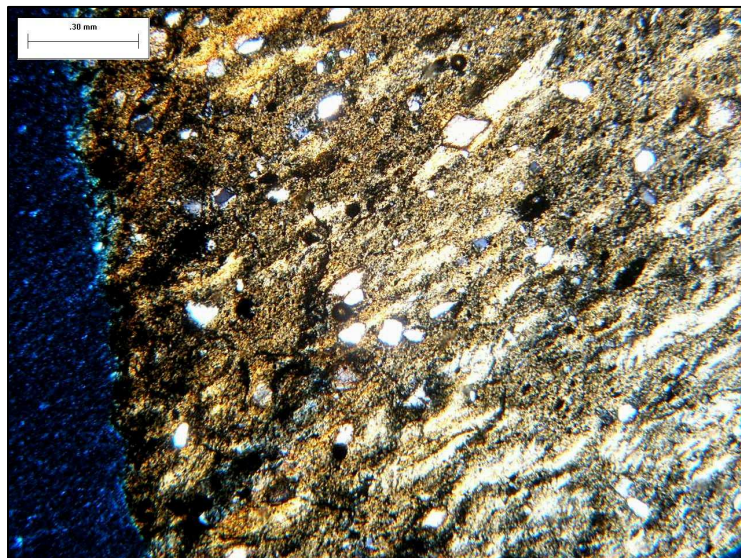


Figura 31: Fangolitas con lentes de arenitas muy finas, arcilitas y limolitas afectadas por bioturbación. Escala: 0.30 mm. (Petrobrás, 2006).

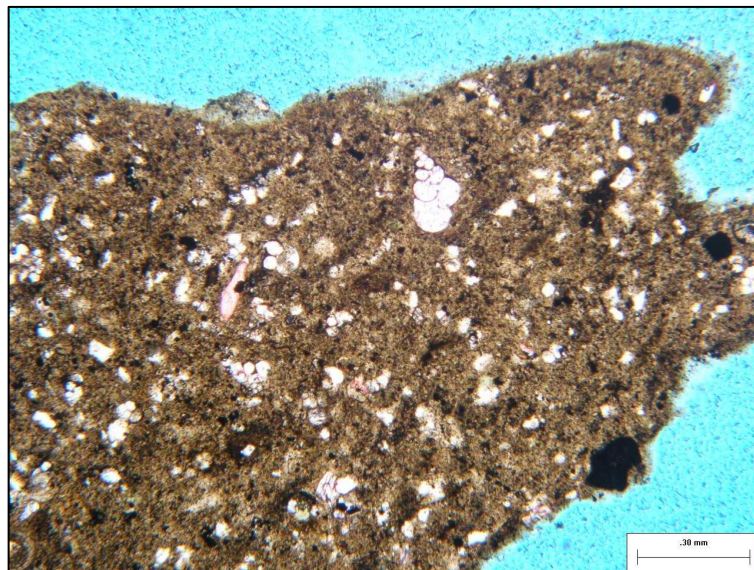


Figura 32: Fangolitas masivas con foraminíferos. Escala: 0.30 mm (Petrobrás, 2006).

4.2.1.2.2. *Miembro Arenisca U*

El espesor de esta unidad varía entre 79 y 108 pies de espesor. Se instala sobre los depósitos arcillosos del Miembro Lutita U. Está constituida por varias litologías, que se discuten a continuación, las mismas que se encuentran intercaladas, evidenciando el desarrollo de bancos de espesor moderado. Se observan areniscas cuarzosas de grano fino y buena selección (figura 33), intercaladas con areniscas con cemento calcítico y glauconita (figura 34), y asociaciones de grano fino (limolitas, lodolitas y areniscas muy finas, figura 35). Las litologías de grano fino presentan glauconita y materia orgánica. En la parte superior esta unidad presenta niveles de rocas carbonáticas con participación de siliciclásticos. Estos corresponden a areniscas calcáreas y wackestones arenosos (figura 36) recristalizados.

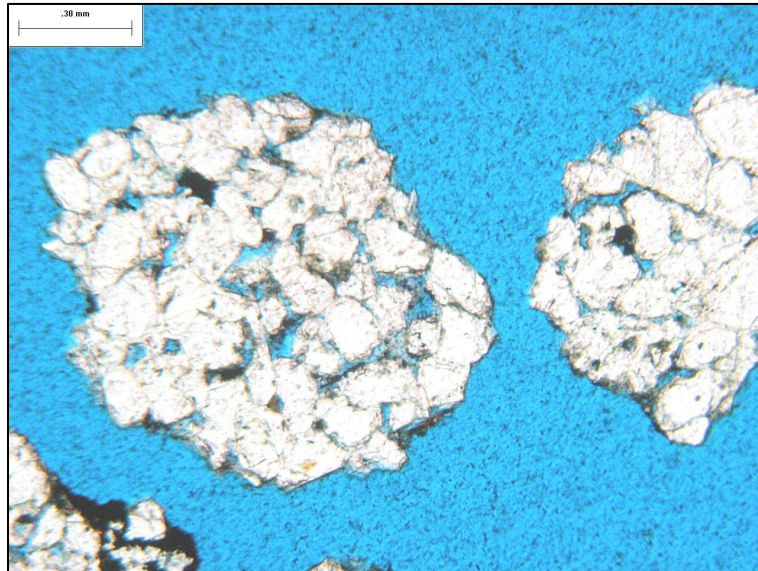


Figura 33. Areniscas cuarzosas de grano fino y buena selección. Escala: 0.30 mm. (Petrobrás, 2006).



Figura 34. Areniscas con cemento calcítico y glauconita. Escala: 0.30 mm. (Petrobrás, 2006).

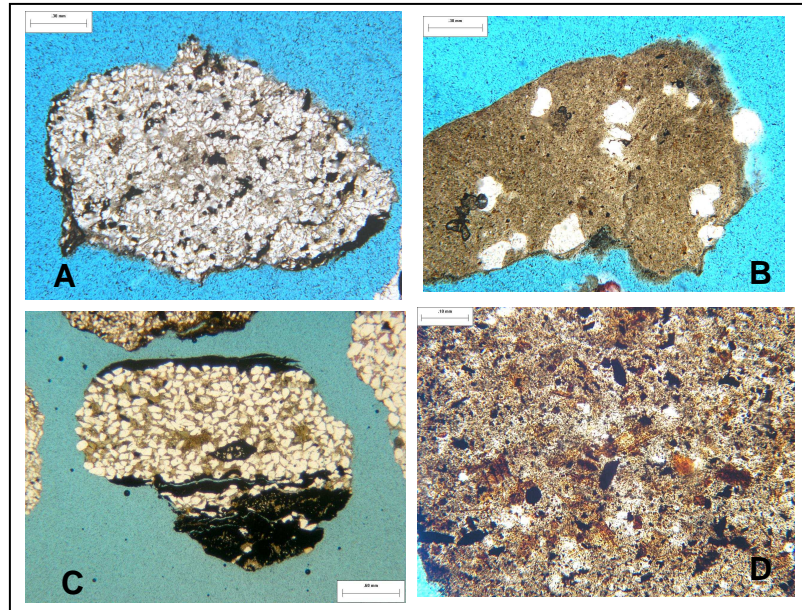


Figura 35. Asociaciones de grano fino (A y C: areniscas muy finas. B: lodolitas. D: limolitas). (Petrobrás, 2006).

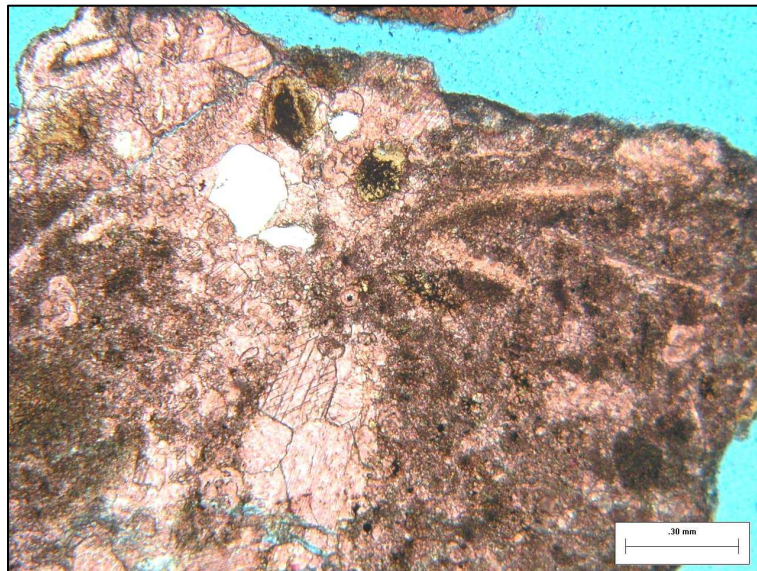


Figura 36. Areniscas calcáreas y wackestones arenosos recristalizados. Escala: 0.60 mm (Petrobrás, 2006).

Interpretación: se interpreta un ambiente marino abierto, con desarrollo de barras de “offshore” o “shoals”, afectado por corrientes y tormentas (areniscas con escasa glauconita y wackestones bioclásticos), configurando ciclos desde posiciones de mar abierto con registros de tormentas hasta “shoreface” bajo a medio. Esta interpretación es similar a la obtenida del estudio de la corona.

4.2.1.2.3. *Miembro Caliza A*

Los datos proporcionados por Petrobrás – Ecuador indican que el espesor de esta unidad varía entre 49 y 88 pies de espesor. Fue analizada en todos los pozos, se observa una alternancia entre lodolitas con foraminíferos (figura 37 y 38) y wackestones/packestones recristalizados (figura 39). En la parte media se ubica una lectura de GR alta (fosfato A) que corresponde a alta concentración de restos fosfáticos reconocido en los ripios de los algunos pozos.

Se interpreta un ambiente marino abierto de plataforma de baja energía, sujeto a fluctuaciones eustáticas-climáticas. Los carbonatos presentan aspecto masivo.

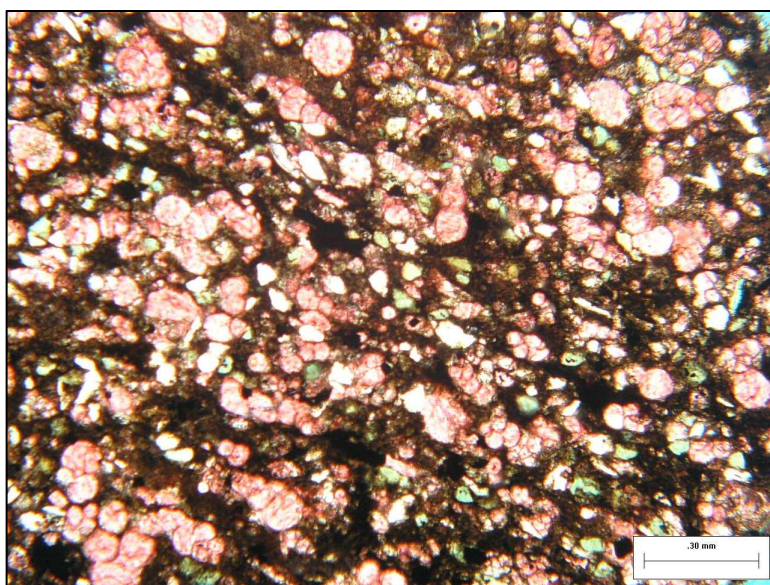


Figura 37. Ripios analizados en el Miembro Caliza A que muestran lodolitas con foraminíferos. Escala: 0.30 mm (Petrobrás, 2006)

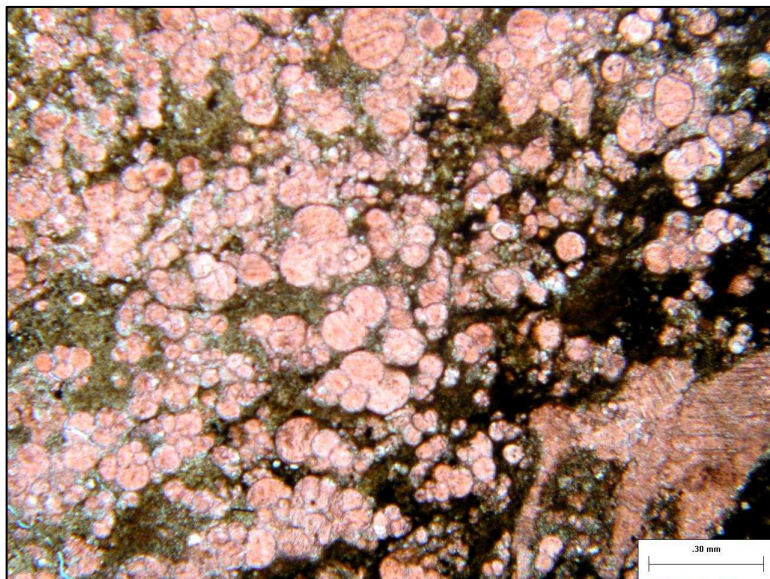


Figura 38. Ripios analizados en el Miembro Caliza A que muestran lodolitas con foraminíferos. Escala: 0.30 mm. (Petrobrás, 2006)



Figura 39. Ripios analizados en el Miembro Caliza A que muestran Wackestones/packstones recristalizados. Escala: 0.30 mm (Petrobrás, 2006).

4.2.1.3 Interpretación de registros eléctricos.

El Miembro Arenisca U, según registros eléctricos de este campo, muestra un contacto de tipo transicional entre los Miembros Lutita U y Arenisca U. El

resultado del análisis de los datos disponibles, incluyendo el testigo corona y los rípos de perforación, indica que el Miembro Arenisca U presenta facies de plataforma marina abierta, en las que durante su depositación, no hubo emersión sub-aérea. La secuencia para esta unidad en el campo Pata (fig. 40) es una sucesión de facies continua y sucesiva, que comienza con facies de “offshore” a playa baja y media culminando nuevamente a tope con facies de “offshore”, con intercalaciones de depósitos de tormenta.

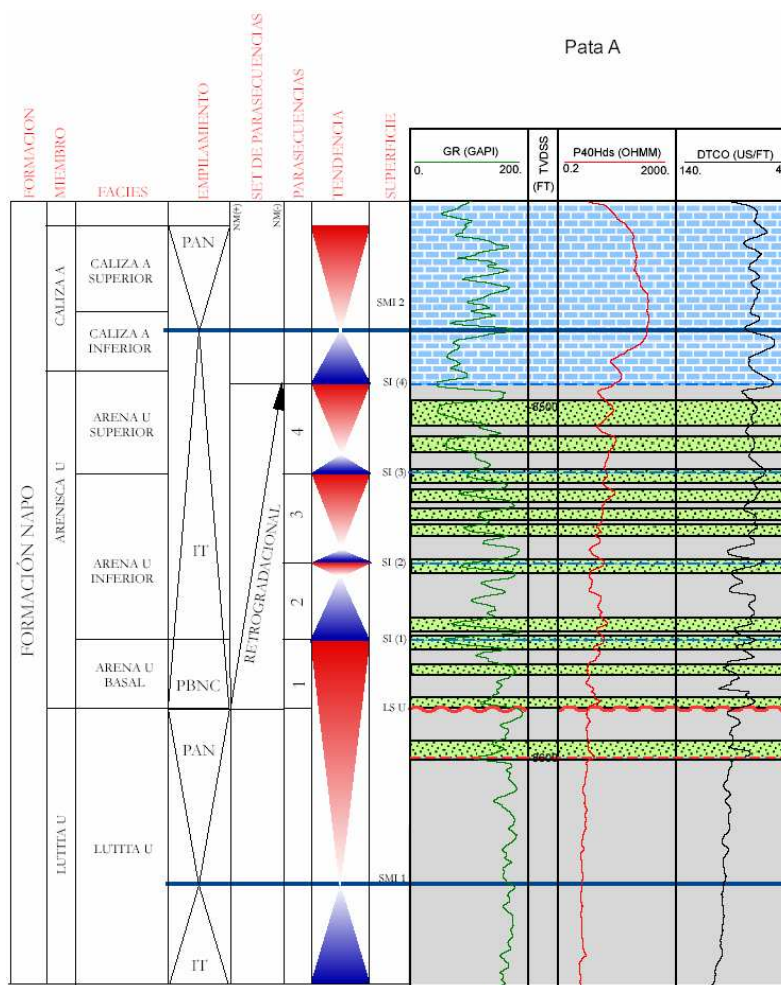


Figura 40. Pozo Tipo del campo Pata, indicando la interpretación sedimentológica e identificación de ciclos sedimentarios y superficies crono-estratigráficas.

Un análisis de las trazas de bioturbación muestra un predominio de icnofacies de tipo Cruziana (Petrobras, 2006) que corrobora la interpretación ambiental a partir del análisis sedimentológico (playa media a baja hasta “offshore”).

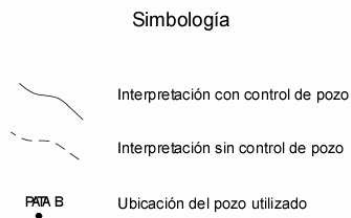
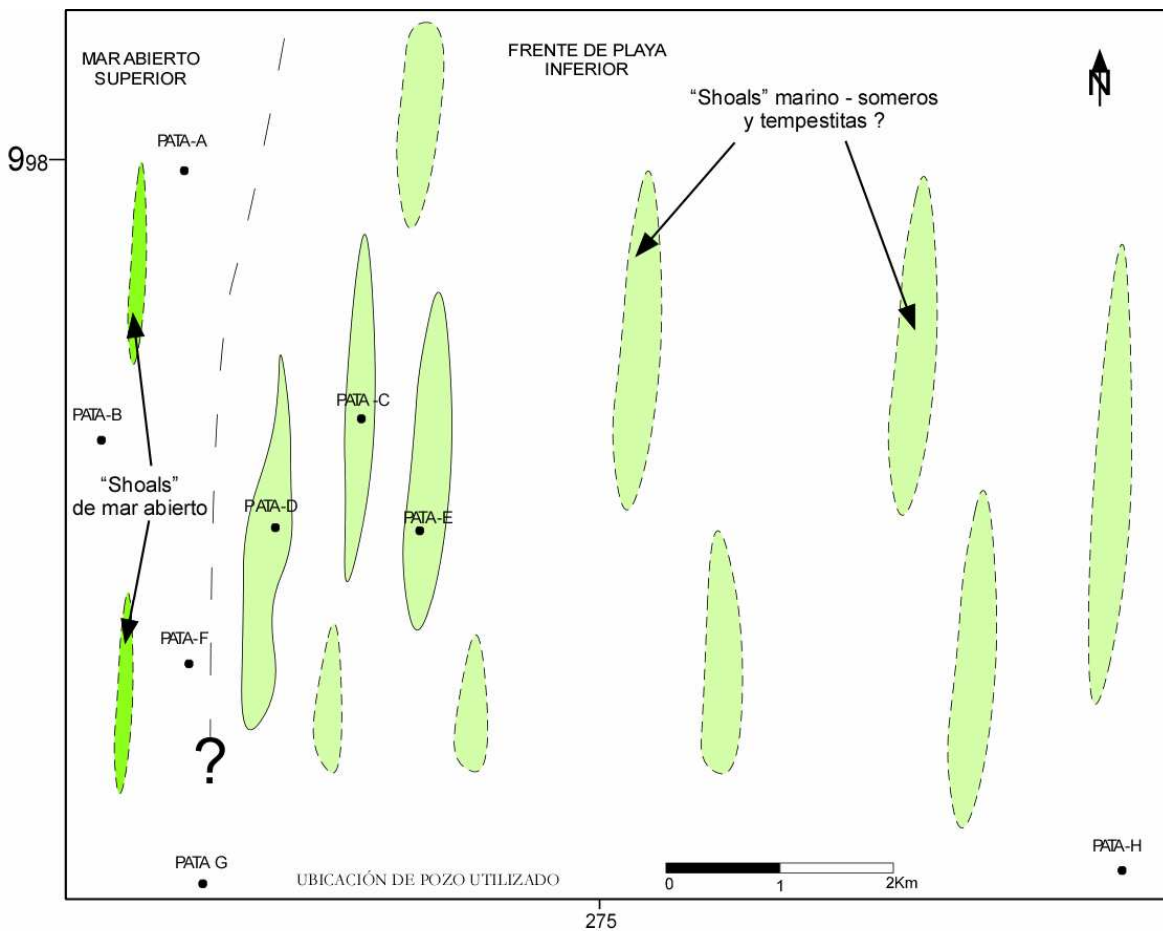
Así también se pueden reconocer en este campo un mismo número de ciclos sedimentarios (Anexo 1 – Corte 1/7), posiblemente atribuibles a cambios relativos en el nivel del mar, asociados al desplazamiento continuo de la línea de costa (en facies de playa distal a “offshore”).

En este campo se logran reconocer niveles pequeños de areniscas, se trata en general de cuerpos altamente discontinuos, con continuidad lateral del orden de algún centenar de metros, muy difíciles de correlacionar entre pozos, y con espesores decimétricos a métricos. Por lo que se ha interpretado estos cuerpos como “marine shoals” o barras de plataforma que están, en general, intensamente bioturbados y están orientados paralelamente a la línea de costa.

Sin embargo estos cuerpos son reconocibles en el sector Este del campo, mientras que en los pozos ubicados al Oeste del mismo, no se logra reconocerlos, por lo que se puede interpretar tentativamente como el límite entre facies de playa baja a media y las facies de plataforma. Al Oeste del bloque 18, se asume que las facies encontradas corresponderían a facies de “offshore”.

Las facies identificadas durante este estudio, habrían sido depositadas tanto durante las fases regresivas como las transgresivas. Las primeras incluirían las areniscas depositadas como facies de playa media a distal (asociadas a la progradación de prismas litorales y/o deltáicos), mientras que las segundas se habrían depositado durante las fases transgresivas como depósitos de tormenta.

La figura 41 muestra la interpretación paleogeográfica para esta zona, durante la transgresión.



ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL CARRERA DE INGENIERÍA GEOLÓGICA	
"MODELO DEPOSITACIONAL DE LA ARENISCA U EN EL CENTRO-NOROCIDENTE DE LA CUENCA ORIENTE".	
ESQUEMA PALEOGEOGRÁFICO PARA EL INTERVALO TRANSGRESIVO (PARASECUENCIA 2) DEL CAMPO PATA	
REALIZADO POR: DIANA RAMÍREZ A.	1/7

Figura 41. Esquema paleogeográfico para el intervalo transgresivo (parasecuencia 2) del campo Pata.

En la figura 42 se presenta un análogo moderno de un estuario, y se señala la zona en la que, según la interpretación propuesta en este trabajo, se encontraría el campo Pata.

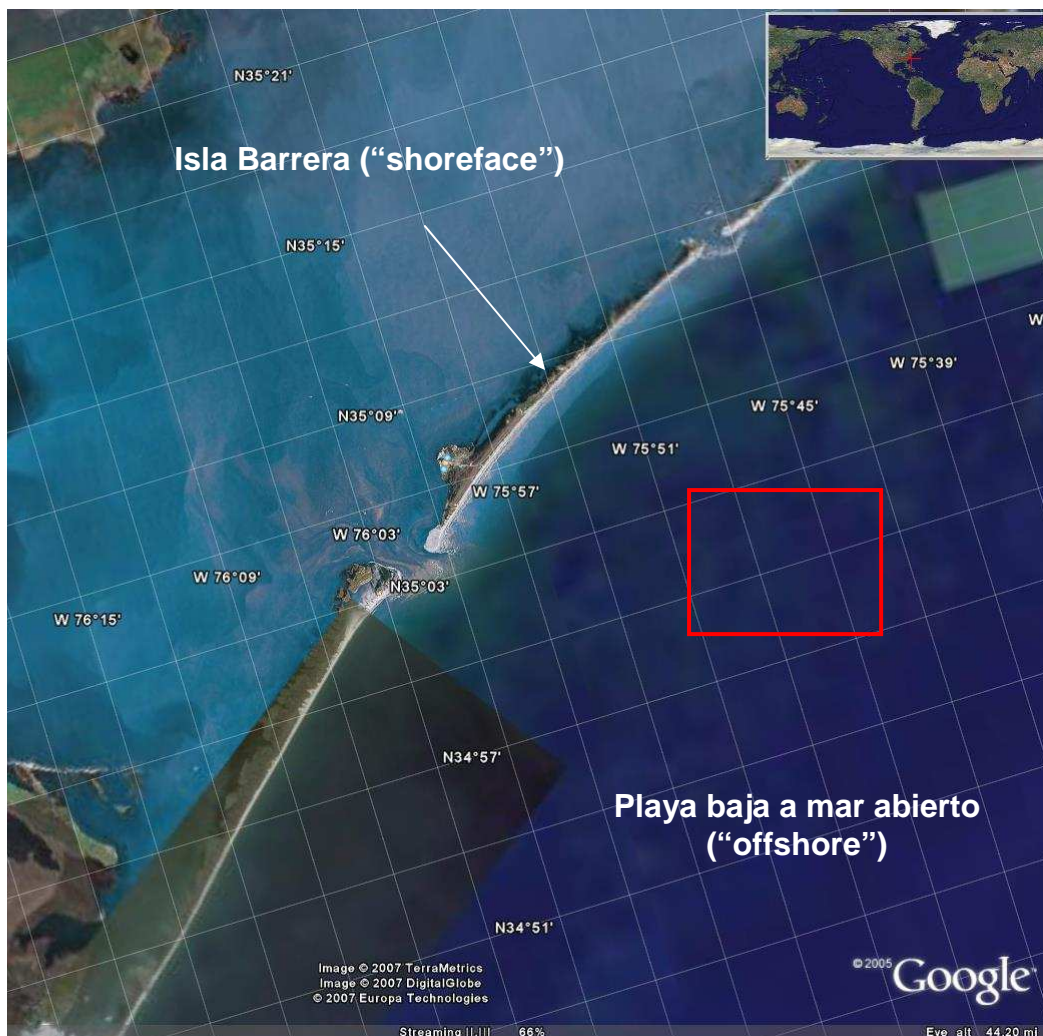


Figura 42. Imagen satelital de un sistema depositacional moderno que puede ser considerado como análogo del Miembro Arenisca U para el campo Pata. En el recuadro rojo se señala la zona en la que se encontraría el campo según esta interpretación. Cabo Hatteras (Carolina del Norte, E.E. U.U.). (Imagen tomado de Google Earth, 2007).

4.2.2. CAMPO PALO AZUL

El campo Palo Azul se encuentra en el sector centro-Oeste de la zona de estudio, inmediatamente al Oeste del campo gigante Sacha. Este campo produce petróleo de la formación Hollín.

Los datos con los que se dispone para el estudio de este campo son los registros eléctricos de los 24 pozos perforados. En el Anexo 1 – Corte 2/7 se incluye el corte estratigráfico-secuencial realizado a partir de una selección de pozos de este campo.

4.2.2.1 Interpretación de núcleos

Como se mencionó anteriormente, la producción del campo Palo Azul proviene en su totalidad de la Formación Hollín. Todos los estudios y trabajos efectuados hasta la fecha en este campo han estado encaminados a entender la geología/sedimentología de esta formación, que ha sido muestreada con dos testigos en dos pozos. Aunque se trata de una formación diferente, los trabajos realizados han ayudado, indirectamente, a entender mejor la geología sedimentaria de los Miembros Arenisca U y Arenisca T en la zona del Bloque 18. Adicionalmente, existen testigos en los Miembros Arenisca T y el Miembro Arenisca M-2 que, aunque son desde un punto de vista estratigráfico unidades diferentes, su correlación con los registros eléctricos muestran que se puede interpolar el tipo de litofacies sedimentarias (esencialmente “shoreface” y “offshore”) a otras unidades que muestran las mismas respuestas eléctricas como por ejemplo el Miembro Arenisca U.

4.2.2.2 Interpretación de registros eléctricos de pozo.

Este campo muestra una considerable semejanza con el campo Pata, por lo que el estudio mencionado anteriormente para el campo Pata, ha sido beneficioso para interpretar los registros eléctricos del campo Palo Azul. A pesar de esta

proximidad geográfica, se pueden observar en los registros del campo Palo Azul ciertas características particulares en el Miembro Arenisca U y que se discuten a continuación.

Los registros eléctricos de pozos presentan la misma tendencia vertical que se puede observar en el campo vecino Pata (fig. 43). Se observa un contacto transicional entre el Miembro Lutita U y el Miembro Arenisca U que se interpreta como una transición desde un ambiente marino somero, comenzando con facies de “offshore” en el Miembro Lutita U, hasta llegar a facies de playa distal (“shoreface” inferior) en la parte basal del Miembro Arenisca U. Para la parte media y superior de esta unidad y el Miembro Caliza A esta tendencia se invierte, observándose una evolución de facies de playa distal (“shoreface” inferior – “offshore” superior) a facies de “offshore”/plataforma. Estos cambios se observan en todos los pozos analizados y se deduce que están reflejando una subida relativa del nivel del mar.

