ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS

MODELO DEPOSITACIONAL DE LA ARENISCA T EN LA CUENCA ORIENTE

PROYECTO PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE INGENIERO GEÓLOGO

JONATAN ANTONIO YUQUILEMA TAMAYO
(jonatantonio_7484@yahoo.es)

DIRECTOR: ING. RAMÓN HUMBERTO VERA LEÓN
rhveral@yahoo.com

Quito, Septiembre de 2010

DECLARACIÓN

Yo, Jonatan Antonio Yuquilema Tamayo, declaro que el trabajo aquí descrito es de mi autoría; que no ha sido previamente presentado 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.

_____

JONATAN ANTONIO YUQUILEMA TAMAYO

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por Jonatan Antonio Yuquilema Tamayo, bajo mi supervisión.

_____

Ing. RAMÓN VERA
DIRECTOR DE PROYECTO

AGRADECIMIENTOS

A todo el personal técnico, administrativo y de servicios de Petroproducción y del CIGQ; de manera especial al Ing. Marco Rivadeneira por despertar en mí una curiosidad especial por esta área de la Geología; al Ing. Marco Pérez, por su amabilidad y diligencia; al Dr. Jorge Toro, el Ing. Guillermo Medina y la Ing. Mariana Lascano por todo el apoyo académico y logístico así como a la señora Cecilia de Acosta por su amabilidad y calidez.

A la Dirección Nacional de Hidrocarburos por permitir el acceso a los testigos de perforación de su propiedad.

A mis profesores, quienes me brindaron su conocimiento y han exigido de mí todo lo necesario para lograr una formación integral. Especiales agradecimientos para el Ing. Ramón Vera por el entusiasmo que puso en cada etapa de este proyecto. A la Ing. Rocío López, de quien aprendí a creer y confiar en mis capacidades. Al Dr. Pablo Samaniego por una conversación que me devolvió las pautas para retomar el rumbo de mi formación académica. Al Dr. Arturo Egüez, de quien aprendí que siempre se puede hacer más y a la Ing. Halina Lachowicz, por la disciplina transmitida en base a clases ordenadas y evaluaciones continuas.

A Silvia, Gabriela, Karla, Nathy, Diego, Jorge, Fabián, Byron y Francisco. Han sido verdaderos amigos durante todo este tiempo.

A todas las hermanas y hermanos que vivieron y siguen viviendo en el edificio que convertimos en nuestro hogar, especialmente a Zuly, Gabriela, Paola, Jennyfer, Diana, Pamela, Magaly, Viviana, Alex y Julio.

Finalmente, agradezco a todas las personas que han participado de mi vida a lo largo de este camino, por esos momentos compartidos que me han llevado con el tiempo a convertirme en un mejor ser humano. Un agradecimiento especial para Julie, simplemente por esa manera suya tan inspiradora de hacer las cosas.

DEDICATORIA

Este trabajo está dedicado a todos y cada uno de los miembros de mi familia, cuyo apoyo fue de capital importancia para la finalización de esta etapa.

A la Sra. María Tamayo, mi madre, forjadora de mi carácter y voluntad. De ti aprendí a obtener todo en base a trabajo duro y honesto, a mirar más allá de lo inmediato y a luchar sin descanso por alcanzar todas las metas propuestas.

Al Sr. Antonio Yuquilema, mi padre, que siempre ha apoyado mis decisiones y a quien debo el gusto por la investigación y el conocimiento.

A mis hermanos Christian Antonio y Cristóbal Antonio, cuya dedicación a las actividades de la familia ha permitido que este objetivo se cumpla.

A mi nena preciosa, mi María José, que ha sido todos los días una fuente inagotable de inspiración para seguir en el camino.

Es mi compromiso honrar en cada uno de mis pasos todo el sacrifico que ustedes han hecho por mí.

Finalmente a Elizabeth, por todo lo que hemos compartido. Siempre te llevaré en mi corazón.

INDICE GENERAL

CAPITULO 1 Pg.
INTRODUCCION

1.1 ANTECEDENTES 1

1.2 OBJETIVOS 3

1.3 TRABAJOS PREVIOS 4

1.4 METODOLOGIA Y DATOS DISPONIBLES 5

1.4.1 METODOLOGIA 5

1.4.2 DATOS DISPONIBLES 6

1.5 UBICACIÓN DEL AREA DE ESTUDIO 7

CAPITULO 2
GEOLOGIA REGIONAL

2.1 GENERALIDADES 8

2.2 ESTRATIGRAFÍA GENERAL DE LA CUENCA ORIENTE ECUATORIANA 11

2.2.1 PRECÁMBRICO 11

2.2.2 PALEOZOICO 11

2.2.2.1 **Formación Pumbuiza** 11

2.2.2.2 **Formación Macuma** 12

2.2.3 TRIÁSICO-JURÁSICO 13

2.2.3.1 **Formación Sacha Santiago** 13

2.2.4 JURÁSICO MEDIO-CRETÁCICO TEMPRANO 14

2.2.4.1 **Formación Chapiza/Yaupi/Misahuallí** 14

2.2.5 CRETÁCICO 16

2.2.5.1 **Formación Hollín** 16

2.2.5.2 **Grupo Napo** 17

2.2.5.2.1 Formación Napo Basal 17

2.2.5.2.2 Formación Napo Inferior 21

2.2.5.2.3 Formación Napo Medio 22

2.2.5.2.4 Formación Napo Superior 23

2.2.6 CENOZOICO 26

2.2.6.1 **Formación Tiyuyacu** 26

2.2.6.2 **Formación Orteguaza** 26

2.2.7 NEÓGENO Y CUATERNARIO 27

2.2.7.1 **Formación Chalcana** 27

2.2.7.2 **Formación Arajuno** 27

2.2.7.3 **Formación Chambira** 27

2.2.7.4 **Formación Curaray** 28

2.2.7.5 **Formación Mesa** 28

2.2.7.6 **Formación Mera** 28

2.3 MARCO ESTRUCTURAL REGIONAL 29

2.3.1 DOMINIO OCCIDENTAL: SISTEMA SUBANDINO 29

2.3.1.1 **Levantamiento Napo** 29

2.3.1.2 **Depresión Pastaza** 31

2.3.1.3 **Levantamiento Cutucú** 31

2.3.2 EL CORREDOR SACHA-SHUSHUFINDI 31

2.3.3 DOMINIO ORIENTAL SISTEMA INVERTIDO CAPIRÓN-TIPUTINI 33

2.4 ETAPAS DE DEFORMACIÓN 33

2.4.1 Extensión Precretácica 33

2.4.2 Extensión Napo Basal o Inferior? (Albiano a Cemomaniano) 33

2.4.3 Inversión Napo Medio-Tena Inferior (Turoniano a Maastrichtiano) 33

2.4.4 Inversión Tiyuyacu Inf. (Eoceno Inferior) 34

2.4.5. Inversión Plioceno-Cuaternario 34

CAPITULO 3
CONCEPTOS BASICOS DE AMBIENTES SEDIMENTARIOS Y ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL

3.1 INTRODUCCIÓN 36

3.2 AMBIENTES SEDIMENTARIOS FLUVIALES 36

3.2.1 CLASIFICACIÓN DE LOS AMBIENTES FLUVIALES 36

3.2.1.1 **Ríos de Carga de Fondo de Grano Grueso** 37

3.2.1.2 **Ríos de Carga Mixta** 37

3.2.1.3 **Ríos de Carga Suspendida** 38

3.2.2 AREAS DE DESBORDAMIENTO 38

3.2.2.1 **“Levees” y “Crevasse Splays”** 38

3.2.2.2 **Llanura de Inundación** 39

3.3 AMBIENTES SEDIMENTARIOS COSTEROS Y DE PLATAFORMA 39

3.3.1 SEDIMENTOS COSTEROS 39

3.3.2 ZONACIÓN DEL PERFIL DE LA LÍNEA DE COSTA 40

3.3.3 MODELOS Y CLASIFICACIÓN COSTERA 41

3.3.3.1 **Deltas de Ríos** 44

3.3.3.1.1 Llanura Deltáica 45

3.3.3.1.2 Prodelta 45

3.3.3.1.3 Frente Deltaico 45

3.3.3.2 **Costas Siliciclásticas no Deltáicas** 46

3.3.3.2.1 Lagunas/Islas-Barreras 46

3.3.3.2.2 Estuario 46

3.4 AMBIENTES SEDIMENTARIOS MARINOS DE PLATAFORMA 50

3.4.1 MODELOS Y REGÍMENES HIDRÁULICOS DE PLATAFORMA 51

3.4.1.1 **Plataformas Dominadas por Mareas** 51

3.4.1.2 **Plataformas Dominadas por Oleajes y Tormentas** 51

3.4.1.3 **Plataformas Dominadas por Corrientes Oceánicas** 51

3.4.2 DEPOSITACIÓN DE ARENA DE PLATAFORMA CON DOMINIO DE MAREA 51

3.5 CONCEPTOS GENERALES DE ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL 52

3.5.1 ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL 52

3.5.2 SUPERFICIES ESTRATIGRÁFICAS 53

3.5.2.1 **Límite de Secuencia** 53

3.5.2.2 **No Conformidad** 53

3.5.2.3 **Conformidad** 53

3.5.2.4 **Superficies de Inundación** 53

3.5.2.5 **Superficie de Máxima Inundación (SMI)** 54

3.5.2.6 **Superficie de Ravinamiento (SR)** 54

3.5.2.7 **Parasecuencia** 54

3.5.5.8 **Grupo de Parasecuencias** 54

3.5.2.9 **Secuencia** 55

3.5.3 CORTEJOS SEDIMENTARIOS (SYSTEM TRACKS) 55

3.5.4 MODELO DE SECUENCIAS 58

3.5.5 ORDEN DE CICLICIDAD DE LAS SECUENCIAS SEDIMENTARIAS 59

3.5.5.1 **Ciclo** 59

3.5.5.2 **Orden de Secuencia** 59

3.6 CONCEPTO DE ICNOFACIES 61

3.6.1 TIPOS DE ICNOFACIES 62

3.6.1.1**Trypanites** 62

3.6.1.2 **Teredolites** 63

3.6.1.3 **Glossifungites** 63

3.6.1.4 **Skolithos** 64

3.6.1.5 **Cruziana** 65

3.6.1.6 **Zoophycos** 65

3.6.1.7 **Nereites** 66

CAPÍTULO 4
INTERPRETACIÒN DE SECUENCIAS DEPOSITACIONALES

4.1 INTRODUCCIÓN 67

4.2 INTERPRETACIÓN DE AMBIENTES DE DEPOSITACIÓN 71

4.2.1 CAMPO AUCA 71

4.2.1.1 **Interpretación de Testigos de Corona** 71

4.2.1.1.1 Núcleo Auca A 71

4.2.1.1.2 Núcleo Auca B 72

4.2.1.1.3 Núcleo Auca C 74

4.2.1.1.4 Núcleo Auca D 76

4.2.1.1.5 *Núcleo Auca E* 78

4.2.1.1.6 *Núcleo Conga A* 79

4.2.1.1 **Interpretación de Registros Eléctricos** 82

4.2.2 CAMPO CONONACO 87

4.2.2.1 **Interpretación de Testigos de Corona** 87

4.2.2.1.1 *Núcleo Cononaco A* 87

4.2.2.1.2 *Núcleo Cononaco B* 88

4.2.2.1.3 *Núcleo Cononaco C* 90

4.2.2.1.4 *Núcleo Cononaco D* 92

4.2.2.1.5 *Núcleo Cononaco E* 93

4.2.2.16 *Núcleo Cononaco F* 95

4.2.2.2 **Interpretación de Registros Eléctricos** 98

4.2.3 CAMPO PUCUNA 101

4.2.3.1 **Interpretación de Testigos de Corona** 101

4.2.3.1.1 *Núcleo Pucuna A* 101

4.2.3.1.2 *Núcleo Pucuna B* 103

4.2.3.1.3 *Núcleo Pucuna C* 104

4.2.3.2 **Interpretación de Registros Eléctricos** 107

4.2.4 CAMPO SACHA 110

4.2.4.1 **Interpretación de Testigos de Corona** 110

4.2.4.1.1 *Núcleo Sacha A* 110

4.2.4.1.2 *Núcleo Sacha B* 111

4.2.4.1.3 *Núcleo Sacha C* 113

4.2.4.2 **Interpretación de Registros Eléctricos** 114

4.2.5 CAMPO SHUSHUFINDI 117

4.2.5.1 **Interpretación de Testigos de Corona** 117

4.2.5.1.1 *Núcleo Shushufindi A* 117

4.2.5.1.2 *Núcleo Shushufindi B* 119

4.2.5.1.3 *Núcleo Shushufindi C* 122

4.2.5.2 **Interpretación de Registros Eléctricos** 124

4.2.6 CAMPO CUYABENO-SANSAHUARI 127

4.2.6.1 **Interpretación de Testigos de Corona** 127

4.2.6.1.1 *Núcleo Sansahuari A* 127

4.2.6.1.2 *Núcleo Sansahuari B* 129

4.2.6.1.3 *Núcleo Cuyabeno A* 130

4.2.6.1.4 *Núcleo Cuyabeno B* 132

4.2.6.1.5 *Núcleo Cuyabeno C* 133

4.2.6.2 **Interpretación de Registros Eléctricos** 136

4.2.7 EJE YUTURI-BOGUI-DAIMI 139

4.2.7.1 **Interpretación de Testigos de Corona** 139

4.2.7.1.1 *Núcleo Yuturi A* 139

4.2.7.1.2 *Núcleo Bogui A* 141

4.2.7.1.3 *Núcleo Daimi A* 142

4.2.7.2 **Interpretación de Registros Eléctricos** 145

4.2.8 ITT 148

4.2.8.1 **Interpretación de Testigos de Corona** 148

4.2.8.1.1 *Núcleo Tiputini A* 148

4.2.8.1.2 *Núcleo Tambococha A* 149

4.2.8.2 **Interpretación de Registros Eléctricos** 152

4.2.9 CUENCA ORIENTE SUR 155

4.2.9.1 **Interpretación de Testigos de Corona** (Centro-Sur) 155

4.2.9.1.1 Núcleo Centro-Sur A 155

4.2.9.1.2 Núcleo Centro-Sur B 157

4.2.9.1.3 Núcleo Centro-Sur C 159

4.2.9.1.4 Núcleo Centro-Sur D 160

4.2.9.1.5 Núcleo Centro-Sur E 161

4.2.9.1.6 Núcleo Centro-Sur F 162

4.2.9.2 **Interpretación de Testigos de Corona** (Sur) 164

4.2.9.2.1 Núcleo Sur A 164

4.2.9.2.2 Núcleo Sur B 165

4.2.9.2.3 Núcleo Sur C 167

4.3.9.2.4 Núcleo Sur D 168

4.3.9.2.5 Núcleo Sur E 170

4.3.9.2.6 Núcleo Sur F 172

4.2.9.3 **Interpretación de Registros Eléctricos** 173

CAPITULO 5
MODELO DEPOSITACIONAL

5.1 INTRODUCCIÓN 176

5.2 MODELO DEPOSITACIONAL 179

CAPITULO 6
CONCLUSIONES 189

CAPITULO 7 194
RESUMEN BIBLIOGRÁFICO

ANEXOS

INDICE DE FIGURAS

		Pg.
Figura 1	Mapa esquemático de ubicación	7
Figura 2	Columna estratigráfica de la Cuenca Oriente	10
Figura 3	Columna estratigráfica general del Cretácico de la Cuenca Oriente	25
Figura 4	Mapa Tectónico de la Cuenca Oriente	30
Figura 5	Modelo clásico de “point bar” por depositación de un río meándrico	37
Figura 6	Modelo Tri-dimensional de la distribución de facies en un sistema de canales anastomosados	38
Figura 7	Esquema mostrando las principales zonas, transiciones y estructuras dentro de la plataforma costera	40
Figura 8	Vista en planta de las costas transgresivas y regresivas	42
Figura 9	Tipos de líneas de costa	42
Figura 10	Diagrama ternario de clasificación basado en el proceso para todos los sistemas costeros Excepto los sistemas de grano grueso	43
Figura 11	Modelo de evaluación de los ambientes costeros	43
Figura 12	Principales componentes morfológicos y sedimentarios comunes a los Deltas	45
Figura 13	Representación esquemática: a) De un estuario. b) Distribución de procesos	47
Figura 14	Distribución de un estuario dominado por oleaje	49
Figura 15	Distribución de un estuario dominado por mareas	50
Figura 16	Patrón de apilamiento de grupos de parasecuencias y su respuesta esquemática en registros esquemáticos de pozos	55
Figura 17	Arquitectura regional de sistemas depositacionales, prismas y superficies estratigráficas	57
Figura 18	Comparación entre los límites de secuencia depositacional y límites de secuencias genéticas	58
Figura 19	Diagrama sinóptico ilustrando el conjunto de icnofacies marinas	62
Figura 20	Esquema de la icnofacies Trypanites	63
Figura 21	Esquena de la icnofacies Teredolites	63
Figura 22	Esquema de la icnofacies Glossifungites	64
Figura 23	Esquema de la icnofacies Skolithos	64
Figura 24	Esquema de la icnofacies Cruziana	65
Figura 25	Esquema de la icnofacies Zoophycos	66

Figura 26	Esquema de la icnofacies Nereites	66
Figura 27	Columna generalizada de las Formaciones Hollín y Napo, Cuenca Oriente	67
Figura 28	Modificado de la descripción del testigo de corona Auca A	72
Figura 29	Modificado de la descripción del testigo de corona Auca B	73
Figura 30	Modificado de la descripción del testigo de corona Auca C	75
Figura 31	Modificado de la descripción del testigo de corona Auca D	77
Figura 32	Modificado de la descripción del testigo de corona Auca E	79
Figura 33	Modificado de la descripción del testigo de corona Conga A	81
Figura 34	Estratigrafía Secuencial para el Pozo Tipo del Campo Auca	83
Figura 35	Esquema paleogeográfico para el intervalo Transgresivo (Parasecuencia 4) del Campo Auca	86
Figura 36	Modificado de la descripción del testigo de corona Cononaco A	88
Figura 37	Modificado de la descripción del testigo de corona Cononaco B	89
Figura 38	Modificado de la descripción del testigo de corona Cononaco C	91
Figura 39	Modificado de la descripción del testigo de corona Cononaco D	93
Figura 40	Modificado de la descripción del testigo de corona Cononaco E	95
Figura 41	Modificado de la descripción del testigo de corona Cononaco F	97
Figura 42	Estratigrafía Secuencial para el Pozo Tipo del Campo Cononaco	98
Figura 43	Esquema paleogeográfico para el intervalo Transgresivo (Parasecuencia 5) del Campo Cononaco	100
Figura 44	Modificado de la descripción del testigo de corona Pucuna A	102
Figura 45	Modificado de la descripción del testigo de corona Pucuna B	104
Figura 46	Modificado de la descripción del testigo de corona Pucuna C	105
Figura 47	Estratigrafía Secuencial para el Pozo Tipo del Campo Pucuna	107
Figura 48	Esquema paleogeográfico para el intervalo Transgresivo (Parasecuencia 5) del Campo Pucuna	109
Figura 49	Modificado de la descripción del testigo de corona Sacha A	111
Figura 50	Modificado de la descripción del testigo de corona Sacha B	112
Figura 51	Modificado de la descripción del testigo de corona Sacha C	113
Figura 52	Estratigrafía Secuencial para el Pozo Tipo del Campo Sacha	115
Figura 53	Esquema paleogeográfico para el intervalo Transgresivo (Parasecuencia 5) del campo Sacha	116
Figura 54	Modificado de la descripción del testigo de corona Shushufindi A	119
Figura 55	Modificado de la descripción del testigo de corona Shushufindi B	121
Figura 56	Modificado de la descripción del testigo de corona Shushufindi C	123

Figura 57	Estratigrafía Secuencial para el Pozo Tipo del Campo Shushufindi	125
Figura 58	Esquema paleogeográfico para el intervalo Transgresivo (Parasecuencia 5) del Campo Shushufindi	126
Figura 59	Modificado de la descripción del testigo de corona Sansahuari A	128
Figura 60	Modificado de la descripción del testigo de corona Sansahuari B	130
Figura 61	Modificado de la descripción del testigo de corona Cuyabeno A	131
Figura 62	Modificado de la descripción del testigo de corona Cuyabeno B	133
Figura 63	Modificado de la descripción del testigo de corona Cuyabeno C	135
Figura 64	Estratigrafía Secuencial para el Pozo Tipo del Campo Cuyabeno – Sansahuari	137
Figura 65	Esquema paleogeográfico para el intervalo Transgresivo (Parasecuencia 5) del campo Cuyabeno – Sansahuari	138
Figura 66	Modificado de la descripción del testigo de corona Yuturi A	140
Figura 67	Modificado de la descripción del testigo de corona Bogui A	142
Figura 68	Modificado de la descripción del testigo de corona Daimi A	144
Figura 69	Estratigrafía Secuencial para el Pozo tipo del Eje Yuturi – Bogui – Daimi	146
Figura 70	Esquema paleogeográfico para el intervalo Transgresivo a lo largo del eje Yuturi – Bogui – Daimi	147
Figura 71	Modificado de la descripción del testigo de corona Tiputini A	149
Figura 72	Modificado de la descripción del testigo de corona Tambococha A	151
Figura 73	Estratigrafía Secuencial para el Pozo Tipo ITT	153
Figura 74	Esquema paleogeográfico para el intervalo Transgresivo a lo largo del ITT	154
Figura 75	Descripción Sedimentológica del testigo de corona Centro – Sur A	157
Figura 76	Descripción Sedimentológica del testigo de corona Centro – Sur B	159
Figura 77	Modificado de la descripción del testigo de corona Centro – Sur C	160
Figura 78	Descripción sedimentológica del testigo de corona Centro – Sur D	161
Figura 79	Descripción sedimentológica del testigo de corona Centro – Sur E	162
Figura 80	Descripción sedimentológica del testigo de corona Centro – Sur F	163
Figura 81	Modificado de la descripción del testigo de corona Sur A	165
Figura 82	Modificado de la descripción del testigo de corona Sur B	166
Figura 83	Descripción sedimentológica del testigo de corona Sur C	168
Figura 84	Descripción sedimentológica del testigo de corona Sur D	170

Figura 85	Descripción sedimentológica del testigo de corona Sur E	172
Figura 86	Descripción sedimentológica del testigo de corona Sur F	173
Figura 87	Estratigrafía Secuencial para el Pozo Tipo Centro – Sur	174
Figura 88	Estratigrafía Secuencial para el Pozo Tipo Sur	175
Figura 89	Tasas de acumulación de Barita durante el Cretácico	177
Figura 90	Modelo depositacional para la parte final del intervalo Transgresivo previo a la depositación de la Secuencia Genética “T”	179
Figura 91	Modelo depositacional para la parte inicial de la Secuencia Genética “T”	180
Figura 92	Modelo depositacional para el período de regresión forzada durante la depositación de la Secuencia Genética “T”	181
Figura 93	Modelo depositacional para el inicio de la transgresión a 98 Ma	182
Figura 94	Modelo depositacional para el miembro Arenisca “T” inferior	182
Figura 95	Modelo depositacional para el miembro Arenisca “T” superior	184
Figura 96	Modelo depositacional para el miembro Caliza “B” y Arenisca “B”	184

INDICE DE TABLAS

Tabla 1	Jerarquía de Ciclos	61

INDICE DE MAPAS

Mapa 1/4	Esquema Paleogeográfico de la Cuenca Oriente a 101 Ma	185
Mapa 2/4	Esquema Paleogeográfico de la Cuenca Oriente a 98 Ma	186
Mapa 3/4	Esquema Paleogeográfico de la Cuenca Oriente a 97 Ma	187
Mapa 4/4	Esquema Paleogeográfico de la Cuenca Oriente a aproximadamente 95.8 Ma	188

ANEXOS

ANEXO 1 PERFILES CAMPOS

1/8	Perfil Norte – Sur. Campo Auca
2/8	Perfil Norte – Sur. Campo Cononano
3/8	Perfil Norte – Sur. Campo Pucuna

4/8 Perfil Norte – Sur. Campo Sacha
5/8 Perfil Norte – Sur. Campo Shushufindi
6/5 Perfil Norte – Sur. Campo Cuyabeno - Sansahuari
7/8 Perfil Norte – Sur. Yuturi – Bogui - Daimi
8/8 Perfil Norte – Sur. ITT

ANEXO 2 PERFILES REGIONALES

1/4 Perfil Norte - Sur
2/4 Perfil Este – Oeste. Centro Norte
3/4 Perfil Este – Oeste. Centro Sur
4/4 Perfil Este – Oeste. Sur

ANEXO 3 DESCRIPCIONES DE NÚCLEOS DNH

1/8 Descripción Sedimentológica del Testigo de Corona Cancrio A
2/8 Descripción Sedimentológica del Testigo de Corona Garza A
3/8 Descripción Sedimentológica del Testigo de Corona Golondrina A
4/8 Descripción Sedimentológica del Testigo de Corona Marañacu A
5/8 Descripción Sedimentológica del Testigo de Corona Masaramu A
6/8 Descripción Sedimentológica del Testigo de Corona Oglán A
7/8 Descripción Sedimentológica del Testigo de Corona Ramírez A
8/8 Descripción Sedimentológica del Testigo de Corona Guallino A

RESUMEN

La Secuencia Genética “T” de la Formación Napo Basal del Grupo Napo, es una secuencia de tercer orden de 5.3 Ma., depositada desde el Albiano Tardío (101 Ma.) al Cenomaniano (95.7 Ma.), con un borde de secuencia dentro (98 Ma.) Siete parasecuencias (PS) fueron encontradas en ella. La base, corresponde a la SMI1 (Superficie de Máxima Inundación) al tope de la Lutita Napo Basal (LNB) se observa un claro cambio en el patrón de apilamiento. La SMI1 propuesta antes a la base de LNB (104 Ma.), donde “black shales” aparecen, no corresponde a una inundación máxima porque la naturaleza de estas capas ahora es atribuida a altas tasas de productividad biológica en el mar.

La secuencia está conformada por un Prisma de Alto Nivel (PAN) compuesto por dos PS correspondiente a la Caliza “T” y a la Arenisca “T” Basal. La regresión forzada generó erosión de la planicie fluvial y costera y valles incisos. El eje Pusino–Oso–Tzapino fue el límite occidental de las zonas que sufrieron emersión subaérea. Los depósitos del prisma de Caída no fueron depositados o si lo fueron, casi inmediatamente se erosionaron. Depósitos fluviales agradantes han sido identificados en la parte centro-norte de la cuenca los cuales corresponden al prisma de bajo nivel (PBN) durante la etapa inicial de la transgresión.

El miembro Arenisca “T” Inferior está formado por dos PS (PS3, PS4), correspondientes a estuarios dominados por mareas en zonas con alguna influencia de olas. Los depósitos costeros son correlacionados tierra adentro con depósitos de planicie fluvial y mar adentro con depósitos de plataforma dominada por mareas. Dos PS constituyen el miembro Arenisca “T” Superior. La PS5 muestra depósitos marino marginales y la PS6 muestra el cambio a depósitos de areniscas glauconíticas verdes, típicas de este miembro. El intervalo transgresivo (IT) finaliza con la depositación del miembro Caliza “B” y su equivalente tierra adentro en un ambiente de plataforma carbonática somera.

ABSTRACT

The “T” Genetic Sequence of the Napo Basal Formation of the Napo Group is a third order sequence of 5.3 Ma., deposited from the Late Albian (101 Ma.) to Cenomanian (95.7 Ma.), with a sequence boundary inside (98 Ma.). Seven fourth order parasequences (PS) were found here. The base, corresponds to the SMI1 (Maximum Flooding Surface) at the top of the Lutita Napo Basal (LNB). Here is observed a clear change in the stacking pattern. The SMI1 proposed before at the base of LNB (104 Ma.), where “black shales” appear, does not correspond to a maximum flooding because the nature of these beds now is attributed to high rates of biologic productivity in the sea.

The sequence is conformed by a Highstand System Track (HST) composed by two PS corresponding to the “T” Limestone and the “T” Basal Sandstone. The forced regression generates erosion of the fluvial and coastal plain and incised valleys. The Pusino-Oso-Tzapino axis was the western limit of the zones that suffered subaerial emersion. The Falling Stage System Track deposits were not deposited or if they were deposited they were almost immediately eroded. Aggrading fluvial deposits have been identified in the north-central part of the basin which corresponds to the Lowstand System Track (LST) during the initial stage of the transgression.

The Lower “T” Sandstone member is formed by two PS (PS3, PS4), corresponding to tide dominated estuaries in zones with some influence of waves. The shore deposits are correlated landward with fluvial plain deposits and seaward with tide dominated shelf deposits. Two PS constitute the Upper “T” Sandstone member. The PS5 shows marine-marginal deposits and the PS6 shows the change to shelf deposits of green glauconitic sandstones, typical of this member. The transgresive interval (IT) finished with the deposition of the member “B” Limestone and its equivalent landward, in a shallow carbonate shelf environment.

CAPÍTULO 1
INTRODUCCIÓN

1.1 ANTECEDENTES

La Cuenca Oriente ecuatoriana representa una de las cuencas subandinas más complejas y más atractivas tanto desde el punto de vista científico como económico. La misma posee alrededor de 30 mil millones de barriles de petróleo en sitio, acumulados en cien campos.[1]

Los primeros estudios realizados en la misma datan de los años 20. Watson y Sinclair efectuaron un reconocimiento en la zona subandina en el año 1921, y publicaron informes geográfico (1923) y geológico (1927) sobre sus observaciones. Establecieron una estratigrafía pionera de la serie mesozoica de esta zona. [2] Mediante el análisis de numerosas secciones de campo y de algunos pozos perforados por Shell, Tschopp (1953, 1956) estableció una estratigrafía detallada del Mesozoico y Terciario del Oriente. Para el Cretáceo y Terciario, correlacionó con éxito su estratigrafía con los pocos pozos conocidos entonces en la llanura amazónica (Tiputini y Vuano).

El Sistema Petrolero Oriente, de edad cretácica, está constituido por los reservorios arenosos Hollín Principal, “T”, “U” Y “M1”, que integran la parte inferior proximal de sendas secuencias, mientras que las lutitas y calizas depositadas en sus partes media y superior, son las rocas sello, y probables rocas madre. Las lutitas y calizas jurásico-tempranas de la Fm. Santiago, son también consideradas como potenciales rocas generadoras. Hollín es el reservorio de mayor importancia económica (33% del petróleo en sitio), seguido de “U” (27%), “M1” (18%), “T” (15%). El restante 7%, se acumula en la arenisca Tena Basal, Calizas “A”, “B” y

[1] BABY **et.al.**, La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo, 2004, p.13
[2] JAILLARD, Síntesis Estratigráfica y Sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la Cuenca Oriental del Ecuador, 1997, p.7

arenisca “M2”. Más del 50% del petróleo en sitio, se concentra en los 5 mayores campos.

El concepto exploratorio que se ha venido utilizando en la Cuenca hasta la fecha ha sido el entrampamiento de tipo estructural. Sin embargo, debido a la madurez de la Cuenca y al tamaño cada vez menor de las estructuras remanentes aún sin perforar, son cada vez más las compañías que comienzan a considerar, en sus portafolios exploratorios, “plays”[3] de tipo estratigráfico.[4]

Las trampas estratigráficas tienen un potencial por ser definido. Se ha confirmado que aparte de las trampas estructurales existen trampas mixtas, es decir estructurales con un importante componente estratigráfico que controla la acumulación dentro de la estructura, sin embargo se conoce de un solo caso de trampa netamente estratigráfica en lo que constituye el campo Fanny[5]. Probabilidades de entrampamiento estratigráfico existen en el centro y centro-oeste de la cuenca, en donde las facies arenosas T y U son reemplazadas por facies marinas, que provocan el deterioro de las propiedades petrofísicas en dirección oeste.

Rivadeneira al final de su reseña histórica de la exploración petrolera en la Cuenca Oriente, menciona la necesidad de investigar los prospectos con entrampamiento estratigráfico en base a sísmica 3D regional, estudios regionales de estratigrafía secuencial[6], información de pozos y su extrapolación a las secciones con inversión de la sísmica 3D, lo que, según este autor, permitirá una definición cualitativamente superior de la evolución estratigráfica y sedimentaria en el tiempo, y en el espacio de los principales reservorios, como un medio de disminuir el riesgo de la exploración de trampas estratigráficas, y hacer más confiable la prognosis del desarrollo de los reservorios arenosos.

---

[3] Un play es la combinación de factores que hacen posible la acumulación de crudo o gas en un área particular

[4] RAMIREZ, Modelo Depositacional de la Arenisca U en el Centro-Noroccidente de la Cuenca Oriente, p.2

[5] BABY **et.al.**, La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo, p.226

[6] Motivo de esta investigación

1.2 OBJETIVOS

Partiendo de la revisión de las más recientes tesis de grado y publicaciones acerca de estratigrafía secuencial de la Cuenca Oriente que abarcan la descripción del Miembro Arenisca T, y contrastando esta información con los resultados del análisis de los datos facilitados por Petroecuador, se pretende elaborar un modelo depositacional de la Arenisca T para la Cuenca Oriente. La consecución del objetivo final esta relacionada a la capacidad de presentar un modelo final satisfactorio que incluya mapas paleogeográficos y cortes crono-estratigráficos. Alcanzar el objetivo final requiere el cumplimiento de una serie de objetivos específicos, los cuales se detallan a continuación:

i. Recopilar de toda la información bibliográfica disponible en el archivo de Petroecuador y en publicaciones de carácter público.

ii. Revisar los datos de campo obtenidos por Petroecuador (núcleos, registros).

iii. Identificar facies sedimentarias y su sucesión vertical a partir de los datos revisados.

iv. Proponer la secuencia sedimentaria para la arenisca “T”.

v. Identificar superficies crono - estratigráficas que permitan realizar correlaciones con el fin de obtener las variaciones laterales de facies y la geometría de los cuerpos sedimentarios en la arenisca “T”.

vi. Interpretar los resultados obtenidos y elaborar mapas paleogeográficos.