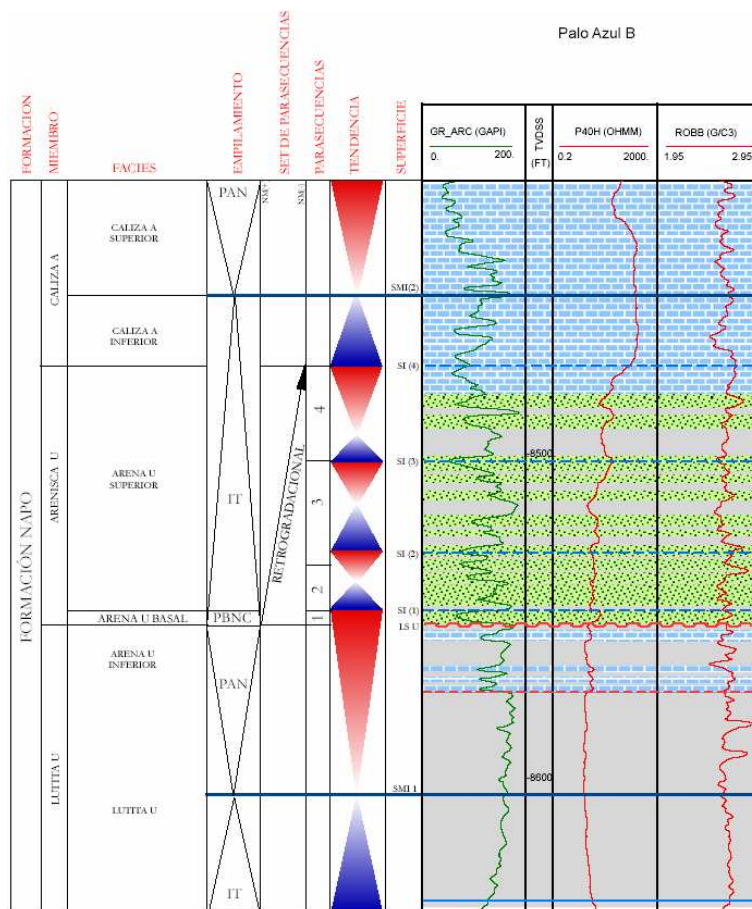


Figura 43. Pozo Tipo del campo Palo Azul, indicando la interpretación sedimentológica e identificación de ciclos sedimentarios y superficies crono-estratigráficas.

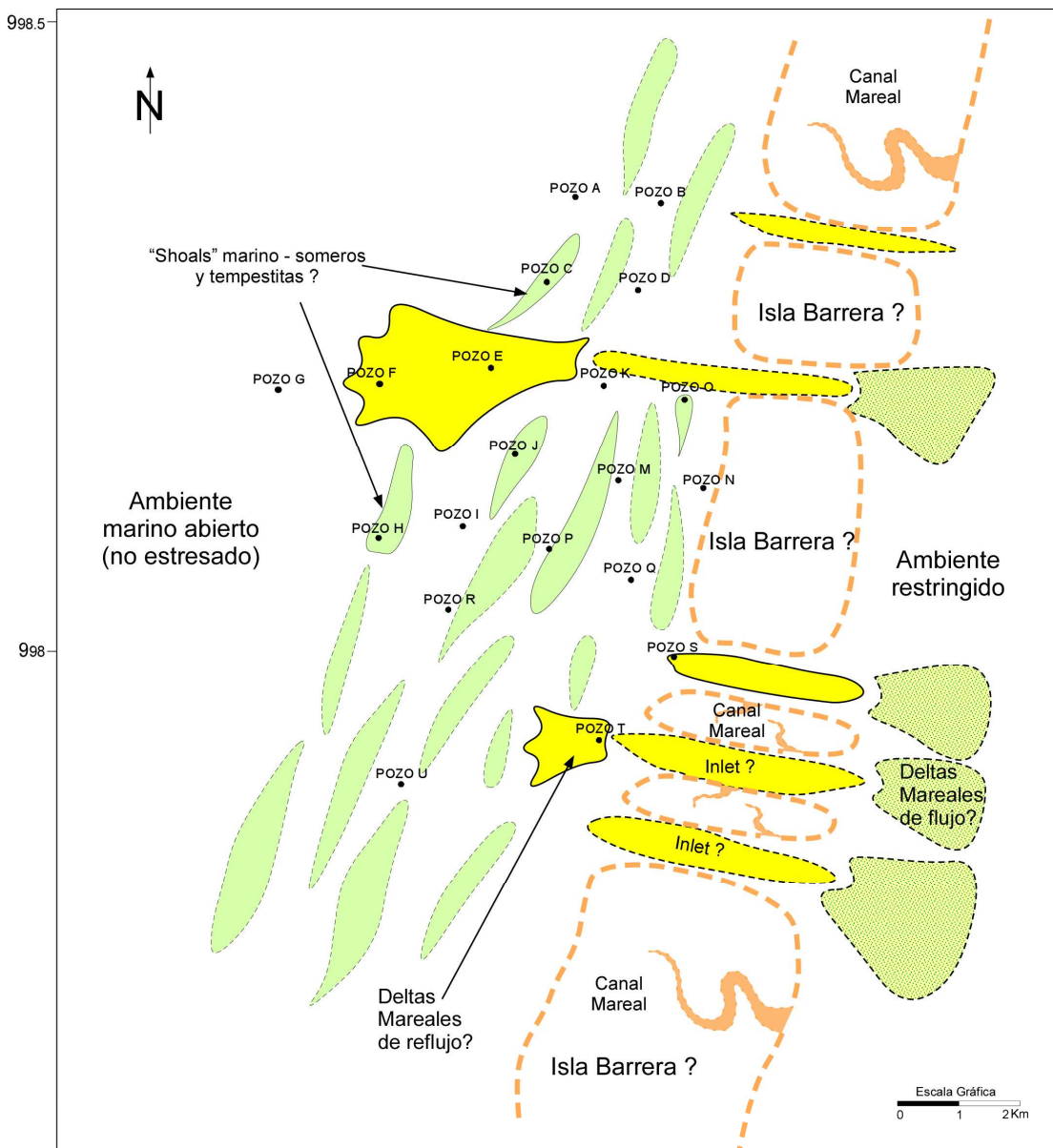
Dentro del Miembro Arenisca U se pueden reconocer un cierto número de fluctuaciones menores o de mayor frecuencia (Anexo 1 – Corte 2/7). Estos ciclos sedimentarios de alta frecuencia han sido reconocidos en todos los registros de pozo, lo que sugiere una buena continuidad tanto lateral como temporal de las unidades sedimentarias, en un medio marino somero.

No hay evidencias claras e inequívocas, en este campo, de que hubiese podido existir exposición sub-aérea y erosión previa o durante la depositación de la parte basal del Miembro Arenisca U, que es donde suelen aparecer las areniscas más limpias y que podrían interpretarse tentativamente como de origen fluvial y/o estuarino. Las observaciones efectuadas en los ripios de perforación muestran, por lo general, contenidos variables en glauconita y componentes biogénicos, lo que sugiere un origen marino. Por analogía con los datos de corona disponibles en este campo en el Miembro Arenisca T y en el campo Pata, se interpretan como principalmente constituidas por facies de tipo playa, posiblemente baja a media (“shoreface” media a baja).

Una característica diferente que muestra este campo, es que el Miembro Arenisca U se presenta limpio y masivo en tres pozos. Al no haber otro dato más que el de registros eléctricos y ripios de perforación, resulta imposible el conocer las estructuras sedimentarias y el nivel de bioturbación que presentan estos intervalos. Sin embargo se asume, por analogía con respuestas de registros eléctricos del campo anteriormente estudiado, el posible proceso de sedimentación que dio lugar a estos cuerpos.

La respuesta eléctrica, de estos niveles arenosos, es en forma de bloque para la curva GR y cruce para las curvas neutrón y densidad. Existen pozos con una potencia de 32 pies, siendo esta la mayor potencia que se puede observar en este campo para este cuerpo arenoso. Por correlación entre pozos (Anexo 1 - Corte 2/7), se ha determinado una geometría elongada Este - Oeste para estos cuerpos, siendo perpendiculares a los cuerpos arenosos sucios, posiblemente glauconíticos, que se presentan al mismo nivel (fig. 44).

Por las características citadas anteriormente se los interpreta como “inlets” de marea o deltas de marea de reflujos asociados a un ambiente con suministro bajo de sedimento y una crecida relativa del nivel del mar (transgresión) (Reading, 2005). Al igual que en el campo Pucuna, estos “inlets” de marea están comunicando zonas de mar abierto, con zonas de ambientes más restringidos, separados por una isla barrera. La figura 44 muestra la interpretación paleogeográfica para esta zona, durante la transgresión.



280 Simbología 285

<p>— Interpretación con control de pozo</p> <p>- - - Interpretación sin control de pozo</p> <p>● POZO A Ubicación del pozo utilizado</p> <p>--- Isla Barrera ?</p> <p>— "Shoals" y tempestitas</p>	<p>★ Deltas Mareales de reflujo?</p> <p>■ Deltas Mareales de flujo?</p> <p>— Inlet ?</p> <p>— Canal Mareal</p>
--	--

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL	
CARRERA DE INGENIERÍA GEOLÓGICA	
"MODELO DEPOSITACIONAL DE LA ARENISCA U EN EL CENTRO-NOROCIDENTE DE LA CUENCA ORIENTE".	
ESQUEMA PALEOGEOGRAFICO PARA EL INTERVALO TRANSGRESIVO (PARASECUENCIA 3) DEL CAMPO PALO AZUL	
REALIZADO POR: DIANA RAMÍREZ A.	2/7

Figura 44. Esquema paleogeográfico para el intervalo transgresivo (parasecuencia 3) del campo Palo Azul.

En la figura 45 se presenta un análogo moderno de un estuario, y se señala la zona en la que, según la interpretación propuesta en este trabajo, se encontraría el campo Palo Azul.



Figura 45. Imagen satelital de un sistema depositacional moderno que puede ser considerado como análogo del Miembro Arenisca U para el campo Palo Azul, con el recuadro rojo se señala la zona en la que se encontraría el campo según esta interpretación. Cabo Hatteras (Carolina del Norte, E.E. U.U.). (Imagen tomado de Google Earth, 2007).

4.2.3. CAMPO PUCUNA

El campo Pucuna se encuentra en el sector centro-Oeste de la zona de estudio (figura 2). Los datos de este campo consisten en los registros eléctricos de los 13 pozos perforados en este campo, así como algunos reportes describiendo datos puntuales. Adicionalmente, se pudo tener acceso a algunos reportes conteniendo descripciones de testigos corona de este campo como por ejemplo, los testigos corona de uno de los pozos (White et al , 1995 B).

4.2.3.1 Re-interpretación de núcleos

El testigo de corona del pozo Pucuna-E (fig. 46) corresponde a la parte basal del Miembro Arenisca U. En el trabajo efectuado por White et al (1995 B), se presenta un esquema litológico y su interpretación sedimentológica de este testigo. Se trata de un testigo de 24 pies situado en la parte basal del Miembro Arenisca U.

Se interpreta la sección como una progradación de facies de plataforma, desde lodolitas y calizas, hasta niveles de areniscas bioturbadas, interpretadas como barras marinas (“marine shoals”).

La caliza situada en la base del testigo muestra una textura de tipo packstone a wackstone, lo que por un lado, indica ausencia de aportes clásticos, y por el otro, indica un medio depositacional de energía moderada a baja, por debajo del nivel de acción de la ola de tormenta.

Sobre el nivel de calizas aparece una sucesión de lodolitas con intercalaciones de areniscas limosas de grano fino a muy fino. White et al. (1995 B) indica que las areniscas tienen un contenido bajo de glauconita y que tanto estas como las lodolitas están intensamente bioturbadas. Las lodolitas muestran laminación planar y ondas aisladas. En la parte superior del testigo aparece un nivel de 9 pies de potencia de arena fina a muy fina con laminación planar, posiblemente tenue que pasa a masiva, sin estructuras sedimentarias, en la parte superior (posiblemente debido a una bioturbación intensa).

PUCUNA E

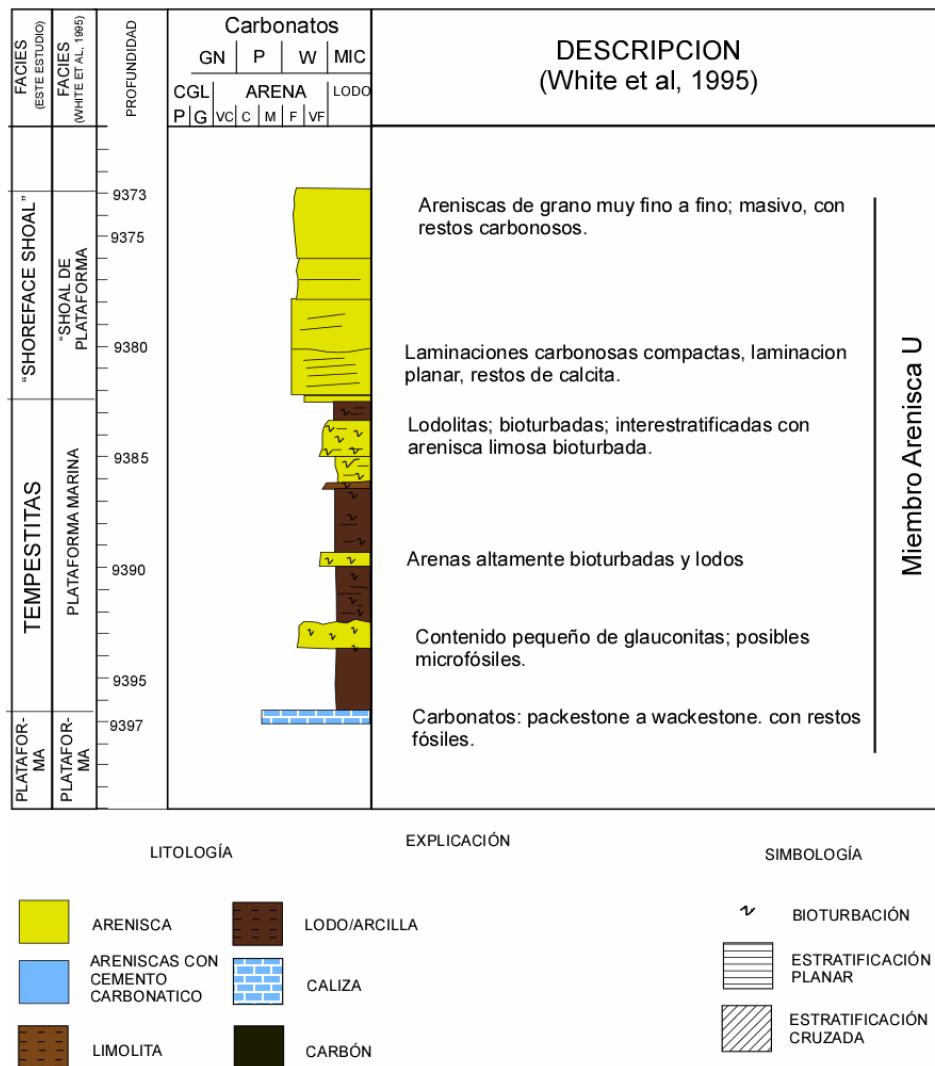


Figura 46. Modificado de la descripción del testigo de corona Pucuna E, elaborado por White et al., (1995 B).

Se ha interpretado a la parte inferior del testigo (9383-9397 ft) como una facies de transición "offshore"-“shoreface”, ya que la laminación planar y la intensa bioturbación que presentan las lodolitas representaría un ambiente tranquilo de depositación por debajo del nivel de acción de las olas de buen tiempo (“*fair weather wave base*”). Los cuerpos arenosos intercalados entre las lodolitas podrían representar niveles finos de depósitos de tormenta (tempestitas). Aunque la laminación típica de este tipo de depósitos es ondulada (“*hummocky cross stratification*”) la bioturbación intensa que suele caracterizar estos ambientes depositacionales habría dejado solo restos de esta laminación (Pemberton y MacEachern, 2006). La intensa bioturbación sugiere, además de un medio

deposicional estable (o no “estresado”), que la depositación por tormentas era moderada o escasa. Los organismos que habitaban en ese ambiente de energía moderada a baja tenían tiempo para bioturbar por completo los sedimentos depositados tras las tormentas (Pemberton y MacEachern, 2006).

El nivel de arenas situado en la parte superior del testigo se interpreta como depositado en un ambiente de playa baja o “shoreface” inferior. El tope superior del testigo (9373-9378 ft) fue interpretado por White et al. (1995 B) como una barra marina (“shoal” marino). Se asume que estos autores pensaban en un ambiente de baja energía debido a que interpretan facies depositadas en mar abierto. Existe la posibilidad sin embargo de que el ambiente haya sido ligeramente diferente, quizá, playa media a alta, debido a la presencia de restos carbonosos y ausencia de glauconita, y que la ausencia de estructuras sedimentarias sea debida a una intensa bioturbación, pero causada por otros organismos que no dejarían trazas evidentes, como galerías, en los sedimentos. Pemberton y MacEachern (2006) mencionan un tipo de bioturbación, intensa, característica de estos ambientes sedimentarios y que ellos denominan “cripto-bioturbación”. La cripto-bioturbación esta causada por Nemátodos, unos pequeños gusanos que se desplazan entre los granos de arena desplazándolos de su posición original y dando como resultado una destrucción de las estructuras sedimentarias originales. El resultado es un depósito masivo, en el que no se observan sin embargo las galerías típicas causadas por los organismos que habitan en zonas de más baja energía como por ejemplo en la transición “offshore-shoreface”.

La consecuencia de esto es que, si esta interpretación es correcta, el testigo de este pozo estaría mostrando una secuencia típica de playa, indicando una progradación de la línea de costa. La interpretación de White et al. (1995 B) sugeriría también una progradación de la línea de costa, pero en una zona relativamente distal, no necesariamente cercana a la línea de costa, y sin embargo, señalan indicios de retrabajamiento por marea. Se esperaría tener retrabajamiento por marea en un contexto transgresivo, en el que el mar estaría

inundando el continente, lo que parece ser contradictorio con lo que se observa tanto en el registro de este pozo como en el testigo corona.

4.2.3.2 Interpretación de registros eléctricos de pozo.

Hay que señalar que el campo Pucuna es el más próximo al campo Pata. Por esta razón, el conocimiento adquirido en el campo Pata ha sido de gran utilidad para entender e interpretar los registros eléctricos del campo Pucuna.

Todo el intervalo estudiado muestra una tendencia de facies desde “offshore” superior a “shoreface” inferior para el intervalo regresivo. Mientras que para el intervalo transgresivo presenta facies desde “shoreface” inferior hasta “offshore”.

Los registros eléctricos de este campo muestran, para el Miembro Arenisca U, tendencias similares a las que se observan en el campo Pata, con alguna ligera variación.

Al igual que ocurre en el campo Pata, se observa por lo general, un contacto de tipo transicional entre el Miembro Lutita U y el Miembro Arenisca U (Anexo 1 - Corte 3/7). El análisis de los datos disponibles, incluyendo el testigo corona del pozo Pucuna E, sugiere un ambiente de depositación marino somero, comenzando por facies de tipo “offshore” (por debajo del nivel de acción de la ola de buen tiempo) a “shoreface” (quizá medio-alto) y un regreso hacia techo hacia las condiciones iniciales de depositación en un ambiente de plataforma (“offshore”) (fig.47).

En general, se reconocen el mismo número de ciclos sedimentarios (fig.46), asociados al desplazamiento continuo de la línea de costa (en facies de playa distal a “offshore”) sin que se tengan evidencias de que hubiese existido una interrupción en la sedimentación por una exposición subaérea y depositación de facies de tipo fluvial o costero.

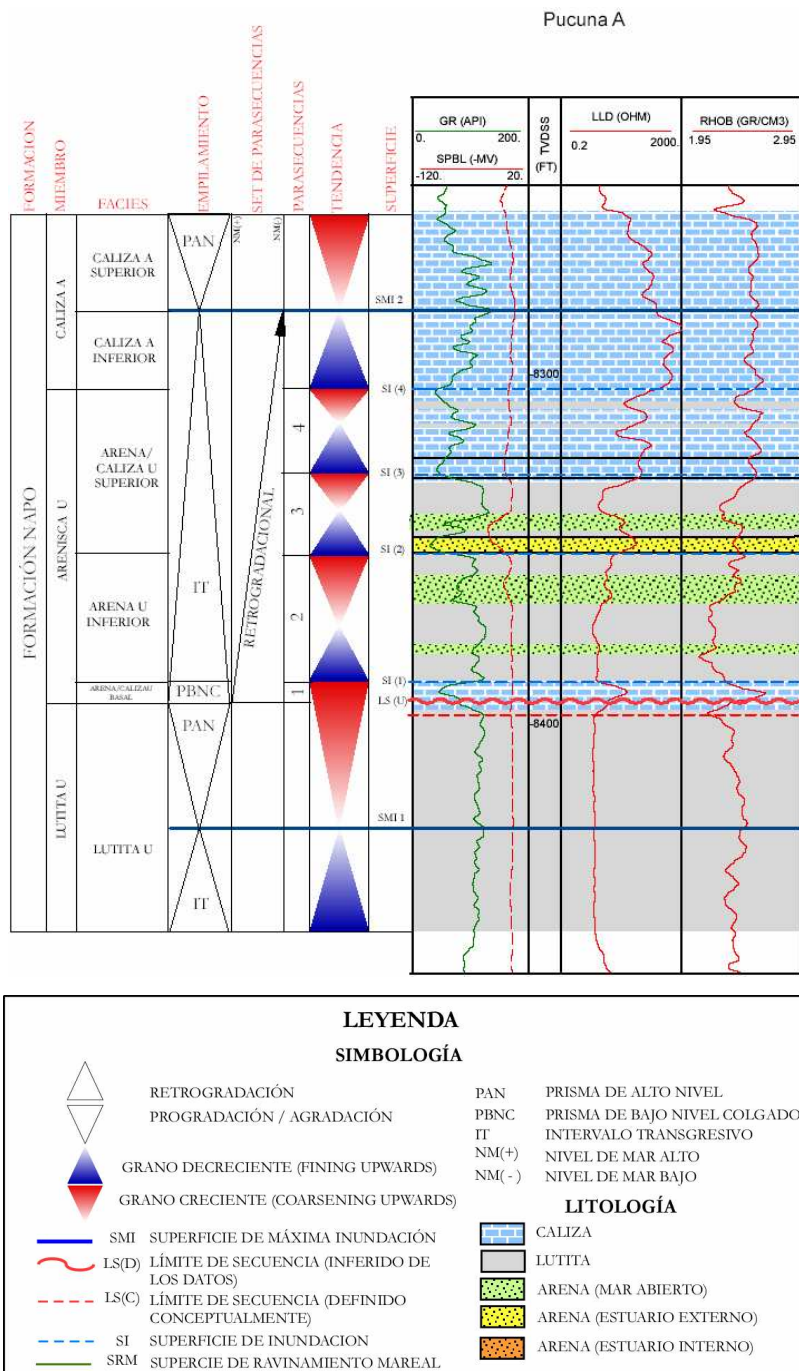


Figura 47. Pozo Tipo del campo Pucuna, indicando la interpretación sedimentológica e identificación de ciclos sedimentarios y superficies crono-estratigráficas.

Una de las diferencias con respecto al campo Pata es la presencia en alguno de los pozos de areniscas relativamente potentes. En el caso del pozo Pucuna E, se ha visto la presencia de un nivel de areniscas de 9 pies de potencia, interpretado por White et al., (1995 B) como “marine shoal” y tentativamente interpretado aquí como sedimentos de playa media a alta, intensamente bioturbados. Sin embargo,

en algunos pozos aparecen niveles más potentes y limpios, con cruce en las curvas densidad-neutrón, de los cuales, sin embargo, no se dispone de ninguna información geológica directa y su interpretación se hace con analogía a respuestas eléctricas similares observadas en algunos de los pozos del campo Palo Azul.

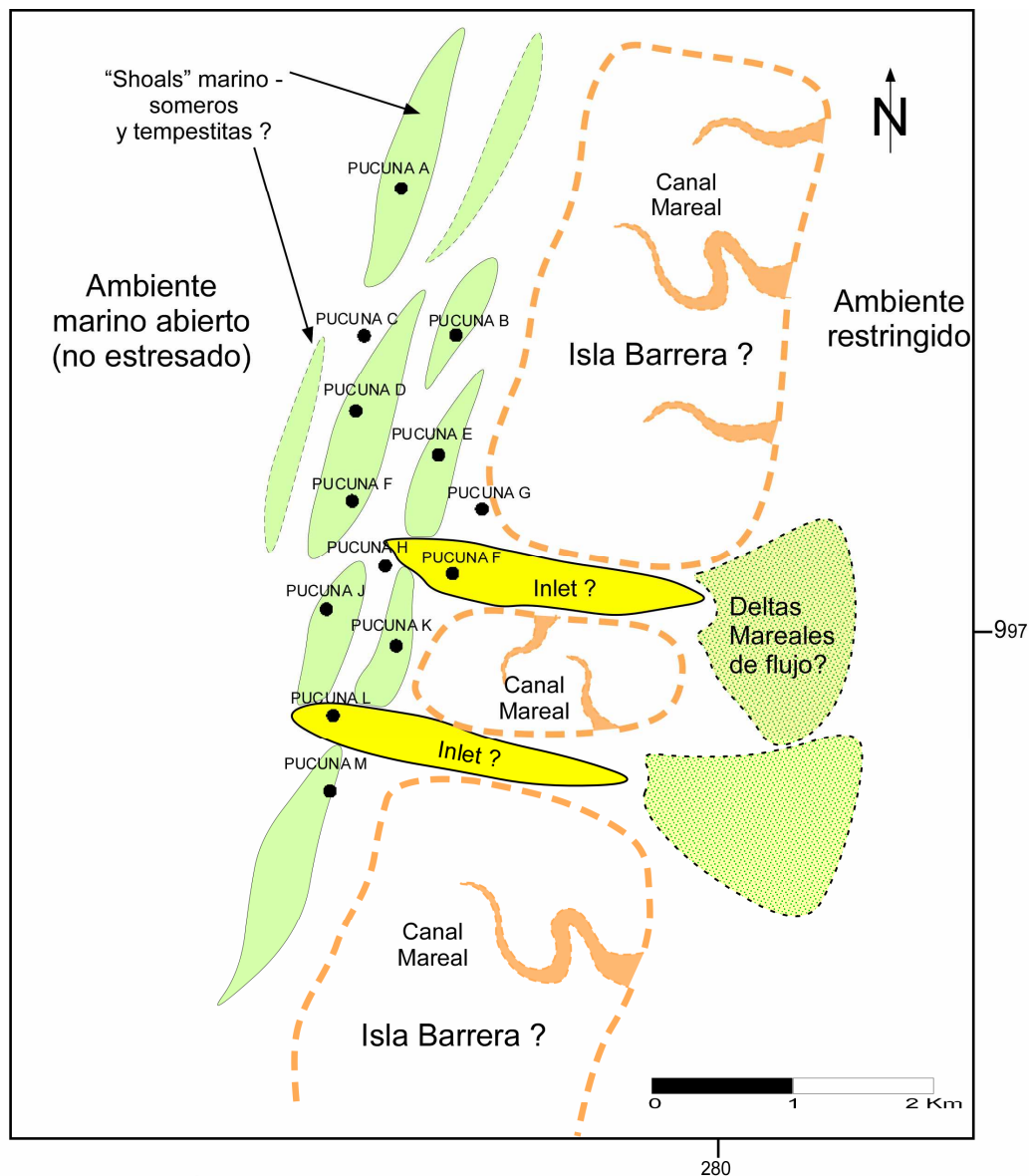
Estos niveles limpios, presentan una respuesta “en bloque” y pueden ser correlacionados entre varios pozos mostrando una geometría elongada en dirección Oeste-Este, con toda seguridad perpendiculares a los niveles de areniscas “sucias” glauconíticas. En el campo Palo Azul, estos niveles han sido interpretados como posibles “inlets” mareales, tratándose de cuerpos de arenas relativamente limpias, depositados en las zonas de comunicación entre un medio marino abierto, como correspondería para el campo Pucuna, y las zonas más restringidas, separadas por una posible isla barrera (figura 48).

Existe también la posibilidad de que se traten de depósitos de tipo deltas mareales de flujo o refluo, pero entonces se esperaría tener geometrías en abanico o media luna, con una mayor distribución areal, y no elongada como sugieren los cuerpos observados en Pucuna (Anexo 1 – Corte 3-7). Estos “inlets” de marea se formarían en un contexto transgresivo, erosionando los depósitos de playa/isla barrera, y serían abandonados a medida que progresaría la transgresión e inundación del sistema costero.



Figura 48. Imagen satelital de un sistema depositacional moderno que puede ser considerado como análogo del Miembro Arenisca U para el campo Pucuna. Cabo Hatteras (Carolina del Norte, E.E.U.U.). (Imagen tomada de Google Earth, 2007).

Se indica en la figura 49 la reconstrucción paleogeográfica propuesta para la zona del campo Pucuna, durante la fase de transgresión (i.e., posterior a la depositación de los depósitos de bajo nivel, asociados a la progradación de la línea de costa).