1.3 TRABAJOS PREVIOS

Un excelente resumen de los trabajos previamente realizados sobre la geología de la Cuenca Oriente, es el realizado por Ramírez[7] (2007), el mismo se presenta a continuación.

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 de 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 está 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 lo geólogos de Shell y sobre todo, gracias a la incorporación de los datos proporcionados por los primeros pozos exploratorios.

La etapa más reciente y que correspondería a los últimos 30 años, está 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 período 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

[7] RAMÍREZ, Modelo Depositacional de la Arenisca U en el Centro – Noroccidente de la Cuenca Oriente, p.5.

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 con el conocimiento de la geología de 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 DATOS DISPONIBLES

1.4.1 METODOLOGÍA

- *Recopilación de información*. Información geológica disponible en reportes inéditos, informes técnicos, publicaciones, trabajos anteriores, entre otros. Mucha de esta información es de carácter público. Los reportes inéditos e informes técnicos fueron consultados en las instalaciones de Petroproducción.

- *Análisis de registros de pozos y núcleos de corona.* Con el fin de caracterizar cada secuencia de manera estratigráfica, sedimentológica y petrográfica, estableciendo sus topes y bases.

- *Aplicación de conceptos de secuencias genéticas*. Identificar superficies con valor crono–estratigráfico y dentro de este marco temporal definir superficies de inundación, parasecuencias y sets de parasecuencias.

- *Correlaciones locales y regionales*. Para cada campo se define una secuencia sedimentaria tipo, lo que permitirá reducir el número de secuencias para áreas cada vez más regionales.

- *Integración de información.* La integración de todas las secuencias tipo, así como de los cortes estratigráficos para definir, por un lado el modelo deposicional para la Arenisca T y por otro, las asociaciones de facies sedimentarias para cada intervalo de tiempo.

- *Redacción del informe final*. Consiste en la elaboración del presente informe así como, los mapas paleogeográficos y la preparación de una presentación con los resultados del mismo.

1.4.2 DATOS DISPONIBLES

- Se contó con los registros eléctricos de 120 pozos distribuidos en los siguientes campos y ejes: Auca, Cononaco, Cuyabeno-Sansahuari, Pucuna, Sacha, Shushufindi, ITT, Payamino–Mono, Yuturi–Daimi, Cancrio–Pungarayacu y Amazonas–Oglán.

- Se realizó la revisión de las descripciones de testigos de corona de 60 pozos así como los respectivos núcleos además de la interpretación sedimentológica de 8 núcleos de corona ubicados exclusivamente en la zona sur de la cuenca

- Estos datos se encuentran en los archivos técnicos de Petroproducción y la Dirección Nacional de Hidrocarburos, en el Centro de Investigaciones Geológicas de San Rafael, Escuela Politécnica Nacional y Universidad Central del Ecuador.

1.5 UBICACIÓN Y ÁREA DE ESTUDIO

La Cuenca Oriente cubre aproximadamente un área de 100.000 Km^2, se encuentra localizada entre los Andes al Oeste y el Escudo Guayanés hacia el Este (Figura 1). La cuenca se extiende hacia el Norte en Colombia (Cuenca de Putumayo) y hacia el Sur en Perú (Cuenca de Marañón).[8]

Figura 1. Mapa Esquemático de ubicación (Modificado de Dashwood y Abbotts, 1990; Cooper et al., 1995, Rivadeneira y Baby, 1999, Vallejo et al., 2002, Rodaz et al., 2003, en Ramírez, 2007).

[8] RAMÍREZ, Modelo Depositacional de la Arenisca U en el Centro – Noroccidente de la Cuenca Oriente, p.9

CAPÍTULO 2
GEOLOGÍA REGIONAL

2.1 GENERALIDADES

Al presente la Cuenca Oriente se encuentra en una posición de cuenca de antepaís de trasarco de los Andes ecuatorianos, justo al norte de la charnela entre los Andes centrales y los Andes septentrionales. Esta posición particular hace que esta región esté sometida a cambios de esfuerzos importantes y, por lo tanto, puede ser responsable de la fuerte actividad sísmica y volcánica que la caracteriza.

La morfología de la Cuenca Oriente se caracteriza por relieves relativamente importantes en relación con otras cuencas de antepaís andinas. Entre los relieves subandinos del levantamiento Napo, al NO, y de la Cordillera de Cutucú, al SO, desemboca el mega-cono aluvial del Pastaza que se desarrolla actualmente hacia la Cuenca Marañón del Perú.[9]

La Cuenca Oriente se desarrolla como resultado de esfuerzos transpresivos presentes a partir del Cretácico Terminal, los que provocan la emersión de la Cordillera Real y la formación de la cuenca de ante-país de trasarco propiamente dicha. Su deformación y la estructuración de sus campos petrolíferos resultan de la inversión tectónica de antiguas fallas normales ligadas a un sistema de rift de edad triásico y/o jurásico inferior. Estas fallas, actualmente inversas y de fuerte buzamiento, están orientadas principalmente N-S o NNE-SSO, y limitan tres corredores estructurales petrolíferos con características propias como son: el Sistema Subandino (*Play* occidental), el corredor Sacha-Shushufindi (*Play* central), y el Sistema Capirón - Tiputini (*Play* oriental). Asimismo, el análisis detallado de las estructuras petrolíferas y no petrolíferas, han permitido identificar tres etapas de inversión tectónica, presentes a partir del Turoniano, luego de la

[9] BABY **et.al**., La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo, p.14

depositación de la caliza A. Con la inversión tectónica comienza su desarrollo, la totalidad de estructuras petrolíferas de la cuenca.[10]

Las rocas precretácicas del relleno sedimentario sobreyacen al cratón guayanés y fueron depositadas en variados ambientes que van desde plataforma marina (Fm. Pumbuiza), mar epicontinental (Fm. Macuma) y sedimentos continentales de clima desértico (Fms. Chapiza, Yaupi, Misahuallí).[11] La sección cretácica de las Formaciones Napo, Hollín y Basal Tena en la Cuenca Oriente ecuatoriana exhibe características bien definidas dentro de un modo de estratigrafía secuencial. Sus miembros clásticos documentan las variaciones eustáticas ocurridas a escala global durante el período comprendido entre el Aptiano y el Maastrichtiano, reflejando drásticos cambios paleogeográficos, variaciones laterales de facies y fluctuaciones de la línea de costa de hasta 200 km., dentro de la plataforma marina somera Oriente.[12] La exhumación de la cordillera, junto con la erosión del miembro Tiyuyacu inferior, demuestran que durante el Eoceno Medio y Superior, hubo levantamiento y erosión (siendo alimentado con más sedimentos el miembro Tituyacu superior) de la cordillera, sin subsidencia relacionada en la cuenca de antepaís (erosión del Miembro Tiyuyacu inferior).[13] En la cuenca de antepaís, se observa una reducción de la tasa de sedimentación y la aparición de depósitos marinos (Fm. Orteguaza, Eoceno – Oligoceno). El estudio sedimentológico de los depósitos fluviales neógenos de la Cuenca Oriente demuestra que el sistema fluvial evolucionó, desde una llanura aluvial (Fm. Chalcana), hasta un sistema de abanicos aluviales de pie de monte (Fm. Chambira y Mera). Al mismo tiempo, el drenaje cambió desde un drenaje esencialmente longitudinal, a un drenaje transversal.

[10] BABY **et.al**., La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo, p.14
[11] DÍAZ **et.al**., El Pre – Aptense en la Cuenca Oriente Ecuatoriana. La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo, p.27
[12] BARRAGÁN **et.al**., Estratigrafía Secuencial del Cretácico de la Cuenca Oriente del Ecuador. La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo p.45
[13] CRISTOPHOUL **et.al**., Dinámica de la Cuenca de Antepaís Oriente desde el Paleógeno. La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo p.110

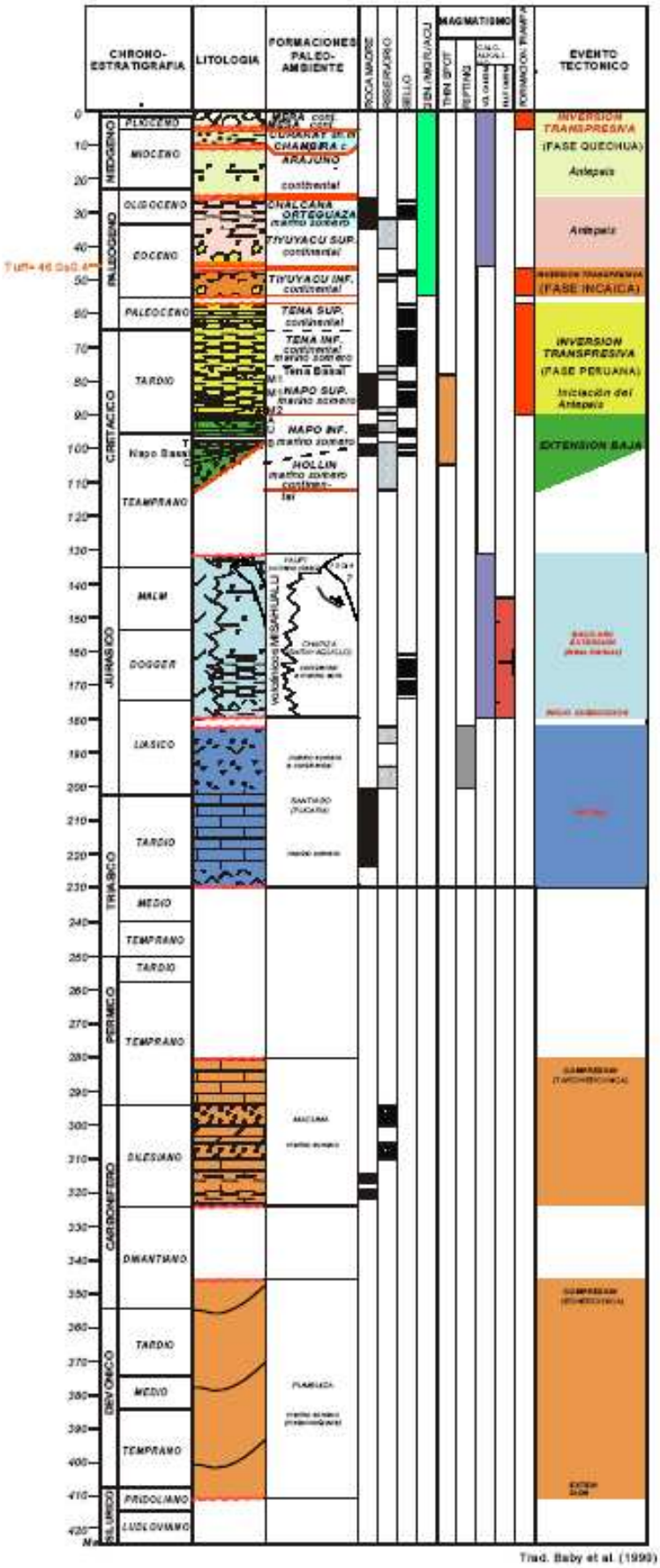


Figura 2. Columna estratigráfica de la Cuenca Oriente (Tomado de IRD – Petroproducción, 1999)

2.2 ESTRATIGRAFÍA GENERAL DE LA CUENCA ORIENTE ECUATORIANA

La descripción de la estratigrafía de la cuenca presentada aquí fue tomada de la tesis de Ramírez[14], los cambios realizados a la misma han sido citados correspondientemente.

2.2.1 PRECÁMBRICO

El sustrato precámbrico está constituido por rocas ígneas y metamórficas, relacionadas con el escudo Guayano – Brasileño.[15] Constituyen las rocas más antiguas encontradas en la Cuenca Oriente. No existen afloramientos pero si han sido alcanzadas por algunos pozos (Parahuacu 1, Atacapi 1, Shushufindi 1, Yuturi 1, Záparo 1, Ron 1, VHR 1). Además se identificó respuesta sísmica difusa y caótica como característica del basamento.[16]

2.2.2 PALEOZOICO

2.2.2.1 Formación Pumbuiza

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 clástos subangulares a subredondeados muy compactos y de matriz silícea.[17] Tiene un espesor desconocido. Está sobreyacida por la Formación Macuma, el contacto es una discordancia angular. Son rocas formadas en un ambiente marino de plataforma a las que se les asigna una edad Paleozoico Pre - Carbonífero.

---

[14] RAMÍREZ, Modelo Depositacional de la Arenisca U en la parte Noroccidental de la Cuenca Oriente, p. 14-28

[15] TEXEIRA **et.al**., en RIVADENEIRA, BABY, La Cuenca Oriente: Estilo Tectónico, Etapas de Deformación y Características Geológicas de los Principales Campos de Petroproducción, p.8

[16] DÍAZ **et.al**., El Pre – Aptense en la Cuenca Oriente Ecuatoriana. La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo, p.28

[17] RIVADENEIRA, BABY, La Cuenca Oriente: Estilo Tectónico, Etapas de Deformación y Características Geológicas de los Principales Campos de Petroproducción, p.9

2.2.2.2 Formación Macuma

La Formación Macuma[18] la conforman calizas bioclásticas y lutitas negras sobreyacidas por pizarras y calcitas blancas a verdosas. Aflora en los núcleos anticlinales mayores, asociada con la Formación Pumbuiza. Gradación de calizas arenosas a areniscas verdosas es común en ambas unidades. Correlaciones paleontológicas sugieren una edad del Pensilvaniano temprano hasta el Pérmico.[19]

Un análisis estratigráfico secuencial distinguió tres miembros relacionados con eventos eustáticos: [20]

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

Miembro Transgresivo: Consiste de dos secuencias: la primera formada por calizas blancas bioclásticas y arcillas pizarrozas. 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.

---

[18] DOZY, en LITHERLAND **et.al**., The Metamorphic Belts of Ecuador, p. 12
[19] DUQUE, Breve Léxico Estratigráfico del Ecuador, p.44
[20] CHRISTOPHOUL, Comisión Zona Gualaquiza, Carretera Méndez – Patuca, Santiago – Morona y Cerro Macuma, p.14 – 16.

2.2.3 TRIÁSICO - JURÁSICO

Se desconoce en afloramientos y podría constituir el relleno de los semi – grabens que se encuentran en el dominio oriental de la cuenca (conglomerados del semi – graben de Tiputini). Sería equivalente de la Formación Mitu encontrada en el pozo Bolognesi de la Cuenca Marañón (Perú).[21]

2.2.3.1 Formaciones Santiago y Sacha

La Formación Sacha fue identificada en el pozo Sacha Profundo – 1, sobre la base de resultados de los estudios palinológicos que dan una edad triásica a las capas rojas localizadas inmediatamente sobre los sedimentos de la Formación Macuma. Esta formación constituye un equivalente lateral continental de la Formación Santiago definida más al sur, en el Levantamiento Cutucú. Está conservada en grabens o semi – grabens, erosionados y sellados por la Formación Yaupi.

Santiago consiste en una secuencia de calizas marinas del Jurásico Inferior, con intercalaciones de lutitas, areniscas y piroclástos y forman gran parte de la cordillera del Cutucú en el Sureste Ecuatoriano. La formación se extiende hacia el Sur hacia el Perú, pero no es conocida en el resto del Ecuador. Hacia el lado este de su afloramiento la Santiago comprende una monótona secuencia de calizas silíceas grises, areniscas calcáreas y lutitas negras. Hacia el Oeste, la formación empieza a ser más volcánica, con abundante intercalaciones intraformacionales de brechas, tobas y mantos volcánicos. Un cambio de facies similar es aparente en el Norte del Perú, entre el Grupo Pucará en el este y el Grupo Zana en el Oeste. La Formación Santiago es pobre en fósiles, pero amonites (Arietites) establecen una edad Sinemuriense (Liássico). La secuencia está intrincadamente plegada y fallada, pero su potencia está entre 1.500 a los 2.700 metros. La base no está expuesta y los afloramientos de la Pumbuiza y Macuma están directamente sobrepuestos por capas rojas de la Fm. Chapiza del Jurásico Medio. Las Calizas Santiago están también sobrepuestas por capas rojas Chapiza en el

[21] RIVADENEIRA, BABY, La Cuenca Oriente: Estilo Tectónico, Etapas de Deformación y Características Geológicas de los Principales Campos de Petroproducción, p.9

Este, pero en el Oeste la “Santiago” está directamente cubierta por rocas indiferenciadas Albianas del Cretácico Superior del Grupo Limón (equivalente de las Formaciones Hollín, Napo y Tena).[22]

2.2.4 JURÁSICO MEDIO – CRETÁCICO TEMPRANO

2.2.4.1 Formación Chapiza / Yaupi / Misahuallí

La Formación Chapiza (s.s.) definida en el sur de la cuenca (Levantamiento Cutucú), consiste en una sucesión de sedimentos clásticos continentales (capas rojas) que se depositaron en un ambiente continental de clima seco o desértico, con pequeñas incursiones marinas (transgresiones) de distribución local. Su espesor varía de 600 a 4500 metros. Se la considera de edad jurásica medio a terminal.[23]

El afloramiento típico está entre los ríos Chapiza y Yaupi, a lo largo del Río Chapiza, 25 a 31 Km. al NNO del pueblo de Yaupi.

Tschopp dividió a esta formación en tres partes:

Chapiza Inferior: Conocida como Chapiza roja y gris, la que consiste en una alternancia de lutitas; areniscas de color gris, rosado, violeta; delgados horizontes de evaporitas y concreciones de dolomitas.

Chapiza Medio: Comprende una alternancia de lutitas y areniscas de color rojo, sin intercalaciones de evaporitas.

Chapiza Superior: Lutitas rojas; areniscas feldespáticas y conglomerados interestraficados con tobas violáceas, grises y verdes; brechas tobáceas y basaltos.

---

[22] BALDOCK, Geología del Ecuador, p.19
[23] RIVADENEIRA, BABY, La Cuenca Oriente: Estilo Tectónico, Etapas de Deformación y Características Geológicas de los Principales Campos de Petroproducción, p.9

En el pozo Tambococha – 1 ubicado al Este de la Cuenca, se encuentra una secuencia de calizas y evaporizas datadas en la parte inferior del Jurásico Temprano tardío – Jurásico Tardío, y en la parte superior de Jurásico Medio – Cretácico Temprano correspondiente al Valanginiano, que se la podría considerar como una variación lateral de los miembros inferior y medio de la Fm. Chapiza, y que Díaz la propone como la nueva Fm. Tambococha.[24]

Litológicamente en la Fm. Tambococha se distinguen dos unidades: inferior y superior. La unidad inferior la conforman secuencias de tipo evaporítico; las calizas son generalmente micritas arcillosas variando a arcillolitas calcáreas; se encuentran además areniscas grises, finas a muy gruesas y brechas calcáreas; el componente litológico más distintivo es la anhidrita. En la unidad superior se presenta una litología más monótona de calizas crema a café, de grano fino y calcarenitas, la anhidrita se encuentra ocasionalmente.

La Formación Yaupi, definida en la parte norte de la cuenca, corresponde como se indicó anteriormente a los depósitos de la parte superior de la Formación Chapiza datados del Jurásico Superior - Cretácico Inferior. En el pozo Sacha Profundo – 1, están representados por tobas, intercaladas con limolitas y arcillolitas multicolores, con basaltos datados en 132 Ma que corresponde al Neocomiano. Su base aparece claramente como erosiva sobre la Formación Sacha o sobre el Paleozoico.[25]

La Formación volcánica Misahuallí, cuya zona de afloramiento parece estar restringida al sistema Subandino, es un equivalente lateral de la Formación Chapiza y probablemente de la Formación Yaupi. Está constituida de acumulaciones volcánicas masivas y gruesas, que forman parte del potente arco magmático que corre desde el norte del Perú hasta el norte de Colombia. Según nuevos datos radiométricos, su edad abarca el intervalo Liásico Tardío – Jurásico Superior Temprano.

---

[24] DÍAZ **et.al**., El Pre – Aptense en la Cuenca Oriente Ecuatoriana. La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo, p.32

[25] RIVADENEIRA, BABY, La Cuenca Oriente: Estilo Tectónico, Etapas de Deformación y Características Geológicas de los Principales Campos de Petroproducción, p.12

2.2.5 CRETÁCICO

2.2.5.1 Formación Hollín

Las areniscas cuarzosas blancas epicontinentales de la Formación Hollín, sobreyacen a varias rocas Pre – Aptienses a través de la región Oriental del Ecuador. La formación tiene un espesor de 80 a 240 metros e incluye lutitas fracturadas. Las cuarcitas de Hollín afloran extensamente en la zona subandina, particularmente estando ampliamente expuestos en algunas partes del levantamiento Napo. Estas subyacen gran parte del este oriental y forman un importante reservorio de rocas en los campos petroleros del Nororiente ecuatoriano.[26]

Después de un período de erosión de la serie jurásica y paleozoica de la Cuenca Oriente, tiene lugar la depositación del sistema fluvial correspondiente a la Formación Hollín Principal, donde se pueden diferenciar tres ambientes deposicionales distintos. La parte basal es interpretada como depósitos fluviales de relleno de valles sobre la superficie erosiva Pre – Hollín. Seguido se da la depositación de la parte principal de la Fm. Hollín caracterizada por una sucesión de depósitos de ríos entrelazados progradantes y diacrónicos de planicies aluviales, que se desarrollan hacia el oeste a través de toda la Cuenca Oriente, posiblemente durante caídas del nivel del eustático desde el Aptiano (112,5 Ma). Este sistema pasa progresivamente a ambientes distales de planicie aluvial costera tipo llanura de inundación influenciadas por la acción de mareas y que cubren completamente las facies previas, representando la parte superior y el abandono total del sistema fluvial entrelazado de Hollín Principal. Progresivamente se observa un cambio hacia un sistema detrítico de baja energía, donde se evidencian los efectos de la transgresión marina que caracteriza a la Fm. Hollín Superior.

2.2.5.2 Grupo Napo

[26] BALDOCK, Geología del Ecuador, p.20

El Grupo Napo[27], quizás es la secuencia más importante en el Oriente Ecuatoriano, consiste de una sucesión de lutitas negras, calizas grises a negras y areniscas calcáreas. La formación varía en espesores menos de 200 metros hasta más de 700 metros, sobreyace concordante a la Hollín por todo el Oriente.[28]

Éste grupo se encuentra divido en las siguientes formaciones:

2.2.5.2.1 Formación Napo Basal

Constituye una megasecuencia transgresiva (Arenisca basal y Caliza «C») y regresiva (Calizas y Areniscas «T») caracterizada por dos máximos de transgresión mayores en las Lutitas Napo basal, de edad Albiano medio temprano (bien expresada solo en el Sur) y base del Albiano superior. Incluye la Arenisca Basal (Hollín Superior), las lutitas negras del Napo inferior, y las Areniscas “T”. Su base está definida por el tope del último banco arenoso masivo de la Formación Hollín y su tope lo constituye el tope del último banco de areniscas masivas de la arenisca “T”. En la zona subandina y en Sur Oriente, el tope de las Areniscas basales comprende un nivel calcáreo llamado Caliza “C”. En las mismas zonas, la parte superior de las lutitas Napo basal está constituida por una secuencia estratocreciente de margas y calizas nombradas Calizas “T”, por su proximidad con las Areniscas “T”.

La edad de las **Areniscas basales y Calizas C** varía entre el Albiano medio temprano (Suroeste) y el Albiano medio tardío (Centro). Desaparecen hacia el Este o Noreste. Por lo tanto, no pueden ser utilizadas como línea de tiempo.[29]

La **Arenisca basal** de la Formación Napo basal no presenta una evolución vertical notable, sino una ligera granodecrecencia asociada a un incremento de la bioturbación y una disminución de la energía promedio de depósito.

---

[27] JAILLARD, Síntesis Estratigráfica y Sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la Cuenca Oriental del Ecuador, p.30
[28] BALDOCK, Geología del Ecuador, p.20
[29] JAILLARD, Síntesis Estratigráfica y Sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la Cuenca Oriental del Ecuador, p.77

La parte inferior está marcada por depósitos finos bioturbados de energía débil y medio confinado, sin fauna marina ni glauconita. Pueden corresponder a depósitos de lagoon o pantano, pero el grado continuo de energía (ondulitas) sugiere un medio de plataforma marina somera.

La parte mediana está caracterizada por cuerpos arenosos glauconíticos de grano y energía decrecientes asociados con niveles más finos bioturbados con estructuras *flaser*, que sugieren un medio tidal. Las barras arenosas representan canales tidales.

La parte superior presenta características de medio marino más abierto y secuencias granocrecientes de progradación, que se puede atribuir a la migración de barras tidales o cordones litorales, o más bien a la progradación de llanuras tidales arenosas.

La **Caliza C** consiste en calizas de ambiente marino confinado. Se han definido dos miembros, en el estudio en la parte superior se presenta una anomalía en la curva de Rayos Gama, posiblemente por la presencia al tope de un nivel de calizas y lutitas negras ricas en materia orgánica debido a la condensación (intervalo transgresivo) a partir de la cual empieza la depositación de las lutitas basales.

Las **Lutitas Napo basal** constituyen una nueva secuencia de transgresión que alcanzó rápidamente un máximo de inundación y está seguida por una evolución regresiva.[30] Son lutitas laminadas, negras y ricas en amonites y bivalvos en la base, mucho más pobres en fósiles más arriba. Tienen un contacto basal muy diacrónico: Albiano medio parte temprana a mediana en el Suroeste, y base del Albiano superior en el Centro y Noreste de la Cuenca. En cambio, su parte superior es una transgresión mayor que constituye una buena línea de tiempo de edad base del Albiano superior. Se dividen en tres partes:

[30] JAILLARD, Síntesis Estratigráfica y Sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la Cuenca Oriental del Ecuador, p.87

La *parte inferior* es mayormente margosa, con delgados bancos de caliza. La base es una superficie endurecida con equinodermos, gasterópodos, amonites, inoceramus, excavados por numerosas madrigueras y bioturbaciones, que indican un ambiente marino abierto durante el hiato submarino. En las margas solo se observa amonites y algunos inoceramus. La microfauna es más abundante en la base, lo que sugiere una tendencia regresiva. En los bancos calcáreos, se observan además restos de peces, gasterópodos, etc., que indican un medio abierto e intraclástos que atestiguan de retrabajamientos. En conjunto la parte inferior de las Lutitas Napo basal parece representar una secuencia de transgresión – regresión poco marcada, en medio de plataforma no muy somera, anóxica excepto durante los pulsos transgresivos. La parte regresiva está marcada por una reducción en el COT (carbón orgánico total)

La *parte media* consiste de apilamientos de secuencias margosas más calcáreas que la anterior, esta a su vez se divide en dos: en su parte inferior la secuencia empieza por bancos de calizas bioturbadas (fauna de ambiente marino somero) con base erosiva irregular y que presentan frecuentes superficies endurecidas al tope, intraclástos retrabajados e impresionantes concentraciones de amonites, mientras que en las margas solo se presentan amonites y pirita, la existencia de foraminíferos bentónicos confirma la posibilidad de un medio no totalmente anóxico. Su parte superior es una sucesión estratodecreciente de lutitas, margas y calizas. La fauna y las bioturbaciones se incrementan hacia arriba, indicando un medio más abierto y probablemente más somero. La parte media de las Lutitas Napo basal está interpretada como una secuencia transgresiva – regresiva de plataforma carbonatada externa. Sin embargo, el ambiente más abierto que la secuencia anterior y el carácter agradacional de la unidad indican un medio más oxigenado y más somero que el anterior, que puede corresponder a la superposición de las secuencias transgresivas en un prisma de borde de plataforma.[31]

[31] JAILLARD, Síntesis Estratigráfica y Sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la Cuenca Oriental del Ecuador, p.106

La *parte superior* de las Lutitas Napo basal es mayormente lutácea y muy rica en agregados de pirita. En su parte inferior, las secuencias unitarias son estratodecrecientes y empiezan con bancos de calizas con base abrupta y retrabajamientos. Estas calizas contienen una fauna de medio relativamente abierto. La parte superior negra es lutácea, muy rica en agregados de pirita, con delgadas intercalaciones de calizas margosas bioclásticas. La parte superior de las Lutitas Napo basal es interpretada como una secuencia de transgresión (parte inferior) que lleva a un nuevo importante máximo de inundación caracterizado por condiciones anóxicas (parte superior).

Las **Calizas T** son una alternancia de margas y calizas arenosas y glauconíticas, fosilíferas y bioturbadas. El cuarzo detrítico y la glauconita se vuelven más abundantes hacia arriba. Las superficies endurecidas (glauconita y fosfato) de la parte mediana contienen amonites del Albiano Superior temprano. En conjunto el predominio de calizas, la fauna diversificada y las bioturbaciones indican un medio de plataforma carbonatada somera y abierta. A gran escala representan la progradación de una plataforma carbonatada que sigue la secuencia regresiva empezada con la transgresión de la base de las lutitas infrayacentes. Solo son conocidas en el Oeste y Sur de la cuenca. Hacia el Este, es probable que pasen lateralmente a formar parte de las Areniscas T. Tienen una edad Albiano superior, parte inferior. Un leve diacronismo de la base de la unidad es posible, pero es despreciable.

Las **Areniscas T** son conocidas en toda la cuenca. Su edad es Albiano superior, parte inferior a mediana. Su base transgresiva parece ser una buena línea de tiempo. En cambio, no está claro todavía si el tope es también una línea de tiempo, ya que los diferentes cuerpos de las Areniscas T (T principal, T superior, etc.) no son fácilmente correlacionables de campo a campo, o de campos a afloramientos.[32]

[32] JAILLARD, Síntesis Estratigráfica y Sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la Cuenca Oriental del Ecuador, p.31

Los núcleos estudiados presentan dos tipos de medio sedimentario y evolución para estas areniscas:

Los primeros consisten en depósitos más bien finos sin glauconita, con predominios de restos vegetales, en secuencias regresivas grano – y estratocrecientes, interpretados como el resultado de una progradación. Los cuerpos progradantes pueden ser interpretados como sistemas de tipo deltaico con muy pocos aportes detríticos, es decir con muy poca influencia fluviátil, lo que es poco compatible con el concepto de delta. En una otra interpretación, se trataría de plataformas lodosas / clásticas costeras con influencias continentales relativamente débiles.

Los segundos son depósitos glauconíticos más gruesos, de energía mayor, con escasa fauna marina, en secuencias más bien grano y estratodecrecientes. Están interpretados como depósitos de playa, o arenas litorales ligadas a corrientes de marea, en ambiente más bien transgresivo.

2.2.5.2.2 Formación Napo Inferior

Sobreyace a la Formación Napo basal, incluye las Calizas “B”, las lutitas “U” y las Areniscas “U”. Su base está definida por el tope del último banco de masivo de areniscas de la Arenisca “T”, que coincide generalmente con la base de un nivel lutáceo intercalado entre las Areniscas “T” y las Calizas “B”. El tope de la Formación Napo inferior lo constituye la base del primer banco calcáreo masivo de la Caliza “A”.

Las **Calizas B** son de edad Albiano superior parte mediana. Solo están conocidas en el Noroeste de la cuenca con una facies laminada y anóxica. Es probable que existan también en la parte Sur y Oeste de la cuenca con una facies diferente, ya que pasan al Perú a depósitos de plataforma carbonatada abierta. Hacia el Este, sea se confunden con el tope de las Areniscas T, sea no se depositaron. Consisten de calizas masivas, muy fosilíferas y bioturbadas, contienen abundantes granos de glauconita e intercalaciones arenosas cuya proporción

disminuye hacia arriba, como en ciertos afloramientos (MIsahuallí y Ongota), presentan una superficie erosional accidentada y perforada sobreyacida por un nivel de arenisca calcárea glauconítica, que representa probablemente una emersión: Expresan un medio de plataforma muy somera, abierta, de buena energía, probablemente costero (influencias terrígenas), y un ambiente transgresivo.

Las **Lutitas U** son de edad Cenomaniano inferior. Son conocidas en toda la cuenca. Corresponde a lutitas negras ligeramente calcáreas, hacia el tope se nota la aparición progresiva de areniscas finas glauconíticas, lutitas calcáreas y escasos bivalvos grandes que indican somerización hacia arriba. El ambiente de depósito es marino relativamente profundo de muy baja energía con tendencia a la anoxia, y menos restringido hacia el tope.[33] La base de las Lutitas «U» representan un máximo de transgresión mayor de edad Albiano terminal o más probablemente Cenomaniano temprano, mientras que su paso gradacional a las areniscas sobreyacientes corresponden al inicio de la progradación siguiente. En Pungarayacu-30, la presencia de superficies de retrabajamiento (límites de secuencias?) hacen sospechar que existan varias secuencias de depósitos menores dentro de las lutitas «U», que no se pudo identificar en las otras secciones.

La **Arenisca U** (Cenomaniano Temprano) 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 desaparecen pasando a una secuencia de composición predominantemente carbonatada con calizas fosilíferas, bioturbadas, arenosas y glauconíticas que alternan con lutitas, limolitas y delgadas areniscas glauconíticas de grano fino.