280

Simbología

	Interpretación con control de pozo		Deltas Mareales de reflujos?
	Interpretación sin control de pozo		Deltas Mareales de flujo?
	Ubicación del pozo utilizado		Inlet ?
	Isla Barrera ?		Canal Mareal
	"Shoals" y tempestitas		

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL CARRERA DE INGENIERÍA GEOLÓGICA	
"MODELO DEPOSITACIONAL DE LA ARENISCA U EN EL CENTRO-NOROCCIDENTE DE LA CUENCA ORIENTE".	
ESQUEMA PALEOGEOGRAFICO PARA EL INTERVALO TRANGRESIVO (PARASECUENCIA 3) DEL CAMPO PUCUNA	
REALIZADO POR: DIANA RAMÍREZ A.	3/7

Figura 49. Esquema paleogeográfico para el intervalo transgresivo (parasecuencia 3) del campo Pucuna

4.2.4. CAMPO LAGO AGRIO

El campo Lago-agrio, ubicado en el norte del área de estudio (fig. 1), fue el primer campo descubierto en la cuenca Oriente, con la perforación del pozo Lago Agrio 1 por parte de la Cia. Texaco. Este descubrimiento confirmó el potencial petrolífero de la cuenca. El principal yacimiento es la arenisca de la formación Hollín, mientras que las Arenisca T, U y Tena Basal, son yacimientos secundarios.

Los datos con los que se contó para el presente estudio fueron registros eléctricos de 38 pozos, no se dispone de núcleos de corona ni ripios de perforación. Se ha realizado un corte estratigráfico secuencial Norte-Sur (Anexo 1 – Corte 4/7).

4.2.4.1 Interpretación de registros eléctricos de pozo.

Este campo muestra semejanzas, especialmente con al campo Pucuna y Palo Azul.

En la mayoría de los pozos estudiados en este campo, se observa que la transición entre el Miembro Lutita U y el Miembro Arenisca U, es gradual (fig. 50). El Miembro Lutita U se interpreta como lutitas de mar abierto que pasan hacia tope a lutitas y calizas interestratificadas, representando facies de “offshore”, que pasan transicionalmente a facies de “shoreface” bajo, representado por la parte basal del Miembro Arenisca U. Esta tendencia progradante (fig. 50) se invierte para la parte media y superior del Miembro Arenisca U y para el Miembro Caliza A, evidenciado por la depositación de facies de playa distal (“shoreface” medio a bajo) para el Miembro Arenisca U y facies de “offshore” - plataforma carbonatada para el Miembro Caliza A (fig. 50), lo que refleja profundización del nivel del mar.

Por las correlaciones realizadas se deduce que existe continuidad en los estratos y que por lo tanto no existió exposición subaérea durante la depositación de esta arena.

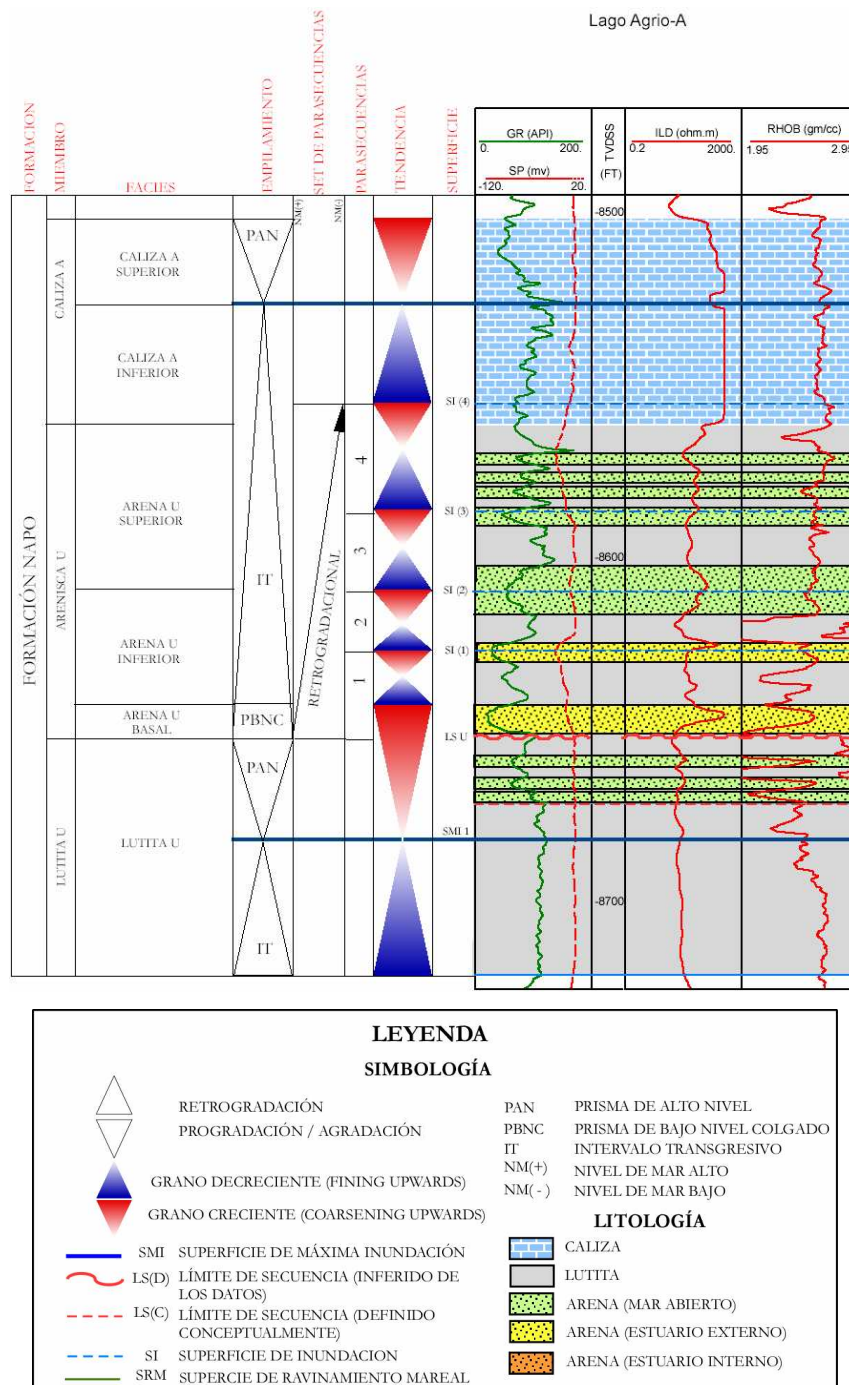


Figura 50. Pozo Tipo del campo Lago Agrio, indicando la interpretación sedimentológica e identificación de ciclos sedimentarios y superficies crono-estratigráficas.

Sin embargo, en este campo además de las facies de “shoreface” inferior, existe la presencia de gruesos paquetes de arena limpia masiva con espesor de aproximadamente 35 pies, cuya respuesta en la curva GR es en forma de bloque, típica de facies de canal. Por correlación entre pozos (Anexo 1 – Corte 4/7) se observa que este cuerpo cortó y erosionó las facies de “shoreface” inferior a medio que se depositaron anteriormente. Así también se observa que la extensión

lateral de estos cuerpos esta confinado a zonas restringidas (1-2 pozos continuos como máximo), por lo que se lo interpreta como “inlets” mareales con orientación Este – Oeste. Estos cuerpos son perpendiculares a los cuerpos de arena sucia interpretadas como depósitos de “shoals” marinas o depósitos de tormenta.

Se ha observado también, que existe cuerpos con mayor extensión lateral en forma de sábana, cuyas respuestas eléctricas son típicas de facies progradantes, por ejemplo deltas, por lo que se asume que éstos representan deltas mareales de reflujo. La característica de estos depósitos es el cambio vertical hacia arriba desde arenas arcillosas a la base, a arenas limpias hacia la parte superior. No son cuerpos potentes (mas o menos 10 pies), pero prevalecen en el record geológico (Reison, 1991).

La reconstrucción paleogeográfica sugerida para este campo para el intervalo transgresivo se encuentra en la figura 51.

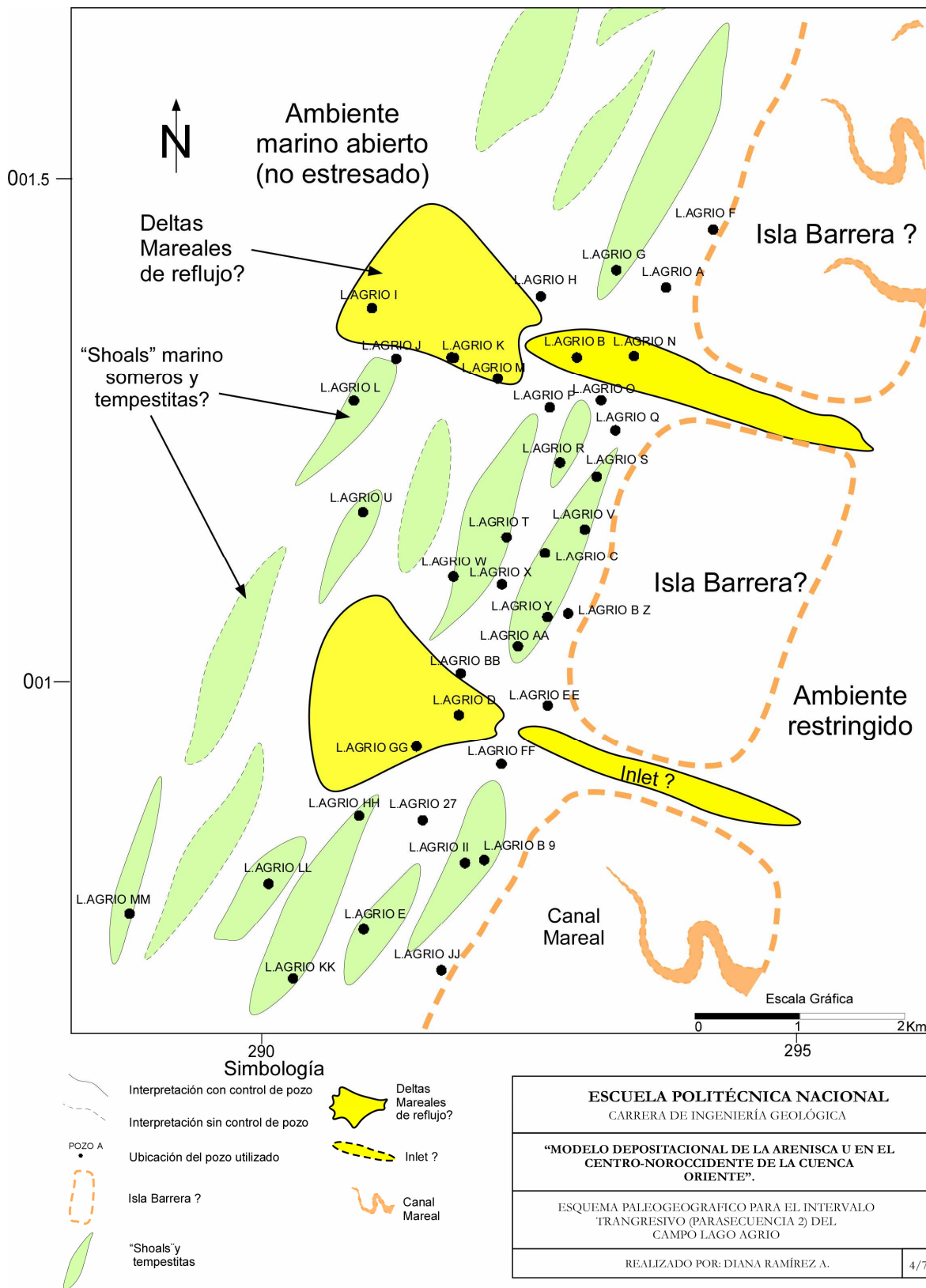


Figura 51. Esquema paleogeográfico para el intervalo transgresivo (parasecuencia 3) del campo Lago Agrio.

4.2.5. CAMPO GUANTA-DURENO

El campo Guanta-Dureno esta ubicado en la parte Norte de la zona de estudio (figura 1). Fue descubierto en 1969 con la perforación del pozo Dureno 1 y posteriormente se perforó el pozo Guanta 1 en 1985.

Los principales reservorios son los Miembros Areniscas U y T, y como reservorios secundarios están las areniscas de la Formación Hollín y Miembro Arenisca Tena Basal.

En este estudio se analizaron 15 pozos pertenecientes a este campo y se han reinterpretado dos testigos de corona, de los pozos Guanta C y Guanta E, analizados por White et al. (1995 B) y también se ha incluido la descripción del testigo del pozo Guanta I, realizada por Jaillard (1997). Se ha realizado un corte crono-estratigráfico Norte-Sur (Anexo 1 – Corte 5/7) con una selección de los pozos utilizados.

4.2.5.1 Re-interpretación de testigos de corona.

4.2.5.1.1. Guanta C (Figura 52)

El testigo de corona tiene 27 pies y corresponde al Miembro Lutita U y el último pie a la parte basal del Miembro Arenisca U.

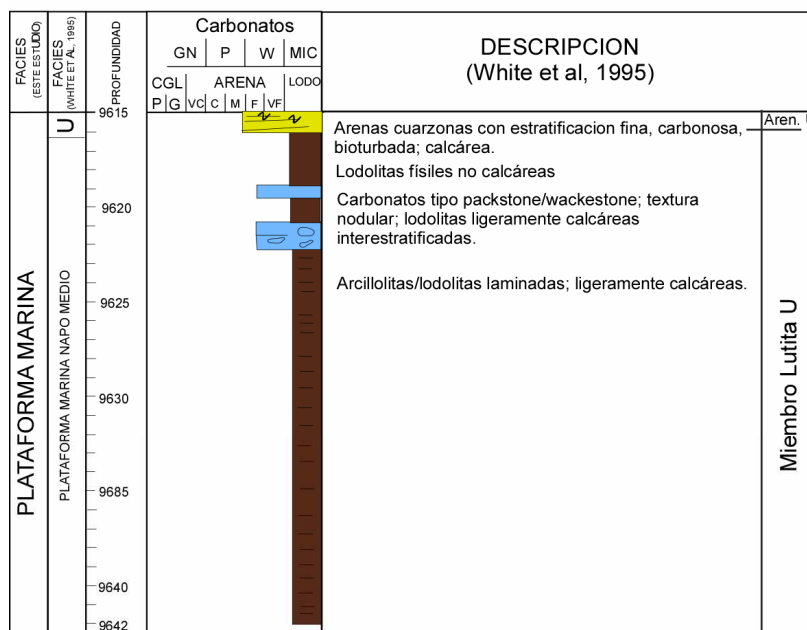
La base del testigo presenta lodolitas láminadas, ligeramente calcáreas, que no presentan bioturbación. Están intercaladas hacia la parte superior con carbonatos tipo “wackestone” o “packestone”, lo que refleja ausencia de aporte clástico y energía de depositación baja a moderada de plataforma marina.

Esta transición de lutitas o lodolitas a rocas con mayor contenido de carbonatos, se interpreta, sin lugar a dudas, como una progradación de la línea de costa.

Continuando hacia tope del testigo, se puede observar que existe un cambio brusco de litología, con areniscas ligeramente bioturbadas, lo que nos indica un ambiente estresado. Esta arenisca contiene niveles de carbón. La estratificación presente es planar, es de grano fino y con buen sorteo, lo que nos estarían

indicando un ambiente de “shoreface” media a superior, siendo el “shoreface” medio la más probable por las múltiples características (buen sorteo, grano fino a medio, laminación paralela). Por lo que ha sido re-interpretadas en este estudio, como barras marinas o “inlets” pequeños.

GUANTA C



EXPLICACIÓN

LITOLÓGIA		SIMBOLOGÍA
	ARENISCA	 BIOTURBACIÓN
	ARENISCAS CON CEMENTO CARBONATICO	 ESTRATIFICACIÓN PLANAR
	LIMOLITA	 ESTRATIFICACIÓN CRUZADA
	LODO/ARCILLA	
	CALIZA	
	CARBÓN	

Figura 52. Modificado de la descripción del testigo de corona Guanta C, elaborado por White et al. (1995 B).

4.2.5.1.2. Guanta E (Figura 53)

Se han interpretado 56 pies de testigo que corresponden a la parte superior del Miembro Lutita U y el Miembro Arenisca U. En la parte inferior del testigo tenemos lodolitas ligeramente calcáreas intercaladas hacia la parte superior con lodolitas calcáreas a “wackestone” (ambiente de depositación tranquilo, bajo el nivel de la ola de buen tiempo) con fragmentos fósiles rotos (quizá generado por tormentas), estos estratos tienen mayor espesor hacia la parte superior. Al igual que el testigo

anterior, este testigo muestra una progradación desde una plataforma marina abierta, hasta una plataforma carbonatada.

En la parte media del testigo se presenta un cuerpo arenoso masivo correspondiente a la parte basal de una arenisca de grano fino, se encuentra moderadamente bioturbada y contiene niveles de carbón. Aún se pueden observar trazas de la estratificación planar anterior a la bioturbación. Se reinterpreta a esta arena como facies de “shoreface” medio a superior.

Hacia tope, la areniscas son de tamaño medio a grueso, presenta laminaciones “ripple” y estratificación cruzada planar a festoneada, y no tienen bioturbación. Por las características presentes, se les atribuye un ambiente de depositación de “shoreface” superior a playa (“inlets” mareales), en los que predomina la estratificación cruzada a festoneada multidireccional intercalada con estratificación planar (Roy et al, 1980; Reison, 1984; Tom et al, 1986 en Pemberton y MacEarchen, 2006). En este ambiente las trazas fósiles son comunes localmente y poco abundantes, y la densidad es baja (Pemberton y MacEarchen, 2006). Por lo que se considera a este testigo, perteneciente a un ambiente de estuario externo.

Hacia la parte superior tiene abundantes “clay drapes”, lo que indica influencia mareal. En los últimos 10 pies, se observa que los estratos arenosos son de grano mas fino, tienen un menor espesor, son más esporádicos y presentan mayor bioturbación. También presentan laminación “rippple” y “clay drapes”, todo esto nos indica un ambiente en retrogradación hacia la parte superior.

GUANTA E

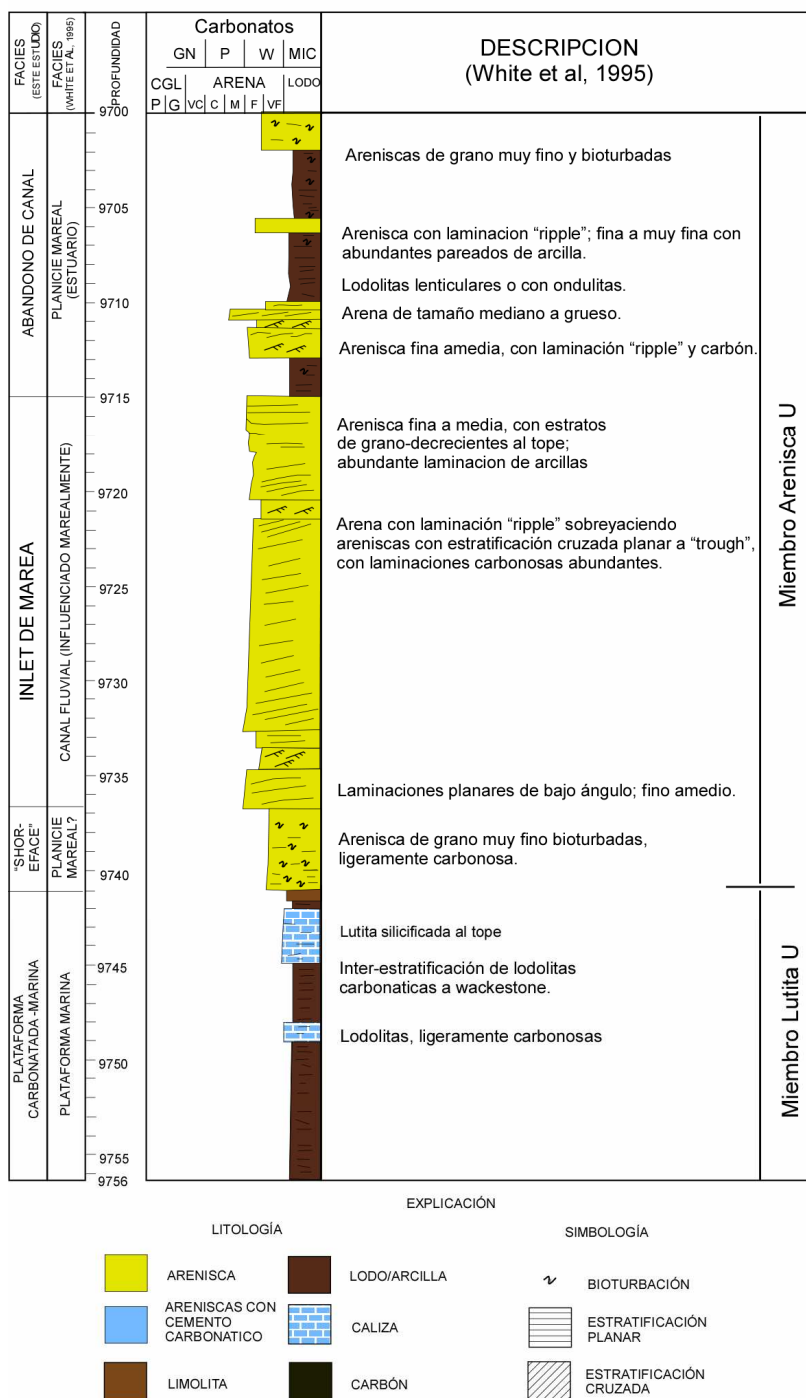


Figura 53. Modificado de la descripción del testigo de corona Guanta E, elaborado por White et al., 1995 (B).

4.2.5.1.3. Guanta I

Se trata de un testigo de 28 pies, fue descrito por Jaillard en 1997, se reporta que el núcleo tiene restos vegetales, lo que indica influencia terrígena. En la parte

inferior, son areniscas pertenecientes a depósitos de “shoreface” dominados por oleaje. La parte media tiene varias intercalaciones lutíticas y superficies erosivas (de ravinamiento?) que sugieren transgresión, apoyada también por la bioturbación que expresa profundización del medio. Existen facies de anteplaya (“foreshore”) en la parte media a superior (Jaillard, 1997).

4.2.5.2 Interpretación de registros eléctricos de pozo.

Los registros eléctricos de algunos pozos (p.e. Guanta E) muestran tendencias verticales similares a las que se observan en los campos Pucuna y Palo Azul, es decir facies de “shoreface” medio a superior. Sin embargo, la mayor parte de los registros de los pozos estudiados muestran variaciones.

A diferencia de los campos estudiados anteriormente, el campo Guanta presenta diferencias en el Miembro Arenisca U, que a continuación se discuten.

El contacto entre el Miembro Lutita U y el Miembro Arenisca U es abrupto (fig. 53). Del análisis de los datos disponibles, incluyendo los testigos de corona del pozo Guanta C, E y I, se sugiere que el Miembro Lutita U se depositó en un ambiente de “offshore” - plataforma carbonatada (por la presencia de lutitas carbonatadas y calizas en los testigos de corona) mientras que el Miembro Arenisca U evidencia facies de “shoreface” superior a “foreshore” (fig 54), en un ambiente de estuario externo. En la mayor parte de los pozos, la presencia de potentes niveles de areniscas, mayores a 30 pies de espesor en el caso del pozo Guanta D y Guanta K, con respuesta en forma de bloque para la curva Gamma Ray (GR) (fig 54) y con un buen cruce en las curvas neutrón - densidad, evidencian la presencia de arenas limpias, las mismas que han sido correlacionadas entre pozos mostrando tendencias Oeste-Este (Anexo 1 – Corte 5/7), que son interpretados en este trabajo como “inlets”. En otros pozos también se pueden observar, que la respuesta en es forma simétrica o de “bow” es decir muestra un decrecimiento gradual y posterior incremento en la curva GR. Lo que se podría interpretar como islas barreras, cuya tendencia sería perpendicular a los “inlets” maréales que las cortan.

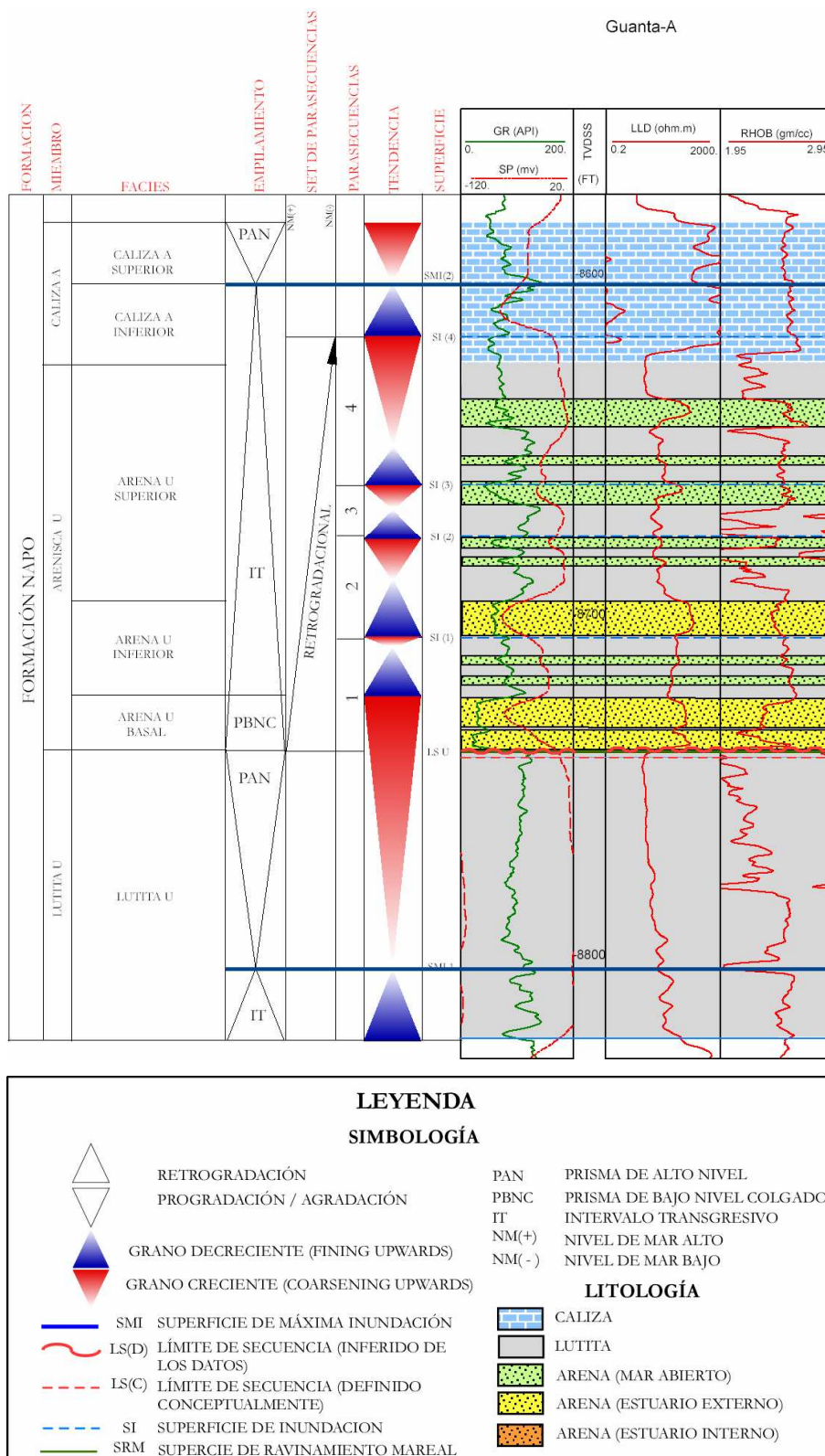
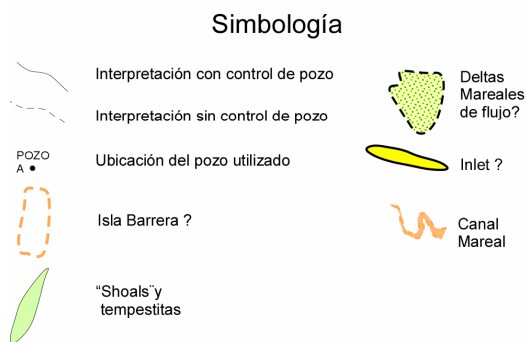
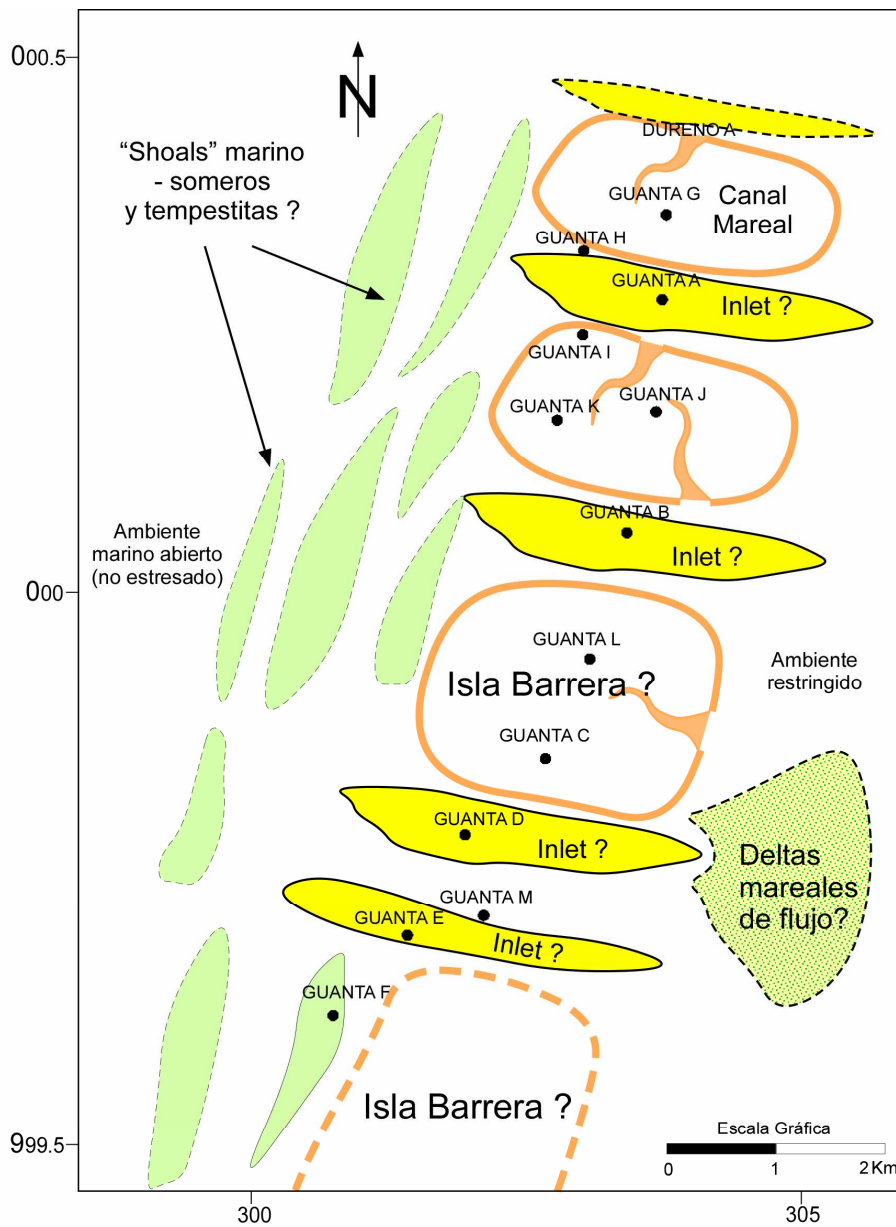


Figura 54. Pozo Tipo del campo Guanta, indicando la interpretación sedimentológica e identificación de ciclos sedimentarios y superficies crono-estratigráficas.

El pozo Guanta F, a diferencia de los otros pozos estudiados, muestra una transición gradual entre las facies de plataforma “offshore” del Miembro Lutita U y las facies de “shoreface” bajo a medio pertenecientes al Miembro Arenisca U que se interpretan para este pozo. Por los datos anteriores, se sugiere un cuerpo de arena elongado Norte – Sur, depositado en mar abierto y perpendicular a los “inlets” mareales. Se los interpreta como “shoals” o tempestitas, por analogía con respuestas eléctricas similares observadas en los campos anteriores.

En la correlación crono-estratigráfica (Anexo 1 - Corte 5/7) se observa también que los niveles de arenas limpias, interpretados como “inlets”, fueron depositadas en diferentes parasecuencias (1 y 2), lo que nos indica que estos cuerpos depositados en la zona de comunicación entre el mar abierto y un ambiente más restringido, no fueron canales estáticos, sino más bien móviles, restringiendo la preservación de una isla barrera continua a lugares determinados.

La figura 55 muestra la interpretación paleogeográfica sugerida para este campo, durante la fase transgresiva.



ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL CARRERA DE INGENIERÍA GEOLÓGICA	
"MODELO DEPOSITACIONAL DE LA ARENISCA U EN EL CENTRO-NOROCCIDENTE DE LA CUENCA ORIENTE".	
ESQUEMA PALEOGEOGRAFICO PARA EL INTERVALO TRANGRESIVO (PARASECUENCIA 2) DEL CAMPO GUANTA-DURENO	
REALIZADO POR: DIANA RAMÍREZ A.	5/7

Figura 55. Esquema paleogeográfico para el intervalo transgresivo (parasecuencia 3) del campo Guanta.

En la figura 56 se presenta un análogo moderno de un estuario, y se señala la zona en la que, según la interpretación propuesta en este trabajo, se encontraría el campo Guanta.



Figura 56. Imagen satelital de un sistema depositacional moderno que puede ser considerado como análogo del Miembro Arenisca U para el campo Guanta. En el recuadro rojo se señala la zona en la que se encontraría el campo según esta interpretación. Cabo Hatteras (Carolina del Norte, E.E.U.U.). (Imagen tomado de Google Earth, 2007).

4.2.6. CAMPO SACHA

El campo Sacha se encuentra en la parte central de la zona de estudio (figura 1). Este campo fue descubierto por la compañía Texaco con la perforación del pozo Sacha-1 en 1969. Sus principales reservorios son las Areniscas U, T y las areniscas Hollín.

Para el análisis de este campo se contó con los datos que aportan los trabajos de Cisneros y Enriquez (2006), Shanmugam et al. (2000), Canfield et al. (1982) y las interpretaciones de los testigos realizadas por White et al. (1995 B) de los siguientes pozos Sacha A, Sacha B, Sacha C y Sacha D. Se ha realizado un corte crono-estratigráfico Norte-Sur (Anexo 1 – Corte 6/7) con una selección de los pozos utilizados.

4.2.6.1 Re-interpretación de testigos de corona.

Además de contar con la interpretación de los testigos de corona realizadas por White et al. (1995 B), se ha tenido acceso a las interpretaciones realizadas por Shanmugam et al. (2000) y Mobil-Petroecuador (modificadas en Cisneros y Enríquez, 2006) de los siguientes pozos Sacha Y, Sacha U, Sacha F y Sacha UU.

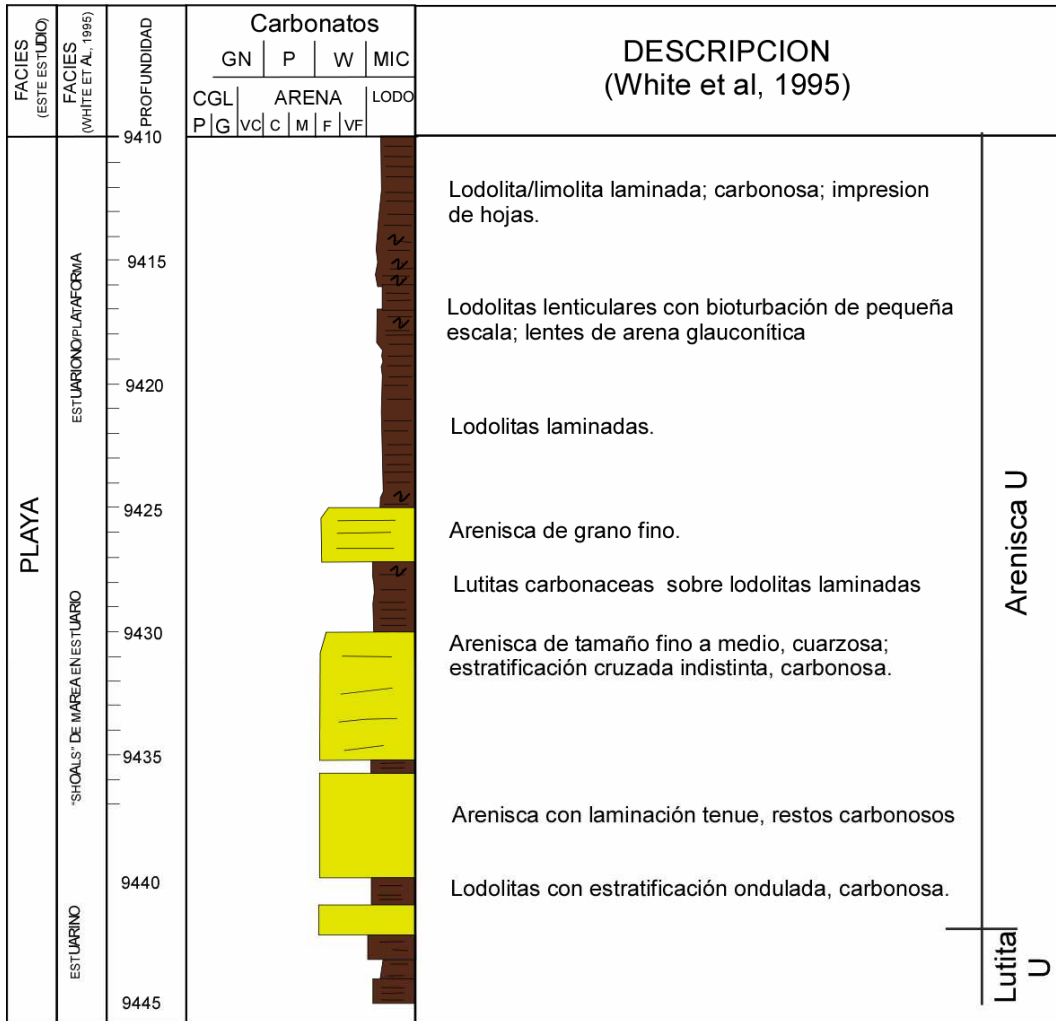
4.2.6.1.1. Sacha A (Figura 57)

Se trata de un testigo de 35 pies, situado a la base del Miembro Arenisca U. La totalidad del testigo ha sido interpretada por White et al. (1995) como barras depositadas en un ambiente estuarino. Se describen lodolitas lenticulares basales con estratificación ondulada, posiblemente de tipo “flaser” que se asociaría a depositación bajo condiciones de flujo oscilatorio (mareal), seguidos por areniscas de grano fino sin estratificación en la parte inferior del testigo, y hacia tope una estratificación cruzada. White et al. (1995) los interpreta como “shoals” mareales dentro del estuario. Hacia la parte superior esta dominada por lodolitas laminadas con ondas aisladas y capas pequeñas de areniscas. También se reporta poca bioturbación.

La sucesión que muestra este testigo puede corresponder a un perfil de playa que comienza con facies de mar abierto en la parte inferior, siguiendo con facies correspondientes a la zona de transición “offshore” – “shoreface”, luego continua con facies pertenecientes a playa baja (correspondientes a arcillas con pequeños niveles de arenisca fina “ondulada”) y termina con facies de playa media a alta (correspondiente a los niveles de arenisca). El hecho de que no se interprete ningún tipo de estratificación, salvo en la parte superior de la arenisca, hace suponer que la arenisca esta totalmente bioturbada y homogenizada. Hacia el tope se presentan facies de isla barrera, debido a la presencia de niveles delgados de arenisca con glauconita. Estos estratos finos de arena o arenas lodosas con estratificación cruzada indistinta o de bajo ángulo, contienen pequeñas trazas fósiles, posiblemente *Ophiomorfa*, *Skolithos* y *Planolites*, típicas de ambientes de playa.

Por las características mencionadas anteriormente se interpreta a este testigo como depósitos de playa, bioturbados, y en un ambiente poco estresado. Normalmente en ambientes estresados se tiene poca o nula bioturbación y cuando esta presente, suelen ser monotemáticas (un solo tipo de traza) y en general pequeñas.

SACHAA



EXPLICACIÓN



Figura 57. Modificado de la descripción del testigo de corona Sacha 2, elaborado por White et al., (1995 B).

4.2.6.1.2. *Sacha B (Figura 58)*

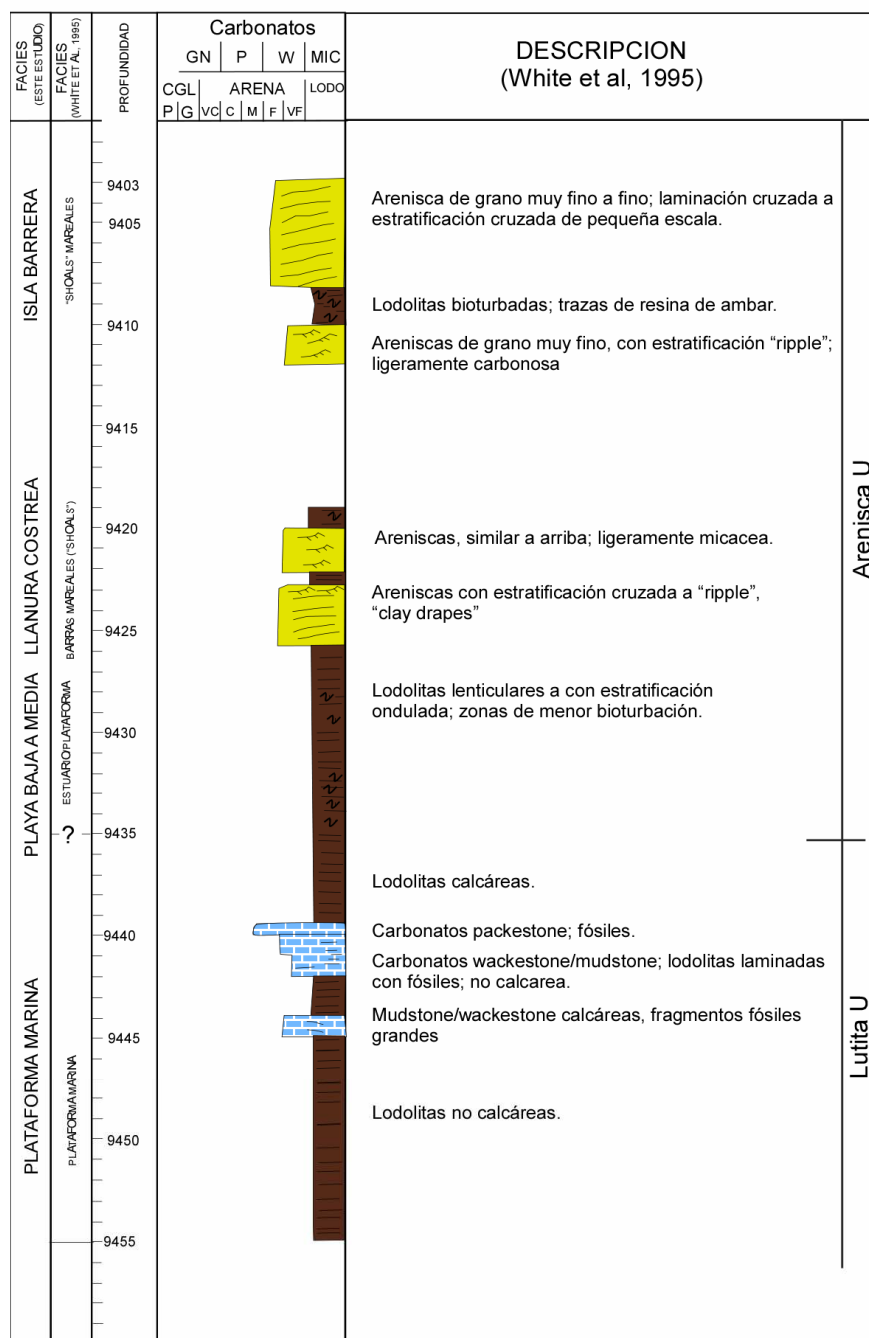
Se trata de un testigo de 52 pies que muestreó un intervalo que abarca la parte superior del Miembro Lutita U, hasta la parte media del Miembro Arenisca U. Dentro de este testigo hay un pequeño intervalo de 7 pies (9419-9412) donde no hay muestra.

White et al. (1995 B) interpretan a la parte inferior del testigo como facies de plataforma marina, que van progradando hacia un estuario con depósitos de barras de marea y posteriormente retrogradan hacia “shoals” de marea. Entre las facies progradantes, no se observa, en la descripción del testigo, ninguna superficie de ravinamiento o superficie de inundación. Esta interpretación de White et al. (1995 B), de un estuario emplazado en un contexto regresivo, no concuerda con los modelos de estuario propuestos hasta la actualidad (Dalrymple et al, 1992), donde los estuarios se desarrollan siempre en un contexto transgresivo (Yoshida et al., 2007).

En este trabajo se interpreta que la mitad inferior del testigo corresponde a una progradación de la línea de costa dominada por oleaje, comenzando por arcillas y calcarenitas (tormentitas) de mar abierto a playa baja (niveles con laminación lenticular a ondulada). Posteriormente, se deposita una sucesión de playa desde media a alta. La mitad superior del testigo se la interpreta como facies de llanura costera o ambientes asociados a isla barrera.

Dentro del Miembro Arenisca U, existen varios cuerpos arenosos de grano muy fino que presentan estratificación cruzada a “ripple” con pareados de arcilla, lo que refleja la influencia mareal y del oleaje. Estos están separados por lodolitas bioturbadas con ondas aisladas, lo que podría reflejar el abandono de un canal, la migración del mismo o facies de llanura costera. Por la presencia de estratificación cruzada, y las abundantes laminaciones de arcilla, se interpreta que la sucesión observada corresponde perfectamente a una secuencia de playa que termina, a techo, con facies de llanura costera o isla barrera y un pequeño canal de marea.

SACHA B



Arenisca U

Lutita U

EXPLICACIÓN



Figura 58. Modificado de la descripción del testigo de corona Sacha B, elaborado por White et al., 1995 (B)

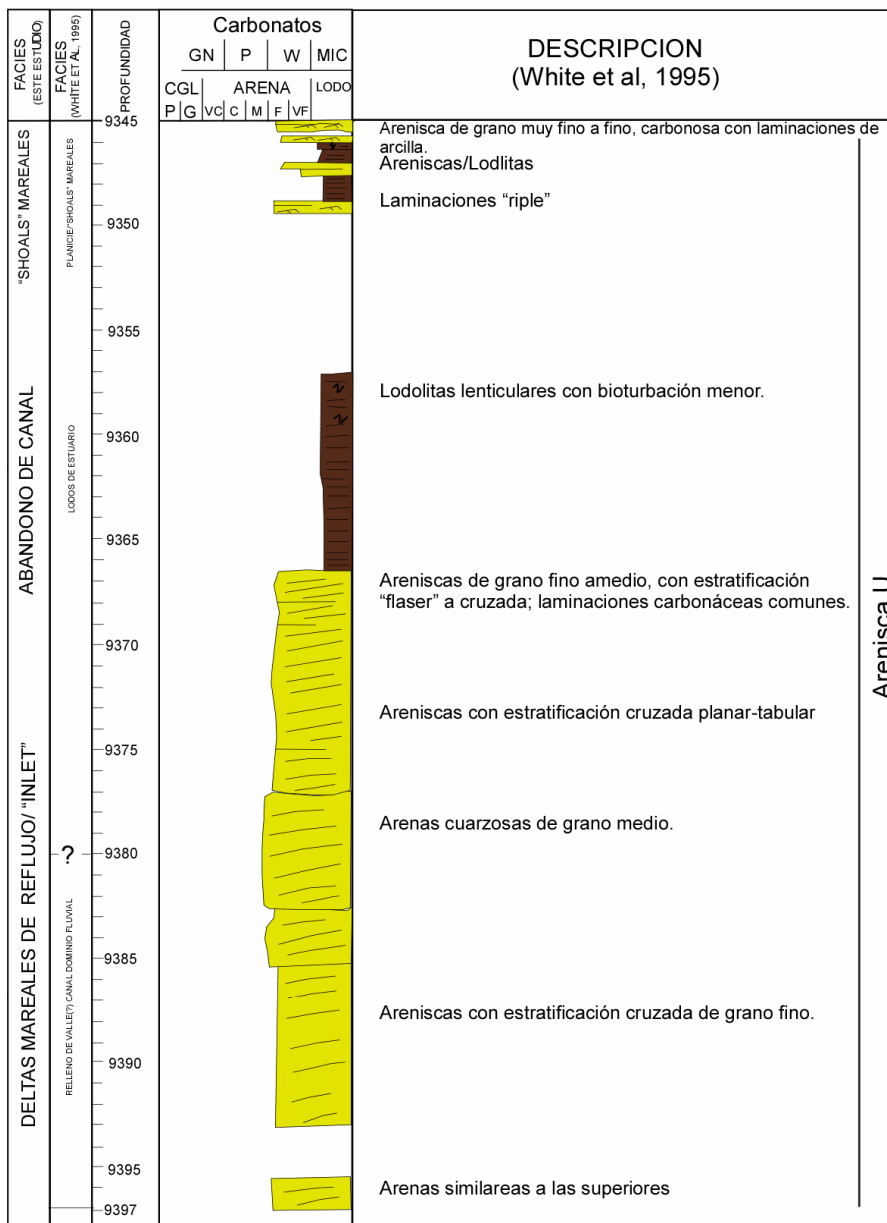
Las islas barreras prevalecen en ambientes costeros que tiene un gradiente continental de plataforma bajo, adyacente a una planicie costera de bajo relieve y con un suministro de sedimentos abundante y con rangos moderados a bajos de marea (Reison, 1991)

4.2.6.1.3. *Sacha C (Figura 59)*

Este testigo esta conformado por areniscas de grano fino a medio, no se muestreó el contacto entre el Miembro Lutita U y el Miembro Arenisca U, sin embargo en el registro eléctrico se observa un contacto abrupto entre ambos Miembros. Este paquete arenoso presenta una estratificación cruzada planar a tabular, y es interpretado por estos autores (White et al., 1995 B) como relleno de valle con facies de canal con dominio fluvial. Sin embargo, en un ambiente fluvial de tipo “entrenzado” (White et al., 1995 B), es típica la estratificación cruzada festoneada, que mostraría múltiples superficies erosivas curvas, posiblemente con material grosero a la base y se caracterizaría por ser grano decreciente.

En este trabajo se interpreta como una secuencia situada en la zona de “inlet” (deltas mareales de flujo o reflujos) en un ambiente protegido por una isla barrera. No se menciona la presencia de láminas dobles de lodo o “mud drapes”, posiblemente debido a que estas facies se depositaron en una zona de alta energía con predominio de una corriente (flujo o reflujos). Los deltas de marea se interpretan como de reflujos ya que si fuesen deltas mareales de flujo, tendría más evidencia marina (glauconita, restos de organismos, etc, que White et al. (1995 B), no mencionan en sus descripciones del testigo. Por ende, se concluye que este testigo tiene facies de estuario externo.

SACHA C



EXPLICACIÓN



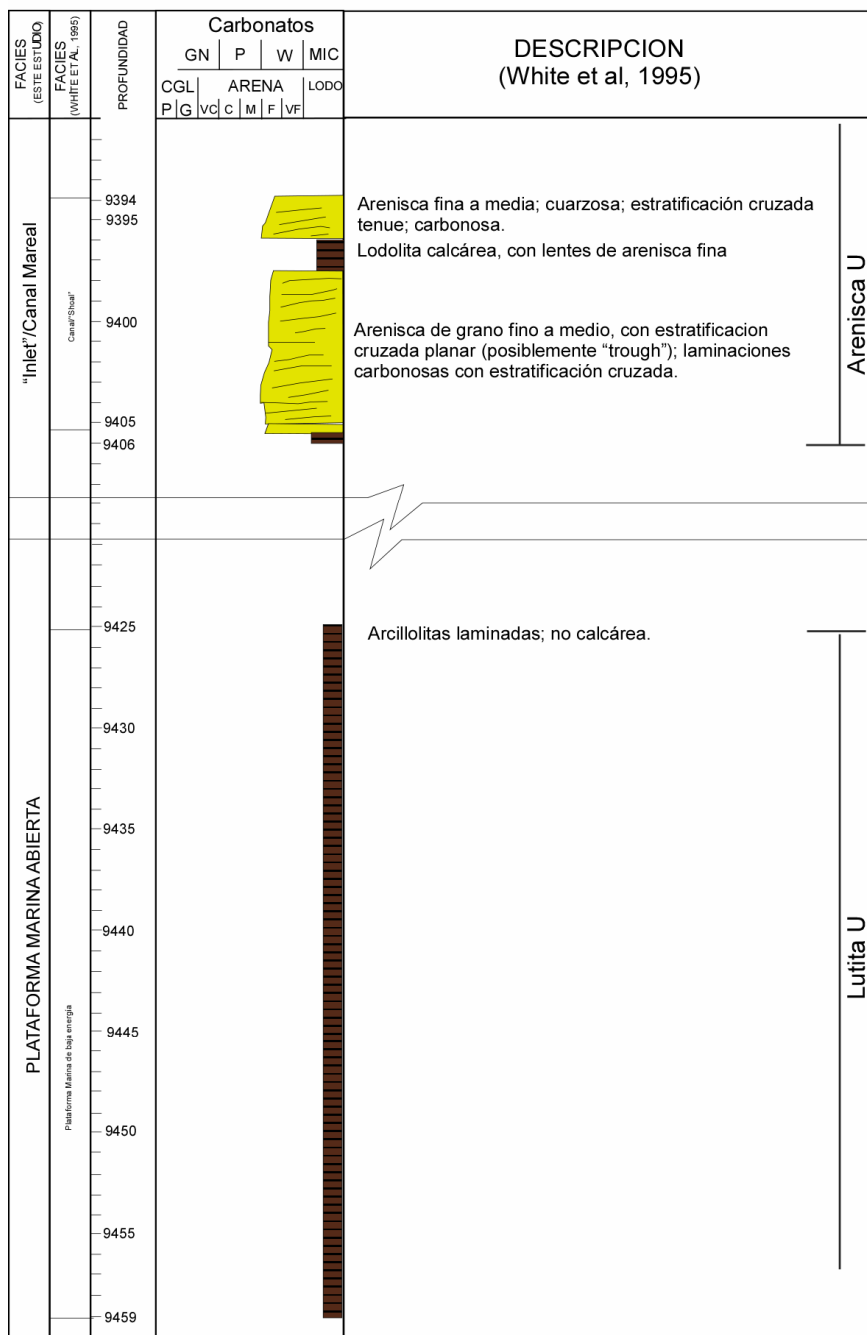
Figura 59. Modificado de la descripción del testigo de corona Sacha C, elaborado por White et al., (1995 B).

4.2.6.1.4. *Sacha D (Figura 60)*

En este pozo se tomaron dos núcleos, el primero muestreó el Miembro Lutita U y el segundo corresponde al Miembro Arenisca U. El primer testigo, ha sido descrito por White et al. (1995 B) como una arcillolita laminada, cuya depositación tuvo lugar en un ambiente de plataforma marina de baja energía, lo que nos indica que estas facies fueron depositadas durante el prisma de alto nivel. El registro eléctrico de este pozo para esta sección muestra una tendencia agradable.

El segundo testigo, que representa la parte basal del Miembro Arenisca U, es interpretado por White et al (1995 B) como facies de canal o "shoal". El testigo de corona presenta estratificación cruzada planar a festoneada, con laminaciones carbonosas dentro de la estratificación. Tanto los intervalos arenosos como las lodolitas representarían, en este estudio, facies de estuario externo, siendo los intervalos arenosos, posibles barreras, canales mareales o "inlets", ya que se presenta la estratificación cruzada planar (festoneada) típica, también, de estas facies. Los intervalos arcillosos podrían corresponder a facies de llanura costera o abandono de un canal. La bioturbación está ausente en todo el testigo, lo que indica un ambiente estresado durante la depositación, posiblemente de llanura costera con influencia mareal o isla barrera.

SACHA D



EXPLICACIÓN



Figura 60. Modificado de la descripción del testigo de corona Sacha D, elaborado por White et al. (1995 B).

4.2.6.1.5. *Sacha Y, U, F y UU*

Los testigos de corona pertenecientes a estos pozos han sido interpretados por Cisneros y Enríquez (2006) como facies de canales de marea, planicie arenosa mareal, barras arenosas de marea que presentan facies heterolíticas con areniscas con estratificación cruzada y/o bidireccional y capas dobles de lodo. En el pozo Sacha UU, estos autores reportan lodolitas bioturbadas con fisilidad, y wackes que interpretan como lodos de plataforma.

A la base de las areniscas, se reportan superficies de erosión y/o reactivación, y también “lags” basales (clastos carbonáceos y lodosos), que representan superficies de ravinamiento en el intervalo transgresivo, o las facies depositadas durante la caída del nivel del mar, anterior a la transgresión.

La diferencia entre un “lag” producido por erosión de canal y un “lag” transgresivo, según Reading (2005), es que los primeros son los materiales más groseros transportados en el lecho de un río, están constituidos por conglomerados, mas o menos bien clasificados, posiblemente sin matriz, grano-soportados y no tienen fósiles. Por encima de estos depósitos es posible encontrar facies fluviales de tipo entrenzado (estratificación cruzada festoneada) o incluso estuarinas. El “lag” transgresivo esta asociado a un ravinamiento por oleaje, es una erosión producida por la acción del oleaje durante una fase de transgresión y/o abandono de, por ejemplo, una desembocadura deltaica. Normalmente se caracteriza por un intervalo grosero, ocasionalmente cementado, con fauna mas o menos abundante y puede contener glauconita.

También la bioturbación es importante en estos núcleos, por ejemplo, en el pozo Sacha UU, se ha reportado la presencia de trazas fósiles de *Skolithos* y *Ophiomorpha*, lo que se interpreta en el presente estudio como icnofacies de *Skolithos*, típica de ambiente de playa arenosa.

Los estudios llevados a cabo por Shanmugam et al. (2000) y Cisneros y Enríquez (2006), indican que los ambientes depositacionales en los cuales fue depositado

el Miembro Arenisca U estuvieron dominados por mareas. No se han podido observar algunas de las figuras mas claras de retrabajamiento por marea como son por ejemplo las estratificaciones en espina de pez (“herring bone”) y que muestran claramente bidireccionalidad del flujo. Sin embargo, Shanmugam et al. (2000) resaltan la importancia de otros indicadores como las láminas dobles (“doble mud layers”) y las laminaciones de tipo ondulado (“crinkle laminations”). Sin embargo en las descripciones de testigos realizadas por White et al., (1995) los elementos que indican retrabajamiento por marea no son evidentes.