2.2.5.2.3 Formación Napo Medio

[33] JAILLARD, en GUERRERO, Análisis Estratigráfico Secuencial del Intervalo Albiano Medio Tardío – Cenomaniano Temprano de la Cuenca Oriental Ecuatoriana, p.44

Las calizas de la Formación Napo medio constituyen una nueva megasecuencia de depósito, fundamentalmente de progradación de plataforma carbonatada, cuyo máximo de inundación parece estar constituido por la secuencia inferior.[34]

La **Caliza A** (Turoniano Medio a Turoniano Superior) es subdividida en: una parte inferior caracterizada por una potente sección de calizas micríticas, masivas y laminadas, poco o nada bioturbadas, con cherts y restos de peces, escasos bivalvos y amonites enanos localmente abundantes. Contienen abundante pirita y poco o nada de glauconita y, una parte superior constituida por calizas fosilíferas o intraclásticas. La bioturbación es intensa, contiene abundancia de fósiles (amonites y bivalvos) sugiriendo condensación de la sedimentación. La abundancia de cantos fosfáticos al tope indica un depósito de mar abierto y de baja energía.

La **Arenisca M-2** (Turoniano Superior?) consiste de una sucesión de areniscas muy finas separadas por finas intercalaciones de lutitas calcáreas en el Este de la cuenca. Hacia el Oeste, esta unidad pasa lateralmente a margas arenosas y glauconíticas que culminan con niveles de calizas hacia el tope.

La **Caliza M-2** (Turoniano Tardío) consiste de calizas fosilíferas interestratificadas con lutitas. La parte superior está constituida de calizas margosas fosilíferas bioturbadas.

2.2.5.2.4 Formación Napo Superior

Empieza con un intervalo transgresivo bien desarrollado, rico en materia orgánica (depósitos anóxicos), y sigue con lutitas ricas en organismos planctónicos que representan el de máximo de inundación.

La **Caliza M-1** (Coniaciano Temprano) es una sucesión de calizas, lutitas y margas de un ambiente de plataforma anóxica carbonatada en la base y al tope es una secuencia de plataforma anóxica restringida.

[34] JAILLARD , Síntesis Estratigráfica y Sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la Cuenca Oriental del Ecuador, p.142

La **Lutita M-1** (Santoniano Tardío – Campaniano temprano) son lutitas negras y grises oscuras ricas en materia orgánica con esporádicos lentes calcáreos o limo – arenosos depositados en un ambiente de plataforma marina somera.

La **Limolita M-1** (Campaniano Temprano a Campaniano Medio). 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.

La **Arenisca M-1 Inferior** (Campaniano Medio) son areniscas masivas, gruesas, frecuentemente microconglomeráticas a la base. Pertenecen a un ambiente fluvial y a canales de marea en un ambiente estuarino.

La **Arenisca M-1 Superior** (Campaniano Medio) son areniscas a veces glauconíticas con intercalaciones de lutitas, sobreyacidas por sedimentos pantanosos los cuales forman capas de carbón. El ambiente es estuarino.

El **Miembro Arenisca Tena Basal** (Maastrichtiano Temprano) tiene una litología que varía desde areniscas arkósicas al Este, pasando hacia cuarzo areniscas, cuarzo areniscas arkósicas y cuarzo – areniscas calcáreas en la parte central y Norte. Hacia la zona subandina, se presentan microconglomerados, brechas calcáreas y areniscas cuarzosas. La base de este miembro corresponde a una discordancia regional asociada a un cambio litológico importante. 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.

Barragán[35] propone incluir el Miembro Arenisca Tena Basal como parte de la Formación Napo. De igual forma, Vaca[36] 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.

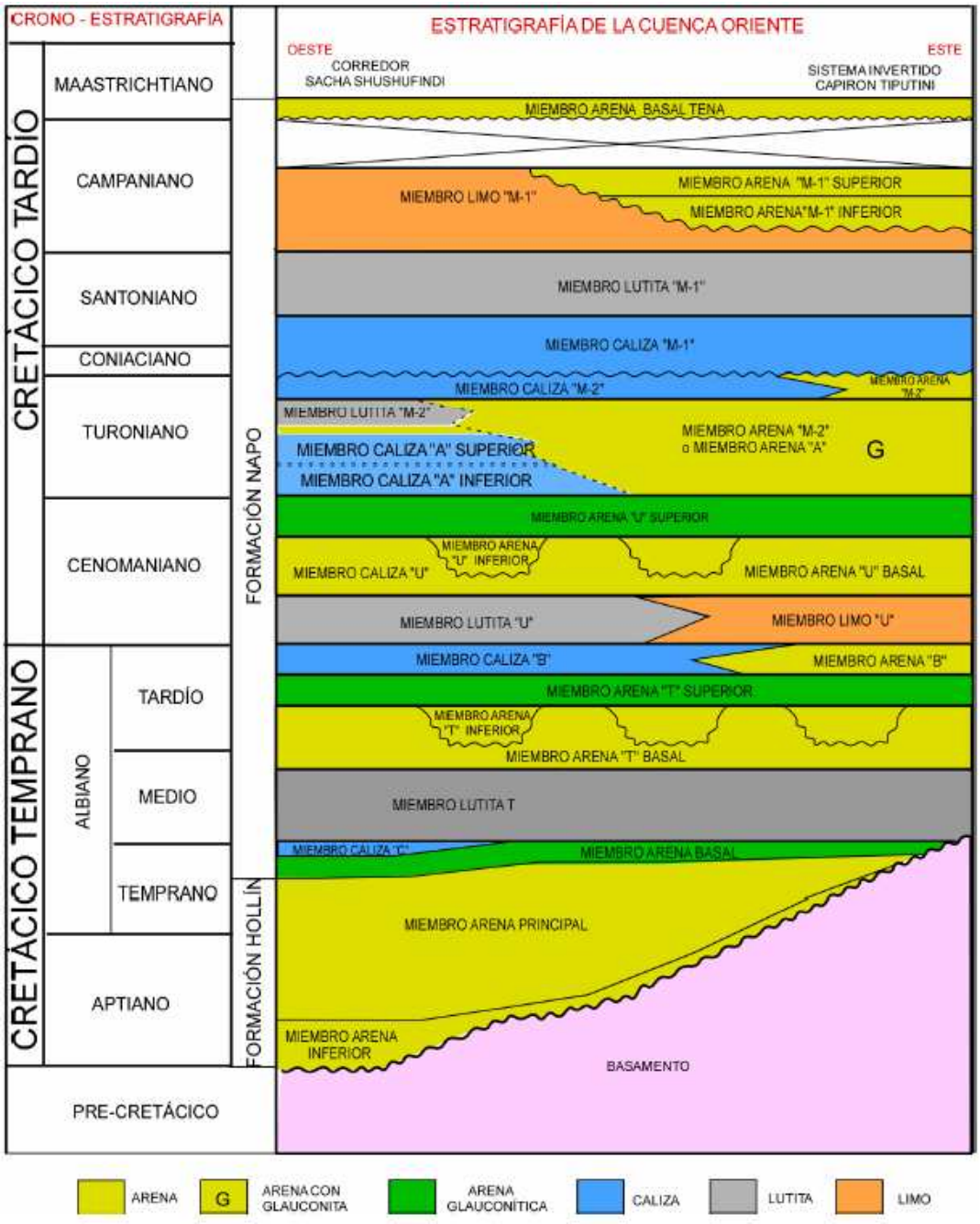


Figura 3. Columna estratigráfica general del Cretácico en la Cuenca Oriente, (Tomado de Vaca, 2004)

[35] BARRAGÁN, en RAMÍREZ, Modelo Depositacional de la Arenisca U en la parte Noroccidental de la Cuenca Oriente, p.
[36] VACA, en RAMÍREZ, Modelo Depositacional de la Arenisca U en la parte Noroccidental de la Cuenca Oriente, p.

2.2.6 CENOZOICO

2.2.6.1 Formación Tiyuyacu

El análisis de las secciones sísmicas del Oriente Ecuatoriano permitió definir una fuerte erosión intra-Tiyuyacu y diferenciar así una formación inferior y otra superior.[37]

El **Miembro Tiyuyacu inferior** está constituido principalmente de conglomerados y en menor proporción de areniscas gruesas y de lutitas. Los conglomerados contienen un 90% de cherts rojizos y angulosos y 10% de cuarzos lechosos y rocas metamórficas. Dichos depósitos están organizados en rellenos de canales complejos.[38] Su base corresponde a una superficie de erosión regional identificada tanto en afloramiento como en superficie.[39]

El **Miembro Tituyacu superior** está formado en su mayoría por conglomerados y en menor proporción por areniscas y lutitas. La base del Miembro superior es también una superficie de erosión a tal punto que en ciertos lugares de la cuenca (cordillera de Shaime), el miembro inferior está completamente erosionado, por lo que el Miembro Tiyuyacu superior sobreyace directamente a la Fm. Tena.

2.2.6.2 Formación Orteguaza

La *Formación Orteguaza* yace sobre la Formación Tiyuyacu Superior y se encuentra debajo de los sedimentos continentales fluviales de la Formación Chalcana. Está constituida de una serie marina somera compuesta por areniscas grises y verduscas, y lutitas gris verdosas a negras. El color negro o gris muy oscuro de las lutitas, su fisilidad y la presencia de nódulos piríticos indican un ambiente reductor, como es el de la plataforma marina interna (zona infratidal).

---

[37] RIVADENEIRA, BABY, La Cuenca Oriente: Estilo Tectónico, Etapas de Deformación y Características Geológicas de los Principales Campos de Petroproducción, p.13

[38] CRISTOPHOUL **et.al**., Dinámica de la Cuenca de Antepaís Oriente desde el Paleógeno. La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo, p.100

[39] **Idem**

En términos de ambiente de depositación, la Fm. Orteguaza muestra una mezcla de ambientes partiendo de una plataforma abierta (lutitas y lutitas bioturbadas), pasando por zonas bajo influencia de mareas (caracterizada por “flaser” y “wavy bedding” hasta una llanura aluvial (canales conglomeráticos al tope).

2.2.7 NEÓGENO Y CUATERNARIO

2.2.7.1 Formación Chalcana

La *Formación Chalcana*, en su parte basal, abarca el equivalente lateral en facies continentales de la Formación Orteguaza y está constituida por arcillolitas rojas con muñecos calcáreos y esporádicas intercalaciones de areniscas conglomeráticas.

2.2.7.2 Formación Arajuno

Esta formación está constituida principalmente por areniscas finas a gruesas, conglomerados intercalados con limolitas y arcillolitas rojizas.[40] Está separada de la Chalcana por un contacto bien definido, aunque hacia el Sur el cambio es más transicional. La Arajuno es una potente secuencia (mas de 1.000 m) con variación litológica y ha sido dividida en tres: una arenisca inferior con conglomerado e intercalaciones de arcillas bentoníticas; una unidad intermedia de arcillas rojizas, yesíferas en la base y tobáceas en la parte superior, y una subdivisión superior de areniscas con lignitos.[41]

2.2.7.3 Formación Chambira

La Formación Chambira es una secuencia no fosilífera de gran espesor (de 1.000 - 1.500 metros) de sedimentos clásticos gruesos, sobreyaciendo la Formación Arajuno y transgrediendo a la Formación Curaray. Se la ha dividido en tres unidades, la intermedia es tobácea, pero la Chambira básicamente consiste de un

[40] RIVADENEIRA, BABY, La Cuenca Oriente: Estilo Tectónico, Etapas de Deformación y Características Geológicas de los Principales Campos de Petroproducción, p.14
[41] BALDOCK, Geología del Ecuador, p.24

abanico de piedemonte y de sedimentos fluviales depositados durante una intensa erosión de la Cordillera al Oeste del Oriente.

2.2.7.4 Formación Curaray

La Formación Curaray está confinada al Este del Oriente, en donde subyace gran parte del terreno o cubierta por jungla bajo las delgadas capas aluviales. La formación consiste de una serie potente de arcillas rojas verdosas y azuladas bien estratificadas, localmente se encuentra yeso, alternando con horizontes de arenisca de grano fino; horizontes tobáceos y carbonáceos-ligníticos son comunes.

2.2.7.5 Formación Mesa

La Formación Mesa (Rotuno) comprende una serie de terrazas disectadas, compuestas de depósitos clásticos de medios a gruesos, derivados de la continua erosión de la Sierra. La formación es más gruesa en la parte Oeste, cerca de la Cordillera (c. 1.000 metros) mientras que al este de la zona subandina es apenas de 100 metros de espesor, aunque todavía se encuentran varios horizontes tobáceos. Las terrazas muestran evidencia de fallamiento y levantamiento y están parcialmente cubiertas por depósitos Cuaternarios posteriores.

2.2.7.6 Formación Mera

La Formación Mera consiste de terrazas más jóvenes (topográficamente inferiores) depósitos compuestos por abanicos de piedemonte del Cuaternario areniscas tobáceas y arcillas, las que postdatan al último período importante de fallamiento y levantamiento y están menos disectadas que las terrazas remanentes de la Formación Mesa (Rotuno). Hacia el este los sedimentos de las terrazas disminuyen en espesor, tamaño del grano y altitud, eventualmente gradan transicionalmente hacia el aluvión del cuaternario parcialmente retrabajado de las cuencas de drenajes actuales.[42]

[42] BALDOCK, Geología del Ecuador, p.24

2.3 MARCO ESTRUCTURAL REGIONAL

Según Rivadeneira y Baby[43], existen dos etapas de estructuración de la Cuenca Oriente previas a la considerada como la que provoca la emersión de la Cordillera Real y la formación de la cuenca de trasarco propiamente dicha como resultado de esfuerzos transpresivos a partir del Cretácico Terminal: la primera desarrollada en el Permo - Triásico que corresponde a un sistema extensivo cuyas estructuras fueron invertidas por un régimen compresivo iniciado en el Turoniano.

Los análisis de secciones sísmicas y datos estructurales de campo permitió a los autores antes citados poner en evidencia tres dominios estructurales controlados por mega-fallas de rumbo, de orientación NNE-SSW.

2.3.1 Dominio Occidental: Sistema Subandino

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, con marcadores cinemáticos que evidencian una tectónica transpresiva con movimientos destrales. Este dominio tectónico se levantó y deformó principalmente durante el Plioceno y el Cuaternario (lahares cuaternarios se encuentran levantados). La morfología y las series sedimentarias implicadas en la deformación conducen a diferenciar, de norte a sur, tres zonas morfo-estructurales.

2.3.1.1 Levantamiento Napo

El levantamiento Napo corresponde a un inmenso domo, limitado al este y al oeste por fallas de rumbo, donde afloran esencialmente las series sedimentarias cretácicas y terciarias de la Cuenca Oriente. El sustrato del Cretácico está constituido por la Formación volcánica Misahuallí (Jurásico medio a superior) en

[43] RIVADENEIRA, BABY, La Cuenca Oriente: Estilo Tectónico, Etapas de Deformación y Características Geológicas de los Principales Campos de Petroproducción, p.14

la parte central y por el granito de Abitagua (de la misma edad en el borde occidental.

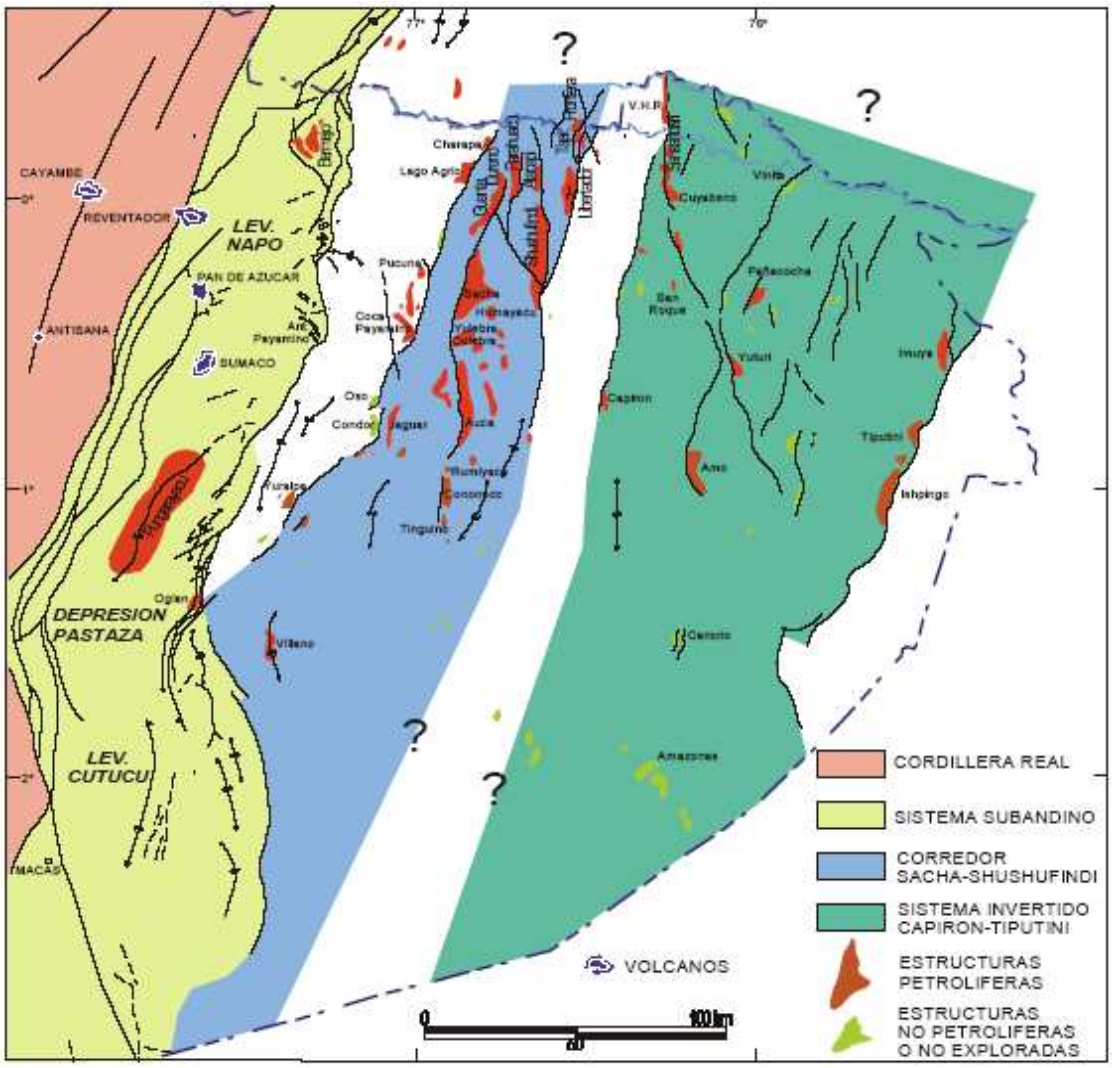


Figura 4. Mapa Tectónico de la Cuenca Oriente (modificado de Rivadeneira y Baby, 1999)

El borde oriental del levantamiento Napo –o frente subandino– está constituido por estructuras compresivas, tipo estructuras en flor positivas[44], que originaron el campo Bermejo y otras estructuras como el anticlinal del río Payamino. El análisis de ciertas secciones sísmicas del borde occidental del campo Bermejo muestran una sedimentación sin-tectónica de la Formación Tena Inferior, que registró probablemente la primera etapa de formación (cretácico Terminal) de las estructuras en flor de frente subandino.

[44] HARDING, en RIVADENEIRA, BABY, La Cuenca Oriente: Estilo Tectónico, Etapas de Deformación y Características Geológicas de los Principales Campos de Petroproducción, p.15

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 del sistema Subandino, se encuentran los volcanes Reventador, Pan de Azúcar y Sumaco.

2.3.1.2 Depresión Pastaza

Corresponde a la zona de transición entre el Levantamiento Napo y el Levantamiento Cutucú, donde afloran esencialmente sedimentos neógenos y cuaternarios

2.3.1.3 Levantamiento Cutucú

Esa parte del Sistema Subandino se caracteriza la aparición de nuevas formaciones pre-cretácicas. En efecto, en el Levantamiento Cutucú afloran esencialmente las formaciones triásicas y jurásicas Santiago y Chapiza.

En la parte sur, a lo largo de la carretera Santiago-Méndez, se interpretó el Levantamiento Cutucú como una estructura en flor. A esa latitud, estudios de campo y foto-interpretaciones muestran que el frente subandino corresponde, en superficie, a un sistema de corrimientos con vergencia este (Cordillera Shaime). Hacia el norte, este sistema de retro-corrimientos cabalga el borde este de la estructura en flor del Levantamiento Cutucú. 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.[45]

2.3.2 El Corredor Sacha-Shushufindi

Abarca los campos petrolíferos más importantes del Ecuador. Fue definido gracias a la construcción de secciones estructurales regionales y a la

[45] PARDO, BABY, en RIVADENEIRA, BABY, La Cuenca Oriente: Estilo Tectónico, Etapas de Deformación y Características Geológicas de los Principales Campos de Petroproducción, p.17

interpretación de numerosas secciones sísmicas. Está deformado 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.

Las mega-fallas de rumbo han funcionado ya en el Precretácico. La sección sísmica. Esas mega-fallas de rumbo han sido reactivadas e invertidas (transpresión dextral) durante el Cretácico Superior, el Terciario y el Cuaternario. Están asociadas durante el Cretácico Superior a la extrusión de cuerpos volcánicos[46]. Aunque todavía no está bien definida la parte sur del Corredor Sacha-Shushufindi, este parece prolongarse hacia el suroeste y aflorar en el levantamiento Cutucú.

2.3.3 Dominio Oriental: Sistema Invertido Capirón-Tiputini

Se trata de un dominio estructural más ancho que el Corredor Sacha-Shushufindi. Las estructuras y campos petrolíferos más importantes se encuentran en el borde oriental (estructuras Tiputini, Tambococha, Ishpingo, Imuya), en el borde occidental (estructuras Cuyabeno-Sansahuari, Capirón), también en la parte central (estructuras Pañacocha, Yuturi, Amo). El estilo de la deformación (estructuras oblicuas en “échelon“, fallas verticales en superficie) expresa, como en el Corredor Sacha-Shushufindi, un régimen tectónico en transpresión destral. El sistema invertido Capirón-Tiputini corresponde a la inversión de una cuenca extensiva estructurada por fallas lístricas, diferente de la cuenca Sacha-Santiago del Corredor Sacha-Shushufindi, y probablemente de edad permo triásico. Esa inversión provocó un importante levantamiento de la parte oriental de la cuenca a partir del Eoceno como lo muestran ciertas secciones sísmicas donde estructuras eocénicas están erosionadas y selladas por la base de la Formación Tiyuyacu Superior.

[46] BARRAGÁN **et.al**., en RIVADENEIRA, BABY, La Cuenca Oriente: Estilo Tectónico, Etapas de Deformación y Características Geológicas de los Principales Campos de Petroproducción, p.18

2.4 ETAPAS DE DEFORMACION

2.4.1 Extensión Precretácica

Globalmente, el Precretácico se desarrolla hacia el sur-suroeste 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 están invertidos durante el Cretácico Superior 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 esencialmente a las formaciones Sacha-Santiago en el Corredor Sacha-Shushufindi y probablemente a conglomerados permo-triásicos (Formación Mitu del Perú) en el Sistema Invertido Capirón-Tiputini; el sustrato está constituido de sedimentos paleozoicos.

2.4.2 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. Los datos analizados hasta ahora no permiten definir precisamente la geometría y la cinemática de estas fallas. La mayoría de estas pequeñas fallas fue invertida durante las etapas de deformación compresivas posteriores. Controlaron probablemente la sedimentación de ciertos cuerpos arenosos actualmente conocidos como excelentes reservorios.

2.4.3 Inversión Napo Medio – Tena Inferior (Turoniano a Maastrichtiano)

La primera etapa de deformación compresiva, que calificamos de inversión tectónica en régimen transpresivo dextral, se produjo durante la sedimentación de los miembros Napo Medio y Superior y de la Formación Tena Inferior.

Muchas estructuras de la parte oriental de la cuenca presentan variaciones de espesor en la Formación Tena debidas a una fuerte erosión de la Tiyuyacu Basal.

En la parte oeste de la cuenca, donde la Formación Tena es más completa – menos erosionada – las estructuras como Bermejo presentan una deformación sin-sedimentaria en la Tena Inferior que registró este evento de deformación transpresiva.

La mayoría de los campos productores del Oriente Ecuatoriano están afectados por esta primera etapa de deformación que coincide con la fase de deformación compresiva Peruana descrita más al sur por Jaillard[47].

2.4.4 Inversión Tiyuyacu Inf. (Eoceno Inferior)

El análisis de la sísmica a nivel regional ha permitido definir una superficie de erosión intra-Tituyacu y así una nueva formación llamada Tituyacu Superior.

Esa superficie de erosión provoca variaciones de espesor de la Tituyacu Inferior en los flancos de muchas estructuras como Cuyabeno-Sansahuari o VHR y delimita así una deformación pre-Tiyuyacu Superior.

Se trata de una deformación sin-sedimentaria en la Tiyuyacu Inferior que confirma la importancia de esta segunda etapa de deformación transpresiva – probablemente de edad eoceno inferior – que marca el inicio de una importante subsidencia en la Cuenca Oriente.

2.4.5 Inversión Plioceno – Cuaternario

Es la última y una de las principales etapas de inversión tectónica de la Cuenca Oriente. Es responsable del levantamiento del Sistema Subandino y levanta toda la columna sedimentaria de la Cuenca Oriente, hasta lahares y terrazas aluviales cuaternarias que hemos podido observar tanto en el campo como en imágenes radar.

[47] JAILLARD, GIL, en RIVADENEIRA, BABY, La Cuenca Oriente: Estilo Tectónico, Etapas de Deformación y Características Geológicas de los Principales Campos de Petroproducción, p.20

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

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

CAPÍTULO 3
CONCEPTOS BÁSICOS DE AMBIENTES SEDIMENTARIOS Y ESTRATIGRAFÍA 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 LOS AMBIENTES FLUVIALES

La carga de los ríos se ha clasificado en: carga de fondo, carga mezclada y carga suspendida.[48]

Los canales en vista de planta se pueden caracterizar en dos formas. La primera forma utiliza el concepto de sinuosidad, que está 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.

[48] SCHUMM, en READING, Depositional Sedimentary Environments, p.42

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 este 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

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 con 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” está comúnmente cortado por canales subsidiarios denominados “chutes”. Estos pueden captar la descarga permanentemente y el canal original es abandonado.

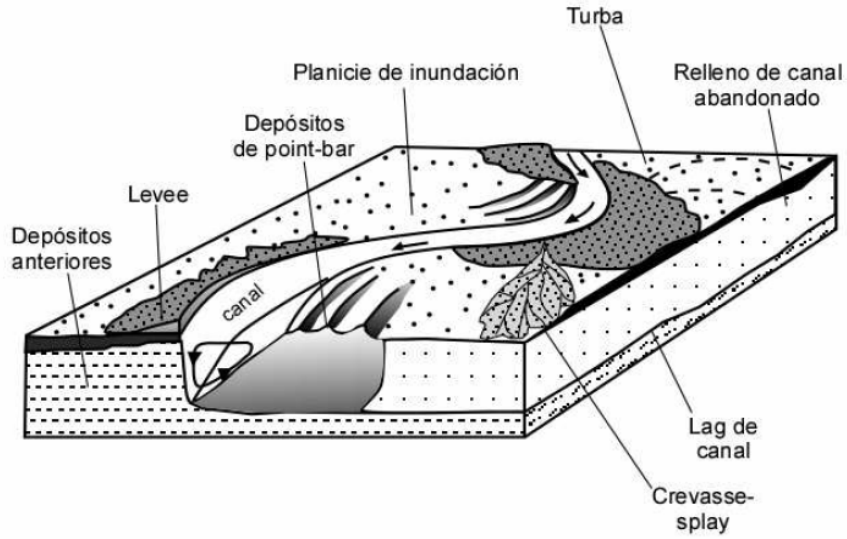


Figura 5. Modelo clásico de “point bar” por depositación de un río meándrico (Tomado de Reading, 2005)

3.2.1.3 Ríos de carga suspendida

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.

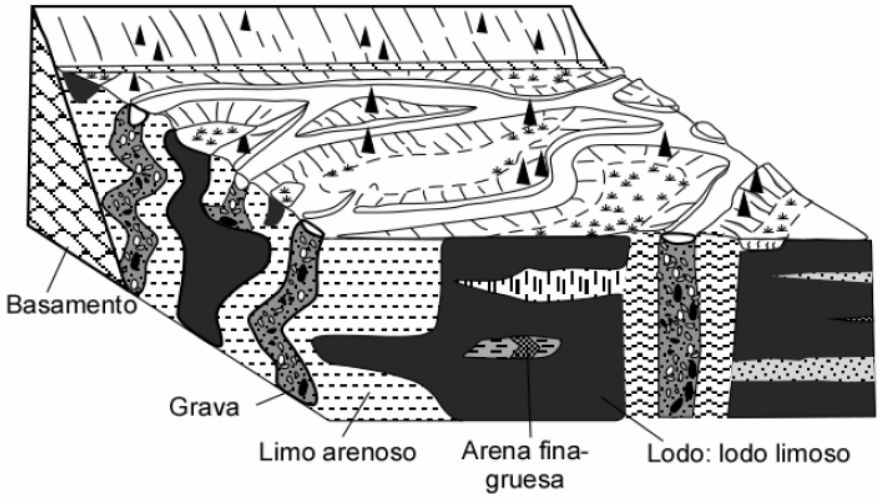


Figura 6. Modelo Tri-dimensional de la distribución de facies en un sistema de canales anastomosados. (Tomado de D.G. Smith & Smith, 1980 en Reading, 2005)

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 splays”) y llanuras de inundación.

3.2.2.1 “Levees” y “Crevasse Splays”

Los “leeves” 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 “leeves” 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 splays”), que se caracterizan por pequeños niveles lenticulares de arenas alternados con limos y arcillas.

3.2.2.2 Llanura 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 las 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 facies 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 el 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 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.

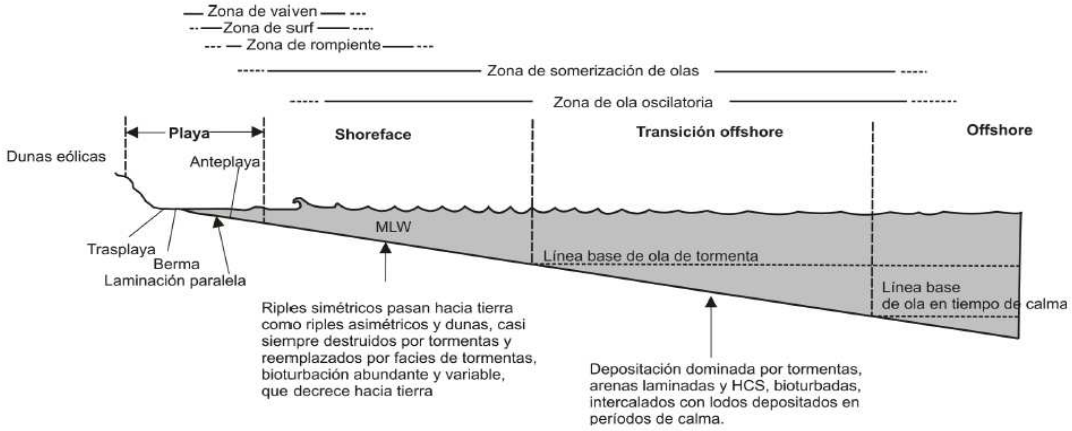


Figura 7. Esquema mostrando las principales zonas, transiciones y estructuras dentro de la plataforma costera. HCS: Estratificación cruzada tipo “hummocky”. (Tomado de Reading, 2005)

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.[49]

El “foreshore” intermareal o anteplaya está expuesto a la mayoría de las mareas, por lo que está 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 acarrean sedimentos hacia tierra, para ser transportadas por el viento.

La subida y caída de las mareas 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 la orientación de los reservorios de petróleo. La morfología de las líneas de costa refleja la interacción entre el suministro de sedimentos y los procesos de retrabajamiento de 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

[49] HOWARD & REINECK, en READING, Depositional Sedimentary Environments, p.160

lobuladas o hasta deltas alongados a medida que el aporte fluvial incrementa en comparación con los efectos del oleaje.

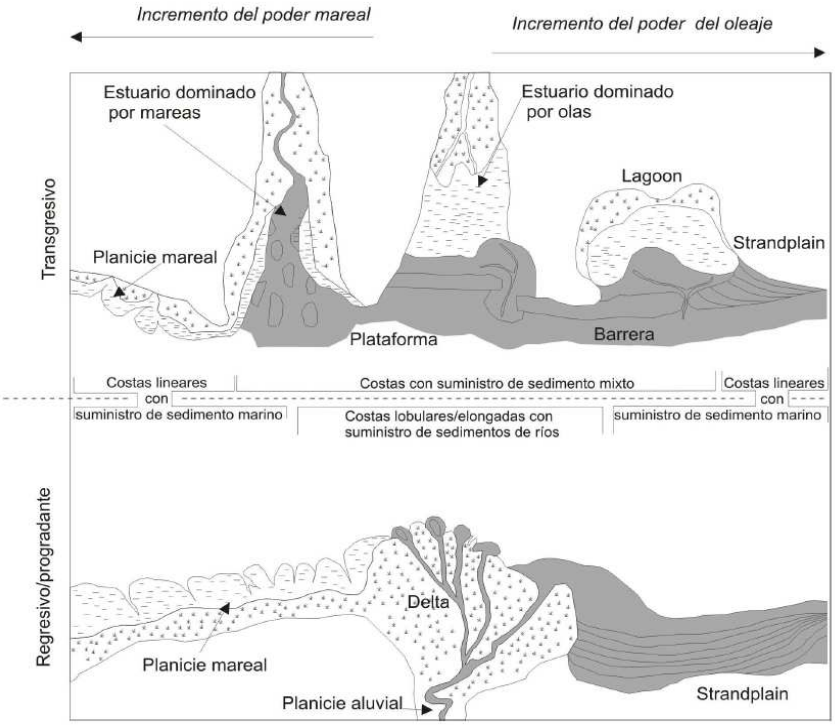


Figura 8.Vista en planta de las costas transgresivas y regresivas/progradacionales bajo condiciones variables del poder mareal y del poder del oleaje y del suministro de sedimento marino o fluvial (Basado en Howard 1981; Boyd, Dalrymple y Zaitlin, 1992 en Reading , 2005)

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.[50]

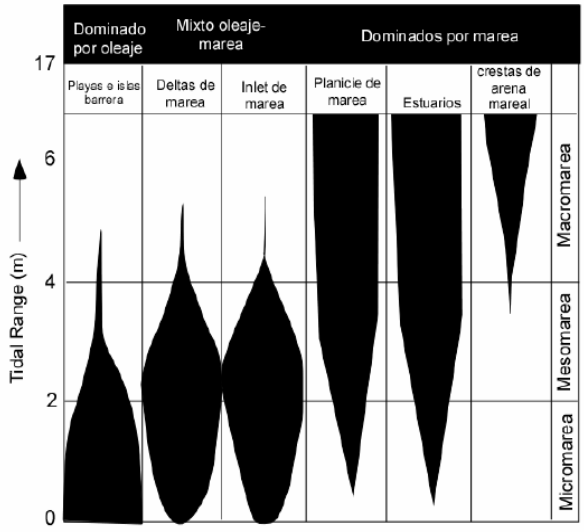


Figura 9. Tipos de línea de costa, clasificadas con respecto al rango mareal y la subdivisión en grupos dependiendo del dominio del olaje o mareal. (Tomado de Hayes, 1975, 1979 en Reading, 2005)

[50] HAYES, en READING, Depositional Sedimentary Environments, p.166

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.

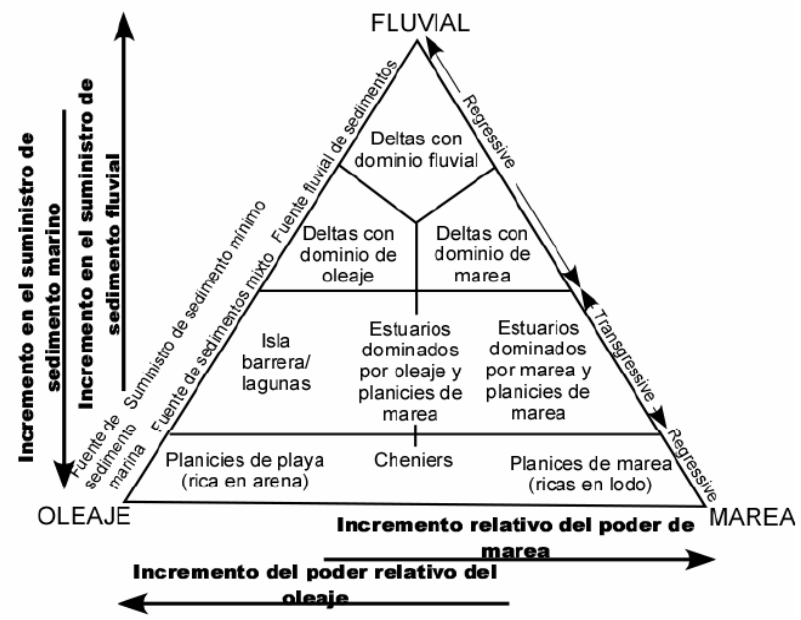


Figura 10. Diagrama ternario de clasificación basado en los procesos para todos los sistemas costeros excepto los sistemas de grano grueso (modificado de Dalrymple, Zaitlin & Boy, 1992). Es un diagrama extendido en la parte inferior del Diagrama de Deltas de Galloway (1975) para incluir sistemas costeros adicionales. (Tomado de Reading, 2005)

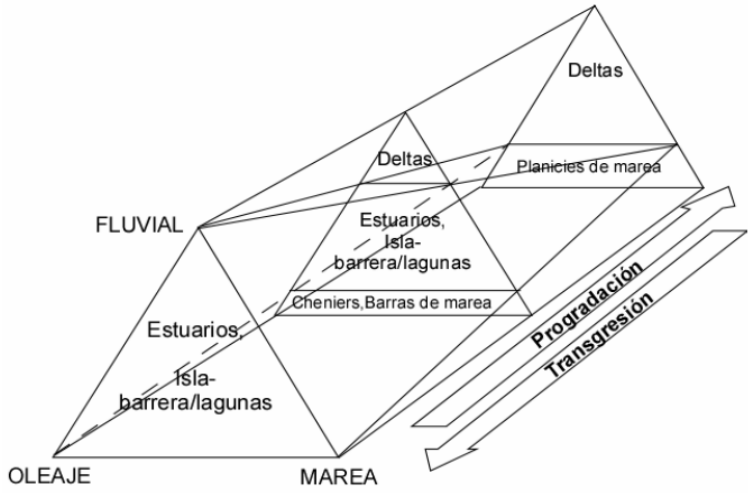


Figura 11. Modelo de la evolución de los ambientes costeros a medida que el nivel relativo del mar y el suministro de sedimentos cambian para dar paso a transgresiones y regresiones. El triángulo central es similar al de la figura anterior. Mientras la progradación crece, los estuarios dan paso a los 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 la línea 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 del sedimento y retrabajamiento existente.

Los sedimentos deltáicos están caracterizados por lodo, limo y arena. La morfología está caracterizada por gradientes moderados a bajos. Ambas características permiten que la efectividad de los procesos de retrabajamiento en la cuenca sea 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 está 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. 12):

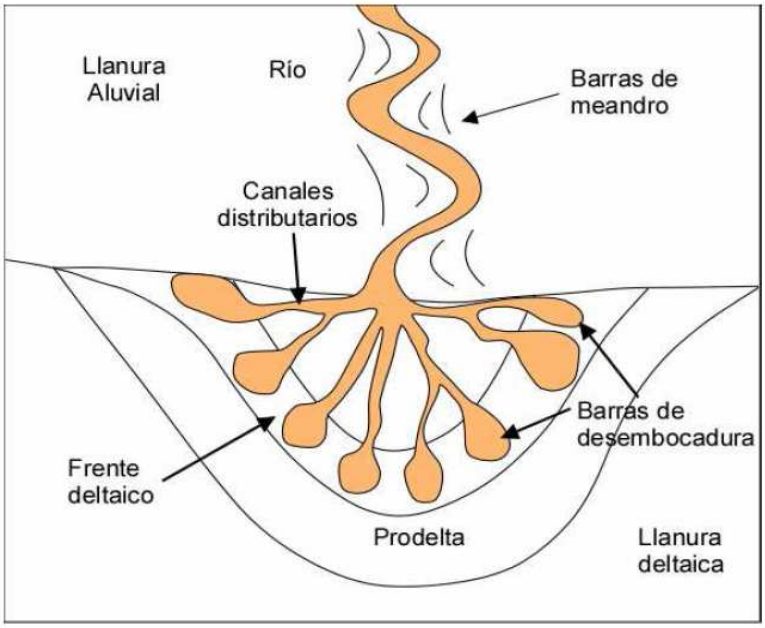


Figura 12. Principales componentes morfológicos y sedimentarios comunes a los deltas (Coleman 1965, 1982; Modificado en Jaillard, 1993)

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 Deltaico

La zona de interacción entre los procesos fluviales y de la cuenca es llamada frente deltaico. 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 Silicicláticas 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-barreras.

La isla barrera se desarrolla en un ambiente dominado por oleaje, y está separada de la playa por una laguna paralela a la misma. Los sistemas de lagunas/islas barrera está 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 sobreponen 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 lagunares 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.[51] Los deltas de reflujo se forman hacia el mar abierto en la boca de los canales, particularmente en ambientes con dominio de marea.[52]

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".[53]

---

[51] HUBBARD, OERTEL y NUMMEDAL, en READING, Depositional Sedimentary Environments, p.216
[52] **Idem**
[53] PITCHARD, en READING, Depositional Sedimentary Environments, p.217

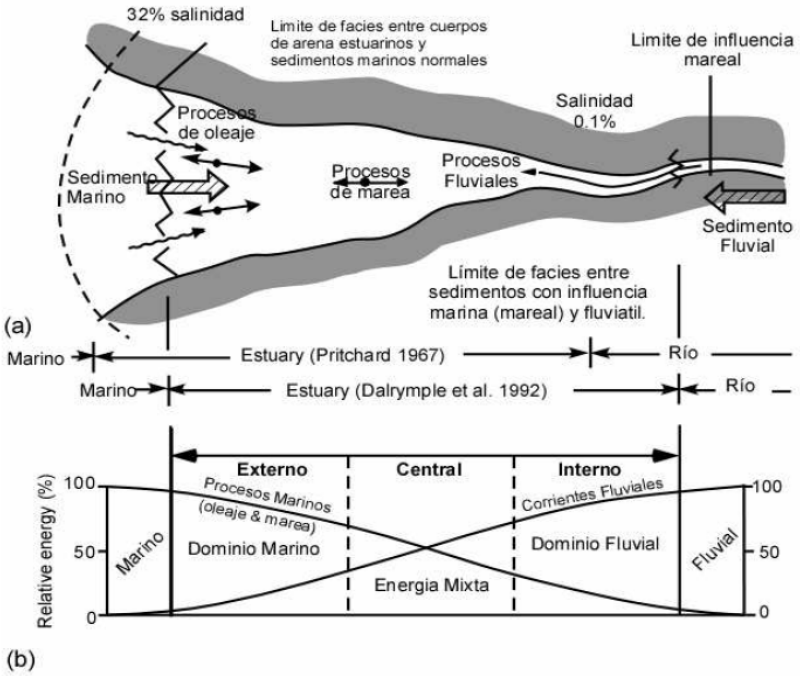


Figura 13. Representación esquemática de (a) un estuario según Pritchard (1967 en Reading, 2005) y Dalrymple, Zaitlin & Boyd (1992) y el patrón de transporte neto de material de fondo. (b) Distribución de los procesos físicos que operan los estuarios, y de la zonación de facies tripartita (Dalrymple, Zaitlin & 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).

Un estuario es definido[54] "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 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:

[54] DALRYMPLE, ZAITLIN & BOYD en READING, Depositional Sedimentary Environments, p.217

- Una zona exterior, presenta alta energía y está 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.[55]

Existen dos tipos extremos de estuario, que son diferenciados en base al proceso marino que predomina

Estuarios dominados por oleaje. Las tres zonas, de las que está 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 está conformado por “shoals” o barras subaéreas o subacuáticas transgresivas, sobre los que se construye una barrera de playa cortada por uno o más “inlets” o canales de marea. Los deltas de flujo de marea, son deltas progradantes, se forman por una influencia mareal moderada.

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

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

[55] DALRYMPLE, ZAITLIN Y BOYD en READING, Depositional Sedimentary Environments, p.217

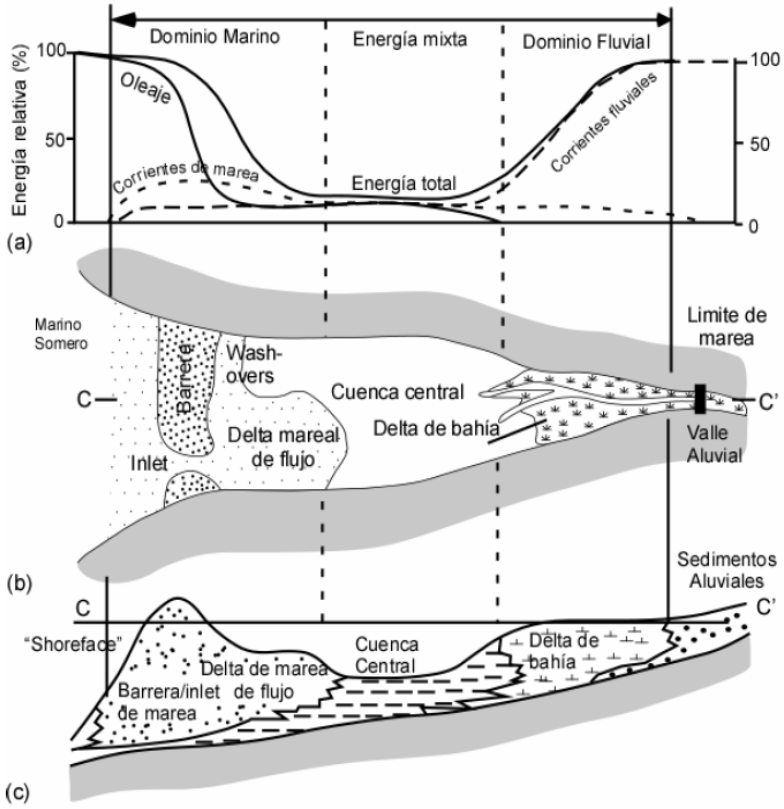


Figura 14. Distribución de un estuario dominado por oleaje de (a) los tipos de energía, (b) componentes morfológicos y (c) facies sedimentarias. (Tomado de Dalrymple, Zaitlin & Boyd (1992) en Reading, 2005)

Estuario dominado por marea. 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 alongadas, 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, conformada por un canal simple con baja sinuosidad.

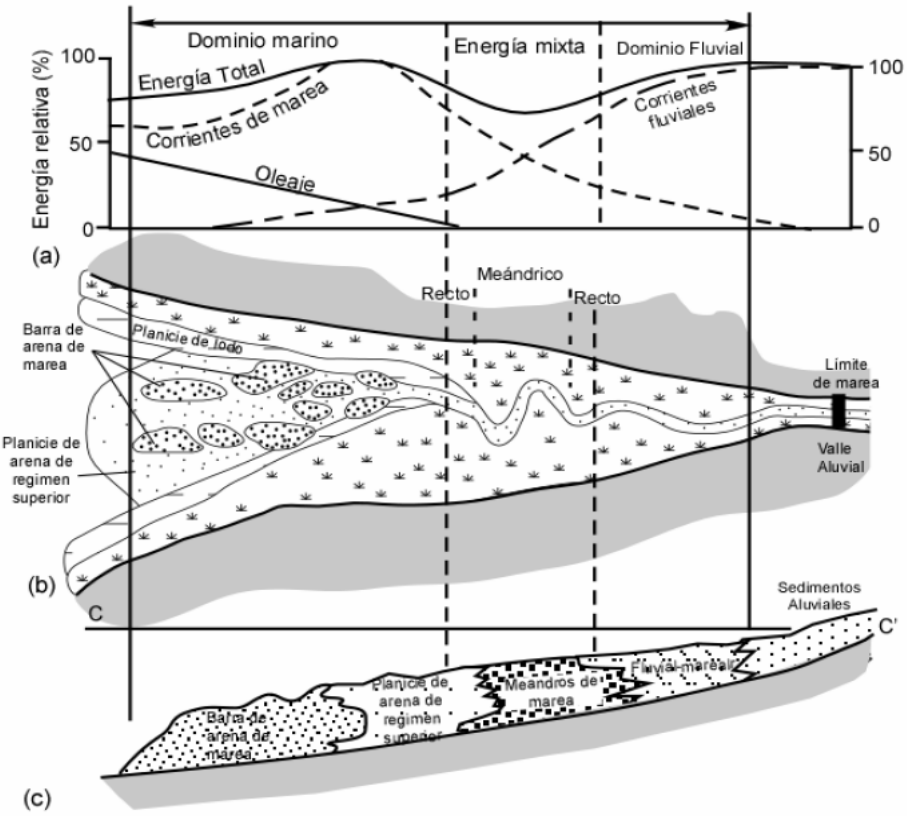


Figura 15. Distribución de un estuario dominado por marea de (a) los tipos de energía, (b) componentes morfológicos y (c) facies sedimentarias. (Tomado de Dalrymple, Zaitlin & Boyd (1992) en Reading, 2005)

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. 1-0.1º), 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 REGÍMENES 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 está principalmente controlada 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

Está 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 alongadas, con dunas subacuosas de gran escala, que se depositan en las desembocaduras de estuarios.[56] Estos cuerpos pueden exhibir capas 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 ser representadas por superficies de erosión o superficies de ravinamiento.

Depósitos de arena mareal de plataforma abierta. Estos depósitos desarrollan formas de estratificación característica 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 base 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 mas reciente se dice que es: "el reconocimiento y correlación de superficies estratigráficas las cuales representan cambios en las tendencias depositacionales en rocas sedimentarias. Tales cambios fueron generados por la

[56] VAN DEN BERG, NIO & YANG, en READING, Depositional Sedimentary Environments, p.240

interacción de sedimentación, erosión y oscilación del nivel de base y son ahora determinados por análisis sedimentológico y relaciones geométricas."[57]

3.5.2 SUPERFICIES ESTRATIGRÁFICAS

3.5.2.1 Límite de Secuencia, es una no – conformidad y su relativa 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[58]. Un límite de secuencia separa todos los estratos bajo el límite erosivo, de todos los estratos sobre el límite[59] y tiene un significado cronoestratigráfico.

3.5.2.2 No conformidad, es una superficie que separa estratos mas jóvenes de estratos mas viejos, a lo largo de la 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 Superficies 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[60].

---

[57] EMBRY, en CATUNEANU, Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls, p.5
[58] VAIL **et.al.,** VAIL & TODD, VAIL **et.al.,** HAQ **et.al.,** en RAMÍREZ, Modelo Depositacional de la Arenisca U en el Centro – Noroccidente de la Cuenca Oriente, p.52
[59] MITCHUM en RAMÍREZ, Modelo Depositacional de la Arenisca U en el Centro – Noroccidente de la Cuenca Oriente, p.52
[60] VAN WAGONER **et.al.,** en RAMÍREZ, Modelo Depositacional de la Arenisca U en el Centro – Noroccidente de la Cuenca Oriente, p.52

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 cronoestratigráfico utilizado a escala regional y local.

Sección Condensada, es una unidad estratigráfica marina de pequeño espesor, caracterizada por tasas depositacionales muy bajas. Contiene concentraciones anómalas de glauconita, organismos planctónicos, fosfatos y minerales exóticos, y está representada por superficies glauconitizadas/fosfatizadas comúnmente asociadas con superficies endurecidas[61].

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[62].

3.2.5.8 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,

[61] BAUM & VAIL, en RAMÍREZ, Modelo Depositacional de la Arenisca U en el Centro – Noroccidente de la Cuenca Oriente, p.53
[62] VAN WAGONER **et.al.,** Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores and Outcrops, p.10

dependiendo de la razón existente entre la tasa de acomodación y la tasa de depositación[63].

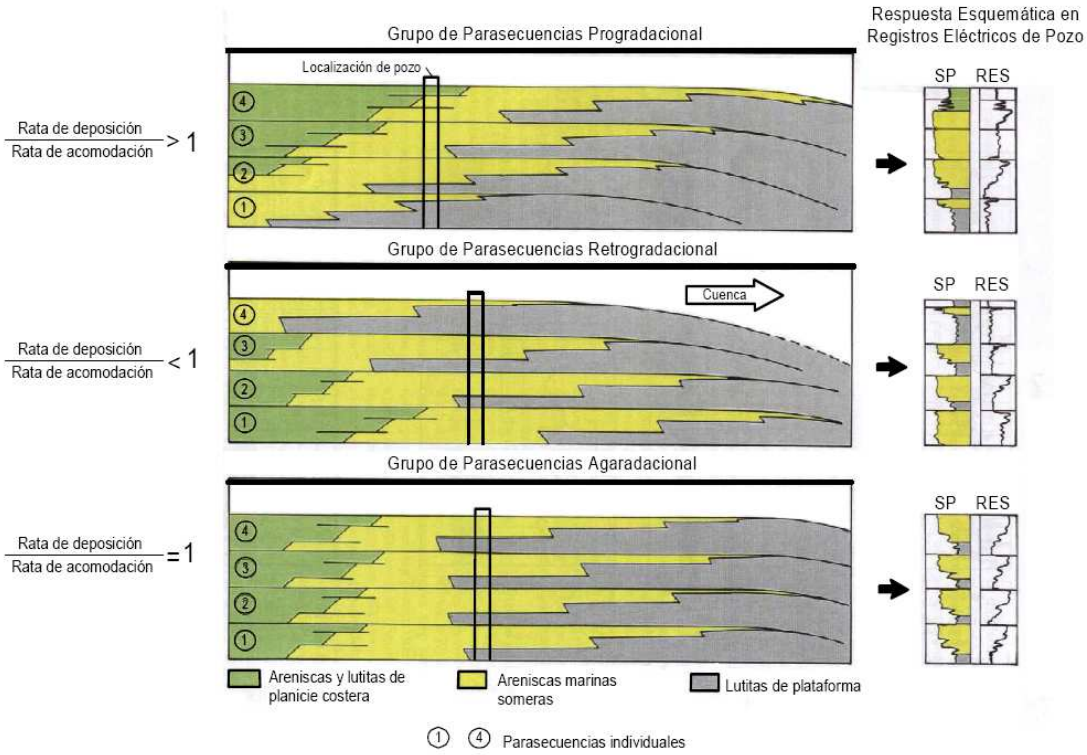


Figura 16. Patrón de apilamientos de grupos de parasecuencias y su respuesta esquemática en registros eléctricos de pozos. (Tomado de Van Wagoner et al., 1990).

3.5.2.9 Secuencia, Es una sucesión relativamente concordante de estratos relacionados genéticamente limitados por discontinuidades y sus conformidades correlativas[64]. Las parasecuencias y grupos de parasecuencias son las unidades fundamentales que forman las secuencias.

3.5.3 CORTEJOS SEDIMENTARIOS (SYSTEM TRACKS)

Los cortejos sedimentarios (*system tracks)* son secuencias depositacionales y son interpretados mediante patrones estratales de apilamiento, posición dentro de la

[63] VAN WAGONER **et.al.,** en RAMÍREZ, Modelo Depositacional de la Arenisca U en el Centro – Noroccidente de la Cuenca Oriente, p.53
[64] MITCHUM en RAMÍREZ, Modelo Depositacional de la Arenisca U en el Centro – Noroccidente de la Cuenca Oriente, p.53

secuencia y tipos de superficies o límites, y se les asigna posiciones particulares dependiendo de las fluctuaciones eustáticas[65].

- *Prisma de Bajo Nivel (PNB).-* El prisma de bajo nivel esta limitado por una inconformidad subaérea y su conformidad correlativa marina a la base y por la máxima superficie regresiva al tope. Este se forma durante la etapa temprana de ascenso del nivel de base cuando la tasa de ascenso es sobrepasada por la tasa de sedimentación (en el caso de regresión normal). El *PNB* incluye la fracción de sedimentos más gruesos en ambas secciones, marina y no marina. Constituye, la parte superior de un perfil con engrosamiento hacia arriba en la parte marina, y la parte inferior de un perfil con afinamiento hacia arriba en estratos no marinos.

- *Intervalo Transgresivo (IT).-* El prisma transgresivo está limitado por la superficie de máxima regresión a la base y por la superficie de máxima inundación al tope. Este prisma se forma durante la porción de ascenso del nivel de base cuando la rata de ascenso sobrepasa la tasa de sedimentación. Este puede ser reconocido desde el diagnóstico patrón de apilamiento retrogradante, lo cual resulta en perfiles de afinamiento hacia arriba en ambas sucesiones marinas y no marinas.

- *Prisma de Alto Nivel (PAN).-* El prisma de alto nivel está limitado por la superficie de máxima inundación a la base y por una superficie compuesta al tope que incluye inconformidades subaéreas, la superficie regresiva de erosión marina y la superficie basal de regresión forzada. Este corresponde a la etapa final de ascenso del nivel del mar durante el cual la tasa de ascenso se mueve bajo la tasa de sedimentación, generando una regresión normal de la línea de costa.

- *Prisma de Etapa de Caída.-* El prisma de etapa de caída incluye todos los estratos que se acumulan durante la caída del nivel de base en la porción marina de la cuenca, al mismo tiempo, con la formación de la

[65] CATUNENU, Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits and pitfalls, p.20

inconformidad subaérea tierra adentro relacionada a la línea de costa. Diagnósticos para este prisma, son los depósitos marinos someros con rápidamente progradantes y clinoformes patrones de apilamiento, los cuales son equivalentes en edad con abanicos submarinos profundos.

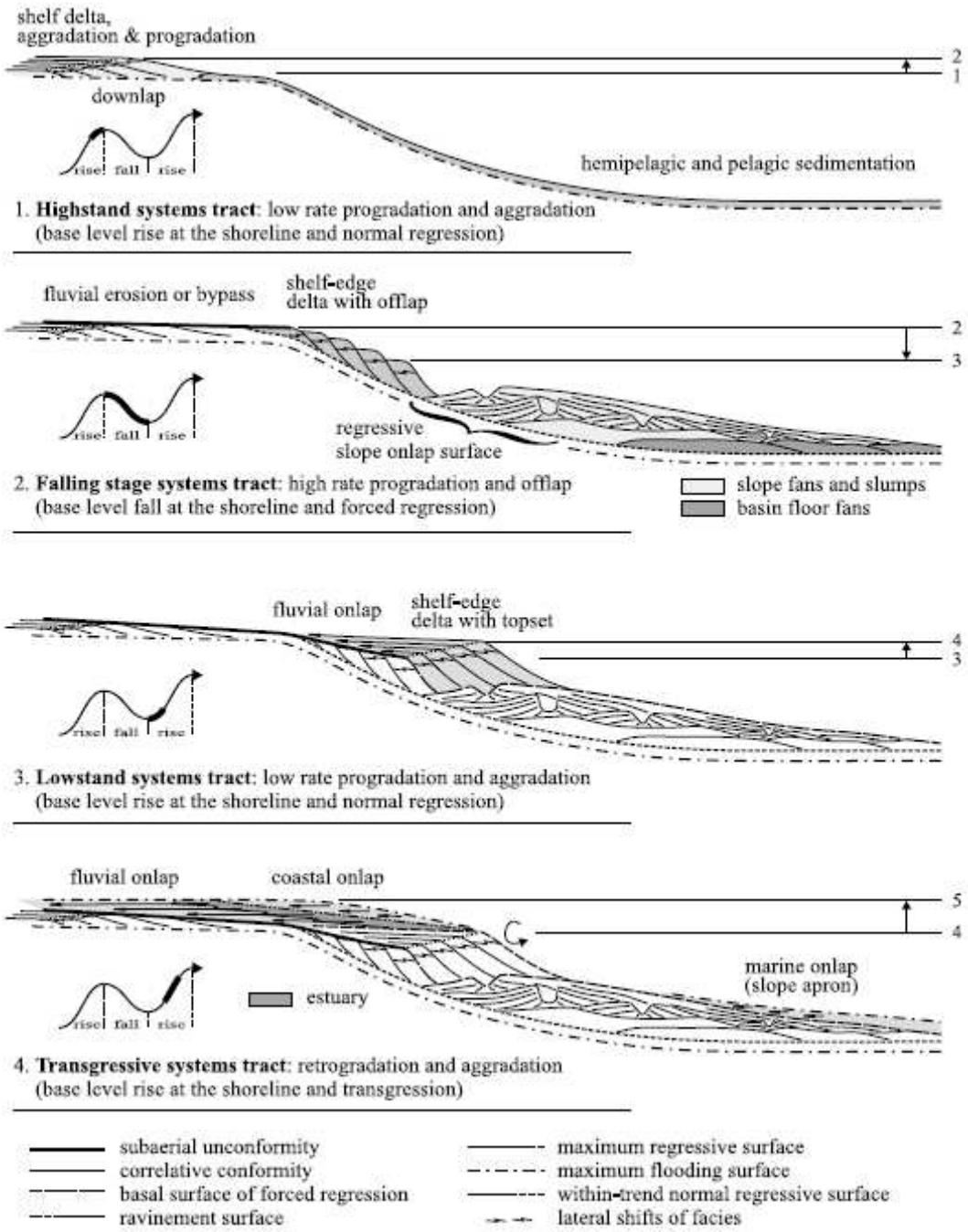


Figura 17. Arquitectura regional de sistemas depositacionales, prismas y superficies estratigráficas. Note que los prismas están definidos por patrones de apilamiento estratales y superficies limitantes, con períodos de tiempo inferidos relacionados a la curva de nivel de base en la línea de costa.

3.5.4 MODELO 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, 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 sedimentarías subyacentes (por ejemplo, en zonas que no 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.

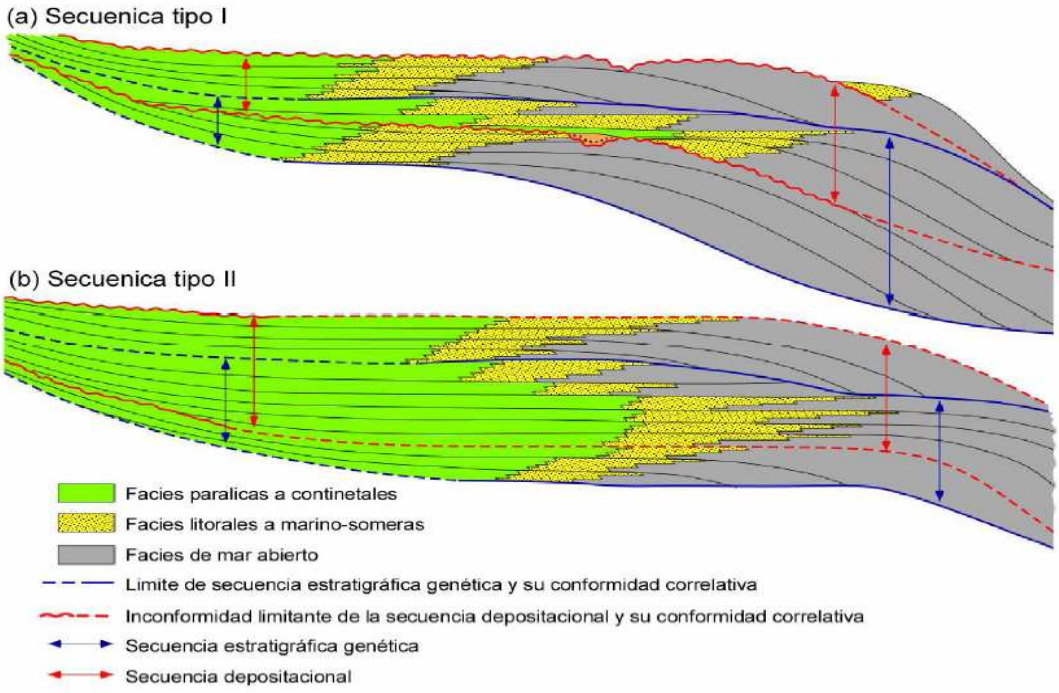


Figura 18. Comparación entre los límites de secuencia depositacional y límites de secuencias genéticas usando como modelo las secuencias de Exxon de Tipo 1 (a) y Tipo 2 (b). La metodología de Exxon (Posamantier et al., 1998) le concede un énfasis especial a las superficies erosivas y sus conformidades correlativas (en rojo), que pueden ser importantes cuando el nivel de relativo del mar cae por debajo del borde de plataforma (Secuencia Tipo I), pero no tan evidentes cuando la caída relativa del nivel del mar no llega a estar 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.

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. Estas superficies suelen coincidir con máximos de arcillosidad y formación de *hard-ground*s 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 de que en zonas más proximales que pueden llegar a quedar emergidas durante las fases de caída relativa del nivel del mar, estas superficies pueden no ser evidentes e incluso pueden desaparecer por erosión.

3.5.5 ORDEN DE CICLICIDAD DE LAS SECUENCIAS SEDIMENTARIAS

3.5.5.1 Ciclo. Es un período 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[66].

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[67].

Según Duval, 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 más jóvenes traslapan los mas antiguos hacia el continente) y “offlap” (donde los estratos mas

[66] VAN WAGONER, en RAMÍREZ, Modelo Depositacional de la Arenisca U en el Centro – Noroccidente de la Cuenca Oriente, p.57
[67] DUVAL, en RAMÍREZ, Modelo Depositacional de la Arenisca U en el Centro – Noroccidente de la Cuenca Oriente, p.57

jóvenes traslapan los más antiguos hacia el mar) sedimentarios de los supercontinentes. Estos son considerados a ser controlados por tectono – eustasia.

- *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.

- *Tercer Orden (0.5 – 3 Ma.).-* Representan la base de la estratigrafía secuencial, porque 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 a ser controlados por glacio – eustatismo, aunque otros mecanismos tectónicos son posibles.

- *Secuencia Compuesta* es un término, algunas veces usado, para describir secuencias de segundo y tercer orden que forman parte de órdenes de secuencias mayores.

- *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.