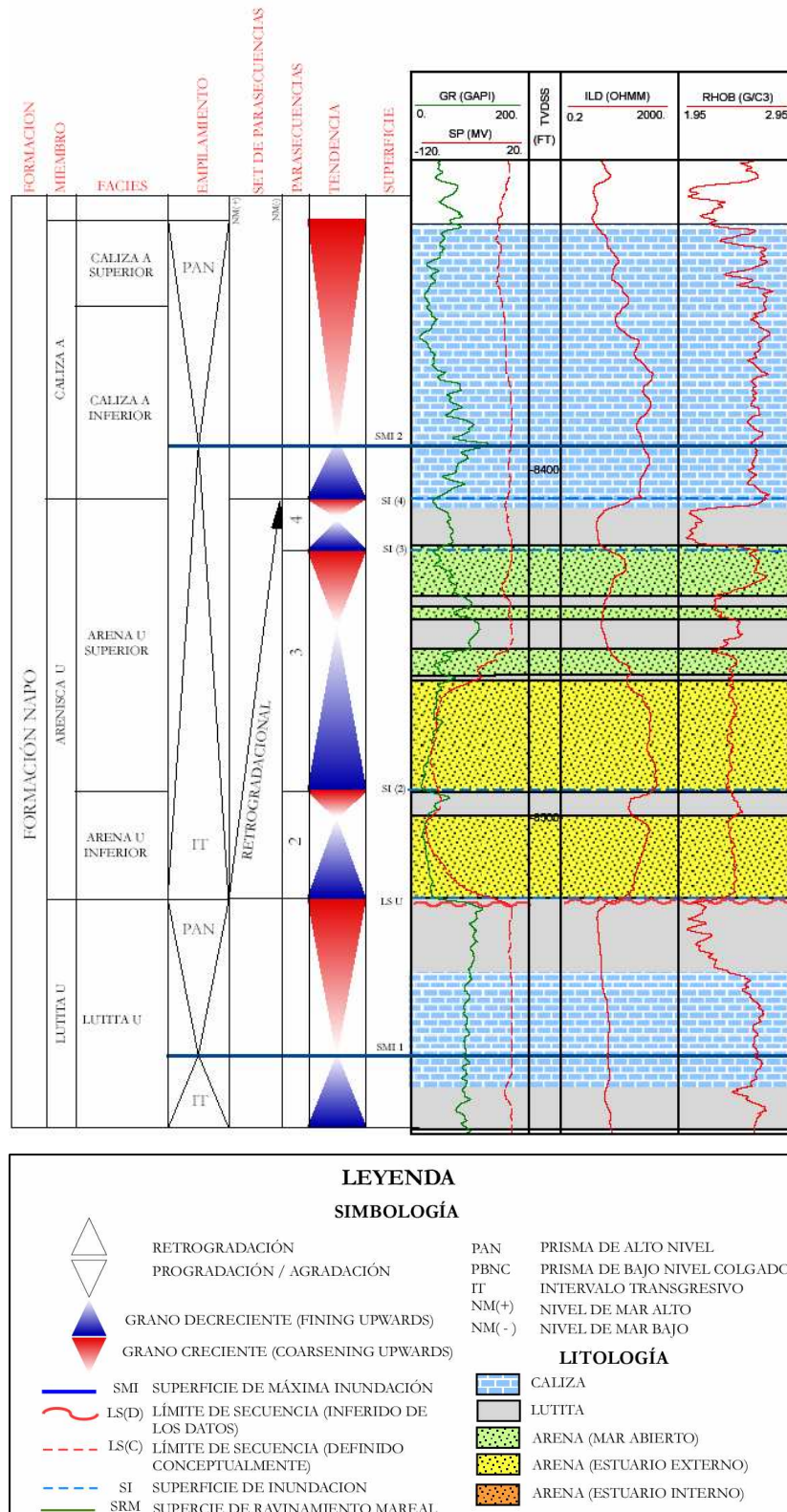
4.2.6.2 Interpretación de registros eléctricos de pozo.

El campo Sacha, a pesar de ser un campo geográficamente cercano a los estudiados anteriormente, muestra diferencias significativas en los registros eléctricos (tendencia vertical, contactos basales, etc) en los intervalos correspondientes a los reservorios del Miembro Arenisca U, las mismas que se discuten a continuación.

A diferencia de los campos que se ubican al Oeste del campo Sacha (como por ejemplo los campos Pucuna, Pata, Palo Azul y Paraíso), numerosos registros eléctricos de este campo indican que existe un contacto abrupto entre el tope del Miembro Lutita U y la base del Miembro Arenisca U (fig. 61). En los campos mencionados anteriormente, los contactos son casi exclusivamente de tipo gradual o transicional. Lo que indica que, en el caso del campo Sacha, las facies de plataforma de mar abierto, están en contacto con facies depositadas en ambientes someros y cercanos a la línea de costa en la parte central del campo (fig. 61).

Tanto en la parte Norte del campo, como en la parte Sur, se observa que los registros eléctricos muestran respuestas típicas de arenas arcillosas y con una mayor cantidad de intercalaciones de sedimentos finos entre ellas.

Sacha-E



LEYENDA SIMBOLOGÍA

	RETROGRADACIÓN	PAN	PRISMA DE ALTO NIVEL
	PROGRADACIÓN / AGRADACIÓN	PBNC	PRISMA DE BAJO NIVEL COLGADO
	GRANO DECRECIENTE (FINING UPWARDS)	IT	INTERVALO TRANSGRESIVO
	GRANO CRECIENTE (COARSENING UPWARDS)	NM(+)	NIVEL DE MAR ALTO
		NM(-)	NIVEL DE MAR BAJO

LITOLOGÍA

	SMI SUPERFICIE DE MÁXIMA INUNDACIÓN		CALIZA
	LS(D) LÍMITE DE SECUENCIA (INFERIDO DE LOS DATOS)		LUTITA
	LS(C) LÍMITE DE SECUENCIA (DEFINIDO CONCEPTUALMENTE)		ARENA (MAR ABIERTO)
	SI SUPERFICIE DE INUNDACIÓN		ARENA (ESTUARIO EXTERNO)
	SRM SUPERFICIE DE RAVINAMIENTO MAREAL		ARENA (ESTUARIO INTERNO)

Figura 61. Pozo Tipo del campo Sacha, indicando la interpretación sedimentológica e identificación de ciclos sedimentarios y superficies crono-estratigráficas.

En la zona central, en cambio, se observa que existen cuerpos arenosos con aspecto masivo o en “bloque”, en los registros eléctricos, lo que indica que son paquetes de arena limpia con superficies erosivas a la base. La interpretación de testigos, presentan estratificación cruzada en general planar a festoneada, típicas de facies de estuario externo. La orientación y extensión de estos cuerpos, por correlación con registros eléctricos, son cuerpos elongados paralelos a la línea de costa, interpretados como isla barrera; mientras los canales y deltas mareales tienen una extensión lateral limitada y generalmente orientados perpendicularmente y oblicuamente a la isla barrera, y pueden extenderse tanto hacia la parte interna del estuario, como hacia el mar. Se ha considerado ambas geometrías, ya que estas constituyen en conjunto las geometrías típicas de un ambiente estuarino externo.

También se ha observado en los registros eléctricos, que en varios pozos se presentan respuestas eléctricas que reflejan facies de “washover” (deltas que suelen ser localizados y pequeños, que son depositados detrás de la isla barrera por acción de tormentas (Reison, 1991), o delta mareal de flujo (se forma en la zona del “inlet” hacia el “lagoon” y se originan cuando la corriente de entrada (o de flujo) es mas fuerte que la corriente de salida (o reflujo).

Ambas facies se caracterizan por tener estratificación subhorizontal planar y estratos en “foreset” de pequeña a mediana escala, con depósitos de arena fina a media de pequeño espesor (centímetros a metros). La extensión lateral de estos depósitos es de forma elongada, semicircular, en forma de sabana, orientadas perpendicularmente a la línea de costa.

Por lo expuesto, la zona Norte y Sur del campo indican una depositación constante y ambiente de baja energía, y se lo ha considerado como facies de planicie mareal, lo que concuerda con Cisneros y Enríquez (2006) y la parte central corresponde a un estuario dominado por oleaje y marea. En este estudio se considera que la línea de costa estaría al Oeste del campo Sacha. Ya que la presencia de niveles de arenas con aspecto de canales en alguno de los testigos

que se ha mencionado, sugiere que la línea de costa estaba encima del campo o muy cerca.

Los estuarios se habrían formado cuando el nivel del mar relativo, que estaba bajo y estable, invirtió su tendencia y comenzó a inundar las zonas costeras. Así mismo es posible que en algunos puntos concretos haya habido incisión fluvial, que haya generado deltas. Sin embargo, debido a la coexistencia de dos procesos seguidos (retrabajamiento por oleaje durante la progradación, y luego retrabajamiento por marea y también oleaje durante la transgresión) es difícil identificar donde estaban los valles incisos, y los deltas de bajo nivel.

La conclusión de este trabajo para el Campo Sacha (Miembro Arenisca U), es que esta arena se depositó en un ambiente donde coexistieron lateralmente unidades que corresponden a secuencias de playa, con unidades arenosas cuya interpretación es de deltas de flujo o "inlet", o cualquier ambiente asociado a una isla barrera o llanura costera con influencia mareal.

Estas evidencias nos permiten situar la zona del Campo Sacha en la parte mas externa de un sistema estuarino cuyo rango de marea es difícil estimar, pero posiblemente de micro a meso mareal.

En la figura 62, se muestra un esquema de la reconstrucción paleogeográfica propuesta para este campo.

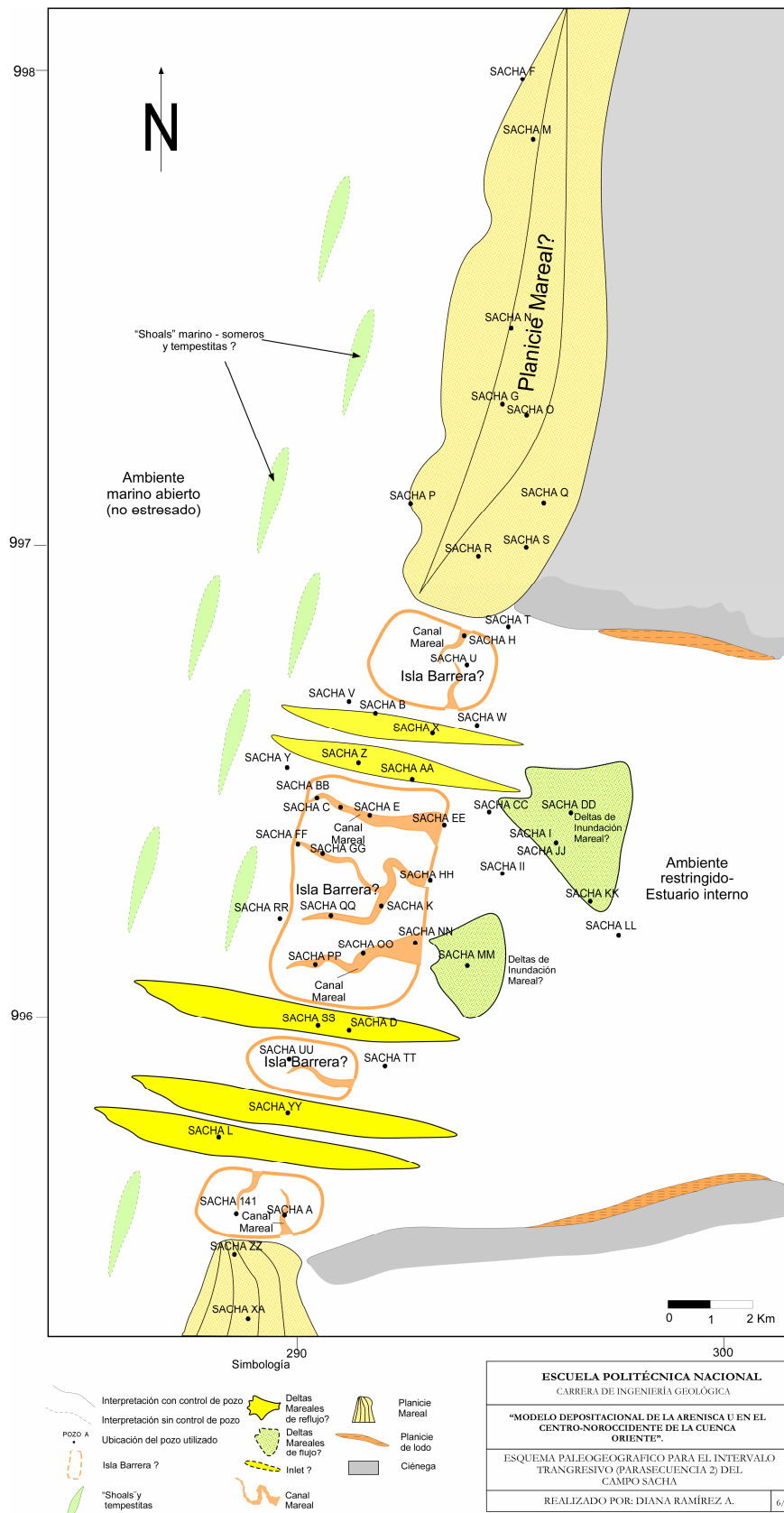


Figura 62. Esquema paleogeográfico para el intervalo transgresivo (parasecuencia 3) del campo Sacha.

En la figura 63 se presenta un análogo moderno de un estuario, y se señala la zona en la que, según la interpretación propuesta en este trabajo, se encontraría el campo Sacha.

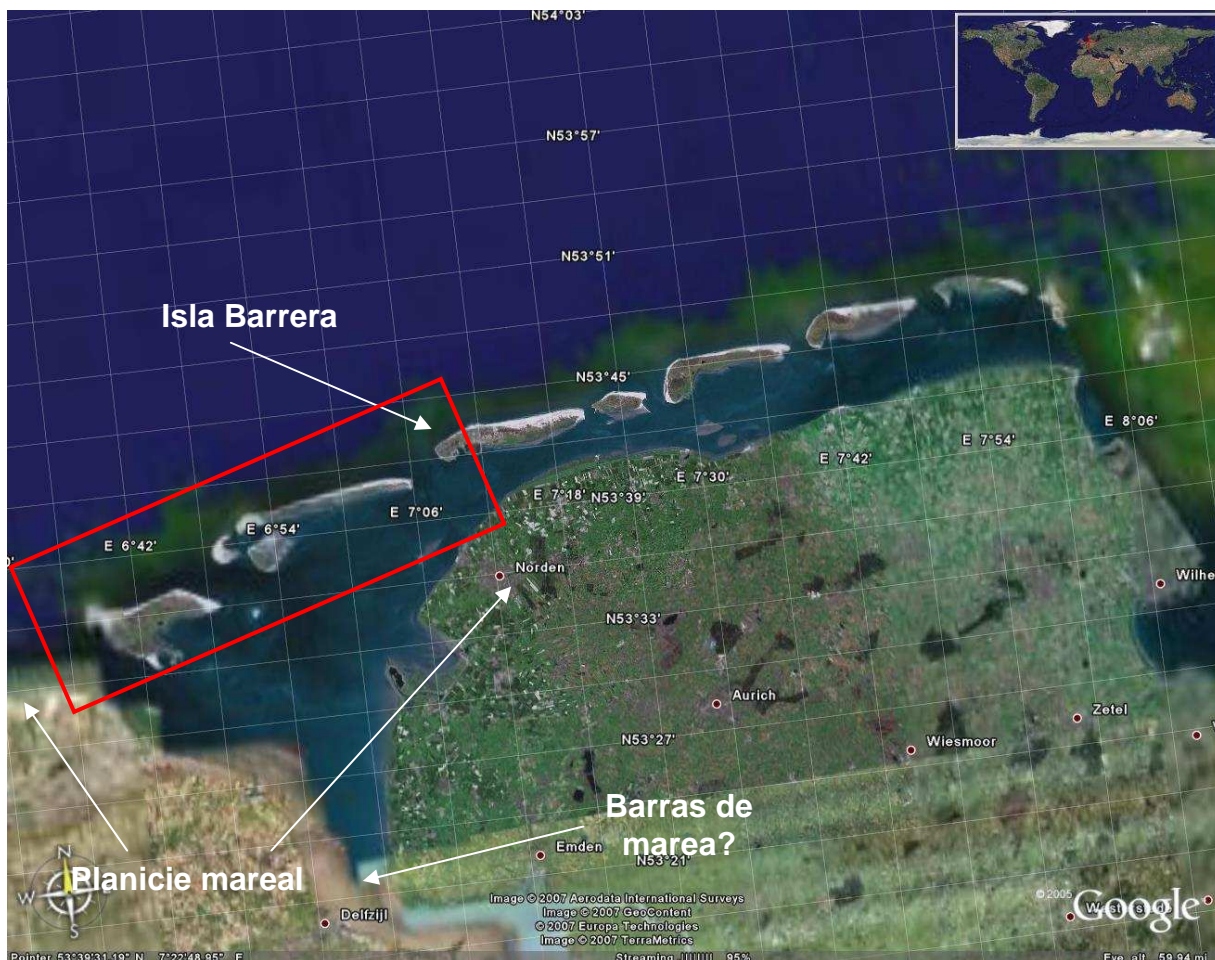


Figura 63. Imagen satelital de un sistema deposicional moderno que puede ser considerado como análogo al Miembro Arenisca U para el campo Sacha, con el recuadro rojo se señala la zona en la que se encontraría el campo según esta interpretación. Estuario "Oosterschelde", Países Bajos. (Imagen tomado de Google Earth, 2007).

4.2.7. CAMPO SHUSHUFINDI - AGUARICO

El campo Shushufindi-Aguarico se encuentra al extremo Este de la zona de estudio (figura 1). Fue descubierto en 1969 por la compañía Texaco con la perforación del pozo Shushufindi-1. Este yacimiento produce petróleo de los miembros Arenisca U y Arenisca T.

Para este estudio se contó con los datos de registros eléctricos de 35 pozos e interpretaciones de testigos de corona realizadas por White et al. (1995 B) de los siguientes pozos Aguarico D, Aguarico E, Shushufindi A, Shushufindi B.

En el Anexo 1 – Corte 7/7 se incluye el corte estratigráfico-secuencial realizado a partir de una selección de pozos de este campo.

4.2.7.1 Re-interpretación de testigos de corona.

4.2.7.1.1. Aguarico D (Figura 66)

Se trata de un testigo de 60 pies situado cerca de la base del Miembro Arenisca U, sin que se haya llegado a muestrear el contacto entre los miembros Lutita U y Arenisca U.

La base del testigo presenta un nivel de un pie de espesor de areniscas con tamaño de grano grueso a muy grueso, con estratificación planar a cruzada de bajo ángulo y sin bioturbación. Por encima de este nivel se presentan areniscas con tamaño de grano medio, con laminación cruzada de alto ángulo. Las laminaciones están marcadas por láminas carbonosas.

White et al. (1995 B) interpretan la mitad inferior de este testigo como un complejo de canales amalgamados con facies de tipo entrenzado (“braided”). Esta sucesión puede ser interpretada bajo otra perspectiva. En primer lugar, la sucesión presenta un perfil grano-decreciente, disminuyendo el tamaño de grano de muy

grueso a grueso, hasta medio a fino hacia techo. En segundo lugar, se observa como la inclinación de las capas aumenta de casi planar en la base, a alto ángulo (aunque sin especificar) hacia techo. Las laminaciones aparecen marcadas por láminas carbonosas. Esta sucesión podría corresponder a una secuencia de “point bar”. Es difícil aceptar la interpretación como “braided” ya que por definición, “braided” corresponde a depósitos fluviales de alta energía y prácticamente sin arcillas, normalmente con estratificación cruzada tipo festoneada. Las dobles láminas indican retrabajamiento por corriente de marea, por lo cual, se trata de depósitos fluviales cerca de la desembocadura (algunos autores como Yoshida et al. (2006) los denominan puntos de barra mareal o “tidal-point bar”). Quizá puedan coexistir lateralmente y/o estar amalgamados con barras de marea. En la figura 64 se presenta un análogo moderno de este tipo de ambientes, y en la figura 65 se observa este tipo de depósitos (puntos de barra mareal) con mayor detalle.



Figura 64. Imagen satelital de un sistema deposicional moderno que puede ser considerado como análogo al Miembro Arenisca U para el testigo muestreado en el pozo Aguarico D. Localidad: Yodom (Papua, Indonesia). (Imagen tomado de Google Earth, 2007).



Figura 65. Imagen satelital de un depósito moderno de punto de barra marea. Localidad: Yodom (Papua, Indonesia). (Imagen tomado de Google Earth, 2007).

La parte superior del testigo muestra un excelente desarrollo de estratificación cruzada planar tabular, existiendo también tramos que presentan estratificación cruzada de bajo ángulo. Cerca del tope del testigo, las areniscas son de tamaño de grano medio a fino, y la estratificación es cruzada planar a festoneada. Se presenta también láminas dobles finas (“couplets”) lo que indica el aumento de la influencia marea hacia la parte superior.

A lo largo del testigo, se observa la presencia de lodolitas carbonáceas y lutitas, intercaladas entre los niveles de areniscas, aumentando su contenido hacia la parte superior. El testigo culmina con estratos de lodolitas de un espesor considerable, que podrían representar el relleno de la cuenca central de un estuario según el modelo conceptual de estuario de Allen y Posamentier (1993) basado en el estudio del estuario del Gironde.

AGUARICO D

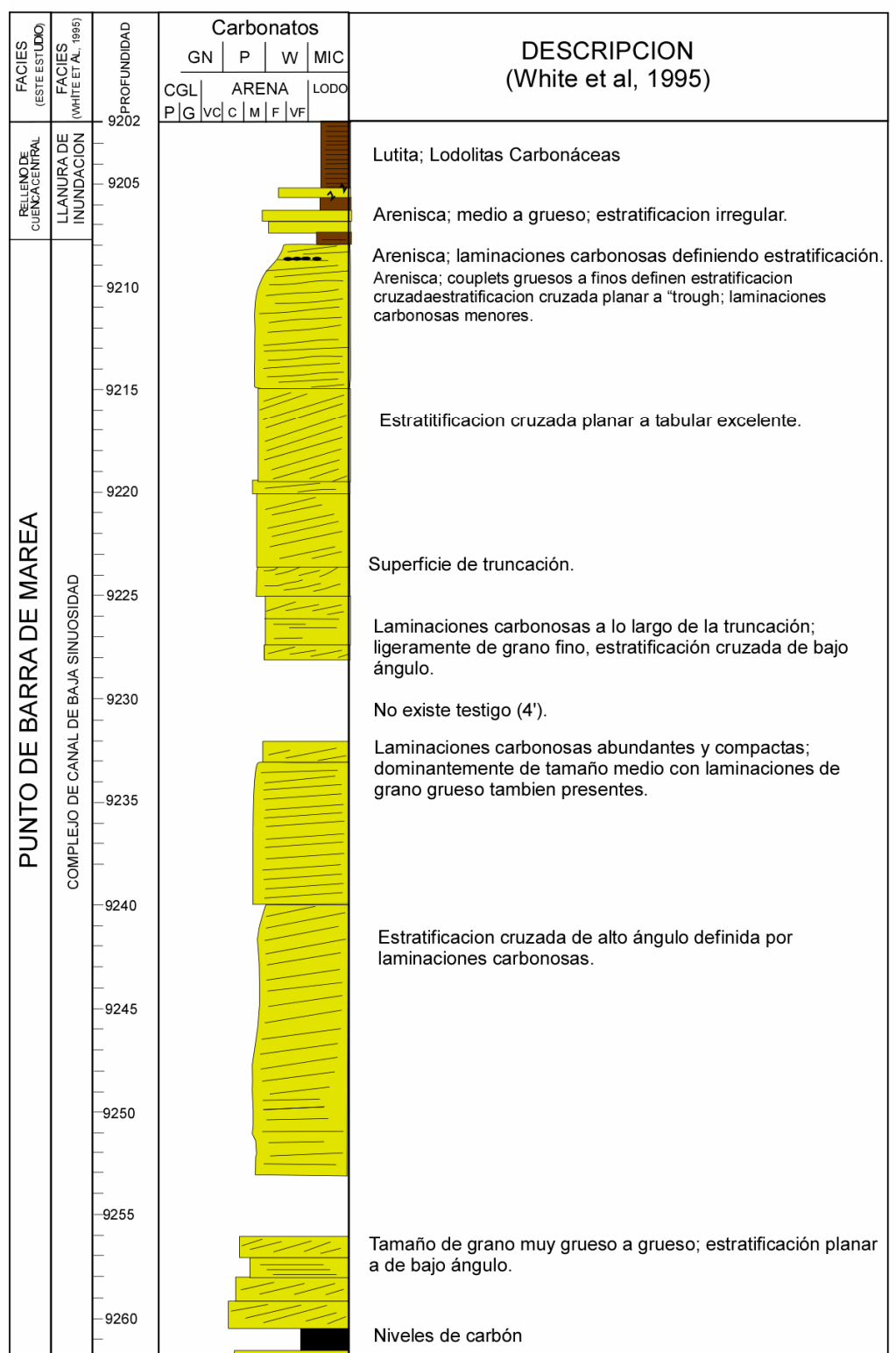


Figura 66. Modificado de la descripción del testigo de corona Aguarico D, elaborado por White et al. (1995 B).

La abundancia de estratificación cruzada, la presencia de tamaño de grano grueso, la presencia de sucesiones granodecrecientes y la poca a nula bioturbación, nos sugieren un ambiente marino marginal de alta energía. La variedad de tamaños de grano y de estructuras sedimentarias nos indican que la fuerza de la corriente fluctuó constantemente. Así también, la presencia de laminillas pareadas de lodo o carbón sugiere que la marea influyó en la depositación, formando depósitos de facies heterolíticas. Pattison y Walter (1994), señalan que las características anteriormente expuestas son típicas de un relleno de valle inciso con facies fluviales en la base, evolucionando verticalmente a facies típicas de estuario y, a tope, facies marinas.

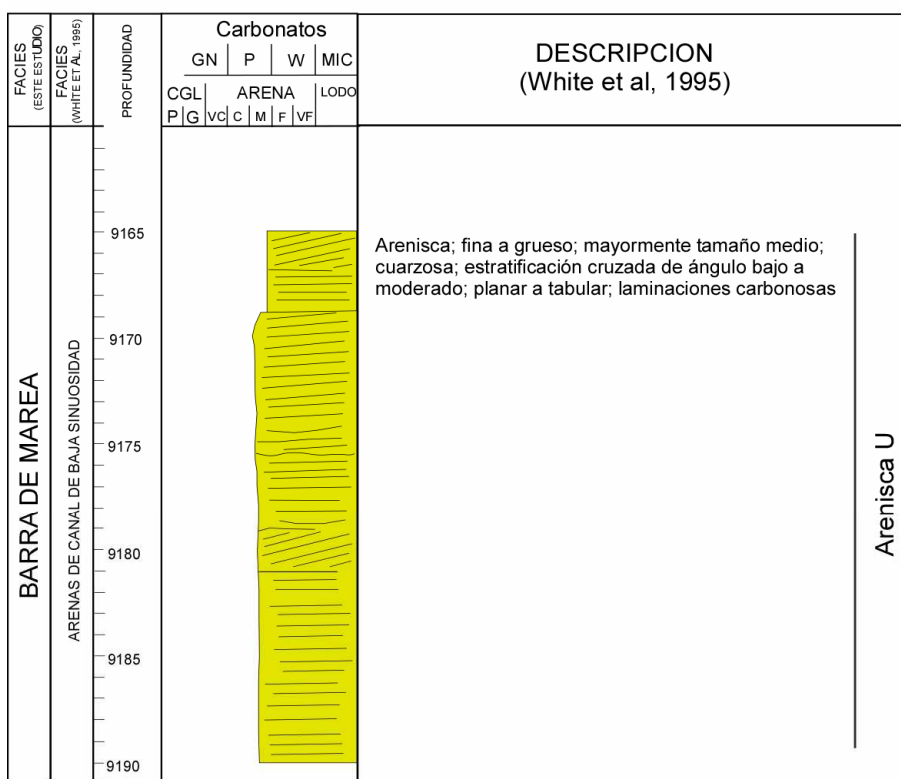
Por lo tanto, la sección muestreada se interpreta como una retrogradación de facies en un ambiente estuarino interno influenciado por marea.

4.2.7.1.2. Aguarico E (Figura 67)

El testigo de corona recupero 25 pies muy próximos a la base del Miembro Arenisca U. Este testigo esta constituido por areniscas con tamaño de grano predominantemente medio, y tamaño fino al tope. La estructura sedimentaria dominante es la estratificación cruzada planar a tabular de ángulo bajo a medio. Se ha descrito también que existe abundante material carbonoso y no existe bioturbación.

Se le asigna a este testigo el mismo ambiente de depositación que para el testigo Aguarico-D.

AGUARICO E



EXPLICACIÓN

LITOLOGÍA		SIMBOLOGÍA	
	ARENISCA		LODO/ARCILLA
	ARENISCAS CON CEMENTO CARBONATICO		CALIZA
	LIMOLITA		CARBÓN
			BIOTURBACIÓN
			ESTRATIFICACIÓN PLANAR
			ESTRATIFICACIÓN CRUZADA

Figura 67. Modificado de la descripción del testigo de corona Aguarico E, elaborado por White et al., (1995-B).

4.2.7.1.3. Shushufindi A (Figura 68)

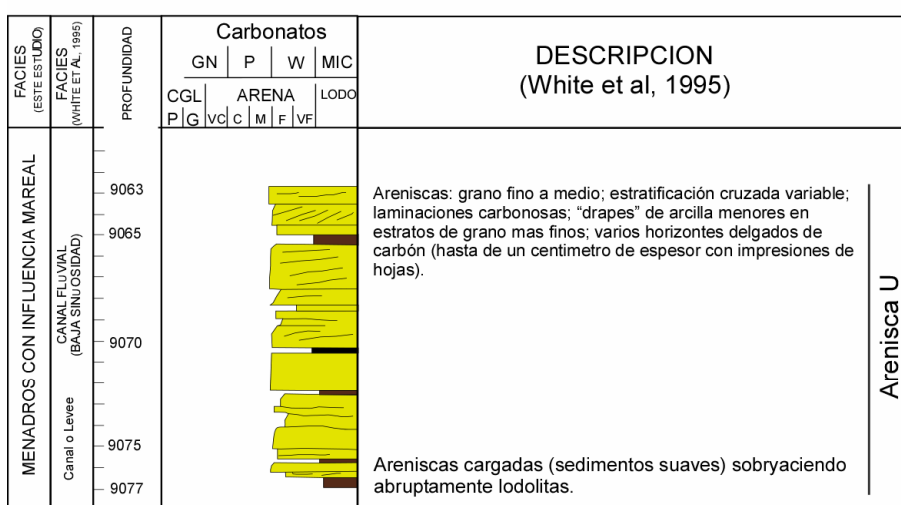
El testigo muestreó 29 pies, cerca de la base del Miembro Arenisca U. El testigo está constituido por una alternancia de areniscas de grano muy fino a fino, lodolitas, y niveles de carbón. Desde la base del testigo hasta el tope, se puede observar que predominan las areniscas de grano fino con estratificación cruzada a planar.

En la parte inferior se señala la existencia de areniscas de grano muy fino, con estructuras caóticas, sobreyaciendo a intercalaciones igualmente caóticas de arenas y lodos. Existen a lo largo del testigo abundantes horizontes de carbón intercalados con las areniscas, teniendo estos horizontes un espesor considerable en la parte inferior y media del testigo. Hacia la parte media del testigo se describen areniscas de grano medio a fino con abundantes estructuras como superficies de truncación y estratificación cruzada. También se hace referencia a la presencia de lodolitas láminadas que tienen ritmitas de lodo-arcilla, lo que nos indica influencia mareal a lo largo de la sección muestreada.

La presencia de niveles de carbón es muy interesante en este testigo. El ambiente de depositación para el testigo, en general, sería de llanura costera, en la que existirían una serie de numerosos canales distributarios, posiblemente meandriformes, con influencia mareal, y zonas pantanosas en las que se habría producido la acumulación de carbones. Los sedimentos deformados podrían corresponder a deslizamientos de los flancos de los canales, un rasgo bastante común en este tipo de ambiente sedimentario. Existen también pequeños niveles de areniscas que White et al. (1995 B) interpretan como depósitos de desbordamiento. La presencia de facies de tipo heterolítico hacia techo así como las numerosas truncaciones que se observan en las areniscas corroboran la interpretación de un ambiente costero dominado por marea.

de tamaño fino a medio con estratificación cruzada variable, con intercalaciones de láminas de carbón y “clay drapes”. Por lo anteriormente expuesto, se interpreta para ambos testigos (Shushufindi A y B), el mismo ambiente de depositación que para los testigos de corona Aguarico D y E. White et al. (1995 – B), interpretan estas areniscas como depósitos fluviales de baja sinuosidad, mientras en este trabajo se interpretan como depósitos fluviales de tipo meandriforme con influencia de marea, donde pueden estar amalgamadas, también, barras de marea dentro del curso fluvial.

SHUSHUFINDI B



EXPLICACIÓN

LITOLÓGIA		SIMBOLOGÍA	
	ARENISCA		LODO/ARCILLA
	ARENISCAS CON CEMENTO CARBONATICO		CALIZA
	LIMOLITA		CARBÓN
			BIOTURBACIÓN
			ESTRATIFICACIÓN PLANAR
			ESTRATIFICACIÓN CRUZADA

Figura 69. Modificado de la descripción del testigo de corona Shushufindi B, elaborado por White et al. (1995 B).

4.2.7.2 Interpretación de registros eléctricos de pozo.

Los registros eléctricos de este campo, manifiestan tendencias similares a las que muestran en el campo Sacha, sin embargo se presentan algunas diferencias.

Al igual que en el campo Sacha, se observa que, el contacto entre el Miembro Lutita U y el Miembro Arenisca U, es abrupto (fig. 70). El análisis de los datos disponibles, incluyendo los testigos de corona de cuatro pozos, sugiere un cambio brusco en el ambiente de depositación para ambas unidades, es decir no se ve una transición entre facies de ambiente de plataforma marina abierta correspondientes al Miembro Lutita U, y las facies de estuario interno/llanura costera, correspondientes al Miembro Arenisca U, sino mas bien, un contacto abrupto entre ambas facies. Esto es una evidencia clara de que existió una interrupción en la sedimentación o posible erosión por una exposición subaérea donde, subsecuentemente, se depositaron facies de tipo fluvial y/o costero.

Así mismo se observa en la mayor parte de los pozos utilizados, una respuesta en forma de campana del registro Gamma Ray. Los testigos disponibles muestran que esta respuesta típica se caracteriza por arenas limpias a la base, correspondiente a facies fluviales (posiblemente secuencias de punto de barra marea) o barra de marea, que gradan hacia arenas con un mayor contenido de arcillas hacia el tope. Pueden incluir, localmente, niveles de carbón, que podrían estar asociados al abandono de meandros, o simplemente, corresponder a zonas pantanosas de la llanura costera.

En algunos pozos esta respuesta (Gamma Ray) es en forma de bloque (fig. 70), lo que se podría interpretar como canales mareales (con un espesor de hasta 35 pies), los mismos que estarían separando las barras de arena. La característica principal de estos depósitos es que presentan areniscas con estratificación cruzada y se forman por retrabajamiento de las barras (Dalrymple et al, 1992).

El registro de Gamma Ray muestran un incremento de la arcillosidad o de materia orgánica, hacia el tope, lo que sugiere la presencia de facies más “sucias” (debido a un aumento en material arcilloso radioactivo, que posiblemente este acompañado de un mayor contenido en glauconita). Así mismo presentan una estrato-decrecencia, hacia la parte superior del Miembro Arenisca U, lo que podría representar facies de estuario externo para la parte superior de la Arenisca U Inferior y facies de mar abierto para la Arenisca U Superior.

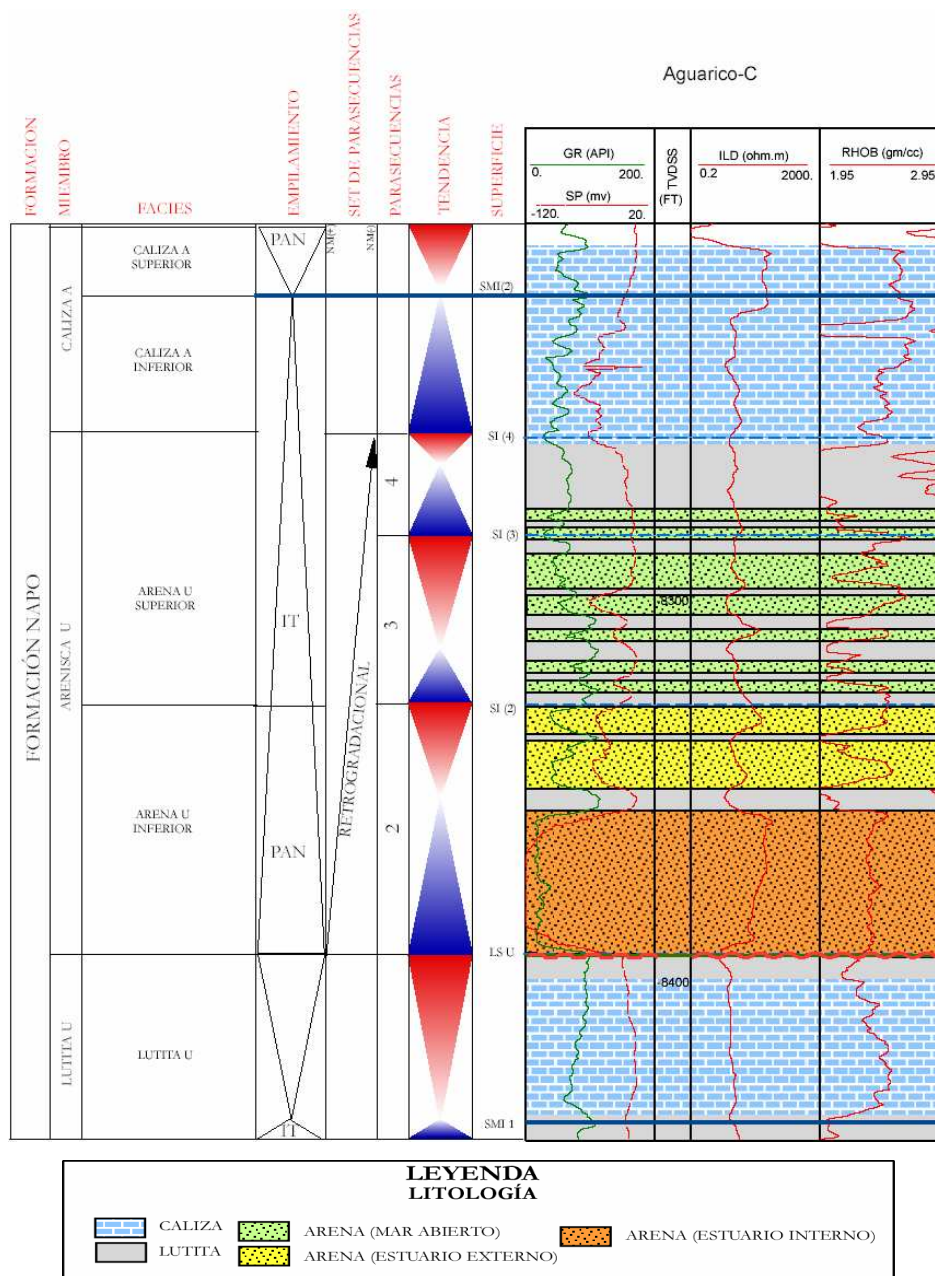


Figura 70. Pozo Tipo del campo Shushufindi, indicando la interpretación sedimentológica e identificación de ciclos sedimentarios y superficies crono-estratigráficas.

Una diferencia llamativa con respecto al campo Sacha, es que ambos depósitos muestran, por correlación entre pozos, para la base del Miembro Arenisca U, una geometría elongada en dirección Este-Oeste y una distribución areal limitada, por lo que se los ha interpretado como barras de arena y canales mareales que se desarrollaron dentro de un estuario protegido del mar abierto por una isla barrera. En la figura 71 se indica la reconstrucción paleogeográfica propuesta para la zona del campo Aguarico-Shushufindi, durante la fase de transgresión.

Otra diferencia que se aprecia en este campo, es que en contraste con los campos estudiados anteriormente, se reconocen tres parasecuencias dentro del Miembro Arenisca U, por lo que no se descarta que haya existido erosión de los depósitos anteriores al intervalo transgresivo, es decir de los depósitos del prisma bajo nivel asociados a la progradación de la línea de costa.

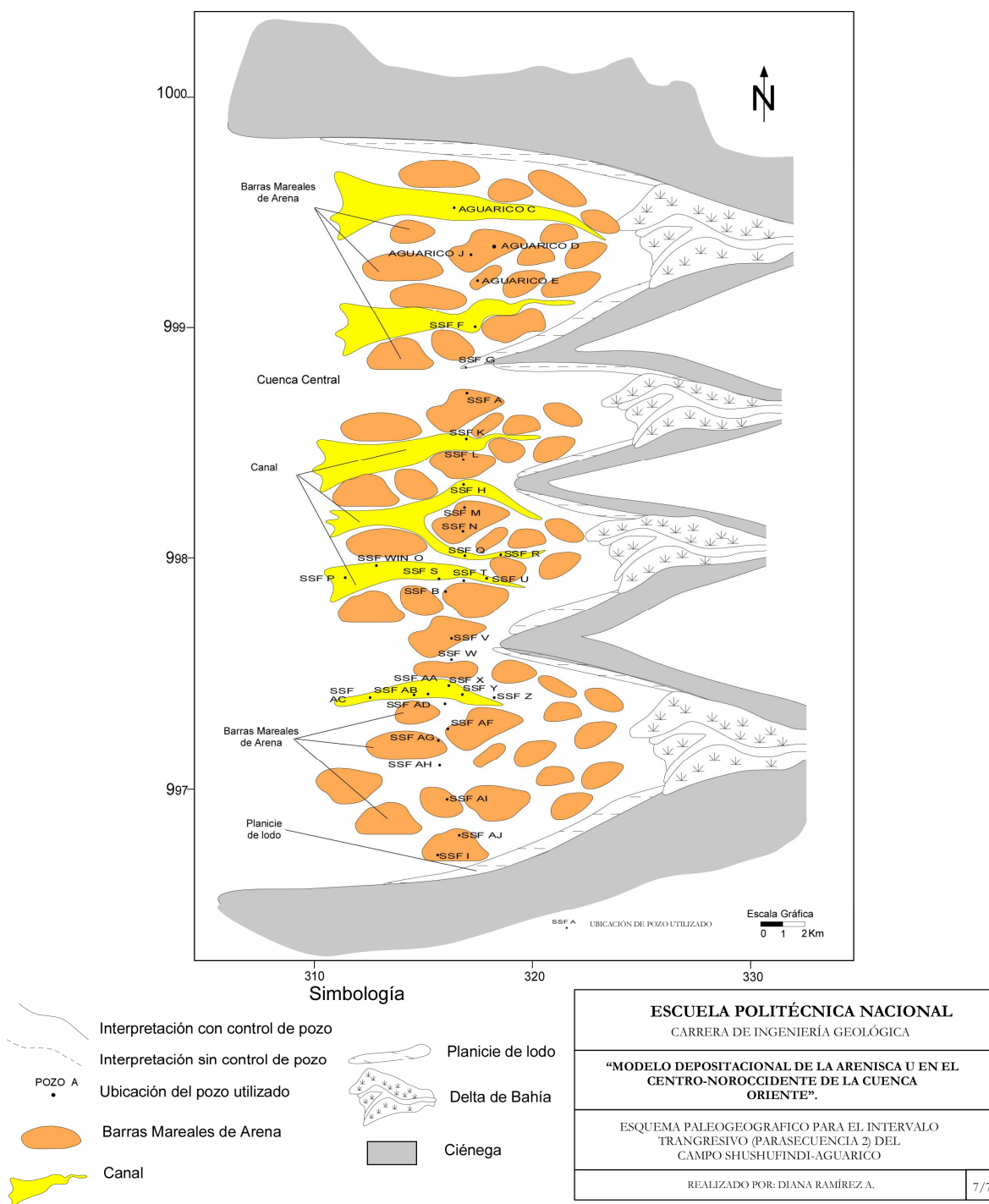


Figura 71. Esquema paleogeográfico para el intervalo transgresivo (parasecuencia 2) del campo Shushufindi.

En la figuras 72, se presentan un análogo moderno de un estuario, y se señala la zona en la que, según la interpretación propuesta en este trabajo, se encontraría el campo Shushufindi - Aguarico.



Figura 72. Imagen satelital de un sistema depositacional moderno que puede ser considerado como análogo al Miembro Arenisca U para el campo Shushufindi - Aguarico, en el recuadro rojo se señala la zona en la que se encontraría el campo según esta interpretación. Cabo Hatteras (Carolina del Norte, E.E.U.U.).(Imagen tomado de Google Earth, 2007).

La figura 73, representa un ambiente depositacional dentro del estuario donde las corrientes fluviales son dominantes, como se ha interpretado, por ejemplo, para el testigo del pozo Aguarico D.

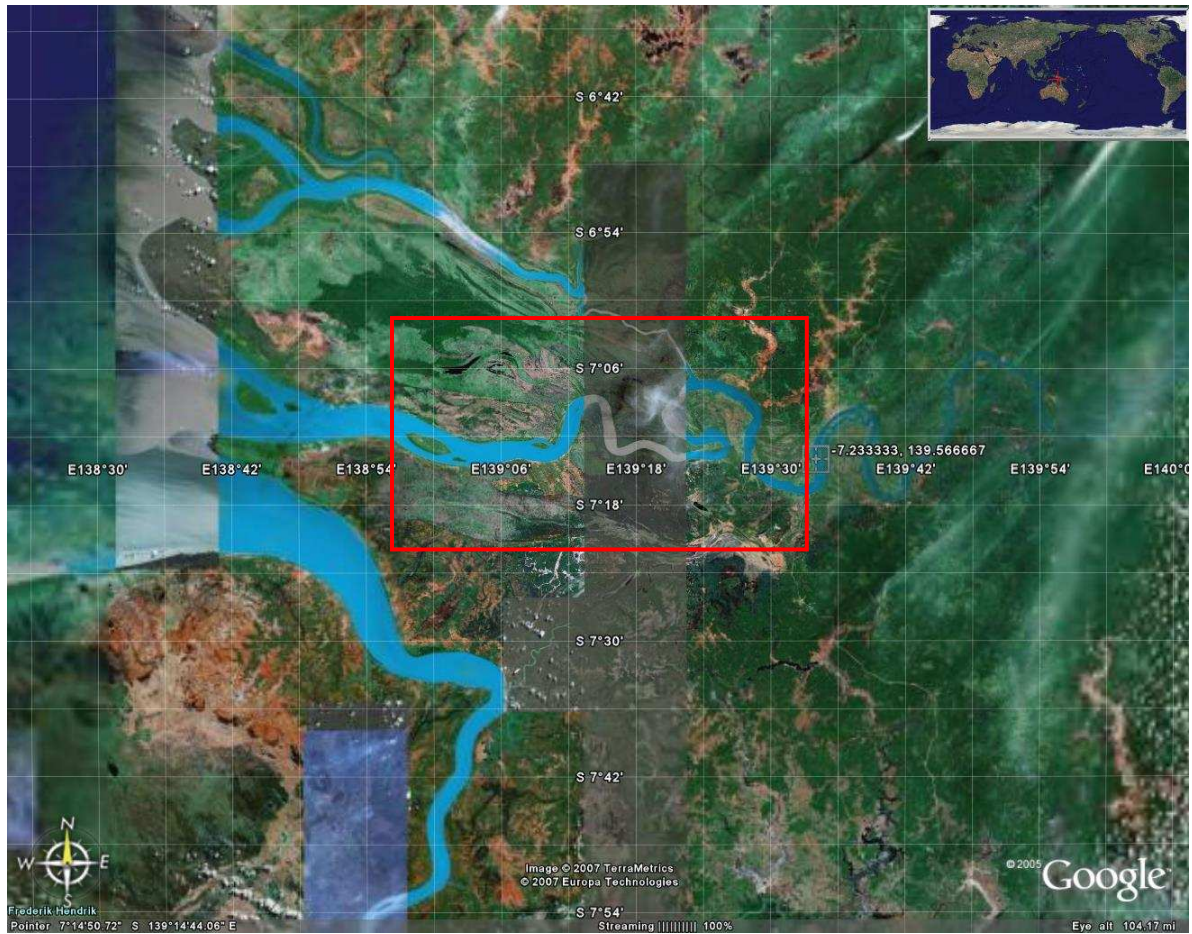


Figura 73. Imagen satelital de un sistema depositacional moderno que puede ser considerado como análogo al Miembro Arenisca U para el campo Sushufindi, con el recuadro rojo se señala la zona en la que se encontraría el campo según esta interpretación de un ambiente depositacional de estuario dominado por corrientes fluviales. Localidad: Yodom (Papua, Indonesia). (Imagen tomado de Google Earth, 2007).

A continuación se muestra el ambiente sedimentario interpretado para el Miembro Arenisca U en los campos analizados en este estudio, correspondiente al intervalo transgresivo (Parasecuencia 2) (fig. 74).

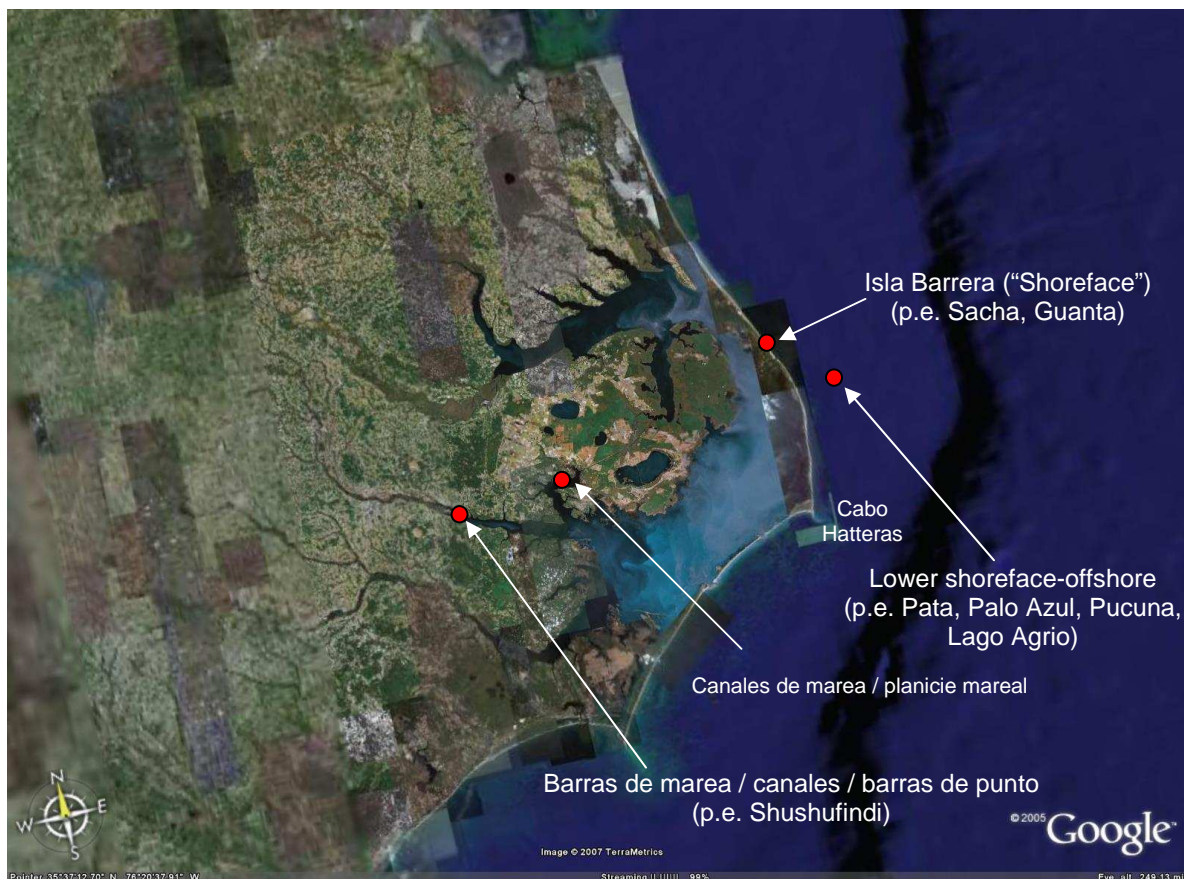


Figura 74. Imagen satelital de un sistema deposicional moderno que puede ser considerado como análogo al Miembro Arenisca U para la zona de estudio, en el intervalo transgresivo (Parasecuencia 2). Cabo Hatteras (Carolina del Norte, E.E.U.U.). (Imagen tomado de Google Earth, 2007).

CAPITULO 5

MODELO DEPOSITACIONAL

5.1. INTRODUCCIÓN

El Miembro Arenisca U ha formado parte de varios estudios en los que se ha propuesto un modelo depositacional (Barragan et al, 2004; Jaillard, 1997; White et al, 1995; Barragán L. y Chango E., 2006; e informes inéditos realizados por Petrobrás-Ecuador). La inFormación que proporcionan los estudios anteriores junto con la inFormación generada por el presente estudio permiten proponer el siguiente modelo depositacional para el intervalo Cenomaniano Temprano-Turoniano Superior, en el que esta inmerso el Miembro Arenisca U.

La mayor parte de los pozos analizados, situados al Este del eje Auca-Sacha-Guanta, presentan un contacto basal-abrupto entre el Miembro Lutita U y el Miembro Arenisca U. El mismo que es considerado como de tipo erosivo, lo que refleja que la depositación de esta arena esta asociada a un cambio importante en el nivel base de la cuenca cretácica.

Sin embargo, los pozos ubicados al Oeste del eje Auca-Sacha-Guanta, no suele mostrar contactos basales abruptos, sino un contacto transicional - gradual entre el Miembro Lutita U y el Miembro Arenisca U. La transición gradual entre las facies finas y las facies arenosas se interpreta como una progradación de la línea de costa, lo que refleja que el espacio de acomodación existente para la depositación de ambas facies, disminuyó progresivamente.

Este cambio se lo puede atribuir a cambios relativos del nivel del mar, ya que el periodo de depositación del intervalo estudiado fue de calma tectónica (Baby et al., 2004), por lo que se puede descartar la hipótesis de cambios repentinos en la cantidad de aporte sedimentario o de movimientos verticales del basamento de origen tectónico.

Algunos autores (White et al., 1995; Barragán et al., 2004) consideran que el Miembro Arenisca U representa el relleno de valles incisos y que fue depositado durante el inicio de la subida del nivel del mar (trasgresión temprana), cuando los subsecuentes valles erosionados se transformaron en estuarios y fueron rellenados por sistemas canalizados fluviales con influencia mareal en retrogradación.

Una regresión forzada (Posamentier et al., 1988), originada por una caída del nivel eustático parece ser el mecanismo más probable para estos cambios que acarrearón la depositación de importantes volúmenes de arena en una plataforma somera dominada por la depositación de sedimentos mixtos de grano fino.

Se han realizado cortes estratigráficos regionales (Anexo 2) para definir los límites de secuencias y las superficies de máxima inundación, y de esta manera poder determinar las secuencias y su orden dentro de este intervalo. Así mismo se ha tratado de delimitar la continuidad de las arenas y sus cambios laterales de facies especialmente en sucesiones de sedimentos marinos someros a transicionales. De esta manera, un modelo de depositación y de estratigrafía secuencial basado en correlaciones entre pozos se ha definido y se propone una secuencia depositacional tipo.

5.2. MODELO DEPOSITACIONAL

El modelo depositacional del Miembro Arenisca U para la zona de estudio se presentan a continuación. Para proponer este modelo depositacional, se asume que el eje Sacha-Auca-Guanta representa el límite hacia el Oeste de las zonas que sufrieron emersión y erosión sub-aérea, como lo confirma la existencia de facies estuarinas en las partes basales del Miembro Arenisca U (Shanmugam et al., 2000). Por lo que se asume que, las zonas situadas al Oeste del eje Sacha-Auca-Guanta, constituyeron durante todo el Cretácico, parte de una plataforma marina somera. El límite de acción de la ola de buen tiempo estuvo situado en el

campo Pata. Más al Oeste de este campo, se asume que las facies encontradas corresponden a facies de “offshore”.

La primera fase se inicia en condiciones de nivel del mar alto (Prisma de Alto Nivel, figura 75) durante el cual se depositaron facies progradantes tipo playa, y en algunos lugares incluso pudieron haber depositados facies deltáicas. Es decir se inició la progradación de la línea de costa hacia el Oeste con la llegada de aportes sedimentarios provenientes de la erosión del Escudo de Guyana. El nivel del mar permaneció constante, con lo cual no se creó nuevo espacio disponible (acomodación) para la sedimentación. La depositación al Oeste del eje Auca-Sacha-Guanta, estuvo caracterizada por sedimentos finos y carbonatos como muestran los registros eléctricos de estos pozos (Anexo 1 - Corte 1-7).