- Vail[68] definió también el orden de las secuencias de la siguiente forma (Ver Tabla 1)

[68] VAIL, Modelo Depositacional de la Arenisca U en el Centro – Noroccidente de la Cuenca Oriente, p.57

Orden de Ciclo Eustático/ Tectono-Eustático	Unidad de Estratigrafía	Duración (Ma)	Amplitud Relativa	Tasa Relativa
Primero		>100	50 - 100	> 1
Segundo	Supersecuencia	10 – 100	50 - 100	1 – 3
Tercero	Secuencia deposicional	1 – 10	50 - 100	1 – 10
Cuarto	Secuencia de alta energía, parasecuencia y set de ciclos.	0,1 - 1	1 – 150	40 - 500
Quinto	Parasecuencia, ciclos de alta frecuencia.	0,01 – 0,1	1 – 150	60 - 700

Tabla 1. Jerarquía de Ciclos (Vail, 1987)

3.5 CONCEPTO DE ICNOFACIES

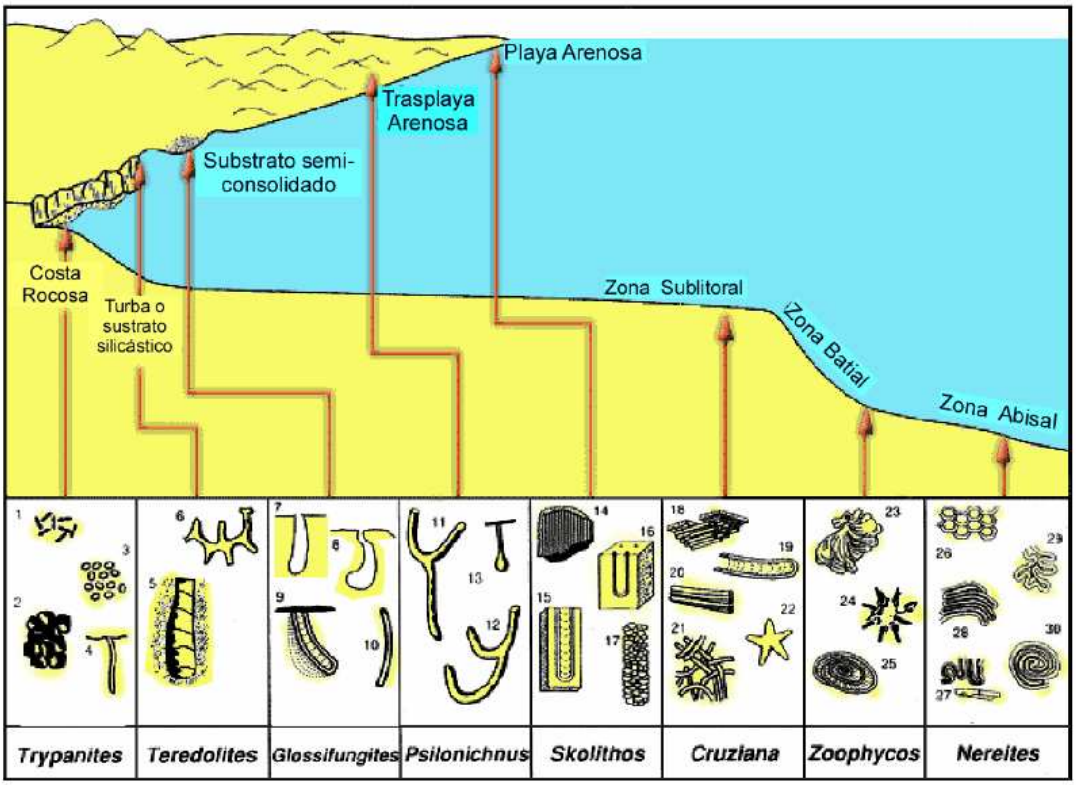
Las trazas fósiles son perturbaciones sedimentológicas o litológicas debido a la actividad de animales o plantas mientras descansan, se mueven o comen. A menudo el organismo que produce la traza es desconocido. Dado que las trazas fósiles reflejan actividad, diferentes organismos realizando la misma 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 incofacies marinas comunes

Trazas fósiles tipicas incluyen: 1) Caulostrepsis; 2) Entobia; 3) echinoid borings; 4) Trypanites; 5) Teredolites; 6) Thalassinoides; 7, 8) Gastrochaenolites or related genera: 9) Diplocraterion (Glossifungites); 10) Skolithos; 11,12) Psilonichnus; 13) Macanopsis; 14) Skolithos; 15) Diplocraterion; 16) Arenicolites; 17) Ophiomorpha; 18) Phycodes; 19) Rhizocorallium; 20) Teichichnus; 21) Planolites; 22) Asteriacites; 23) Zoophycos; 24) Lorenzinia; 25) Zoophycos; 26) Paleodictyon; 27) Taphrhelminthopsis; 28) Helminthoida; 29) Cosmorhaphe; 30) Spirorhaphe.

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 determina cuales trazas ocurrirán en determinados sitios.

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. 19). La diversidad es baja.

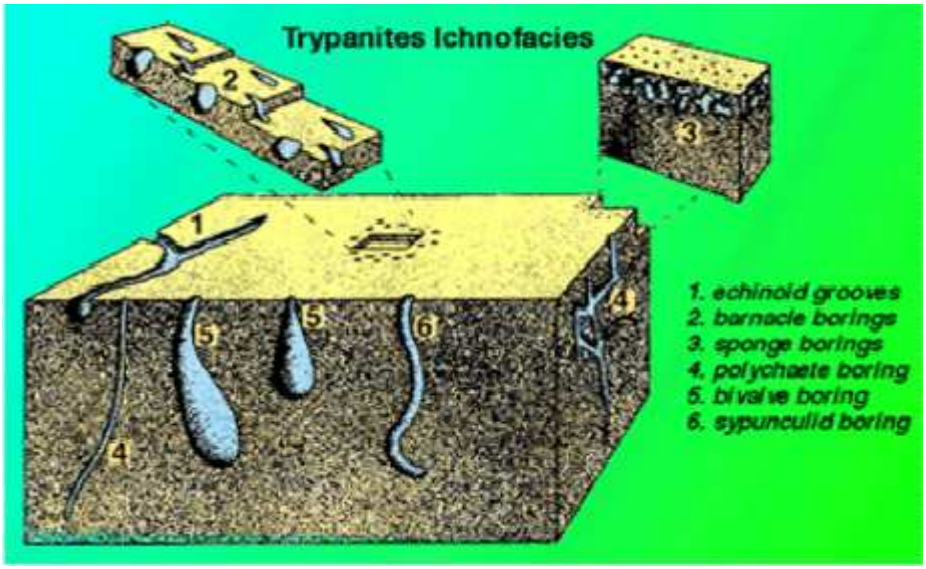


Figura 20. Esquema de la icnofacies Trypanites (Tomado de Benton & Harper, 1997 en http://www.es.ucl.ac.uk/undergrad/fieldwork/image/fieldtrips/TraceFossils/ichno.htm)

3.6.1.2 Teredolites.

Se desarrollan en la línea de costa cenozoica. Se dan sobre sustratos leñosos en ambiente de transición como manglares, y tienen diversidad mínima (fig. 20)

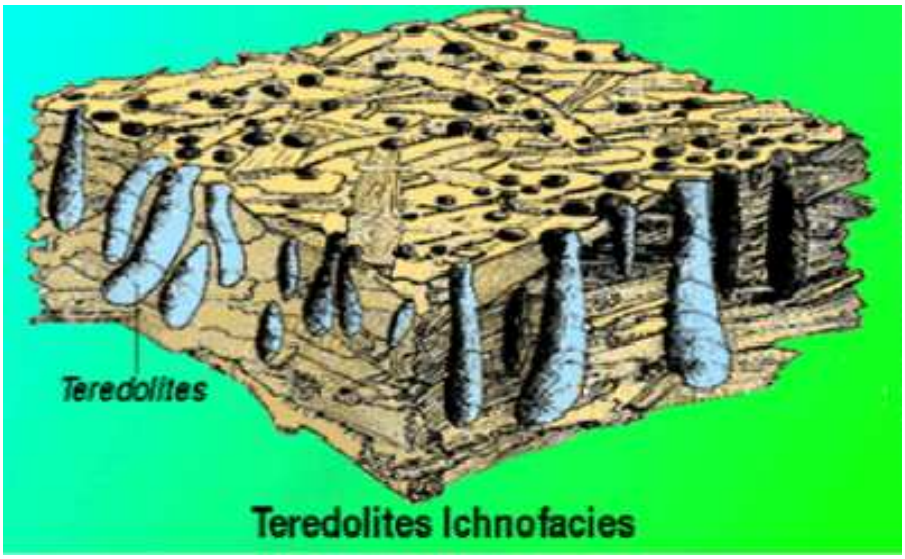


Figura 21. Esquema de la Icnofacies Teredolites (Tomado de Benton & Harper, 1997 en http://www.es.ucl.ac.uk/undergrad/fieldwork/image/fieldtrips/TraceFossils/ichno.htm)

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. 21). Los organismos productores suelen ser sedimentívoros y suspensívoros, con baja diversidad, de ambientes protegidos de energía moderada o alta.

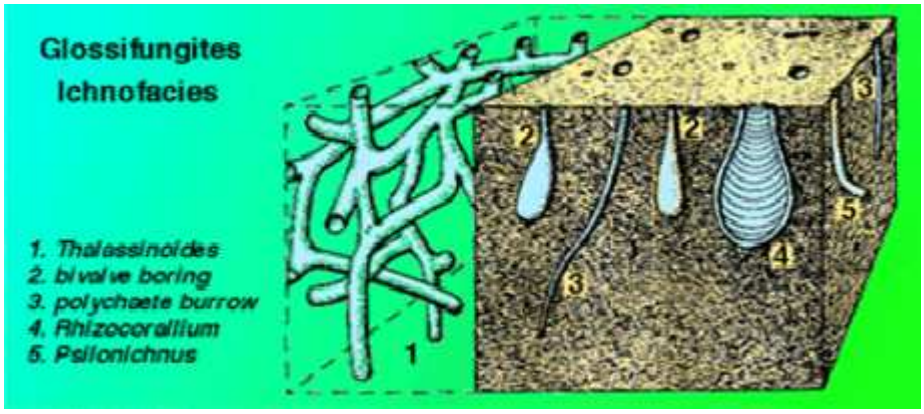


Figura 22. Esquema de la icnofacies Glossifungites (Tomado de Benton & Harper, 1997 en http://www.es.ucl.ac.uk/undergrad/fieldwork/image/fieldtrips/TraceFossils/ichno.htm)

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. 22). Indican situaciones intermareales, donde el organismo tiene que responder rápido a condiciones estresantes, también se generan al tope de areniscas generadas por tormentas o flujos turbidíticos.

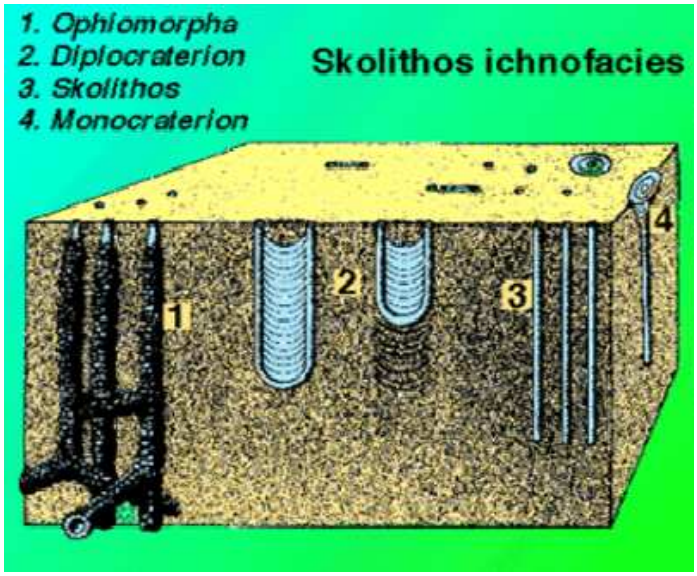


Figura 23. Esquema de la icnofacies Skolithos (Tomado de Benton & Harper, 1997 en http://www.es.ucl.ac.uk/undergrad/fieldwork/image/fieldtrips/TraceFossils/ichno.htm)

3.6.1.5 Cruziana

Esta icnofacies representa un ambiente de plataforma clástica media a externa, bajo el nivel de base de la ola de buen tiempo, afectada por tormentas. Son estructuras verticales de alimentación y horizontales asociadas (fig. 23). 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 (tormentas).

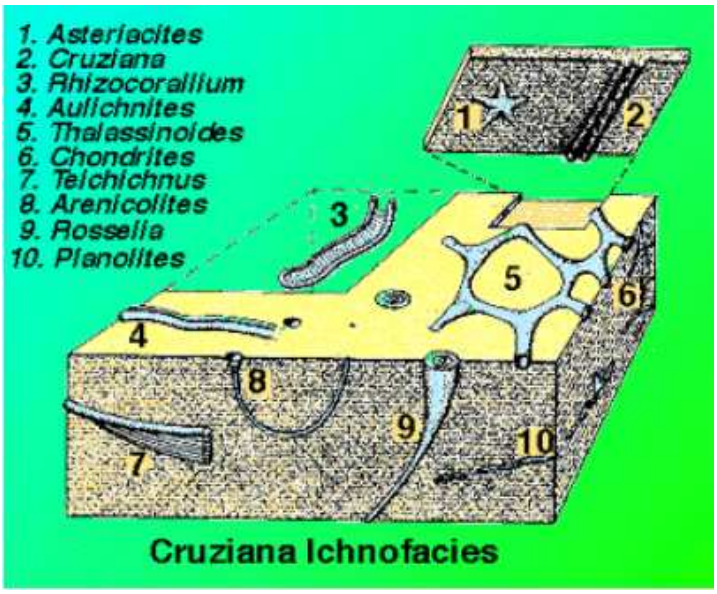


Figura 24. Esquema de la icnofacies Cruziana (Tomado de Benton & Harper, 1997 en http://www.es.ucl.ac.uk/undergrad/fieldwork/image/fieldtrips/TraceFossils/ichno.htm)

3.6.1.6 Zoophycos

Comúnmente contiene trazas tri-dimensionales (fig. 24) 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.

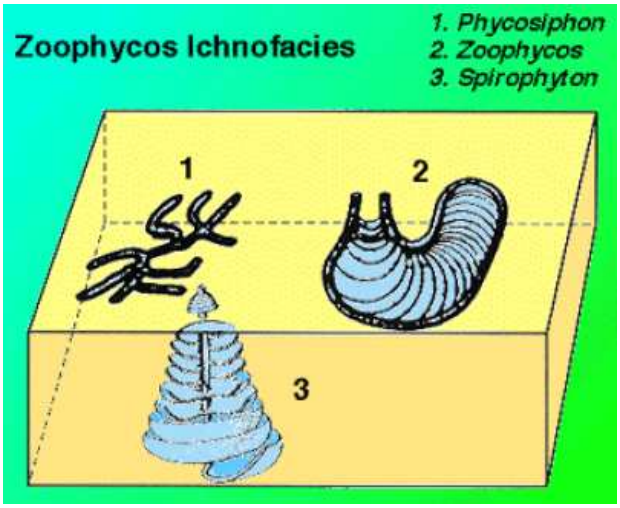


Figura 25. Esquema de la icnofacies Zoophycos (Tomado de Benton & Harper, 1997 en http://www.es.ucl.ac.uk/undergrad/fieldwork/image/fieldtrips/TraceFossils/ichno.htm)

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 limonitas de turbiditas distales. Se dan estructuras de rastros superficiales (Nereites) y de cultivo de bacterias (Paleodictyon) (fig. 25)

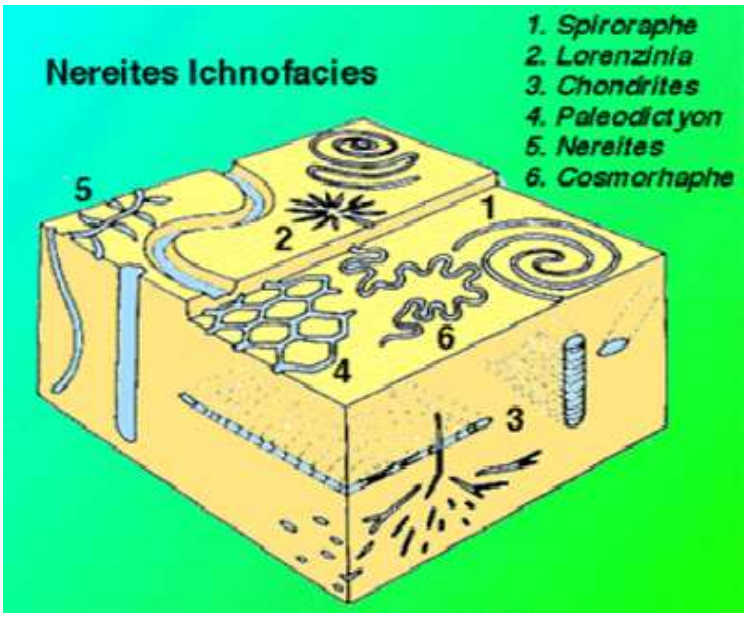


Figura 26. Esquema de la icnofacies Nereites (Tomado de Benton & Harper, 1997 en http://www.es.ucl.ac.uk/undergrad/fieldwork/image/fieldtrips/TraceFossils/ichno.htm)

CAPÍTULO 4
INTERPRETACIÓN DE SECUENCIAS DEPOSITACIONALES

4.1 INTRODUCCIÓN

El siguiente estudio de la Formación Napo Basal e Inferior propone un modelo depositacional para el Miembro Arenisca “T” en toda la Cuenca Oriente. Para lo cual se ha realizado un estudio detallado de la información disponible de los campos de Petroproducción así como de campos concesionados a empresas privadas.

La sección estudiada corresponde al intervalo desde la base Miembro Caliza “C” al tope del Miembro Caliza “B”, dentro del Grupo Napo, e incluye los Miembros: Lutita Napo Basal (“T”); Arenisca Inferior, Caliza “T”; Arenisca “T” Basal, Arenisca “T” Inferior, Arenisca “T” Superior y Caliza B; Arenisca “B”.

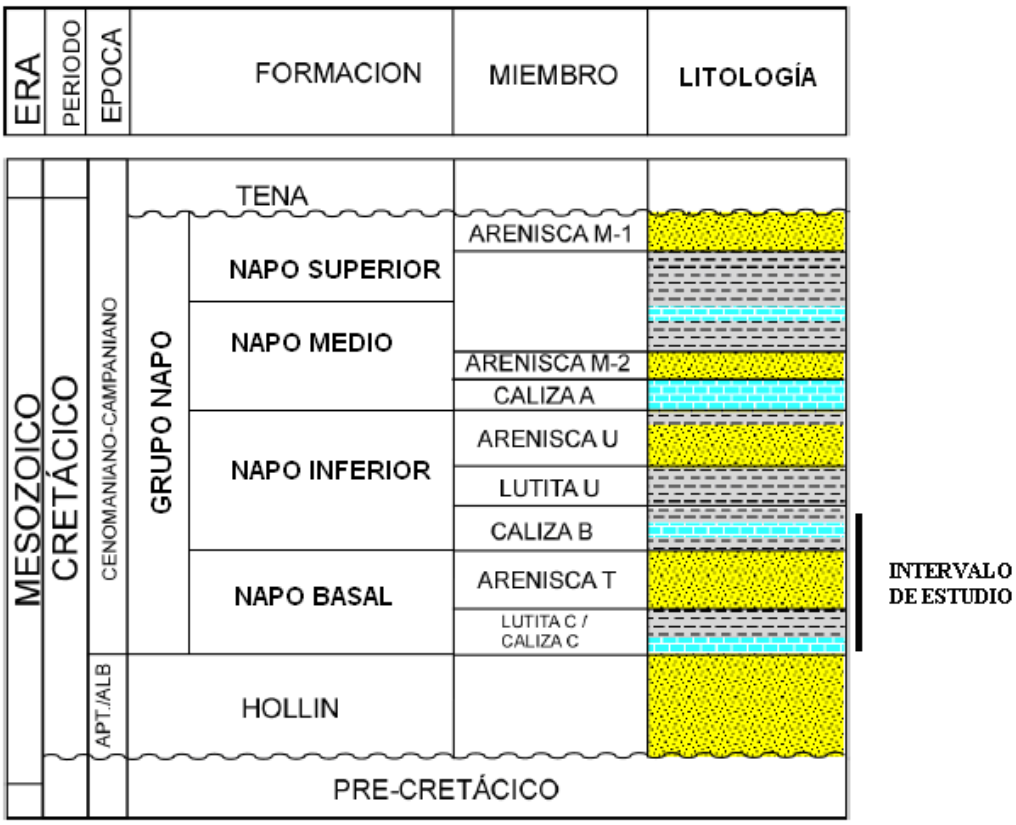


Figura 27. Columna generalizada de las Formaciones Hollín y Napo, Cuenca Oriente – Ecuador.

La información estratigráfica, sedimentológica y micropaleontológica que se expone a continuación ha sido en su mayoría sintetizada de los trabajos de Ettienne Jaillard (1997), Santiago Vaca (2004), Santiago Guerrero (2006) y Martha Ordónez et.al. (2006).

El Miembro **Caliza C** se interpreta como calizas de ambiente marino confinado. En sísmica, se puede apreciar al reflector Caliza “C”, este reflector nos indica condiciones de depositación tranquila. En la parte superior se presenta una anomalía en la curva de Rayos Gama, posiblemente por la presencia al tope de un nivel de calizas y lutitas negras ricas en materia orgánica debido a la condensación (intervalo transgresivo) a partir de la cual empieza la depositación de las lutitas basales. Una edad Albiano medio – Albiano superior es asignada a este miembro.

La Lutita Basal Napo consiste en lutitas laminadas, negras y ricas en amonites y bivalvos en la base, mucho más pobres en fósiles más arriba. Tienen un contacto basal muy diacrónico: Albiano medio parte temprana a mediana en el Suroeste, y base del Albiano superior en el Centro y Noreste de la Cuenca. Su parte superior es una transgresión mayor que constituye una buena línea de tiempo de edad base del Albiano superior. En base al estudio micropaleontológico de muestras de afloramientos, núcleos y ripios de pozos se define una edad relativa de Albiano Superior para la Lutita Basal, Caliza “T” y Arenisca “T”. La Lutita Napo Basal presenta un cambio de facies lateral hacia el este a un depósito arenoso llamado Miembro Arenisca Inferior.

La Caliza “T” está formada por calizas de ambiente poco profundo con calizas arenosas glauconíticas y cuarzo hacia el tope en el sector de Misahuallí y Ongota lo que indica una somerización. La Caliza “T” muestra un cambio lateral de facies hacia el este a una arena llamada Miembro Arenisca “T” Basal.

A continuación existen depósitos pertenecientes a un intervalo transgresivo temprano que rellenaron valles incisos con barras y canales de marea en un ambiente estuarino, constituyendo las arenas del Miembro Arenisca “T” Inferior. Al

continuar el alza eustática, se llega a una superficie transgresiva, evidenciada por la presencia de las arena glauconítica de planicie mareal y lodos de planicie submareal de ambiente estuarino del Miembro Arenisca “T” Superior.

El Miembro Caliza “B”, está constituido por lutitas laminadas; areniscas arcillosas muy glauconíticas, bancos de caliza y calizas finas. En sísmica, el reflector Caliza “B” nos indica un ambiente de depositación tranquilo y la presencia de una superficie de máxima inundación en las cercanías.

En base al estudio micropalentológico de muestras de afloramientos, núcleos y ripios de pozos una edad relativa de Albiano Superior – Cenomaniano Inferior ha sido asignada para la Caliza “B” (sugiriéndose para la parte inferior Albiano Superior y para la parte superior Cenomaniano inferior).

El Miembro Lutita Napo Basal esta limitado al tope y base por superficies de inundación (SI). Se define en este trabajo como superficie de máxima inundación (SMI) al tope de este miembro debido a que este representa un cambio en la geometría de depósito neto, depósitos progradantes sobre depósitos retrogradantes, marcando la transición entre una geometría de afinamiento hacia arriba y depósitos de Prisma de Alto Nivel (PAN) correspondientes a la zona Caliza “T”. La superficie de inundación a la base, se ubica en un anomalía radioactiva en el registro de Rayos Gamma que aunque demuestra depósitos con altos contenidos de materia orgánica, traducido esto en una máxima profundización no necesariamente representa una SMI, aunque pueden representar una SI de importancia regional, ya que esta se define primordialmente por la geometría del depósito.

Guerrero (2006) correlaciona la SMI1 (de este trabajo) al tope del Miembro Lutita Napo Basal con una transgresión a 99.5 Ma., pero que se correlaciona aquí con una transgresión a 101 Ma que se ajusta mucho mejor. La discordancia a la base de la Arenisca “T” Inferior (LS2) es correlacionada a 97.5 Ma correspondiendo a una evidente caída del nivel del mar y la SMI2 dentro de la Lutita “U” con una transgresión a 95.7 Ma. De acuerdo a estas correlaciones, la duración de la

secuencia estudiada es de aproximadamente 5.3 Ma, lo que representa una secuencia de tercer orden, comprendida entre los Miembros Lutita Napo Basal y Lutita U.

La Arenisca “T”, presenta dos secuencias sedimentarias de menor orden separadas por una superficie de inundación correlacionada por Guerrero a 97 Ma que separa los Miembros Inferior y Superior. Esta superficie corresponde a un cuello lutítico distribuido a nivel regional. En Informes presentados por FRANLAB se denomina a este nivel lutítico como marcador intermedio “T”.

La escuela de Estratigrafía de Secuencias Genéticas de Galloway[69] ha sido utilizada en este estudio. Por lo tanto, los límites de secuencia de tercer orden, son la superficie de máxima inundación en la parte superior de la Lutita Napo Basal y la superficie de máxima inundación dentro del Miembro Lutita U.

El presente estudio ha sido apoyado en la recopilación de análisis sedimentológicos integrales, los mismos que incluyen, descripciones litológicas, de facies, mineralógicas, de análisis arcillas (core gamma log), de icnofacies, estratigrafía secuencial y definición de ambientes. De la misma manera, se ha hecho análisis de facies eléctricas, con el fin definir los ambientes de sedimentación en zonas donde se tiene ausencia de estudios de núcleos.

[69] GALLOWAY, Genetic Stratigraphic Sequence in Basin Analysis I: Architecture and Genesis of Flooding-Surface Bounded Depositional Units, p.125-142

4.2 INTERPRETACIÓN DE AMBIENTES DE DEPOSITACIÓN

4.2.1 CAMPO AUCA

4.2.1.1 Interpretación de Testigos de Corona

4.2.1.1.1 Núcleo Auca A. Figura 28 (White et.al., 1997)

Está constituido por 30 pies de intervalo recuperado. Consiste de una cubierta de 6 pies de areniscas muy glauconíticas de grano fino a medio. La textura de grano medio se debe principalmente al tamaño de los granos de glauconita en comparación con las areniscas cuarzosas finas a muy finas. Laminación primaria remanente se observa en areniscas bioturbadas. La porosidad es muy limitada dentro las areniscas superiores. La mayoría del intervalo recuperado lo constituye lodolita laminada a lenticular con excavaciones menores. Muchas intercalaciones de areniscas cuarzosas de grano fino están presentes dentro del intervalo dominado por lutitas. Abundante laminación de arcilla y laminación ripple están presentes en estas arenas.

El intervalo dominado por lodolita con delgadas areniscas de grano fino es dominantemente de origen de planicie lodosa mareal interrumpida por menores barras mareales de arena. Las sobreyacientes areniscas glauconíticas significan el retorno a condiciones de plataforma, depositándose sedimentos de tipo plataforma clástica somera alimentada de arenisca glauconítica por corrientes de plataforma.

Estos depósitos corresponden a una profundización en la zona externa de un estuario dominado por mareas donde la planicie lodosa mareal se encuentra intercalada con barras mareales ya sea por efecto del ascenso del nivel del mar o por migración lateral del estuario. Finalmente, el estuario es inundado completamente depositándose facies arenosas transportadas por corrientes de plataforma.

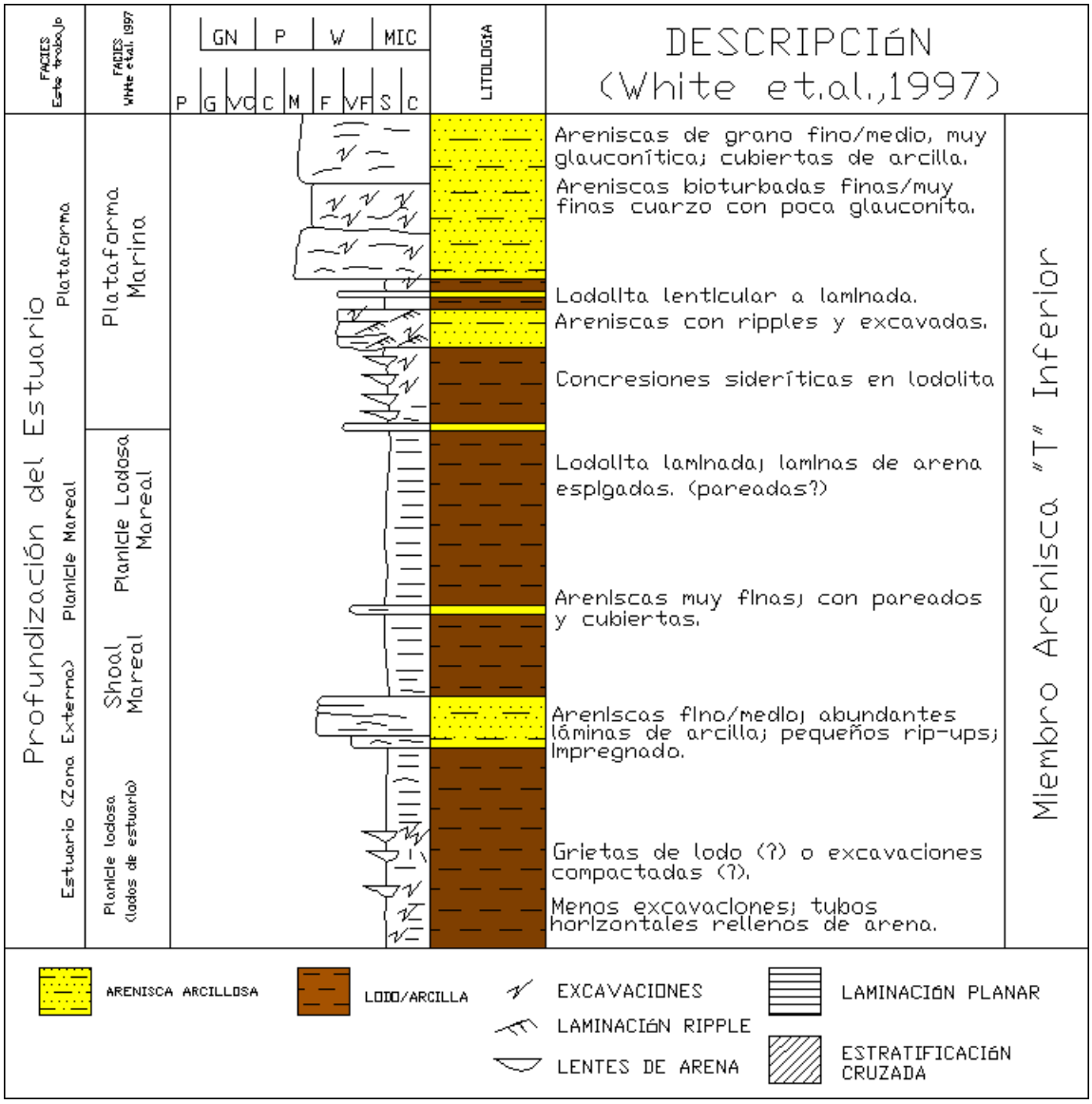


Figura 28. Modificado de la descripción del testigo de corona Auca A, elaborado por White et.al., 1997.

4.2.1.1.2 Núcleo Auca B. Figura 29 (Toro et.al., 2003)

Consiste en 20 pies de intervalo recuperado, de los cuales el 73.2% son sedimentos finos arcillosos y algo limosos, el 26.2% son areniscas y el 0.6% son sedimentos carbonosos. El tamaño de grano de las areniscas está entre fina superior a inferior y eventualmente media inferior. Su clasificación es generalmente buena, sus granos son subangulares a subredondeados, tienen una consolidación entre friable a moderadamente consolidada y algo dura eventualmente. Las areniscas de este núcleo no manifiestan indicios de hidrocarburo por la cementación calcárea, alta matriz arcillosa e intensa

bioturbación. Las arenas tienen color blanco a gris claro. En todo el núcleo existe una cementación primaria silícea, una localizada cementación calcárea secundaria y esporádica autogénesis de pirita framboidal. Las areniscas registran una escasa a intensa bioturbación e icnodiversidad baja. Los icnogenus dominantes en facies marinas pertenecen a la icnofacies de Cruziana. Han sido identificadas facies marinas de Shoreface y Offshore.

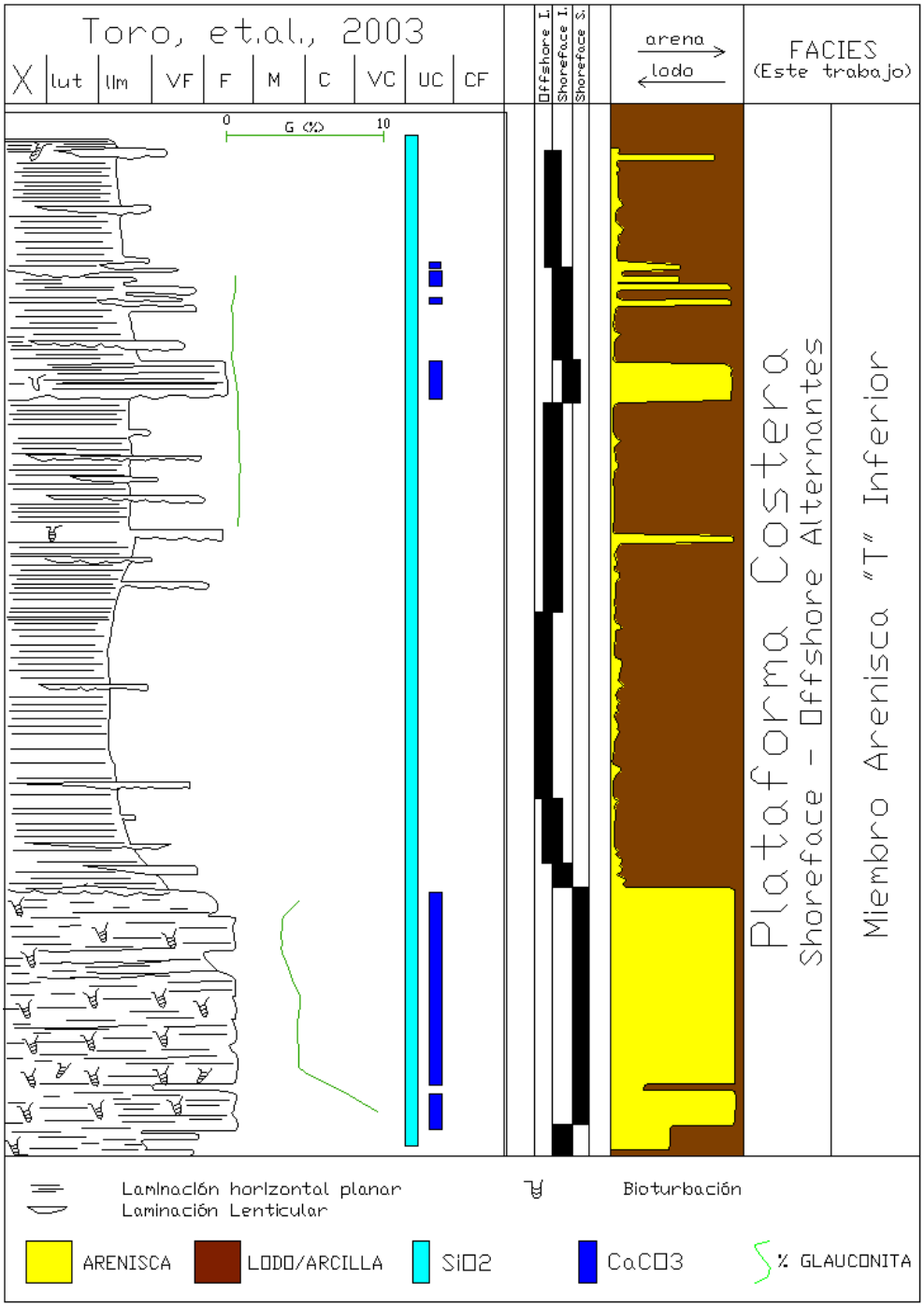


Figura 29. Modificado de la descripción del testigo de corona Auca B, elaborado por Toro et.al., 2003.

Una zona de transición Shoreface – Offshore, ubicada entre la base de la ola de tormentas (límite superior) y la base de la ola de buen tiempo (límite inferior) dentro de una plataforma costera y caracterizada por la alternancia de condiciones de alta y baja energía, es el ambiente ideal para el depósito de las facies identificadas en éste núcleo.

4.2.1.1.3 Núcleo Auca C. Figura 30 (White et.al., 1997)

Está compuesto por piezas que representan los 25 pies de intervalo recuperado, mostrando la predominante composición de lodolita de la zona. Lodolita con estratificación lenticular comprende mucho del intervalo de lutita presente. Delgados a muy finos lentes de arena limosa mayores a 3 centímetros de espesor van desde pocos a muy comunes dentro de las lutitas. Pocas excavaciones rellenas de arena ocasionalmente disturban la lodolita lenticularmente estratificada. Tres intervalos de arenisca, que van desde 1 a 3 pies de espesor están presentes. La arena más superior, que cubre el intervalo recuperado, es glauconítica y excavada. La porosidad es incipiente en esta arenisca. Los otros dos intervalos arenosos son cuarzosos (sin glauconita) pero comúnmente, detritos carbonosos marcan la estratificación remanente.

Las facies de lodolita lenticularmente estratificada dominan el intervalo recuperado. Estas lutitas con comunes a abundantes lentes de arena son interpretadas como planicie lodosa mareal dentro de una configuración de estuario. Las dos areniscas bajas son de origen mareal y ocurren como aisladas ondulas de arena dentro del lagoon. Cubriendo el intervalo está una delgada capa de arenisca glauconítica cuyo origen se considera de plataforma marina abierta.

Los depósitos anteriormente descritos fueron reinterpretados como una planicie mareal somerizante, correspondiente al intervalo regresivo inferior del miembro Arenisca “T” Superior. Aquí se observa la secuencia de relleno típico de planicie mareal, con canales mareales correspondientes a la zona submareal que presentan intervalos ondulados de arenisca cuya depositación estuvo posiblemente influenciada por la cercanía de un lagoon. A continuación se

encuentran depósitos intermareales caracterizados por la presencia de lodolita con arenisca lenticular intercalada, marcando el fin del intervalo regresivo y posiblemente la presencia de un límite de secuencia de tercer orden (0.7 Ma, ver Figura 34). El subsiguiente intervalo transgresivo de la Arenisca “T” Superior habría depositado las areniscas glauconíticas transportadas por corrientes de plataforma al tope del intervalo recuperado.

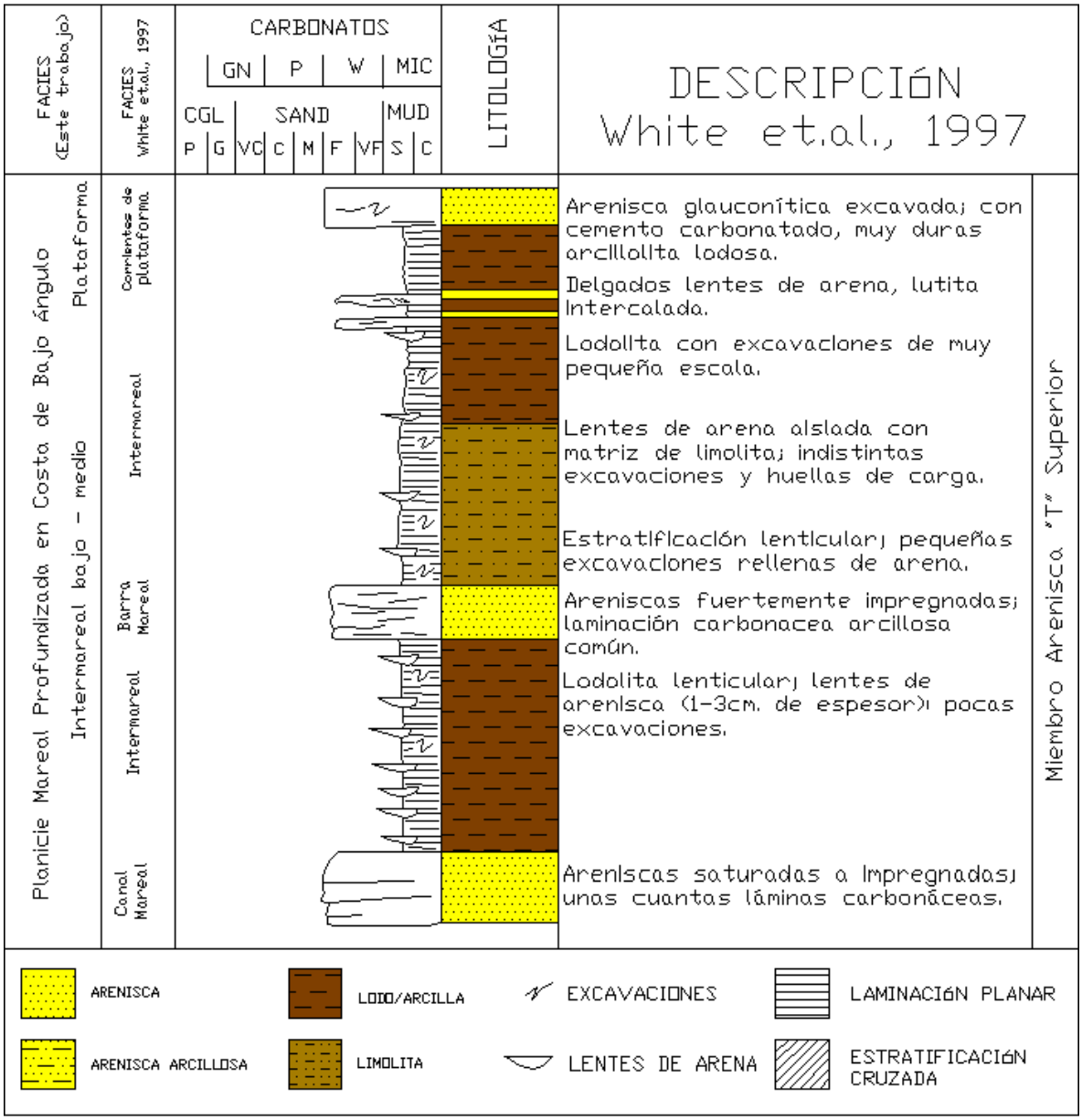


Figura 30. Modificado de la descripción del testigo de corona Auca C, elaborado por White et.al., 1997.

4.2.1.1.4 Núcleo Auca D. Figura 31 (Toro et.al., 2004)

Se describen 60 pies de testigo recuperado, de los cuales el 49.3% están constituidos por sedimentos arenosos cuyo tamaño de grano varía entre arena fina superior a arena media inferior, el 50.4% son sedimentos finos arcillosos y limosos (laminaciones de arenisca fina a muy fina) y finalmente un 0.3% son sedimentos carbonosos. En este núcleo han sido identificadas facies marinas y marginales. Las facies marginales son: lagoon, bahía limosa, planicie arenosa mareal, complejo de barras mareales, planicie lodosa mareal, canal mareal y canal mareal – fluvial; por el lado de las facies marinas están: offshore, offshore superior, shoreface inferior, shoreface medio, tempestivas y depósitos submareales.

La bioturbación en el ambiente marino, especialmente en la facies submareal y shoreface medio va desde baja a intensa. En ella se presentan los icnogenus, Ophiomorpha, Planolites, Chondrites, Skolithos, Asterosoma, Thalassinoides y Diplocraterion. Para el caso del ambiente marginal, baja bioturbación es observada en las facies de planicie arenosa mareal, bahía limosa y lagoon, con los icnogenus: Ophiomorpha, Planolites, Skolithos, Thalassinoides y Teichichnus.

Se trata de una secuencia aproximadamente continua de depósitos marino-marginales que expresan una somerización.[70]

[70] Este trabajo

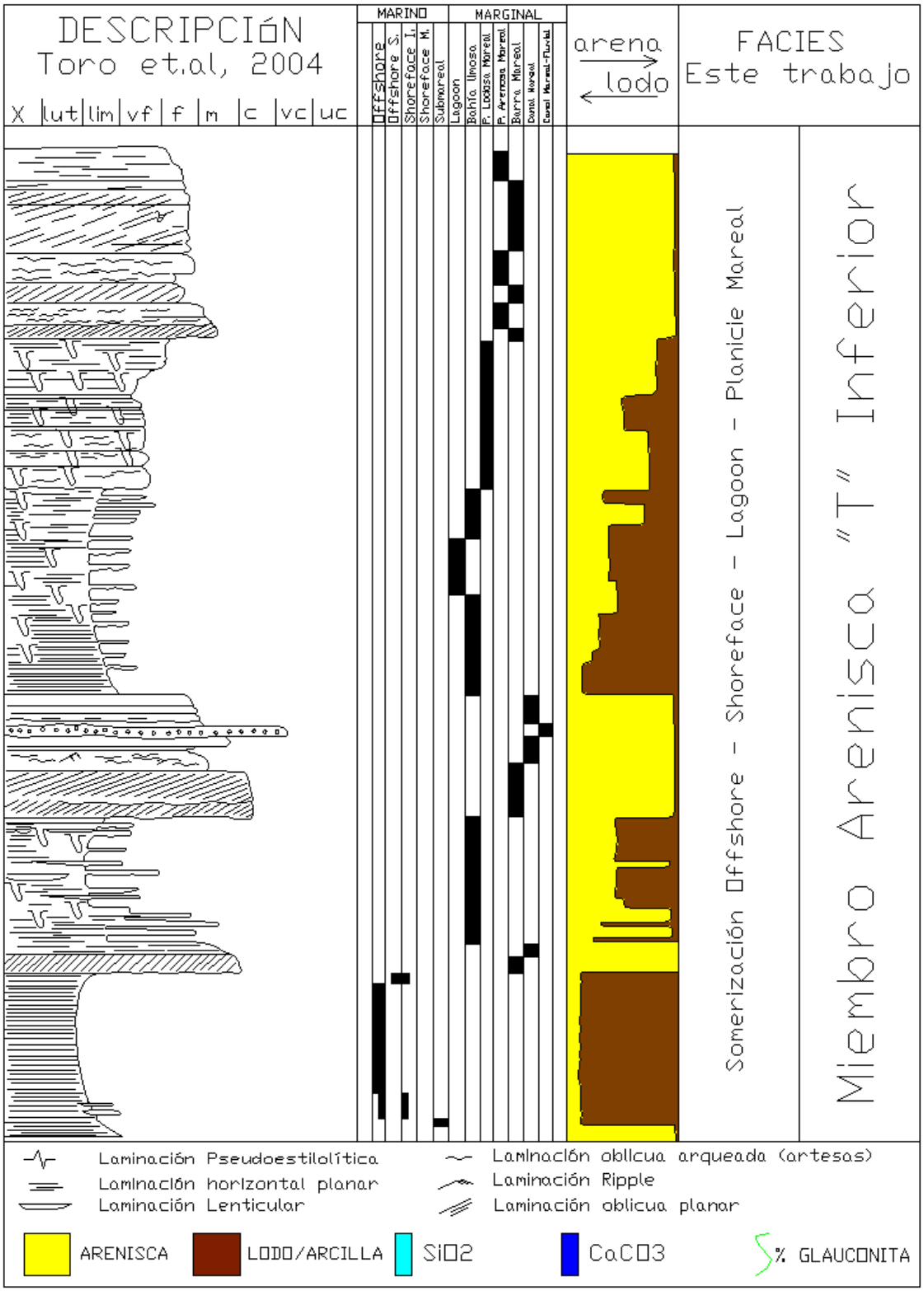


Figura 31. Modificado de la descripción del testigo de corona Auca D, elaborado por Toro et.al., 2004.

4.2.1.1.5 Núcleo Auca E. Figura 32 (White et.al., 1997)

Presenta muchas zonas no recuperadas. La parte superior consiste de estratos laminados a lenticulares de lodolita con excavaciones. Las piezas de núcleo están dominadas por areniscas de grano muy fino a fino exhibiendo laminación remanente que varía de ripple a planar, la cual ha sido moderadamente disturbada por excavaciones. La arenisca más superior de esta zona es glauconítica, las demás son cuarzosas con abundantes cubiertas de arcilla. Bajo la arenisca está un intervalo de lodolita lenticular interestratificada y delgadas areniscas excavadas. Inmediatamente, tres capas de arenisca de grano medio muestran indistinta estratificación tipo artesa, estratificación cruzada y trazas de crudo. Interestratificadas con estas arenas están delgadas lutitas laminada e intrusivos ígneos de composición diabásica. Los intrusivos fueron emplazados dentro de los estratos de la Caliza “T” Basal a una profundidad de enterramiento desconocida. Las areniscas de grano fino a medio a la base del intervalo nucleado son extremadamente glauconíticas, excavadas y fosilíferas.

Ambientalmente las areniscas glauconíticas basales son de origen de plataforma marina y están cubiertos por estratos mezclados arena/lutita de shoals mareales. Las arenas con influencia mareal y las lutitas dominan la mayoría del intervalo nucleado bajo la cubierta de lutitas de plataforma marina.

Los depósitos identificados en este núcleo corresponden, para el miembro Arenisca “T” Inferior, a una planicie mareal posiblemente con intercalaciones de las partes alta y media de la zona intermareal (estructuras flaser, ripples en arenas) que remata con depósitos submareales antes de la profundización total donde se depositan lutitas de plataforma marina. Para el miembro Arenisca “T” Superior, se observan lutitas de plataforma con pequeños cuerpos arenosos a la base.[71]

[71] Este trabajo

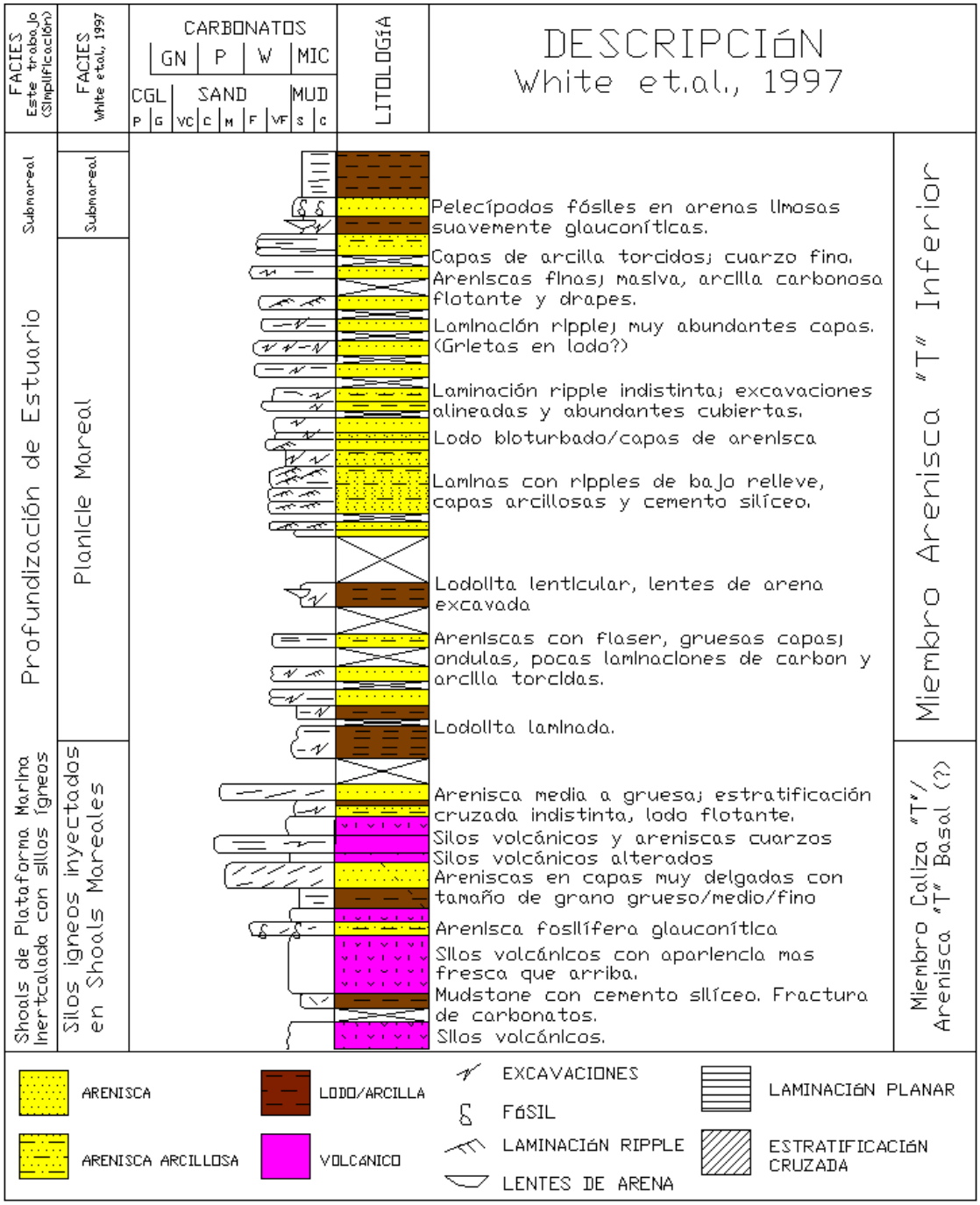


Figura 32. Modificado de la descripción del testigo de corona Auca E, elaborado por White et.al., 1997.

4.2.1.1.6 Núcleo Conga A. Figura 33 (White et.al., 1997)

El último núcleo analizado para este campo consiste en 30 pies de intervalo recuperado. Principalmente esta compuesto por areniscas de grano fino y limitadas intercalaciones de lutita. Las capas de arenisca muestran desde estructuras flaser irregulares hasta laminación ripple con abundantes coberturas

de arcilla marcando el tope de los ripples. Abundantes y continuas laminaciones de lodolita están también presentes dentro de las mismas arenas. Excavaciones son aisladas en las arenas superiores mientras que en las arenas basales de grano fino son comunes. Icnofauna tipo Skolithos, Rizhocorallium y Paleophycus son notados en los núcleos de arena. Todas las arenas parecen ser cuarzosas sin contenido de glauconita detectado, la porosidad ha disminuido debido a cementación de sílice y compactación de los detritos originales de las cubiertas arcillosas.

La asociación de facies observada para el miembro Arenisca “T” Inferior corresponde a una planicie intermareal, donde se dan procesos de moderada a alta energía (Skolithos). Los depósitos de la zona intermareal se caracterizan por areniscas con estratificación flaser e interestratificación de lodo, muy posiblemente pertenecen a la parte baja de esta zona. Las facies identificadas como “shoals”, en la descripción del núcleo corresponderían en este contexto a barras o shoals de la parte baja de la zona intermareal caracterizados por el desarrollo de ripples de corriente.[72]

[72] Este trabajo

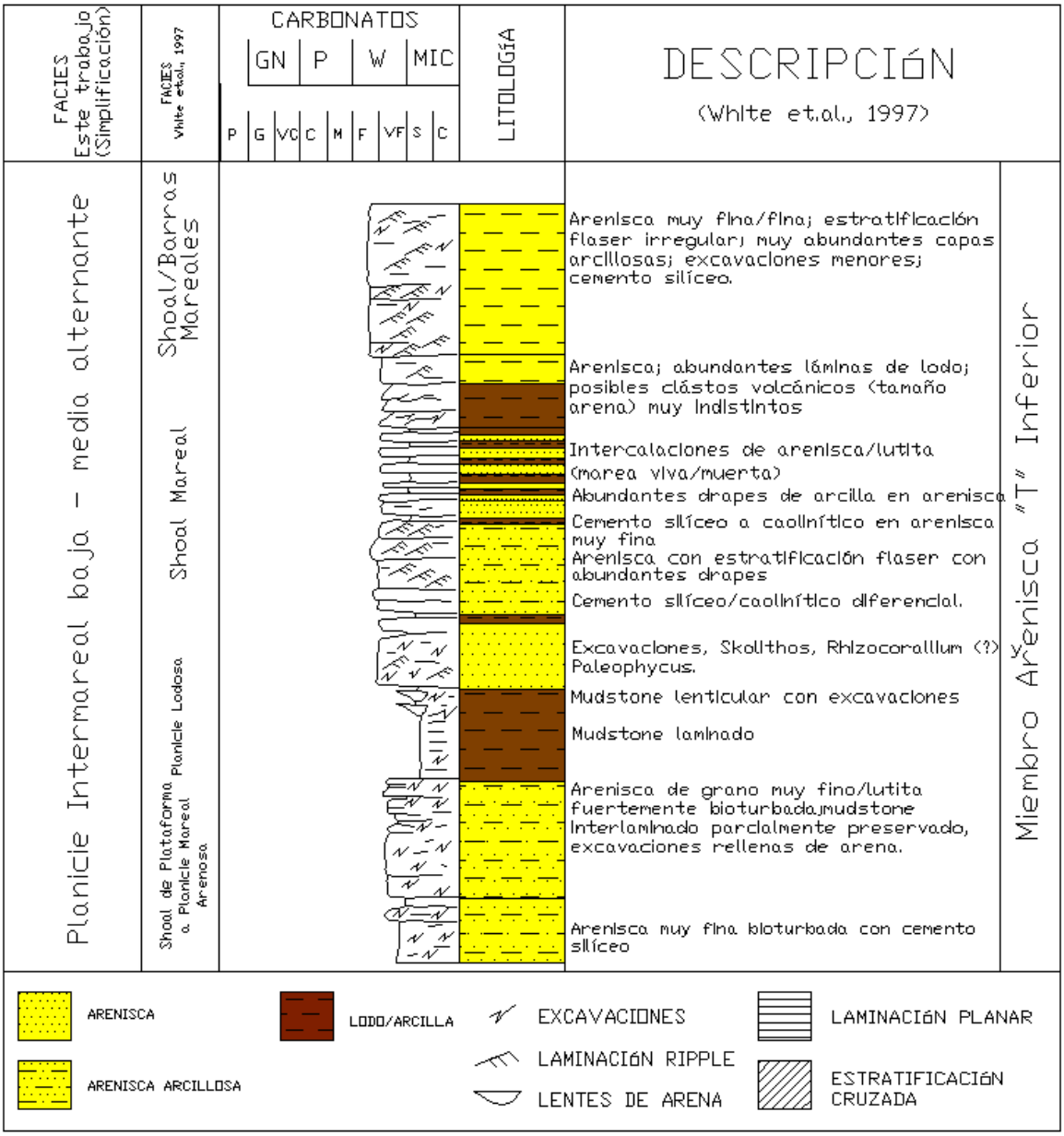


Figura 33. Modificado del la descripción del testigo de corona Conga A, elaborado por White et.al., 1997.

4.2.1.2 Interpretación de Registros Eléctricos

El análisis de los registros eléctricos ha permitido definir las diferentes superficies presentes dentro de un esquema de estratigrafía secuencial para este campo así como para los siguientes Las edades de cada superficie corresponde a las variaciones del nivel eustático presentadas por Haq[73]. La Secuencia Genética "T" de tercer orden, está limitada a la base por la Superficie de Máxima Inundación (SMI) 1 y al tope por la SMI2, cuyas edades respectivamente son de 101 y 95.7 Ma. Cinco superficies de inundación (SI) de menor importancia han sido reconocidas las mismas que actúan como límites, definiendo siete parasecuencias (PS), posiblemente todas de cuarto orden.

El límite de secuencia (LS) 1 generó erosión subaérea reconocible en casi toda la cuenca, tiene una edad de 98 Ma., y además actúa como límite de parasecuencia al ser una superficie donde se yuxtaponen el LS y una SI producida esta última por la subsiguiente erosión marina. Un LS2 a 96.5 Ma., es planteado por Haq, pero en este trabajo no pudo ser localizada evidencia de su existencia pero se incluyó como referencia.

La Caliza "T" esta compuesta por dos parasecuencias de tipo engrosamiento hacia arriba que corresponden a la progradación de una línea de costa[74] carbonática. La primera se extiende desde la SMI1 hasta la SI1 y la segunda, se extiende desde la SI1 hasta el LS1, está última fue truncada por la erosión que formó el LS1.

La Arenisca "T" Inferior, esta compuesta por dos parasecuencias. La primera es de tipo afinamiento hacia arriba y corresponde a los primeros depósitos durante el intervalo transgresivo que rellenaron la cuenca hasta alcanzar la SI2 desde donde una parasecuencia tipo "engrosamiento hacia arriba", depositó facies de estuario que completaron el relleno antes de la inundación marcada por la SI3 a 97 Ma. La arenisca "T" Superior, corresponde a dos parasecuencias, una de tipo "engrosamiento hacia arriba", la cual pudo no llegar a producir la emersión

[73] HAQ **et.al.**, Chronoly of the Fluctuating Sea level changes since the Triassic, p.1161
[74] VAN WAGONER **et.al.**, Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops, p.12

subaérea que marcaría el LS2 y otra final tipo “afinamiento hacia arriba que se extiende hasta la SI5.

La parasecuencia final PS7 está defina por la SI5 a la base y la SMI2 al tope, aparentemente es de tipo agradante y corresponde a la Caliza “B”.

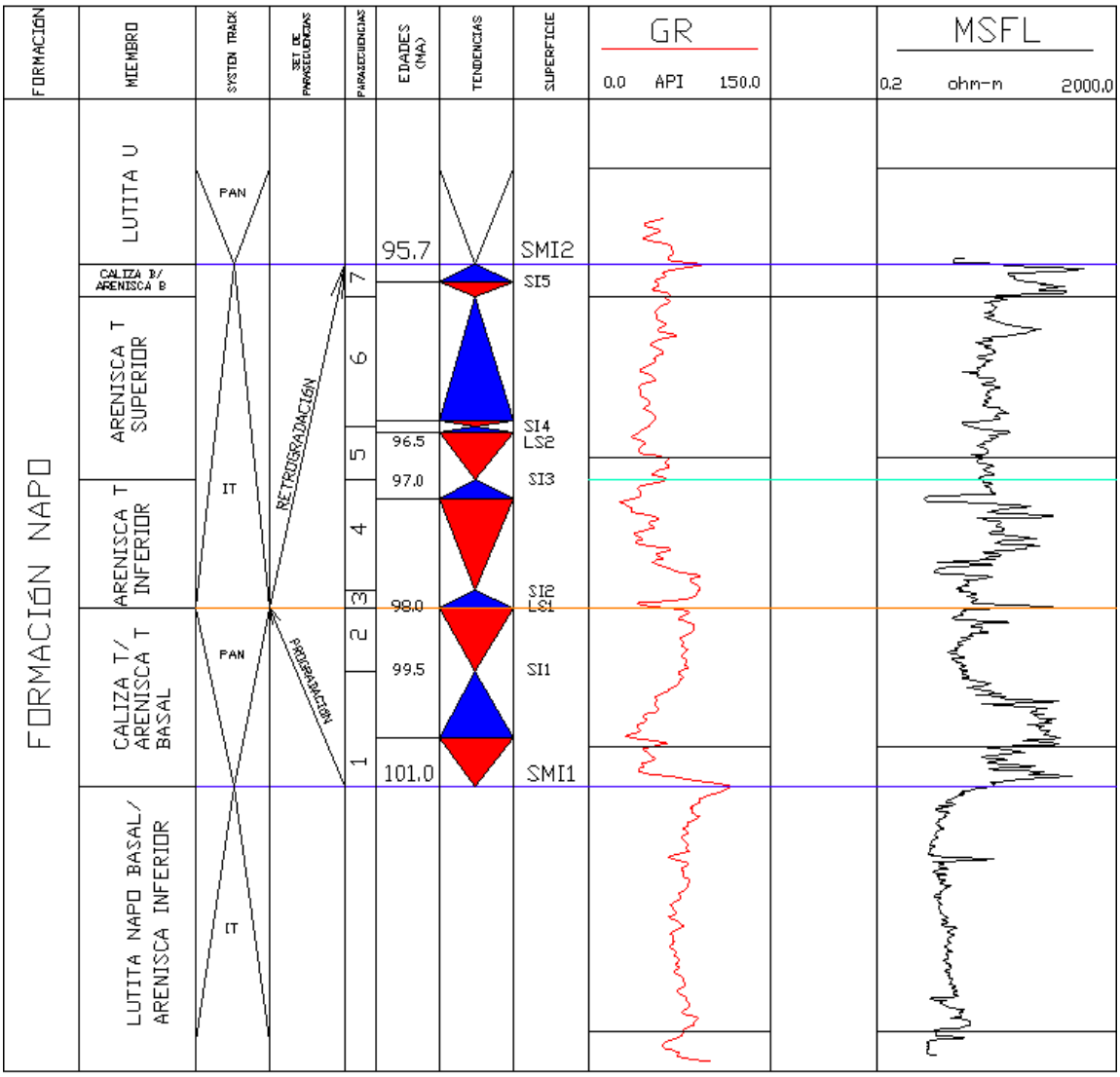


Figura 34. Estratigrafía Secuencial para el Pozo Tipo del Campo Auca, indicando los miembros, la identificación de los ciclos sedimentarios y las superficies cronoestratigráficas así como sus edades relativas.

El campo Auca presenta un conjunto de rasgos atribuibles a un estuario influenciado por mareas. En la parte norte (Núcleo Auca A), se han identificado facies de planicie lodosa mareal intercaladas con shoals mareales desarrollados

en la parte baja de la zona intermareal dentro de la planicie arenosa. Esta alternancia puede deberse a la profundización y/o migración lateral del estuario.

En la parte centro y sur del campo (Núcleos Auca C, D, E y Conga A), se presentan depósitos atribuidos a planicies mareales junto con offshore, shoreface y lagoon (Núcleo Auca D), lo cual ubica a esta zona en un ambiente dominado por mareas pero con una importante influencia de olas lo que permitió la formación de islas-barrera detrás de las cuales se depositaron facies de lagoon. El desarrollo de olas posiblemente se debe a una topografía de bajo ángulo en la desembocadura del estuario que permitió que estas actúen generando cuerpos arenosos paralelos a la línea de costa. Otra forma de interpretar estos ambientes corresponde a flujos hipopicnales en la desembocadura del estuario. Estos se desarrollan donde cuerpos de agua de menor densidad (agua dulce) desembocan en cuerpos de agua más densos (cuencas marinas), generándose una superficie de agua dulce en la parte superior, subyacida por una cuña de agua salada. Así se crea una zona de bypass de sedimentos finos que son depositados mar adentro generándose planicies ricas en arena de grano fino, las mismas que han sido identificadas en el pozo Puma A aproximadamente a 5 Km., al este de la desembocadura del estuario.

No se contó con información de núcleos de la parte sur del campo, pero es importante anotar el reconocimiento de shoals mareales en una posición estratigráficamente correspondiente a los miembros Arenisca “T” Inferior y Superior en el pozo Mono A, ubicado a aproximadamente 17 km., al oeste de la parte mas al sur del campo, lo que se puede usar como argumento para definir un posible dominio mareal absoluto para la zona sur del campo, lo que en cambio es evidente para la parte norte.

Estos depósitos son profundizados durante el período transgresivo pasando por depósitos submareales (Núcleo Auca E) y de shoreface (Núcleo Auca B) hasta instalarse un régimen de plataforma marina somera sobre ellos (lutitas laminadas) y que corresponden a la parte inferior del miembro Arenisca “T” Superior, para posteriormente desarrollarse la plataforma clástica arenosa glauconítica somera,

que depósito las areniscas glauconíticas típicas del miembro Arenisca “T” Superior.

Silos ígneos de composición diabásica han sido observados en la parte centro sur del campo, intruídos en cuerpos de arena dentro del Miembro Caliza “T” y corresponden a los reportados por Barragán y Baby; quienes los relacionaron a la existencia de un magmatismo alcalino intraplaca en la cuenca oriente que se extendió desde el Albiano (106±5 Ma.) y hasta el Campaniano (82±0.5 Ma.) y que presenta una variación geográfica norte – sur durante ese período.