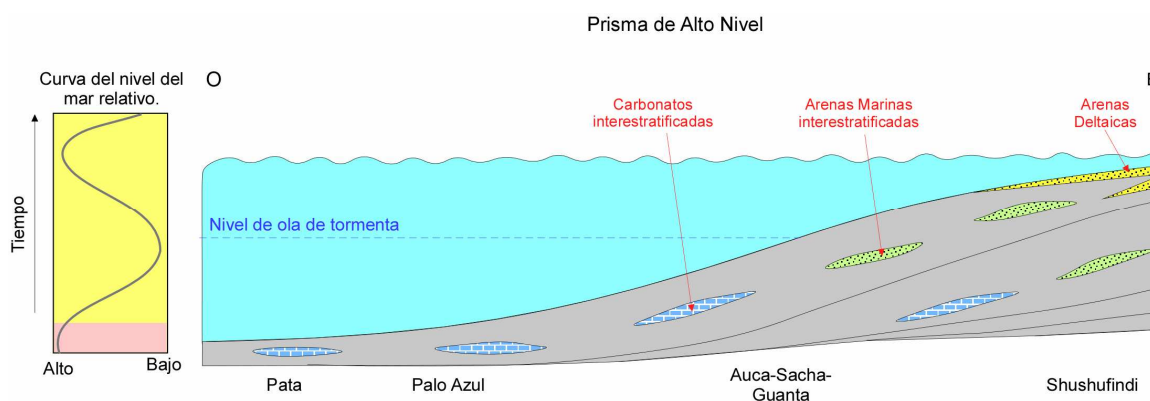


Figura 75. Representa el Modelo de Depositación durante el Prisma de Alto Nivel Temprano y Medio. (Modificado de Informe Petrobrás, 2006)

Posteriormente, empezó la caída relativa del nivel del mar (figura 76), con lo que disminuyó el espacio disponible y se aceleró la progradación de la línea de costa, dejando emergidas amplias zonas que estaban situadas más al Este del área de estudio (Bloques 15 y 16), creando una primera superficie de erosión sub-aérea. Se asume que la línea de costa, a este tiempo y en el área de estudio estuvo situada en el Campo Shushufundi. En las zonas al Oeste de la línea de costa, esta superficie correspondió a una conformidad correlativa, mientras prosiguió la depositación de sedimentos finos. El nivel de mar continuó bajando, y la línea de costa fue desplazándose progresivamente hacia el Oeste (figura 76).

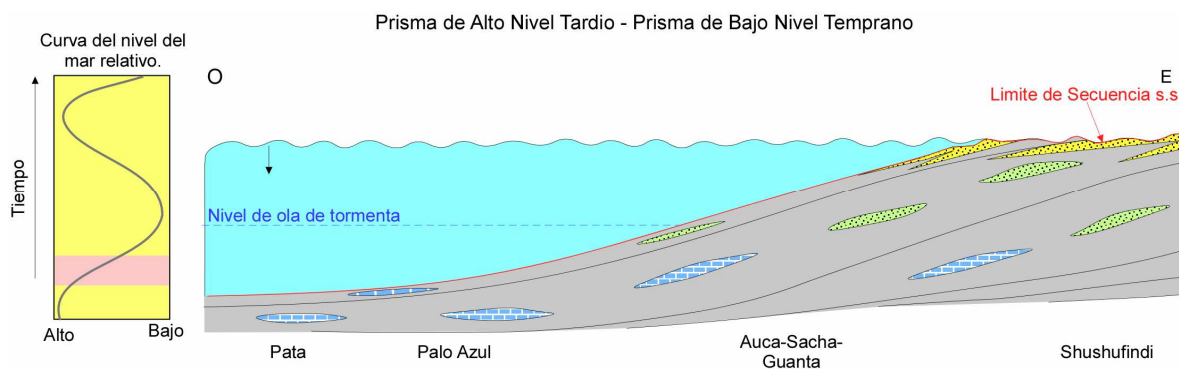


Figura 76. Representa el Modelo de Depositación durante el Prisma de Alto Nivel Tardío. (Modificado de Informe Petrobrás, 2006)

Al Este de la línea de costa se desarrolló el emplazamiento del sistema fluvial y también se produjo una intensa erosión sub-aérea. Los sistemas fluvio-deltáicos y litorales se desplazaron hacia el Oeste, hasta la zona de los Campos Auca-Sacha-Guanta, lo que produjo la llegada de sedimentos clásticos hacia el Oeste de estos campos, quizá como depósitos de tormentas o como cuñas finas de sedimentos con facies de playa (“shoreface” media a baja). La figura 77 del modelo, representa el máximo de progradación de los sistemas costeros en la cuenca.

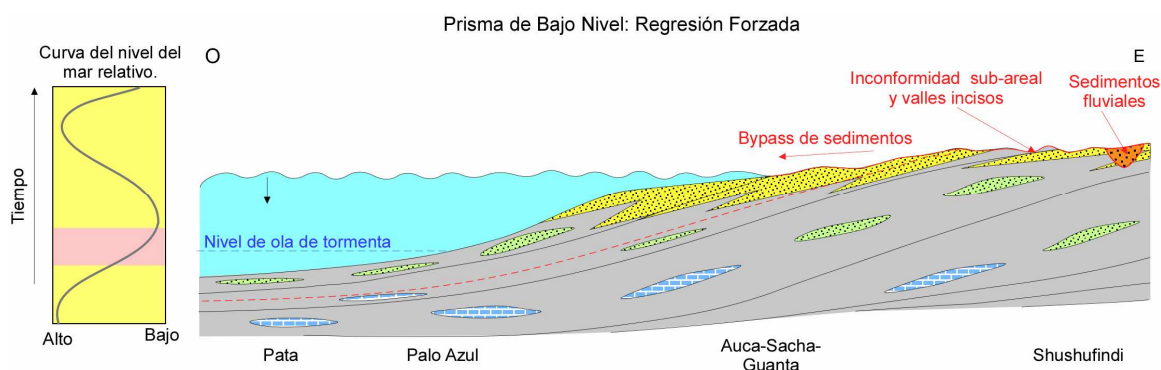


Figura 77. Representa el Modelo de Depositación durante el Prisma de de bajo nivel. (Modificado de Informe Petrobrás, 2006)

Una vez alcanzado el máximo de progradación, se inició la subida relativa del nivel del mar, dando lugar (fig. 78) a la inundación los valles formados en las etapas anteriores. En los dominios ubicados al Oeste del eje Auca-Sacha-Guanta, continuaron depositándose sedimentos clásticos posiblemente aportados por la erosión ocasionada por la acción del oleaje sobre los sistemas costeros progradantes depositados inicialmente. Las arenas de facies de playa depositadas anteriormente, fueron erosionadas y transportadas mar adentro,

como depósitos de tormenta (figura 78). Se produce un rezago (“lag”) transgresivo que representa una superficie de erosión.

La inundación de la red de valles incisos se produjo en las zonas situadas al Este del eje Auca-Sacha-Guanta, evolucionando posteriormente a sistemas costeros tipo estuario.

La existencia de depósitos de tormenta al Oeste de la línea de costa, contemporáneos con las barras de marea descritas por Shanmugam et al. (2000) en Sacha, reflejan que los sistemas estuarinos tuvieron una fuerte influencia del oleaje durante su desarrollo.

El hecho de que en la mayoría de los pozos pertenecientes a la zona de los campos centrales, se observe un contacto basal abrupto entre facies sedimentarias propias de un estuario (ej. barras de marea) sobre facies de plataforma marina abierta, se explica por la fuerte erosión del sustrato asociada a la evolución a estuario, de un valle inciso. Los agentes responsables de ésta acción erosiva son la marea y posteriormente el oleaje durante la transgresión. El resultado es un hiato, más o menos importante, entre estas dos unidades (marinas y estuarinas) que abarca la mayor parte de los sedimentos depositados durante la fase de progradación y la eventual superficie de erosión sub-aérea.

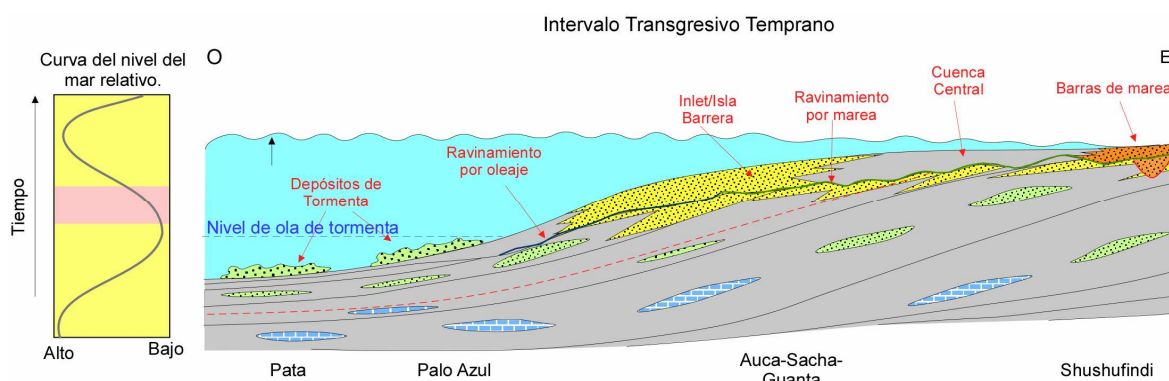


Figura 78 Representa el Modelo de Depositación durante el Intervalo Transgresivo Temprano. (Modificado de Informe Petrobrás, 2006)

Los sistemas estuarinos siguieron avanzando hacia el Este a medida que continuó la subida relativa del nivel del mar (figura 79), y los estuarios creados

inicialmente fueron inundados y cubiertos con facies marinas de plataforma abierta. En la zona al Oeste del eje Auca-Sacha-Guanta, tuvo lugar la condensación de la sedimentación, caracterizada por sedimentos finos tipo lutitas y carbonatos y la posible Formación de “hard-grounds” y acumulaciones de niveles de fosfatos (caracterizados en los registros de rayos gamma por fuertes anomalías radioactivas), debido a la lejanía de los centros de aporte y al hecho de que la mayor parte de los sedimentos se depositaran en la zona de estuarios.

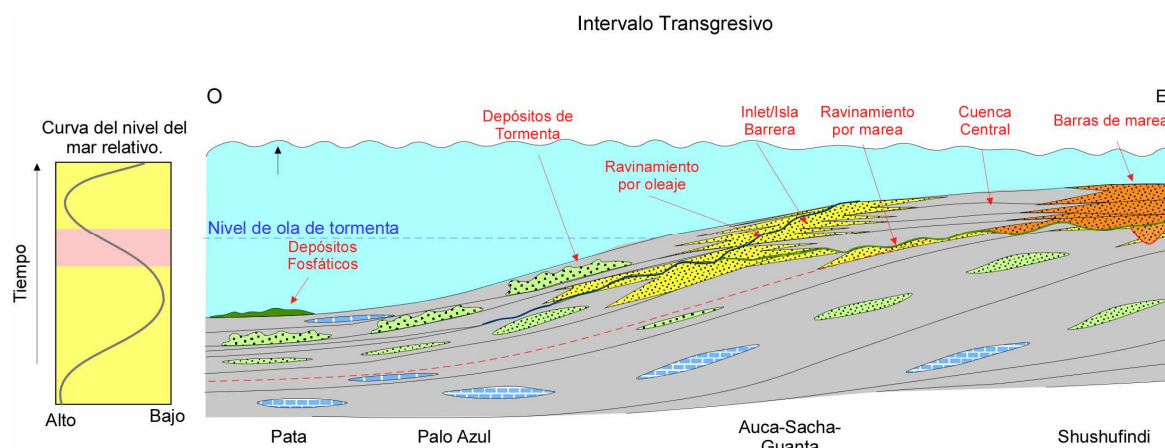


Figura 79. Representa el Modelo de Deposición durante el Intervalo Transgresivo. (Modificado de Informe Petrobrás, 2006)

La última etapa del modelo (fig. 80) representa el fin de la transgresión marina cuando la velocidad de cambio del nivel del mar relativo fue igual a cero.

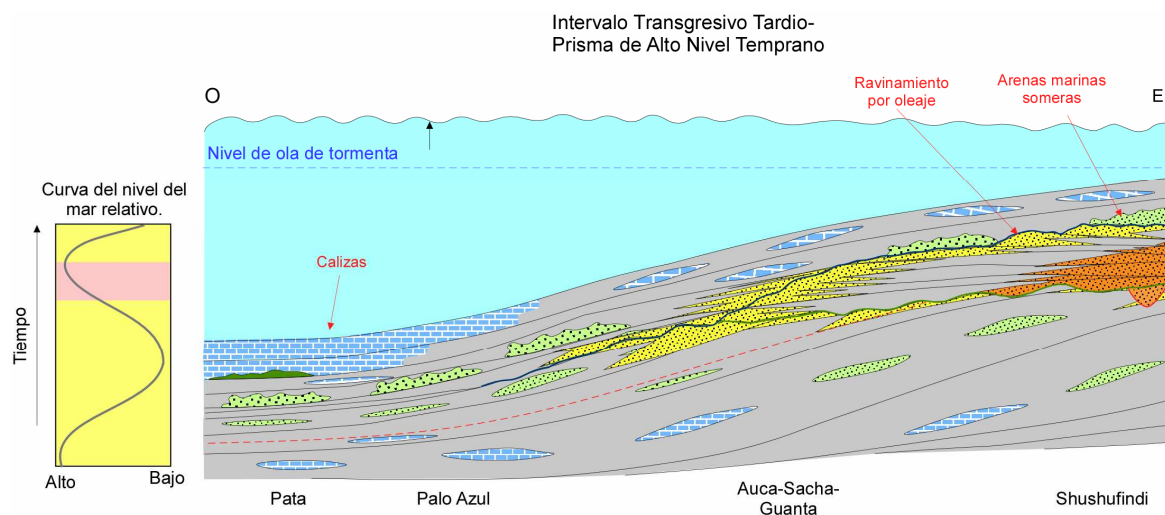
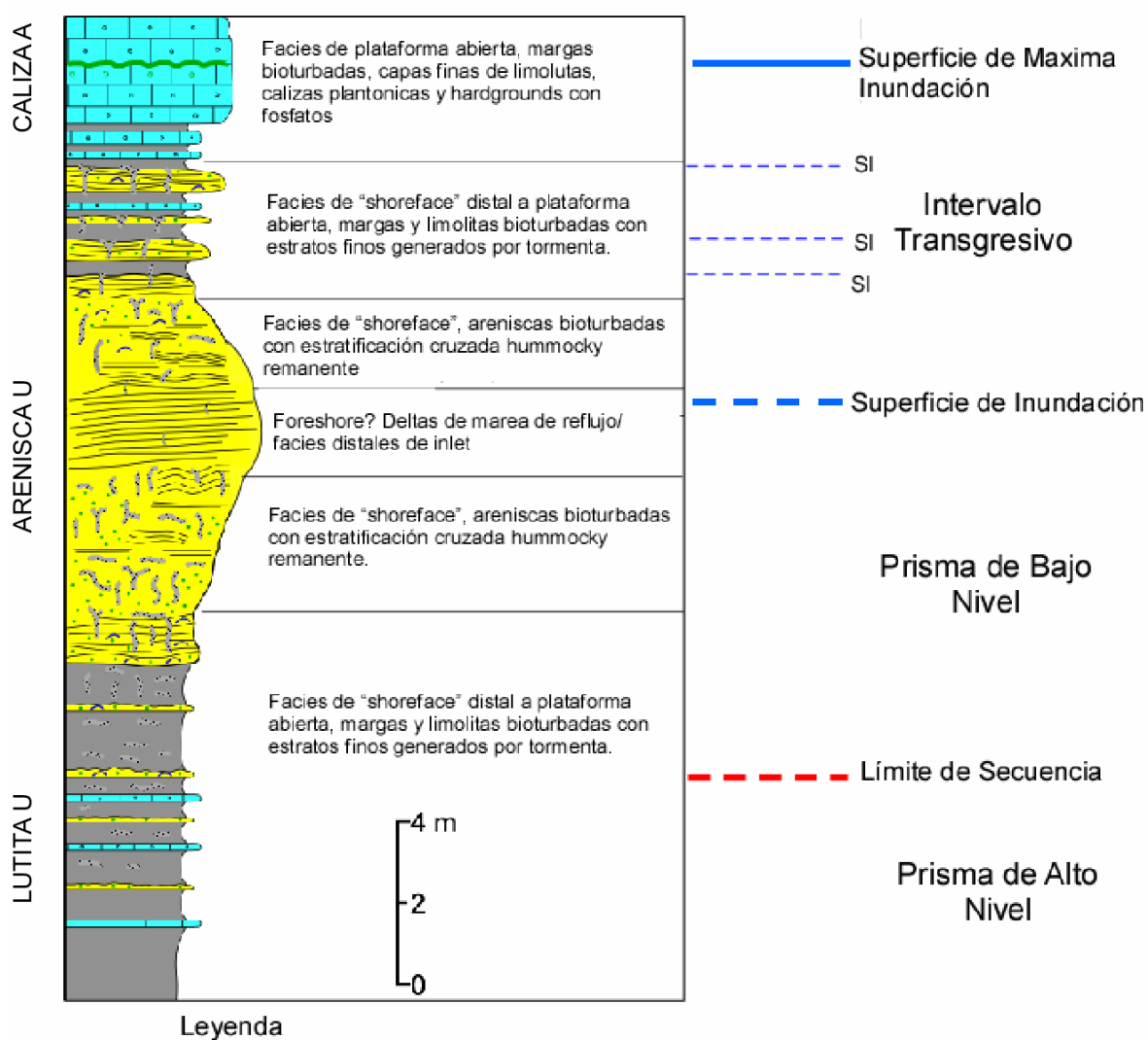


Figura 80. Modelo Depositacional para una Secuencia Elemental de la Formación Napo de la Cuenca Oriente. Fase F (Transgresivo Tardío - Prisma de Alto Nivel Temprano) (modificado de Informe Petrobrás, 2006)

La secuencia tipo propuesta en este estudio para los campos al Oeste del eje Auca-Sacha-Guanta para la secuencia U, se presenta en la figura 81. Está

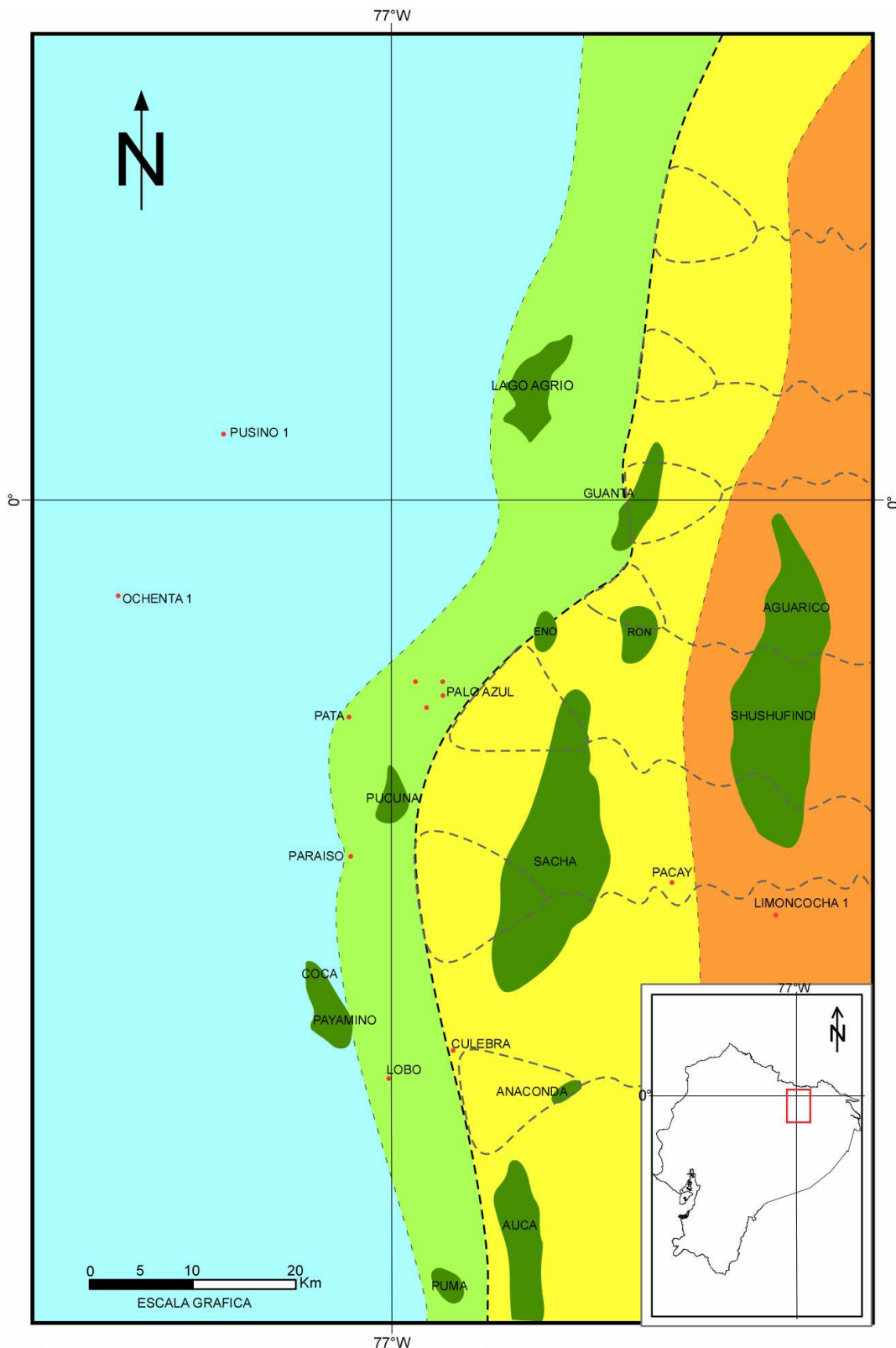
basada en las interpretaciones sedimentológicas de los datos geológicos disponibles y en su integración con los registros eléctricos. Esta secuencia tipo refleja la evolución sedimentaria ilustrada en el modelo depositacional de la cuenca para la zona Oeste del eje Auca-Sacha-Guanta, donde no hubo emersión ni erosión sub-aérea, a diferencia de las zonas situadas al Este del eje antes mencionado, donde se aplica la secuencia tipo propuesta por White et al. (1995).



SI: superficie de inundación

Figura 81. Secuencia sedimentaria tipo para los Miembros Lutita U, Arenisca U y Caliza A, al Oeste del eje Auca-Sacha-Guanta. (Modificado de Informe Petrobrás, 2006)

Los siguientes mapas (1/3, 2/3 y 3/3), muestran los esquemas paleogeográficos regionales del área de estudio para los cortejos sedimentarios que incluyen el Miembro Arenisca U hasta el Miembro Caliza A.



Legenda

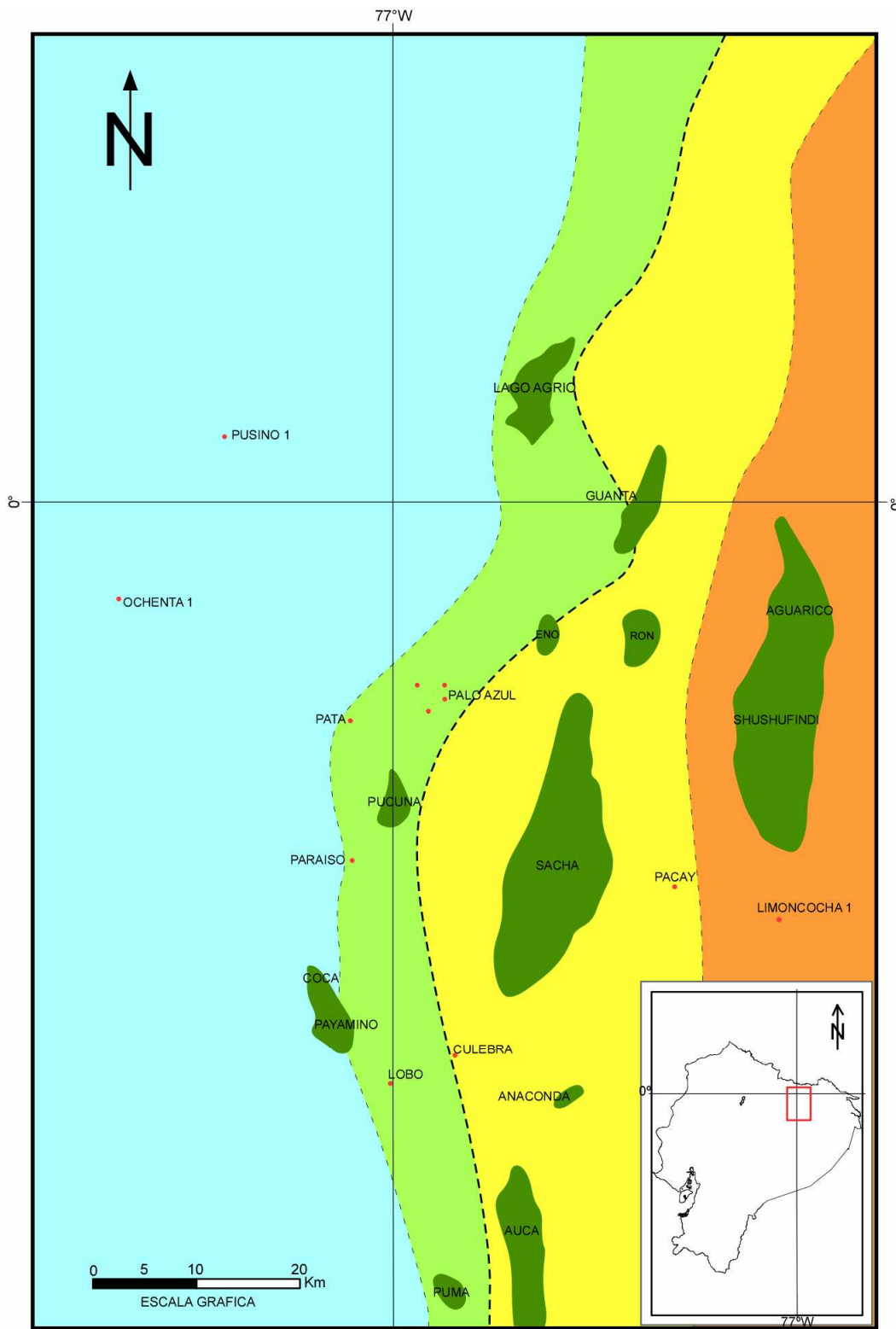
	AREA DE ESTUDIO		LIMITE PROBABLE DE FACIES
	POZOS UTILIZADOS		PLATAFORMA MARINA
	CAMPO		"SHOREFACE"
	DELTA		SISTEMAS DELTAICOS
	MÁXIMA PROGRADACIÓN DE LA LINEA DE COSTA		SISTEMAS FLUVIALES

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL
CARRERA DE INGENIERÍA GEOLÓGICA

"MODELO DEPOSITACIONAL DE LA ARENISCA U EN EL CENTRO-NOROCCIDENTE DE LA CUENCA ORIENTE".

ESQUEMA PALEOGEOGRÁFICO PARA EL INTERVALO DE PRISMA DE BAJO NIVEL.

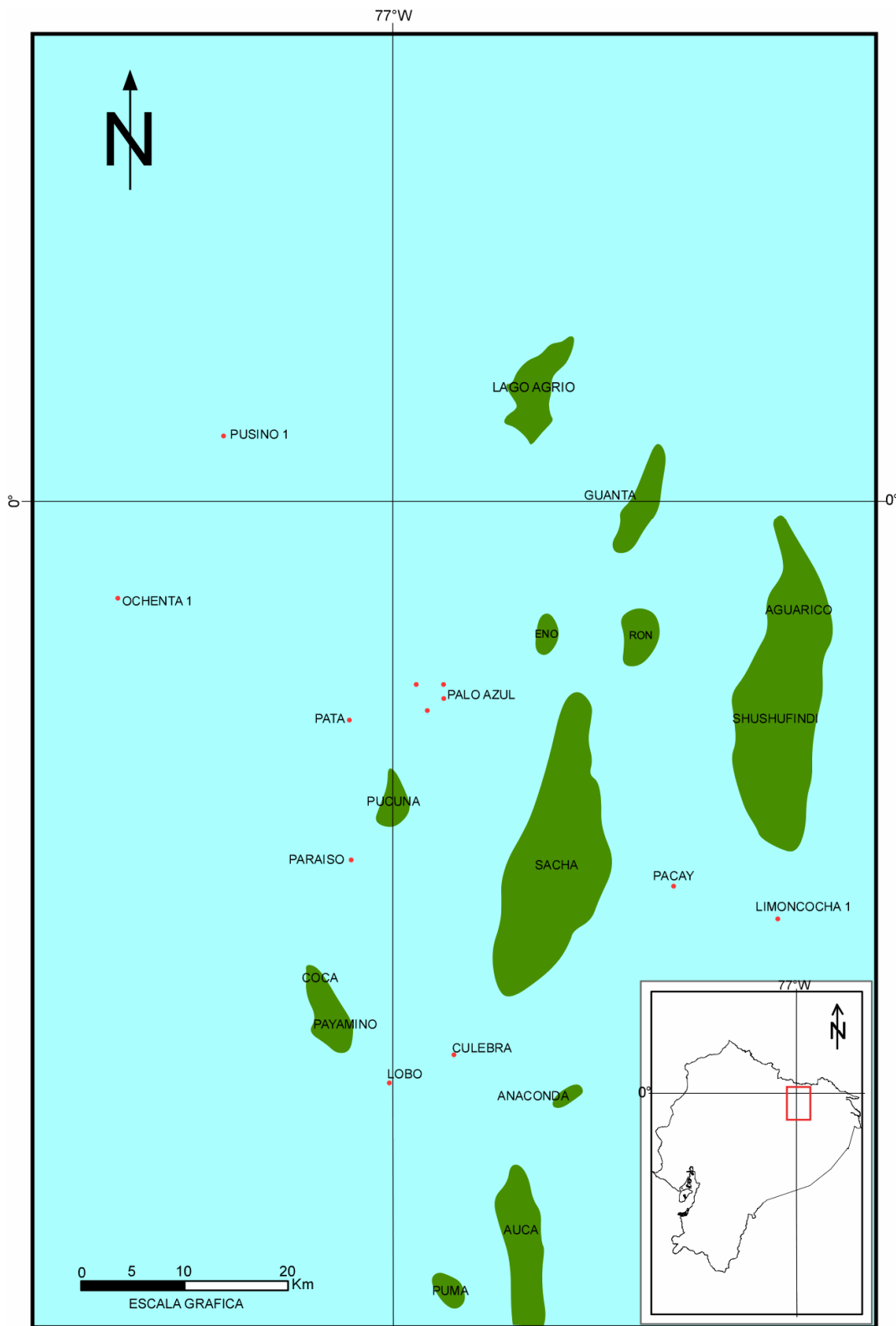
REALIZADO POR: DIANA RAMÍREZ A. 1/1



Leyenda

	AREA DE ESTUDIO		"SHOREFACE" ("SHOAL" MARINO, TEMPESTITAS)
	POZOS UTILIZADOS		FACIES DE ESTUARIO EXTERNO (ISLA BARRERA, INLET, DELTAS DE FLUJO O REFLUJO, "WASHOVER")
	CAMPO		FACIES DE ESTUARIO INTERNO (BARRA, DELTAS, CANALES DE MAREA)
	MÁXIMO PROGRADACIÓN DE LA LINEA DE COSTA		
	LIMITE PROBABLE DE FACIES		
	PLATAFORMA MARINA		

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL CARRERA DE INGENIERÍA GEOLÓGICA	
"MODELO DEPOSITACIONAL DE LA ARENISCA U EN EL CENTRO-NOROCCIDENTE DE LA CUENCA ORIENTE".	
ESQUEMA PALEOGEOGRÁFICO PARA EL INTERVALO TRANSGRESIVO	
REALIZADO POR: DIANA RAMÍREZ A.	2/3



Leyenda

- AREA DE ESTUDIO
- POZOS UTILIZADOS
- CAMPO
- PLATAFORMA MARINA

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL
CARRERA DE INGENIERÍA GEOLÓGICA

“MODELO DEPOSITACIONAL DE LA ARENISCA U EN EL CENTRO-NOROCCIDENTE DE LA CUENCA ORIENTE”.