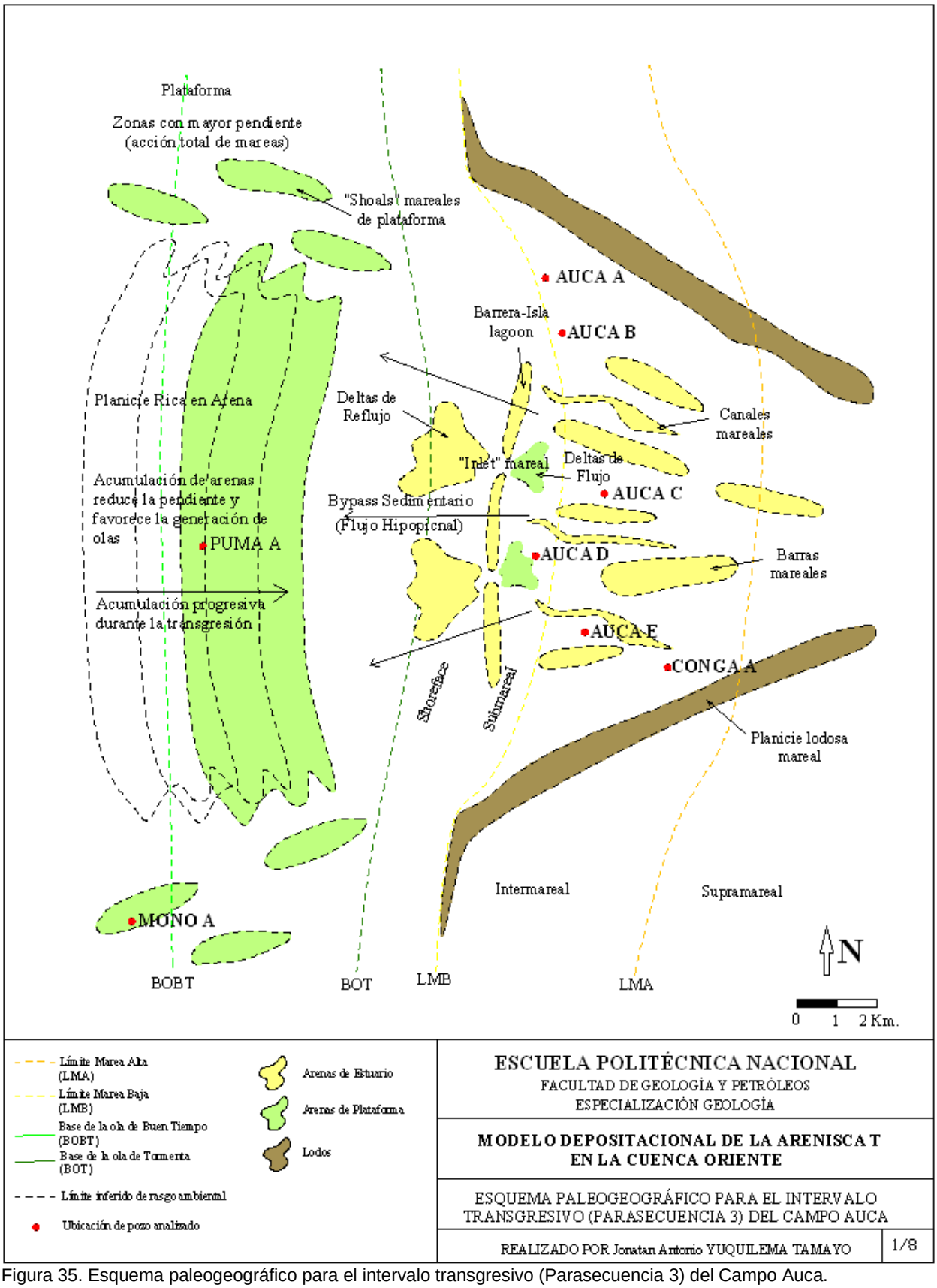


Figura 35. Esquema paleogeográfico para el intervalo transgresivo (Parasecuencia 3) del Campo Auca.

4.2.2 CAMPO CONONACO

4.2.2.1 Interpretación de Testigos de Corona

La información sedimentológica de núcleos para este campo corresponde a seis descripciones anteriormente realizadas. A continuación, se presentan estas siguiendo un patrón norte – sur.

4.2.2.1.1 Núcleo Cononaco A. Figura 36 (White et.al., 1997)

Está compuesto por dos facies distintivas. Los nueve pies más bajos del intervalo consisten de areniscas de grano fino a muy fino. Las facies de grano fino están acompañadas por ripples y excavaciones. La extensión de las excavaciones ha arrasado casi con toda evidencia de estructuras primarias. Están presentes también interestratificaciones lodo/arcilla que contiene excavaciones aisladas rellenas de arena. Los 20 pies sobreyacientes de núcleo están asociados a facies laminadas de arenisca. Estratificación cruzada que varía desde planar a artesas esta presente y ocasionalmente existe laminación ripple en las interestratificaciones de grano fino.

Depositacionalmente, las facies de arenisca iniciales al fondo del intervalo recuperado corresponden a un ambiente de planicie intermareal arenosa alta a media dominada por arena fina a muy fina y un limitado ingreso de lodo, caracterizada por la presencia de grietas de desecación, ámbar y superficies de truncación, producto de la mayor exposición subaérea a la que está sometida esta zona durantes los ciclos mareales. . Sobreyaciendo abruptamente a estos depósitos esta la planicie mareal baja aparentemente intercalada con un “shoal” arenoso. El carácter dominado por mareas, rico en arena de este intervalo recuperado sugiere que la localización del aporte de fuentes fluviales no estuvo muy lejos. Esto último explica el hecho que los depósitos de la planicie intermareal alta – media tengan poco contenido de lodo, el cual generalmente va en proporciones iguales a la arena para esa zona.

Según estas descripciones, el intervalo nucleado fue depositado en las cercanías del límite entre las zonas externa y mixta de un estuario dominado por mareas, donde la energía fluvial tiene aún influencia en la depositación.

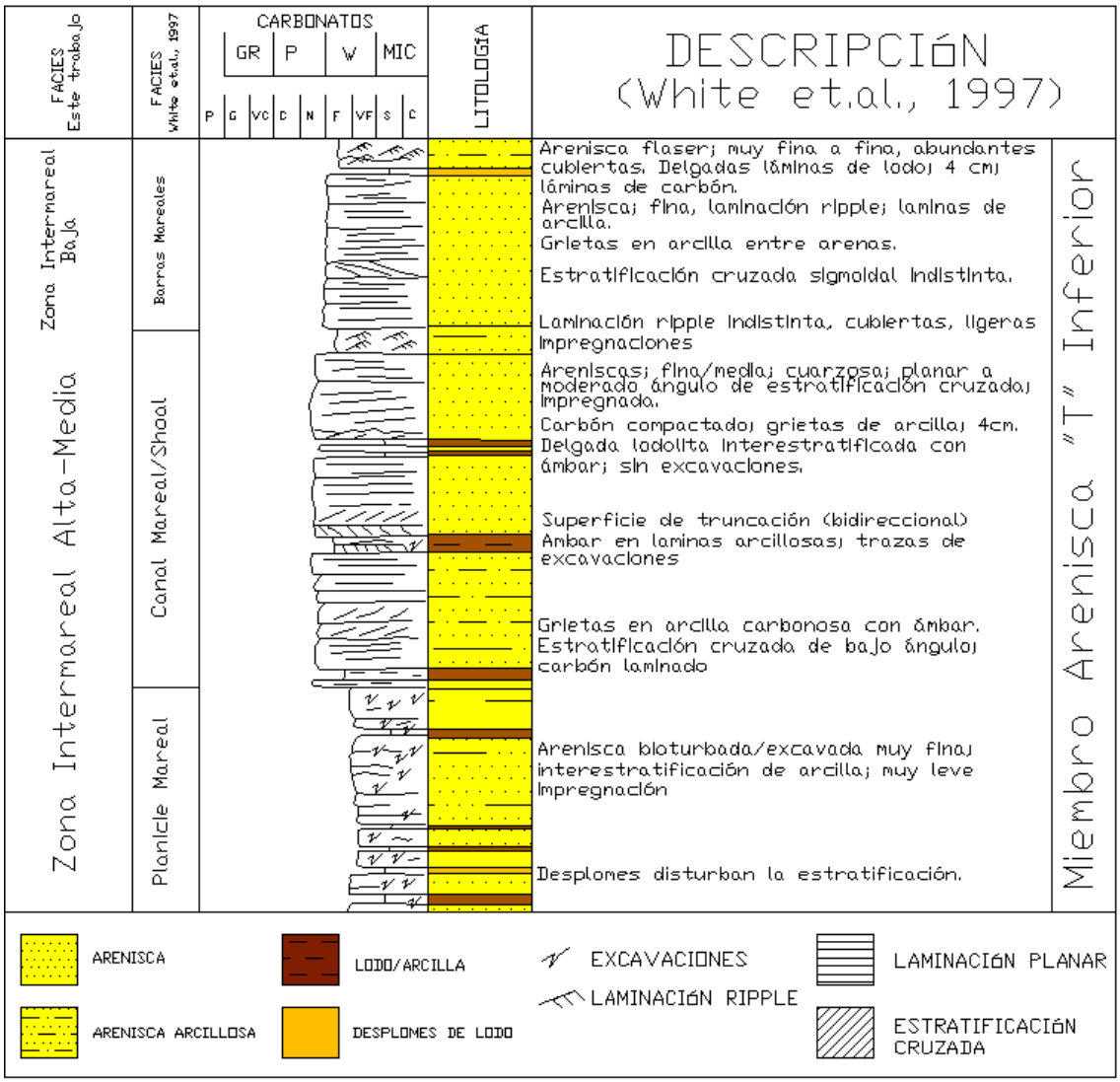


Figura 36. Modificado del la descripción del testigo de corona Cononaco A, elaborado por White et.al., 1997.

4.2.2.1.2 Núcleo Cononaco B. Figura 37 (White et.al., 1997)

Similar al núcleo Auca "A" descrito anteriormente, este núcleo consiste de una cubierta de grano fino, capas de arena con estratificación cruzada que contiene capas de arcilla. Estratificación cruzada bidireccional oblicua dentro de las arenas sugieren que fueron depositadas por corrientes bidireccionales. A la base de los dos pies superiores de arena en el intervalo recuperado está una rizadura

formada de clástos de lodo de tamaño pebble. Un pie y medio de arenas de grano fino subyacen esta rizadura conglomerática. Bajo estas areniscas yacen 5 pies de lodolita con lentes de arena aislados.

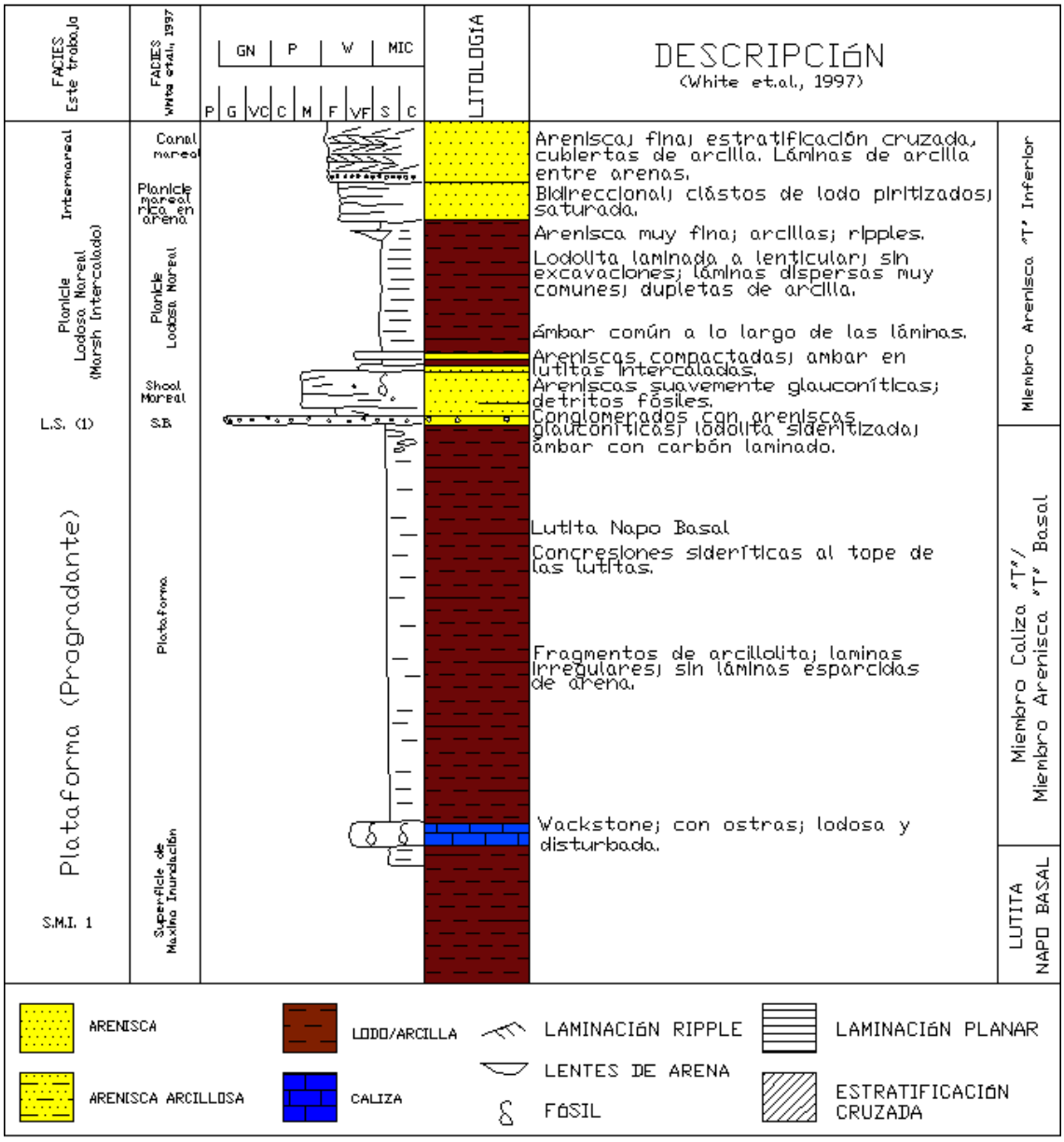


Figura 37. Modificado del la descripción del testigo de corona Cononaco B, elaborado por White et.al., 1997.

El siguiente intervalo arenoso corresponde a una arenisca glauconítica con detritos fósiles que tiene a su base una rizadura conglomerática de clástos flotantes de lodo sideritizado. La parte baja del núcleo está dominada por arcilla y lodolita laminada. Se detectó un wackestone calcáreo (con fragmentos de ostras) cerca de la base.

El intervalo de lodolita se origina en una plataforma marina somerizante limitada al tope por una rizadura conglomerática transgresiva correspondiente al límite secuencia 2 (Este trabajo). El subsiguiente shoal de arenisca glauconítica en la mitad de la sección recuperada se depositó en transgresión bajo un importante régimen de corrientes de plataforma que actuaron transportando glauconita desde mar adentro. La lodolita que sobreyace la arena glauconítica es interpretado como planicie lodosa mareal y sobre este se encuentran depósitos de planicie arenosa mareal y como cobertura un intervalo de canales mareales. La abundancia de arena en la parte superior es consistente con la cercanía de una fuente fluvial inferida para el núcleo anterior y que puede considerarse también para este núcleo dada la proximidad de ambos. Además, la presencia de depósitos de planicie lodosa mareal debajo de las arenas puede considerar como indicativo de la cercanía a un borde lateral de estuario. La existencia de una rizadura con clástos de lodo flotantes tamaño pebble, la cual es común en la zona intermareal alta, nos ayuda a ubicar a las arenas superiores en las cercanías de la misma.

En general, los depósitos identificados corresponden a una plataforma marina progradante con base en una superficie de máxima inundación (SMI1) (Figs. 37 y 42), hasta alcanzar el límite de secuencia (LS1). En adelante la trasgresión inicia depositando shoals posiblemente de plataforma o muy cercanos a la línea de costa ya que inmediatamente se instala un ambiente de estuario dominado por mareas cuyos depósitos corresponden a la zona intermareal del mismo.

4.2.2.1.3 Núcleo Cononaco C. Figura 38 (Toro et.al., 2000)

Este núcleo está conformado por depósitos de planicie mareal arenosa a la base y cubriendo aproximadamente un 90% del intervalo, con esporádicos depósitos de planicie lodosa mareal intercalados en el centro y de canal mareal y marsh mas o menos equivalentes en espesor al tope. Esto indica un depositación dominada por mareas dentro del estuario, posiblemente en la zona intermareal dada la gran cantidad de arena.

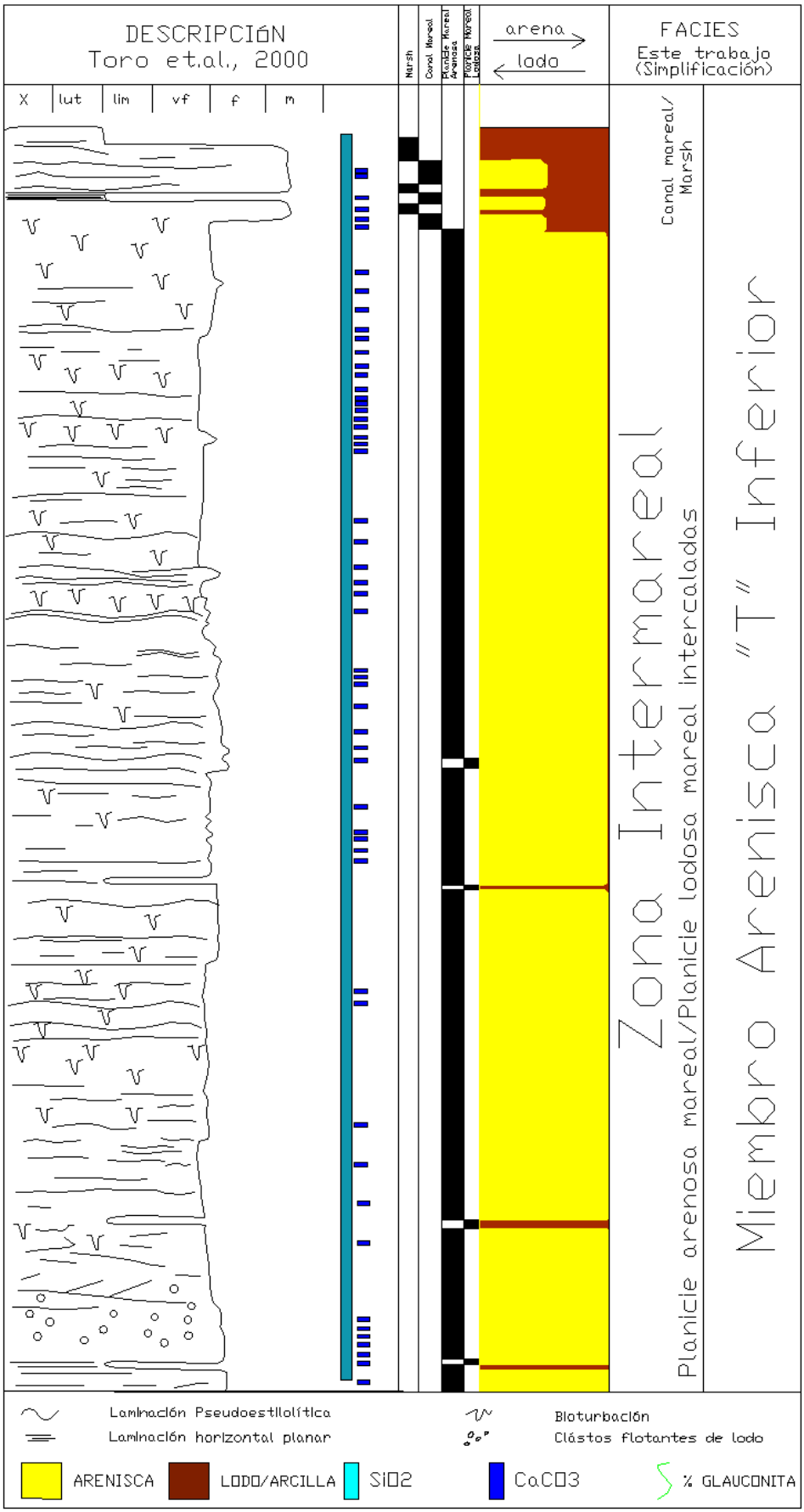


Figura 38. Modificado de la descripción del testigo de corona Cononaco C, elaborado por Toro et.al., 2000.

4.2.2.1.4 Núcleo Cononaco D. Figura 39 (White et.al.,1997)

El 90.5% del espesor son areniscas y el 9.5% son sedimentos finos arcillosos algo limosos interestratificados con laminaciones de arenisca muy fina. El tamaño de grano de las areniscas es principalmente entre fino inferior a superior, en menor proporción muy fino superior, y muy localmente medio inferior. Las areniscas poseen una sorteo entre moderado y bueno, principalmente bueno y sus granos son mayormente subredondeados, en menor proporción redondeados y localmente muy redondeados. Poseen una consolidación uniforme dura, y en menor proporción moderada. En todo el núcleo existe una cementación primaria silícea, muy limitada y dispersa cementación calcárea secundaria en areniscas, y una mínima autigénesis de pirita euhedral framboidal nodular.

Estos sedimentos finos y arenosos registran una bioturbación escasa a moderada e icnodiversidad baja. Los icnogenus dominantes pertenecen a las icnofacies de Cruziana y Skolithos, características de medios litorales arenosos influenciados por mareas. De mayor a menor profundidad relativa las facies son: offshore inferior - superior, transición offshore – shoreface inferior, shoreface inferior, shoreface medio, shoreface superior, complejo arenosos submareal, canal, submareal canal mareal, planicie lodosa mareal, planicie arenosa mareal y barra mareal.

Los depósitos descritos en este núcleo corresponden una sucesión continua de facies de estuario dominado por mareas que se profundiza desde la zona submareal hasta el offshore.[75]

[75] Este trabajo

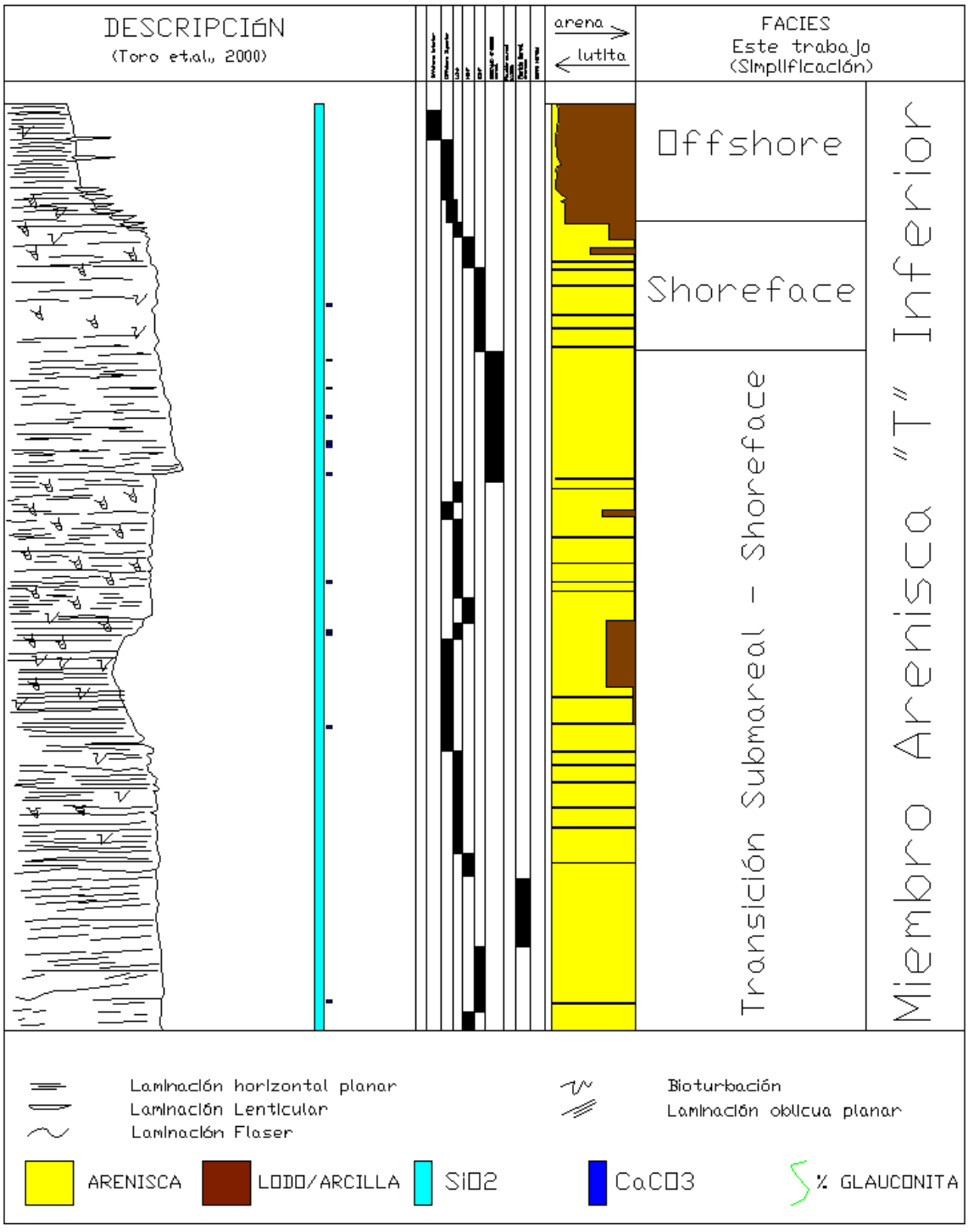


Figura 39. Modificado del la descripción del testigo de corona Cononaco D, elaborado por Toro et.al., 2000.

4.2.2.1.5 Núcleo Cononaco E. Figura 40 (White et.al., 1997)

Dos intervalos aislados se observan en el núcleo recuperado. Estos se encuentran separados por once pies de intervalo no recuperado. Son de grano

fino a medio con estratificación ripple a flaser en las arenas de grano fino, e indistinta estratificación cruzada planar en las capas de grano medio.

Los autores de la descripción atribuyen un ambiente de depositación fluvial a la parte basal del intervalo y canales distributarios y depósitos de planicie mareal al tope.

En este trabajo se considera que todo el intervalo fue depositado dentro del dominio de un estuario. La parte basal corresponde a relleno de canales de la zona intermareal alta a media. Canales fueron excavados durante la exposición subaérea de la planicie arenosa permitiendo la depositación de arenas por arrastre (ripples). La parte superior en cambio consiste de canales y planicies arenosas submareales producto de la profundización y migración lateral del estuario. Esta interpretación se realizó considerando la existencia de depósitos submareales de estuario correlacionables a estos en el núcleo Cononaco D, que se encuentra a una distancia de menos de 1 km. en dirección noreste.

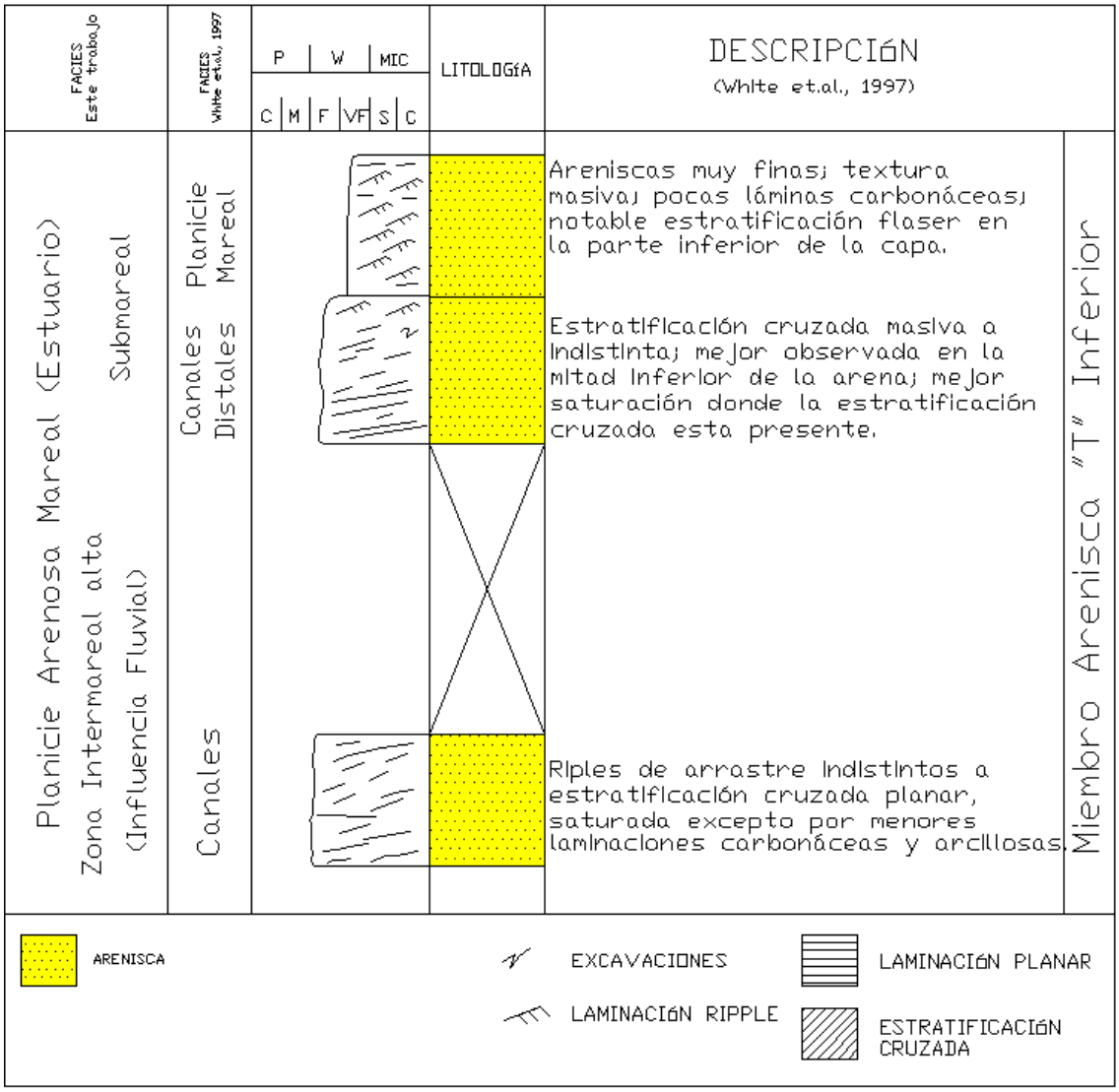


Figura 40. Modificado de la descripción del testigo de corona Cononaco E, elaborado por White et.al., 1997.

4.2.2.1.6 Núcleo Cononaco F. Figura 41 (Toro et.al., 2002)

Se trata del núcleo más al sur del que se haya obtenido información. Aquí han sido identificadas las siguientes facies sedimentarias:

Shoreface inferior, corresponde a sedimentos de color gris oscuro con pocas laminaciones muy delgadas de arenisca fina. Las limolitas son oscuras y poseen cemento silíceo.

Shoreface medio, son limolitas de color gris oscuro con intercalaciones de arenisca de grano muy fino. Se han identificado pirita, ámbar y pequeñas bandas de siderita.

Shoreface superior está dividido en tres intervalos:

El intervalo superior (0.3 pies) corresponde a areniscas de grano muy fino inferior de color gris claro, son bien consolidadas y poseen cemento silíceo primario. El siguiente, (2 pies), son similares a las anteriores pero se encuentran intercaladas con limolitas gris oscuras; y el intervalo final (2.5 pies) son areniscas de grano fino inferior, bien seleccionadas, subangulares a subredondeadas, poseen cemento silíceo primario y cemento calcáreo (10%).

Planicie mareal arenosa, tiene espesores moderados y variables, de tamaño de grano entre muy fino superior a fino inferior, subangulares a subredondeadas y de moderadas a bien seleccionadas. Están bien consolidadas.

Barra mareal, son areniscas de grano fino superior a inferior y están bien consolidadas.

Canal mareal, muestran un tamaño de grano que va desde arena fina superior a limo inferior. Son subangulares a subredondeados, moderadamente seleccionados y consolidados.

En general, las facies pertenecen estrictamente al estuario (canales, barras y planicies arenosas mareales), pasando a facies más profundas a partir de la mitad del mismo, observándose depósitos de planicie arenosa mareal intercalada con shoreface medio y superior.