ESQUEMA PALEOGEOGRÁFICO PARA EL INTERVALO DEL PRISMA DE ALTO NIVEL.

REALIZADO POR: DIANA RAMÍREZ A. 3/3

CAPITULO 6

CONCLUSIONES

- La secuencia que comprende desde el Miembro Lutita U, el Miembro Arenisca U y el Miembro Caliza A, representa una secuencia de 2do. orden, según las correlaciones de Vaca (2004), la duración de esta secuencia es de ~ 5.5 Ma.
- La escuela de Estratigrafía de Secuencias Genéticas (Galloway, 1989) ha sido utilizada en este estudio. Por tanto, los límites de la secuencia de segundo orden, son: la superficie de máxima inundación dentro del Miembro Lutita U y la superficie endurecida fosfática dentro del Miembro Caliza A.
- Dentro del Miembro Arenisca U se han reconocido de 3 a 4 parasecuencias (dependiendo de la zona en la que nos encontremos), separadas por superficies de inundación, que en realidad pueden corresponder con secuencias de alta resolución de 3° orden, aunque tampoco se puede descartar que estos eventos sedimentarios sean simples procesos autocíclicos propios de la cuenca cretácica.
- El eje Sacha-Auca-Guanta representa el límite de las zonas que sufrieron emersión y erosión sub-aérea. Las zonas situadas al Oeste del eje Sacha-Auca-Guanta, constituyeron durante todo el Cretácico, parte de una plataforma marina somera. El límite de acción de la ola de buen tiempo estuvo situado en el campo Pata. Más al Oeste de este campo, las facies encontradas corresponden a facies de “offshore”.
- En base a los datos de pozo (especialmente ripios y testigos), se concluye que las facies arenosas son típicamente marinas y que no coinciden con los mapas paleogeográficos de Barragán et al. (2004) que indican que el Miembro Arenisca U, debería tener facies arenosas de estuario en ese sector. Los

testigos para el Miembro Arenisca U y el Miembro Arenisca T muestran arenas marinas, muy bioturbadas, típicas de ambientes de playa (especialmente “lower shoreface”). Al hablar de playa, aunque sea la parte distal, se está hablando de un nuevo agente de transporte y sedimentación, el oleaje, que no ha sido considerado en trabajos anteriores.

- El campo **Pata** presenta facies de “offshore” a playa baja y media, y culmina nuevamente al tope con facies de “offshore”, con intercalaciones de depósitos de tormenta. Un análisis de las trazas de bioturbación muestra un predominio de icnofacies de tipo Cruziana (Petrobrás, 2006) que corrobora la interpretación ambiental a partir del análisis sedimentológico (playa media a baja hasta “offshore”).
- Los campos **Palo Azul, Pucuna y Lago Agrio** presentan una tendencia vertical similar a la que se puede observar en el campo Pata. Se observa un contacto transicional entre el Miembro Lutita U y el Miembro Arenisca U, comenzando con facies de “offshore” en el Miembro Lutita U, hasta llegar a facies de playa distal (“shoreface” inferior) en la parte basal del Miembro Arenisca U. Para la parte media y superior de este Miembro y del Miembro Caliza A esta tendencia se invierte, observándose una evolución de facies de playa distal (“shoreface” inferior – “offshore” superior) a facies de “offshore”/plataforma. Sin embargo estos campos muestran la presencia de areniscas limpias masivas, que han sido interpretadas como “tidal inlets” o deltas mareales de refluo orientados groseramente Este-Oeste, y que son perpendiculares a los cuerpos marino-someros interpretados como “shoals” marinos.
- Los campos **Guanta-Dureno y Sacha** presentan un contacto basal abrupto entre el tope del Miembro Lutita U y la base del Miembro Arenisca U. Lo que indica que facies de plataforma de mar abierto, están en contacto con facies depositadas en ambientes someros y cercanos a la línea de costa. La interpretación de testigos, presenta estratificación cruzada en general planar a

festoneada (artesa), típicas de facies de estuario externo. La orientación y extensión de estos cuerpos, por correlación con registros eléctricos, son cuerpos elongados paralelos a la línea de costa, interpretados como isla barrera o llanura costera; mientras los canales y deltas mareales tienen una extensión lateral limitada y generalmente orientados perpendicularmente u oblicuamente a la isla barrera, y pueden extenderse tanto hacia la parte interna del estuario, como hacia el mar. Se ha considerado ambas geometrías, ya que estas constituyen, en conjunto, las geometrías típicas de un ambiente estuarino externo.

- El Campo **Shushufindi – Aguarico**, presenta un contacto abrupto entre el Miembro Lutita U y el Miembro Arenisca U, lo que sugiere un cambio brusco en el ambiente de depositación para ambos Miembros. Esto presenta evidencias de que existió una interrupción en la sedimentación o posible erosión por una exposición subaérea donde se depositaron facies de tipo fluvial o costero. Así mismo se observa en la mayor parte de los pozos utilizados, una respuesta del registro Gamma Ray en forma de campana, respuesta típica para barras de arena o puntos de barra de marea. En algunos pozos esta respuesta (Gamma Ray) es en forma de bloque, lo que se interpreta como canales mareales separando las barras de arena. Ambos depósitos muestran una geometría elongada en dirección Este-Oeste y una distribución areal limitada, por lo que se los ha interpretado como barras de arena, barras de punto de marea y canales mareales que se desarrollaron dentro de un estuario protegido por una isla barrera. Se reconocen tres parasecuencias dentro del Miembro Arenisca U, por lo que no se descarta que haya existido erosión de los depósitos anteriores al intervalo transgresivo, es decir de los depósitos del prisma de bajo nivel asociados a la progradación de la línea de costa.
- La secuencia tipo propuesta para los campos al Oeste del eje Auca-Sacha-Guanta para la secuencia desde el Miembro Lutita U hasta el Miembro Caliza A, refleja la evolución sedimentaria para una zona, sin emersión ni erosión sub-aérea. Las facies corresponden a una secuencia normal de depósito,

conformada por un prisma de bajo nivel (PBN), seguido de un intervalo transgresivo (IT) y finalmente un prisma de alto nivel (PAN).

CAPITULO 7

BIBLIOGRAFIA

1. ALLABY, A. y ALLABY, M. (2003) (eds). "A Dictionary of Earth Science", Segunda Edición, Oxford University Press, 619 pp.
2. ALLEN, G.P., AND POSAMENTIER, H.W., (1993), "Sequence stratigraphy and facies models of an incised valley fill: the Gironde estuary, France": Journal of Sedimentary Petrology, v. 63, 378–391 pp.
3. ASPDEN, J.A., y IVIMEY-COOK, H.C., (1992). Nuevos datos paleontológicos del centro y sureste del Ecuador. Boletín geológico ecuatoriano, CIGMYP, 3 (1), 33-42 pp.
4. ASPDEN, J. y LITHERLAND, M. (1992). "The Geology and Mesozoic Collisional History of the Cordillera Real, Ecuador", Tectonophysics, V. 205, 187-204 pp.
5. BABY P., BERNAL C., CHRISTOPHOUL F., VALDEZ A.(1998), "Modelo Estructural y Ciclos Tectono-Sedimentarios de la Cuenca Oriente", Convenio ORSTOM- PETROPRODUCCIÓN, Informe no publicado 77 pp.
6. BABY, P., RIVADENEIRA, M., y BARRAGÁN, R. (editores científicos) (2004), "La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo". Convenio IFEA-IRD- PETROPRODUCCIÓN, 295 pp.
7. BALDOCK J. W. (1982). "Geología del Ecuador: Boletín de la Explicación del Mapa Geológico de la República del Ecuador, Esc 1:1000 000", Min. Rec. Nat. Enero., Quito, 70 pp.

8. BALKWILL, H., RODRIGUEZ, G., PAREDES, F., and ALMEIDA, J.(1995). "Northern part of the Oriente basin, Ecuador: reflection seismic expression of structures", *Petroleum Basins of South America: AAPG Memoir 62*, 559-571 pp.
9. BARRAGÁN L., y CHANGO, E., (2006), "ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO SECUENCIAL DEL INTERVALO BASE CALIZA B - TOPE CALIZA A, DE LA CUENCA ORIENTE ECUATORIANA", Facultad De Geología, Minas Petróleos y Ambiental, Escuela de Geología, Tesis de Grado previa a la obtención del Título de Ingeniero Geologo, 146 pp.
10. BARRAGÁN R. (1999).- "Relations entre volcanisme, tectonique d'inversion et sedimentation dans le bassin cretace equatorien", PhD Thesis, Laboratoire de Dynamique de Bassins, Universite Paul Sabatier, Toulouse III, Toulouse, France, 223 p.
11. BARRAGÁN, R., y BABY, P., (2004). "Magmatismo alcalino intra-alcalino en la Cuenca Cretácica Oriente, Ecuador: evidencias geoquímicas, geocronológicas y tectónicas", *in* P. Baby, M. Rivadeniera y R. Barragán (Eds.). *La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo: Travaux de l' Institute Français d'Études Andines*, tomo 144, 69-92 pp.
12. BARRAGÁN, R., CHRISTOPHOUL, F., WHITE, H., BABY, P., RIVADENEIRA, RAMÍREZ F., y RODAS, J. (2004). "Estratigrafía secuencial del Cretácico de la Cuenca Oriente del Ecuador", *en* P. Baby, M. Rivadeniera y R. Barragán, (Eds.). *La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo: Travaux de l' Institute Français d'Études Andines*, tomo 144, 45-68 pp.
13. BARRAGÁN R., RAMIREZ F. & BABY P. (1997). "Evidence of an Intra-plate "HotSpot" under the Ecuadorian Oriente basin during the Cretaceous Tectonic Evolution"; VI Simposio Bolivariano, Cartagena de Indias, Colombia.

14. BAUM, G., y VAIL, P. (1988), "Sequence Stratigraphic Concepts applied to Paleogene Outcrops, Gulf and Atlantic Basins". *Sea-Level Changes—An Integrated Approach*, SEPM Special Publication No. 42. The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. 300-318 pp.
15. BÉS DE BERC, S., BABY P., ROSERO J., SOURIS, M., SOULA, J., CHRISTOPHOUL, F., y VEGA, J. (2004), "La Superficie Mera-Upano: Marcador Geomorfológico de la Incisión Fluviátil y del Levantamiento Tectónico de la Zona Subandina", *in* P. Baby, M. Rivadeniera y R. Barragán, (Eds.). *La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo: Travaux de l' Institute Français d'Études Andines*, tomo 144, 153-168 pp.
16. BRISTOW, C. R., y HOFFSTETTER, R. (1977), Ecuador, "Lexique Stratigraphique International", V, 5A2, CNRS ed., Paris., 410 pp.
17. CANFIELD, R., BONILLA, G., y ROBBINS, R.K. (1982). "Sacha Oil Field of Ecuadorian Oriente". *AAPG Bull.*, 61, 1076-1090 pp.
18. CATUNEANU, O. (2002), "Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls", *Journal of African Earth Science* 35, 43 pp.
19. CISNEROS, P. y ENRIQUEZ, J. (2006), "Modelo Geológico para probar la interconexión de pozos en el Campo Sacha: Uso de Estratigrafía Secuencial y Reevaluación de radiotrazadores en los reservorios "T" y "U". Tesis Ing. Geol. Escuela Politécnica Nacional, Quito, 171 pp.
20. CHRISTOPHOUL, F., BURGOS, J., BABY, P., SOULA, J., BES DE BERC, S., DAVILA, C., ROSERO, M., y RIVADENEIRA, M., (2004), "Dinámica de la cuenca de ante-país oriental desde el Paleógeno", *en* P. Baby, M. Rivadeniera y R. Barragán, (Eds.). *La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo: Travaux de l' Institute Français d'Études Andines*, tomo 144, 93-114 pp.

21. DALRYMPLE, R., BOYD, R., y ZAITLIN, B., (1992), "Incised Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences", SEPM Spec. Public. N°. 51, Tulsa, 390 pp.
22. DASHWOOD y ABBOTTS (1990), "Aspects of the Petroleum Geology of the Oriente Basin Ecuador", Classic Petroleum Provinces. Geological Society of London, Special Publication N°. 50, 89-117 pp.
23. DIAZ, M., BABY, P., RIVADENEIRA, M., y CHRISTOPHOUL, F., (2004), "El Pre-apertense en la cuenca Oriente ecuatoriana", en P. Baby, M. Rivadeniera y R. Barragán, (Eds.). La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo: Travaux de l' Institute Français d'Études Andines, tomo 144, 23-44 pp
24. DUNHAM, R. J. (1962). "Classification of carbonate rocks according to depositional textures". AAPG. Memoir 1, 22 pp.
25. DUQUE P. (2000), "Breve Léxico Estratigráfico del Ecuador", Sistema de Información Geológica y Minera (SIM), 75 pp.
26. EMERY, D., y MYERS, K., (1996), "Sequence Stratigraphy", Blackwell Science, 297 pp.
27. FAUCHER B. y SAVOYAT E. (1973), "Esquisse géologique des Andes de l'Equateur", Rev. Géo.pis.géol.dyn., vol. XV, (2), París, pp. 115 -142.
28. FOLK, R. L., ANDREWS, P. B AND LEWIS, D. W. (1970), "Detrital sedimentary rock classification and Zealand", Jour. Geol. and Geophys., v.13, 937-968 pp.
29. GAIBOR, J., (2001). "Estudio Geológico de la Caliza A mediante registros de pozo, nororiente ecuatoriano", Tesis Escuela Politécnica Nacional, 114 p.

30. GAIBOR, J., HOCHULI, P.A., WINKLER, W., TORO, J., 2007. Hydrocarbon source potential of the Santiago Formation, Oriente Basin, SE of Ecuador. *Journal of South America Earth Sciences*. Aceptado para publicación.
31. GALLOWAY, W. E. (1989), "Genetic stratigraphic sequences in basin analysis. I. Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units". *AAPG Bulletin* 73, 125–142 pp.
32. GEYER, O., (1974). "Der Unterjura (Santiago-Formation) von Ekuador". *Neue. Jb. Geologische Paläontologische Mh (H.9)*, Stuttgart, 525-541pp.
33. GUZMÁN, M., y TORRES, S.(2004), "Estratigrafía Secuencial del Intervalo Albiano Tardío-Campaniano al Sur de 0°40' Sur en la Cuenca Oriente". Tesis Ing. Geol. Escuela Politécnica Nacional, Quito, 108 pp.
34. HALL M. & CALLE J. (1982). "Geochronological Control for the Main Tectonic-Magmatic Events of Ecuador". *Earth Science Review*, v. 18, 215-239 pp.
35. HAQ, B. U., HARDENBOL, J., y VAIL, P. R. (1987), "Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic", *Science*, V. 235, 1156-1167 pp.
36. HIGGS, R. (2002), "Tide-dominated estuarine facies in the Hollin and Napo ("T" and "U") formations (Cretaceous), Sacha field, Orinet basin, Ecuador: discussion, *AAPG Bulletin*, v. 86, 329-334 pp.
37. HUNTER, V. A., PLINT, A. G. AND CONIGLIO, M. (2000), "A sequence stratigraphic model of a mixed clasticcarbonate shelf system: the Cretaceous Napo Formation, Oriente Basin, Ecuador". www.cseg.ca/conferences/2000/2000abstracts/406.
38. JAILLARD É. (1993).- "L'Evolution Tecto-Sédimentaire de la Marge Péruvienne au Sénonien et Paléocène et ses Relations avec la Géodynamique". *Bull. Soc. Géol. France*, 819-830 pp.

39. JAILLARD E., (1995). "Síntesis Estratigráfica y Sedimentológica del Cretácico y Paleógeno de la Cuenca Oriental del Ecuador", Informe preliminar del convenio ORSTOM-PETROPRODUCCIÓN, Quito, 163 pp.
40. JAILLARD, E. (1997). "Síntesis Estratigráfica y Sedimentológica del Cretácico y Paleógeno de la Cuenca Oriente del Ecuador", Resumen del Informe final del Convenio ORSTOM-PETROPRODUCCIÓN, 164 pp.
41. LCV S.R.L (2004). "Palo Azul-4 (cores 1, 2 y 3): Estudio sedimentológico, petrofísico, petrográfico, diagenético, mineralógico, de MEB y bioestratigráfico", 20 pp .
42. LITHERLAND, M., y ASPDEN J., (1994), "The Metamorphic Belts of Ecuador", Overseas Memoir 11, BGS, United Kingdom, 147 pp.
43. LOUITIT, S., HARDENBOL, J., VAIL, P. y BAUM, G. (1988) "Condensed Sections: The Key to Age Determination and Correlation of Continental Margin Sequences". Sea-Level Changes—An Integrated Approach, SEPM Special Publication No. 42. The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 183-213 pp.
44. MITCHUM JR., R.M., y VAIL, P.R. (1977), "Seismic stratigraphy and global changes of sea-level". Part 7: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: Payton, C.E. (Ed.), Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration, AAPG Memoir 26, 135–144 pp.
45. MITCHUM JR., R.M., VAIL, P.R., y THOMPSON III, S. (1977), "Seismic Stratigraphy and Global changes of sealevel". Part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: Payton, C.E. (Ed.), Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration, AAPG Memoir 26, 53–62 pp.

46. MITCHUM, JR., R.M., Y VAN WAGONER, J.C., (1991), "High frequency sequences and their stacking patterns: sequence stratigraphic evidence of high frequency eustatic cycles". *Sediment. Geol.*, 70, 135-144 pp.
47. ORDOÑEZ, M., JIMÉNEZ, N., Y SUÁREZ, J. (2006), "Micropaleontología Ecuatoriana". Petroproducción – Centro de Investigaciones Geológicas Guayaquil, 634 pp.
48. PATTISON, S. Y WALKER, R. (1994), "Incision and filling of a lowstand valley: late Albian Viking Formation at Crystal, Alberta, Canada". *Journal of Sedimentary Research*, Vol B64, No.3, 365-379 pp.
49. PAVIA, G., HIRTZ, A., LANDINI, W., LOAYZA, S., (1992). "The Lower Jurassic in the Santiago District (SE Ecuador)". In: Gayet M., Racheboeuf P.R., (Eds.), *Résumés des communications présentées lors de la table ronde européenne, "Paléontologie et stratigraphie en Amérique Latine"*, Lyon, 41 pp.
50. PEMBERTON, S. G. y MACEACHERN, J.A. (2006), "The Use of Trace Fossils in Sequence Stratigraphy, Exploration and Production Geology", *SEPM Short Course 18*, Houston, U.S.A, 274 pp.
51. PETROBRAS-ECUADOR (2006), "Estudio de los reservorios Areniscas U y T del Yacimiento Pata Bloque 18 - Cuenca Oriente", Informe no publicado, 52 pp.
52. POSAMENTIER, H., y ALLEN, G., (1999), "Siliclastic Sequence Stratigraphy- Concepts and Applications", *Society for Sedimentary Geology*, Oklahoma, U.S.A., 205 pp.
53. POSAMENTIER, H.W., JERVEY, M.T., VAIL, P.R. (1988), "Eustatic controls on clastic deposition. I. Conceptual framework." In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea Level Changes—An Integrated Approach*, v. 42: Tulsa, Oklahoma,

- Special Publication of the Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 110–124 pp.
54. POSAMENTIER, H.W., y VAIL, P.R. (1988), “Eustatic controls on clastic deposition. II. Sequence and systems tract models.” In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea Level Changes – An Integrated Approach*, v. 42: Tulsa, Oklahoma, Special Publication of the Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 125-154 pp.
 55. RAYNAUD, J. F., BOUROULLEC, J., HOMEWOOD, P., & VILLANOVA, M. (1993). “Equateur, Bassin de l’Orient: Etude palynologique d’ un intervalle Crétacé supérieur sur 20 puits”. Etude sédimentologique des gres M-1. Informe inédito Elf-Aquitaine Production, 19 lám, 98 pp.
 56. READING, H., G. (2005), “Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy”, Blackwell Science, United Kingdom, 688 pp.
 57. REISON, G.E. (1992), “Transgressive barrier island and estuarine systems. In: Walker, R. G., y James N.P. (eds.), *Facies Models – response to sea level change*, Geological Association of Canada, 179 – 194 pp.
 58. RIVADENEIRA, M. (2004), “Breve reseña histórica de la exploración petrolera de la Cuenca Oriente”, en P. Baby, M. Rivadeniera y R. Barragán, (Eds)., *La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo: Travaux de l’ Institute Français d’Études Andines*, tomo 144, 205-228 pp.
 59. RIVADENERIA, M. (2006) “La Formación Triásico-Jurásica Sacha, de la Cuenca Oriente Ecuatoriana.”. Sextas Jornadas en Ciencias de la Tierra. Escuela Politécnica Nacional. 61-64 pp.
 60. RIVADENEIRA, M. y BABY P. (1999), “La Cuenca Oriente: Estilo Tectónico, Etapas de Deformación y Características Geológicas de los Principales

Campos de Petroproducción”, Resultado parcial en el marco del convenio Petroproducción-IRD (EX – ORSTOM)., 88 pp.

61. RIVADENEIRA, M., y BABY, P., (2004), “Características Geológicas Generales de los principales campos petroleros de petroproduccion”, *en* P. Baby, M. Rivadeniera y R. Barragán, (Eds)., La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo: Travaux de l' Institute Français d'Études Andines, tomo 144, 229-295 pp.
62. RIVADENEIRA, M. & SÁNCHEZ, H. (1991), “Consideraciones geológicas del pre-apertense en la cuenca Oriente”, Sexto Congreso Ecuatoriano en Ingeniería en Geología, Minas, Petróleos y Geotecnia, No publicado, 40 pp.
63. ROMEUF, N., AGUIRRE, L., SOLER, P., FÉRAUD, G., JAILLARD E., Y RUFFET, G., (1995). “Middle Jurassic Volcanism in the Northern and Central Andes”. *Revista Geológica de Chile*, v.22, 254-259 pp.
64. ROMEUF, N., MUNCH, P., SOLER, P., JAILLARD E., PIK R., AGUIRRE L. (1997). “Mise en évidence de 2 lignées magmatiques dans le volcanisme du Jurassique inférieur de la zone Subandina Equatorienne”. *Compte Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 324, Ila : 361-368 pp.
65. SHANMUGAM, G., POFFENBERGER, M., TORO, J. (2000), “Tide-Dominated Estuarine facies in the Hollín and Napo (“T” and “U”) Formations (Cretaceous), Sacha Field Oriente Basin, Ecuador”. *AAPG*, 652-682 pp.
66. TEXEIRA, W., TASSINARI, U., CORANI, G., & KAWASHITA K., (1989). “A review of the Geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic Implications: Precambrian Research, v. 42, 213-227 pp.
67. TORO, J., (1997). “Stratigraphie séquentelle de l'intervalle Albien supérieur-Turonien inférieur du Bassin Oriente d'Equateur”: DEA Thesis Univ. Grenoble I, 41 pp (no publicado).

68. TSCHOPP, H., (1948), "Geologische Skizze von Ecuador. Bull. Assoc. Suisse de géologue et Ingénieurs du Pétrole", 15, 48, 14 – 45 pp.
69. TSCHOPP, H., (1953), "Oil Explorations in the Oriente of Ecuador", AAPG Bulletin, Vol 37, Nº. 10, 2303-2407 pp.
70. VACA, S. (2004), "Estudio Estratigráfico Secuencial del Cretácico entre 0° y 1,5° Sur de la Cuenca Oriente Ecuatoriana". Tesis Escuela Politécnica Nacional, Quito, 107 pp y anexos.
71. VAIL, P., AUDEMART, F., BOWMAN, S., EISNER, P., y PEREZ-CRUZ, G. (1991), "The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentation – an overview". En : *Cyclic Stratigraphy* (G. Einsele, W. Ricken y A. Seiacher (Eds)). Springer – Verlag, New Cork, 617- 659 pp.
72. VALDEZ, A. (1997), "Reinterpretación sedimentológica estratigráfica de la formación Tiyuyacu y su relación con la Tectónica del Terciario Inferior", Tesis inédita de grado.
73. VALLEJO C., HOCHULI A., WINKLER W., and von SALIS, K., (2002) "Palinological and sequence stratigraphic analysis of the Napo Group in the Pungarayacu 30 well, Sub-Andean Zone, Ecuador", Elsevier Science v.23 845-859 pp.
74. VAN WAGONER, J.C., POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.M., VAIL, P.R., SARG, J.F., LOUITIT, T.S., HARDENBOL, J. (1988) "An overview of sequence stratigraphy and key definitions". In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea Level Changes—An Integrated Approach*, vol. 42. SEPM Special Publication, 39–45 pp.
75. VAN WAGONER, J., MITCHUM, R., CAMPION, K., y RAHMANIAN, V.(1990), "Siliclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops:

Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies”, AAPG Methods in Explorations Series N^o.7, 55 pp.

76. VILLAGOMEZ, R. (1995). “Estudio de la Formación Hollín y la Transgresión Albiana en la subcuenca Napo del Oriente ecuatoriano”. Tesis Ing. Geólogo. Escuela Politécnica Nacional, Quito, 96 p. y anexos
77. VILLALBA, R., (2006) “Modelo Geológico de la Arenisca Tena Basal en la Cuenca Oriente”, Tesis Escuela Politécnica Nacional, Quito, 150 pp y Anexos.
78. WALKER, R., G. (1984), “Facies Models, Second Edition”, Geoscience Canada, Ontario, 17 pp.
79. WATSON, T., y SINCLAIR, J. H., (1927), “Geological Explorations East of the Andes in Ecuador”, AAPG Bulletin, 11, 1263-1266 pp.
80. WHITE, H. J., SKOPEC, R.A., RAMÍREZ, F.A., RODAS, J.A., BONILLA, G. (1995 A), “Reservoir Characterization of the Hollín and Napo Formations”, Western Oriente Basin, Ecuador, AAPG Memoir 62, 573-596 pp.
81. WHITE, H. J., SKOPEC, R.A., RAMÍREZ, F.A., RODAS, J.A., BONILLA, G. (1995 B), “Reservoir Characterization of the Napo Formation, Oriente Basin, Ecuador”, ORYX, Informe no publicado, 1-279 pp.
82. YOSHIDA, S., STEEL, R., y DALRYMPLE, R., (2007), “Changes In Depositional Processes—An Ingredient In A New Generation Of Sequence-Stratigraphic Models”. Journal of Sedimentary Research, SEPM, v. 77, 447–460 pp.
83. YOUNG, R. (2001 A). “Palo Azul-2: Core description and interpretation”, Informe no publicado.

84. YOUNG, R. (2001 B). "Pata-2: Core description and interpretation", Informe no publicado.
85. ZAMBRANO, E. (2004) "Caracterización Geologica del Nivel "M-1" al Noreste de la Cuenca Oriente", Tesis Escuela Politécnica Nacional, Quito, 104 pp.
86. <http://paleo.cortland.edu/tutorial/Trace%20Fossils/tracefossils.htm>
87. <http://www.envs.emory.edu/ichnology/ichnofacies.htm>
88. <http://www.es.ucl.ac.uk/undergrad/fieldwork/image/fieldtrips/TraceFossils/ichno.htm>
89. <http://www.strata.geol.sc.edu/index.html>. USC Sequence Stratigraphy Web Page.