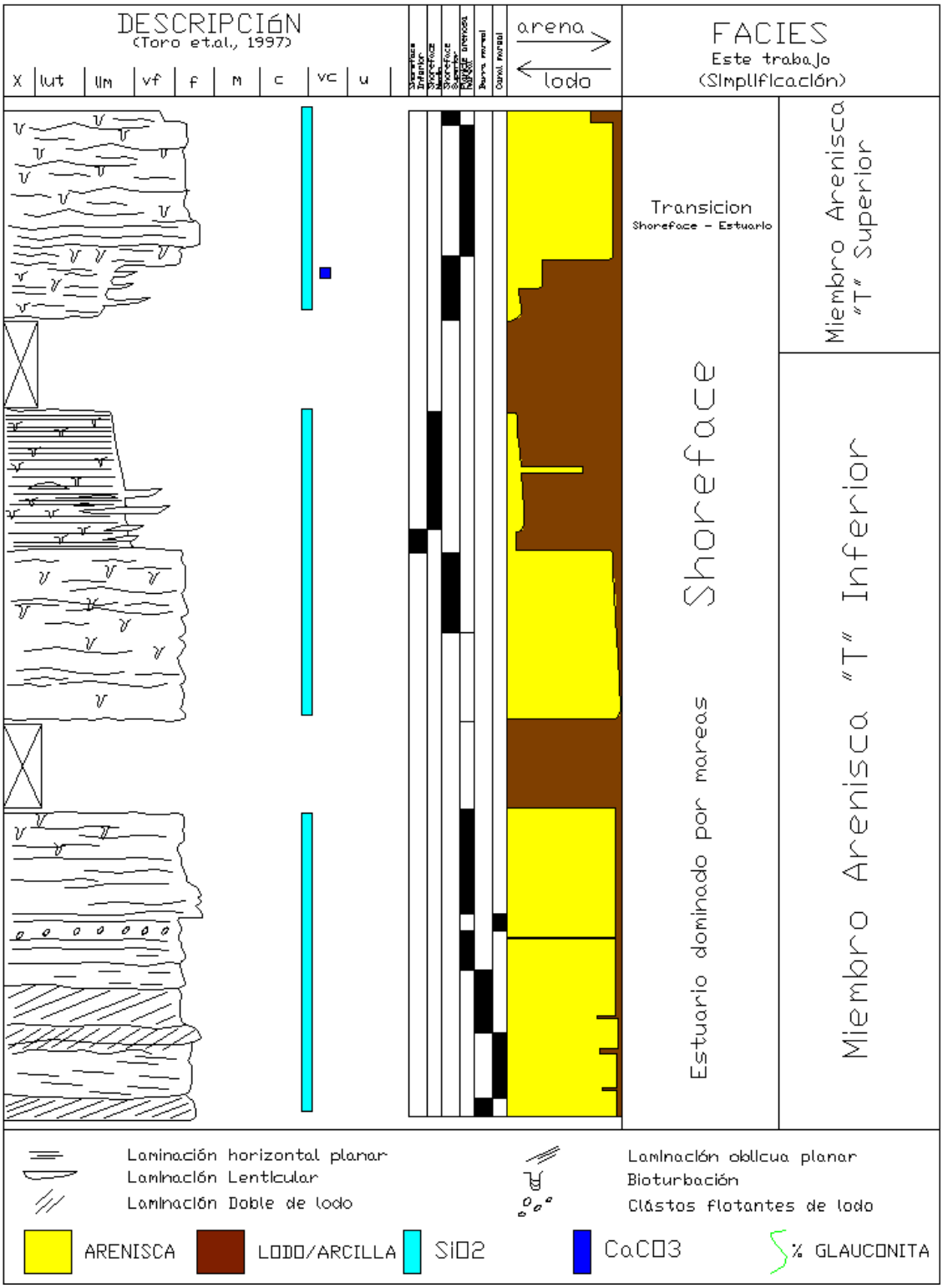


Figura 41. Modificado de la descripción del testigo de corona Cononaco F, elaborado por Toro et.al., 2002.

4.2.2.2 Interpretación de Registros Eléctricos

Los registros de rayos gamma muestran con mayor claridad el patrón tipo campana que corresponde a depósitos de planicie dominada por mareas. De las siete parasecuencias identificadas tan solo dos son de tipo engrosamiento hacia arriba, y son la PS2 de la Caliza “T” y la PS 5 de la Arenisca “T” Superior, que corresponden a intervalos previos a los límites de secuencia LS1 y LS2, donde la reducción del espacio de acomodación pudo ser mas marcada.

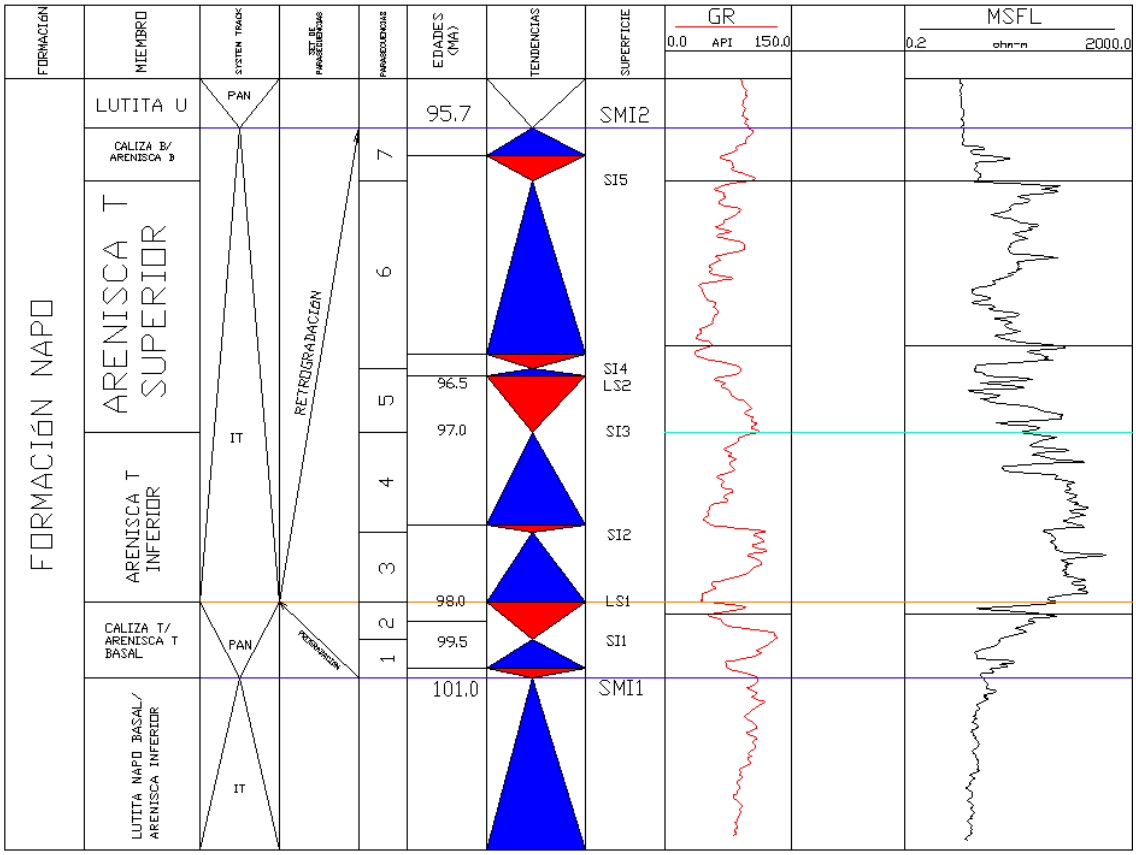


Figura 42. Estratigrafía Secuencial para el Pozo Tipo del Campo Cononaco, indicando los miembros, la identificación de los ciclos sedimentarios y las superficies cronoestratigráficas así como sus edades relativas.

Para la Arenisca “T” Inferior se puede observar desde su base, depósitos estuarinos especialmente de planicie mareal arenosa o lodosa siempre asociados a patrones de afinamiento hacia arriba. Entre estos depósitos, es común encontrar intercaladas facies mareales tipo barra arenosa, canal mareal y pantano además de depósitos de complejo arenosos submareal, “shoal” mareal” y de shoreface, más profundos en el centro del campo.

El siguiente intervalo, de tipo afinamiento hacia arriba muestra depósitos de planicies mareales que rematan en facies de shoreface para casi todo el campo, excepto la parte central donde se presentan facies de offshore mas profundas, manteniéndose la tendencia del intervalo anterior.

A partir del marcador intermedio “T”, los datos son escasos, solo se tienen interpretaciones del núcleo ubicado mas al sur de la cuenca donde los depósitos de la Arenisca “T” Superior son de tipo shoreface superior a planicie mareal. Comparando el comportamiento de los registros eléctricos en otras zonas donde éste se puede cotejar con la información sedimentológica se llega la conclusión de que es probable que estos depósitos progradantes correspondan a facies de canales y barras mareales. Posteriormente se da una nueva profundización donde se forman las areniscas glauconíticas típicas de la Arenisca “T” Superior.

Sumado a todo esto está la predominancia de icnofacies de Skolithos y Cruziana en los sedimentos, éstos son característicos de medios litorales arenosos influenciados por mareas.

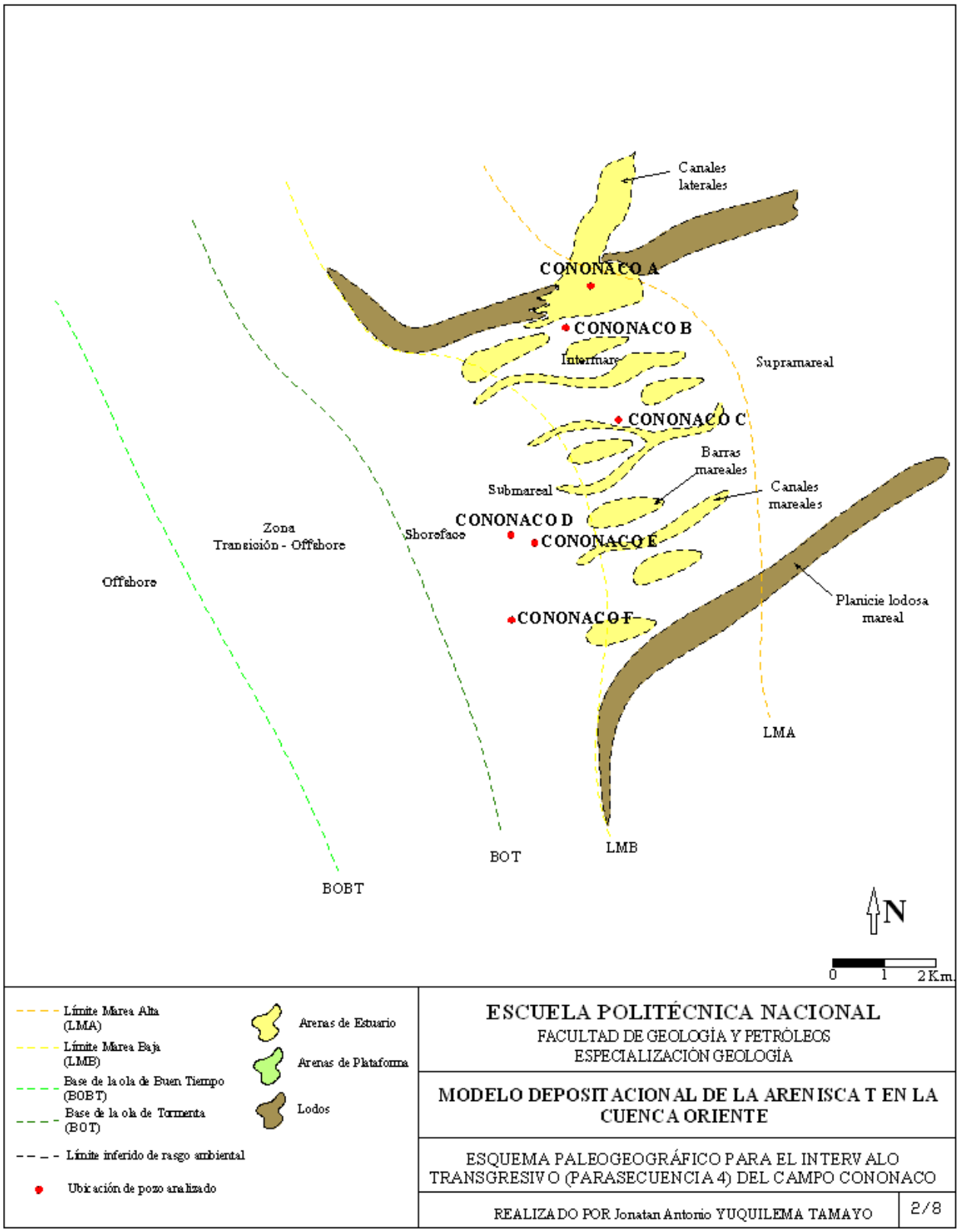


Figura 43. Esquema paleogeográfico para el intervalo transgresivo (Parasecuencia 4) del Campo Cononaco.

4.2.3 CAMPO PUCUNA

4.2.3.1 Interpretación de Testigos de Corona

4.2.3.1.1 Núcleo Pucuna A. Figura 44 (White et.al., 1997)

Consiste en 30 pies de areniscas de grano fino que pueden ser subdivididos en varios paquetes que presentan similares características depositacionales. La mitad de abajo consiste de areniscas con estratificación cruzada planar con un ángulo bajo a moderado, incluso alto. Estas capas muestran indistintas dobles capas de lodo y una lutita carbonácea interestratificada. En la mitad de arriba, las capas de arena muestran variable tamaño de grano, rippling y estratificación cruzada de pequeña escala, ocasionalmente está endurecida. Dupletas de lodo y laminas carbonáceas pseudoestilolíticas están presentes en estas arenas.

El ambiente de depositación para los sedimentos de la mitad inferior corresponde a canales de marea con fuerte influencia fluvial según los autores de la descripción. En este trabajo se considera que estos depósitos corresponden a facies distales de estuario dominado por mareas con algún grado de acción de olas. El fuerte carácter fluvial mencionado correspondería a rasgos depositacionales asociados a “inlets” mareales. Estos son canales que se forman donde grandes volúmenes de agua entran y salen del lagoon y las planicies mareales y pueden establecerse bajo todos los rangos mareales. El dominio mareal favorece el desarrollo de “deltas de reflujo”, que son cuerpos de arena progradantes depositados mar adentro en la desembocadura de los “inlets”. Estos avanzan o se fijan a sustratos lodosos u hondonadas produciendo cuerpos lenticulares alongados de arena. Si los “inlets” migran estos pueden formar grandes cuerpos arenosos de conjuntos de “deltas de reflujo” que pueden interdigitarse con el shoreface.

Las arenas de la parte superior corresponden entonces a shoals mareales depositados durante la profundización o probablemente a “deltas de reflujo” apilados. El mecanismo de migración de la barrera arenosa se da por “ahogamiento en el lugar”. Este mecanismo consiste en la permanencia de la

barrera en el mismo sitio hasta que la zona de rompiente (braker zone) alcanza el tope de la barrera y la sobrepasa hasta alcanzar el borde interno del lagoon, ahogando completamente la barrera y dándole así un gran potencial de preservación. Esta interpretación está asociada a un absoluto dominio mareal sobre los depósitos, ya que en el caso del dominio de olas, la barrera es erosionada por el ascenso del shoreface, lo que implicaría la formación de una superficie erosiva y una rizadura conglomerática al tope del mismo, lo que no se observa en el núcleo. Sin embargo, esto no elimina la posibilidad de influencia de olas en un grado muy bajo.

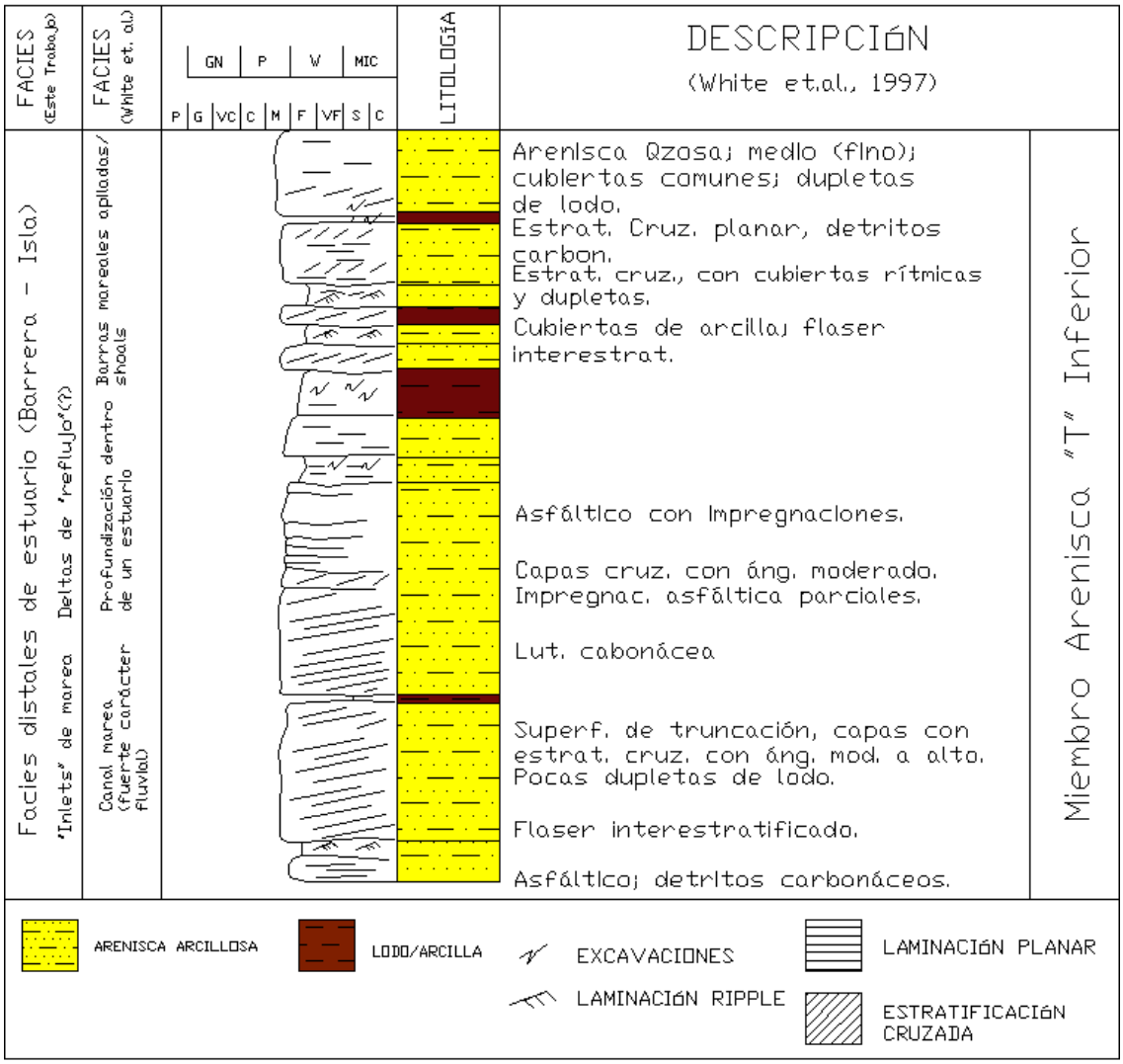


Figura 44. Modificado de la descripción del testigo de corona Pucuna A, elaborado por White et.al., 1997.

4.2.3.1.2 Núcleo Pucuna B. Figura 45 (Toro et.al., 2004)

En este núcleo están presentes secciones del miembro arenisca “T” Basal e Inferior. Aquí la arenisca basal es cuarzosa, de grano muy fino, y fuertemente excavada y bioturbada. Muchas capas de arcilla son observadas. La mitad superior del intervalo exhibe una arenisca cuarzosa de grano medio a fino emparedada entre dos zonas de lodolita lenticular y delgadas capas de arena. Láminas carbonáceas son comunes, así como dobles capas de lodo dentro del paquete de arena. Estratificación cruzada planar remanente de bajo ángulo es evidente dada la distribución de láminas de arcilla en esas arenas. La lodolita lenticular entre paquetes de arena del núcleo contiene una muy delgada capa de arena glauconítica.

Estos depósitos son considerados como pertenecientes a facies distales de estuario al igual que los depósitos anteriores, posiblemente un lagoon, instalado en una zona con alguna influencia de olas.

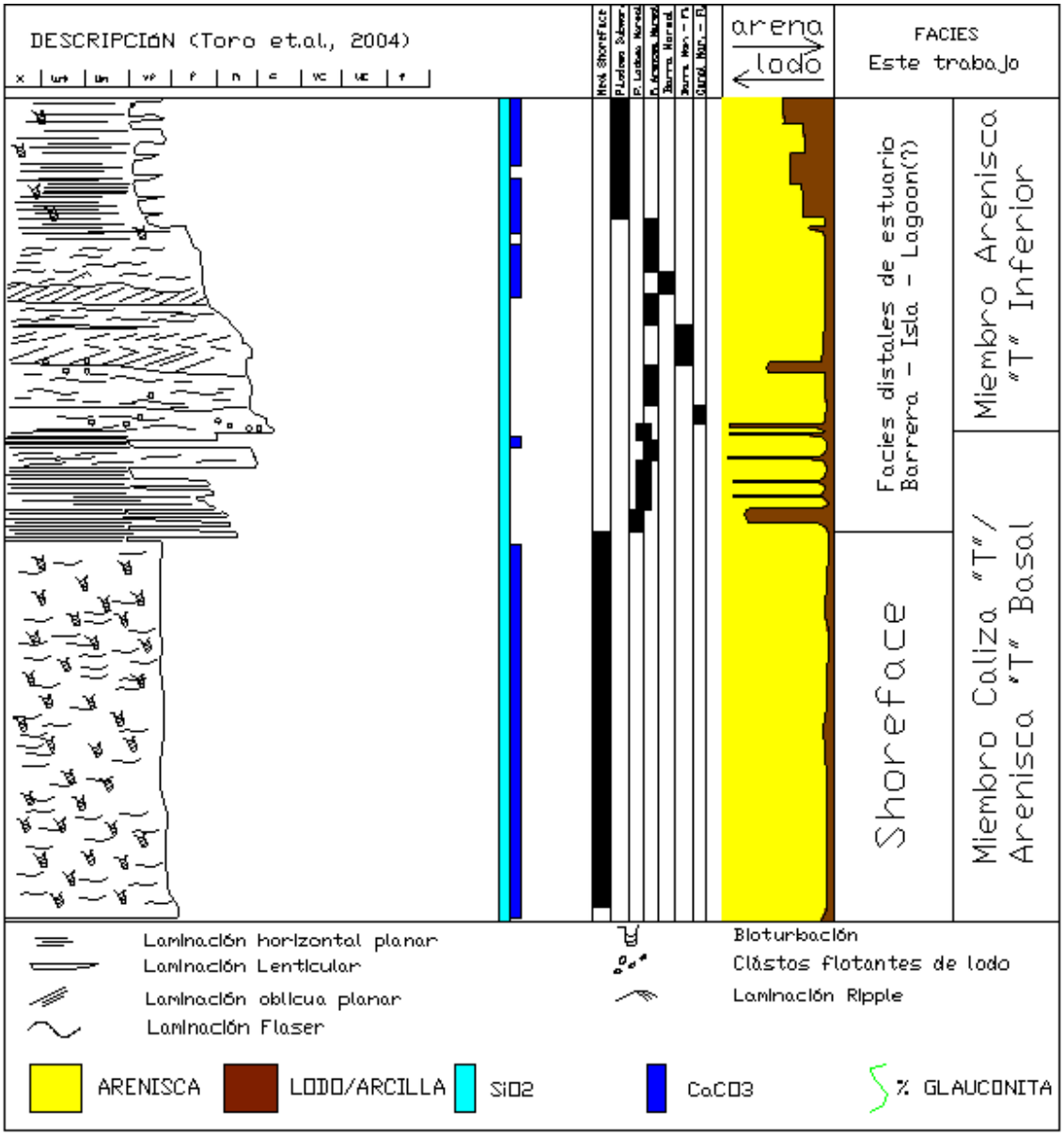


Figura 45. Modificado de la descripción del testigo de corona Pucuna B, elaborado por Toro et.al., 2004.

4.2.3.1.3 Núcleo Pucuna C. Figura 46 (Toro et.al., 2002)

Está compuesto por areniscas en un 42.8% de su espesor, 54.6% de sedimentos finos y un 2.6% de sedimentos carbonosos. Las areniscas poseen un tamaño de grano entre fino superior y eventualmente medio inferior. Los granos son angulares a subredondeados y excepcionalmente redondeados. Su sorteo es generalmente bueno a eventualmente moderado y su consolidación es friable a algo moderada. Durante la diagénesis se produjo compactación mecánica y química. La segunda formando cementación silícea primaria y poca y dispersa

cementación calcárea secundaria así como una mínima autogénesis de pirita. Poca bioturbación es observada. Fueron identificados los icnogenus Cruziana y Skolithos, típicos de ambientes litorales dominados por mareas.

Las facies sedimentarias identificadas corresponden a intercalaciones de depósitos de planicies maréales arenosa y lodosa que cubren aproximadamente la mitad inferior del núcleo. A continuación se da una profundización, visible en el depósito de lutitas identificadas como pertenecientes a una plataforma clástica arcillosa somera. Estas facies cambian al tope del núcleo a facies de planicie arenosa mareal, mostrando un regreso al ambiente litoral más somero.

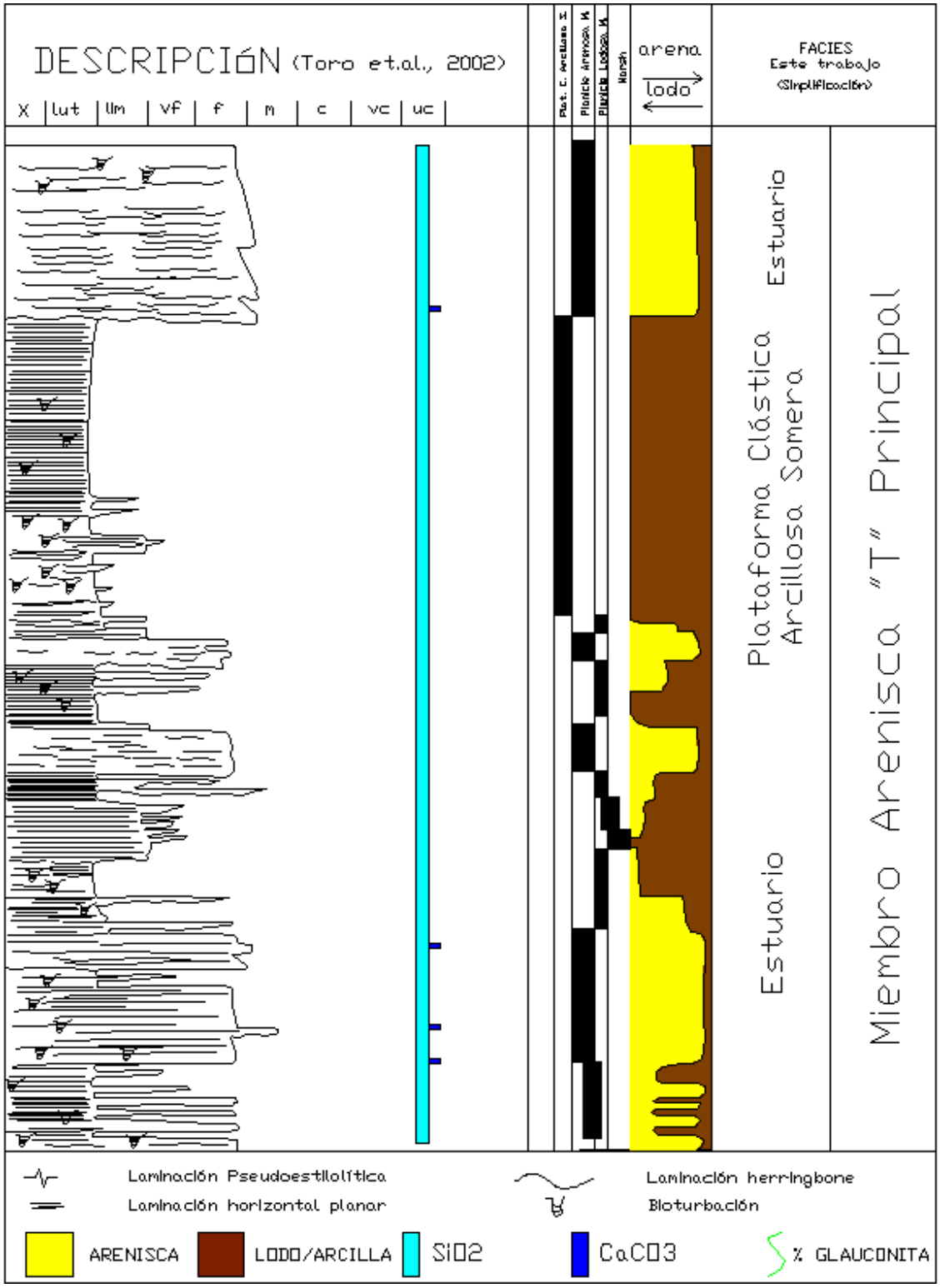


Figura 46. Modificado de la descripción del testigo de corona Pucuna C, elaborado por Toro et.al., 2002.

4.2.3.2 Interpretación de Registros Eléctricos

Las PS1 y PS5 presentan patrones de apilamiento tipo engrosamiento hacia arriba. En ambos casos esto se puede atribuir a factores eustáticos, ya que la PS1 representa el inicio de la progradación en la cuenca y la PS5 se encuentra previa al desarrollo del LS2 luego de la inundación marcada por la SI3.

Todas las demás parasecuencia son de tipo afinamiento hacia arriba lo cual es indicativo del fuerte dominio mareal durante la depositación de la Secuencia Genética “T”.

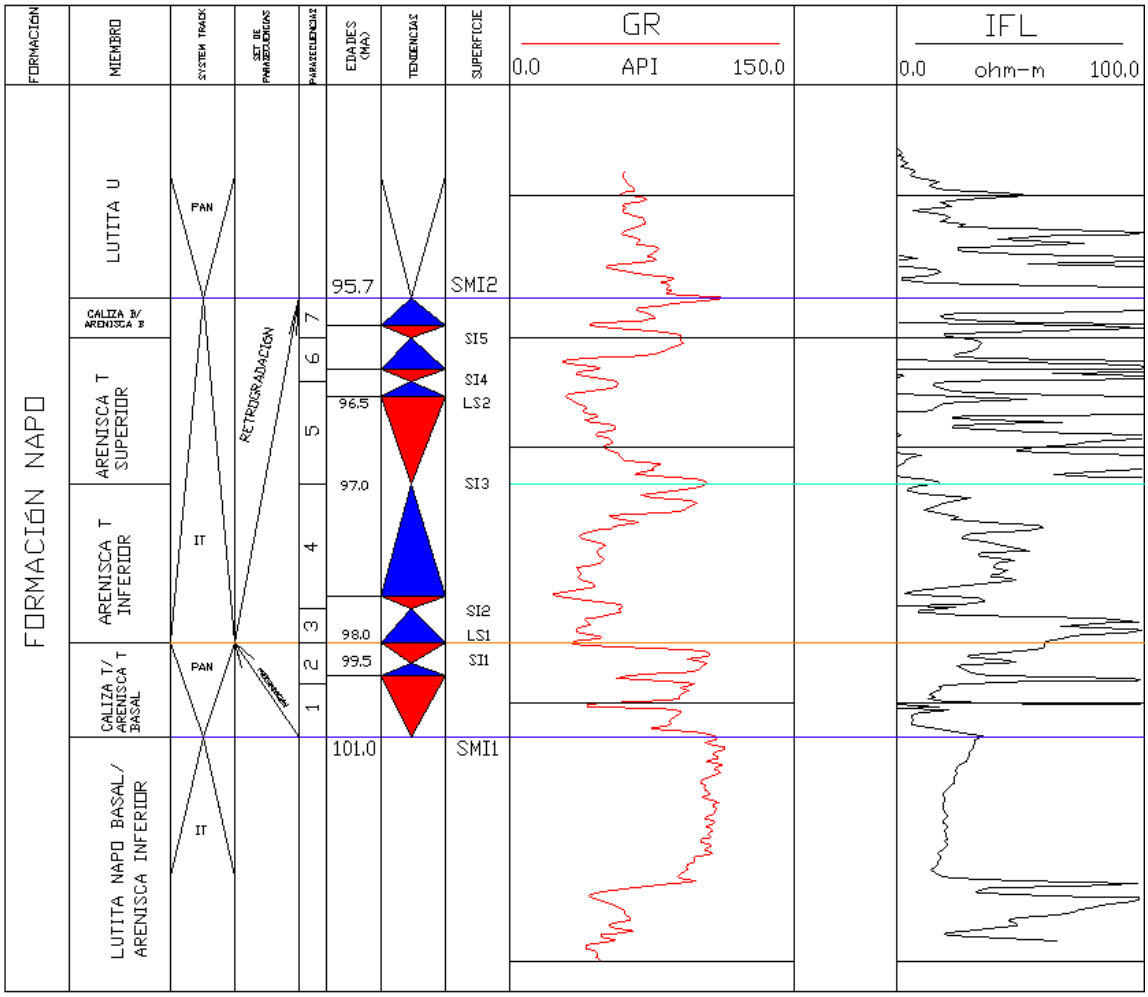


Figura 47. Estratigrafía Secuencial para el Pozo Tipo del Campo Pucuna, indicando los miembros, la identificación de los ciclos sedimentarios y las superficies cronoestratigráficas así como sus edades relativas.

El campo Pucuna está instalado sobre la parte distal de un estuario dominado por mareas, en una zona con alguna influencia de olas, lo que permitió la formación de islas barreras paralelas a la costa detrás de las cuales se depositaron facies de lagoon. Un aspecto representativo para definir este ambiente ha sido el reconocimiento de la sección basal del núcleo Pucuna A, como una facies caracterizada por la presencia de arenas más o menos limpias pero con dobles capas de lodo interestratificadas, además de estratificación cruzada y bases planares erosivas como estructuras sedimentarias. Este tipo de depósitos han sido definidos como “inlets” de marea. Estos son canales desarrollados en casi todo el rango mareal. A través de ellos, grandes volúmenes de agua del dominio marino entran e inundan el lagoon e incluso las planicies mareales durante el ascenso de la marea, así mismo, actúan como canales de desfogue durante el subsecuente descenso mareal. Este ingreso y salida de agua por efectos de las mareas permite la depositación de facies arenosas limpias a ambos lados del “inlet”, denominadas deltas mareales de “flujo” (sobre el lagoon) y de “reflujo” (en dirección mar adentro con mayor desarrollo por el dominio mareal). Este tipo de depósitos están relacionados con rangos mareales que van desde micromareales a mesomareales en zonas con influencia mixta de olas y mareas.[76]

[76] Este trabajo

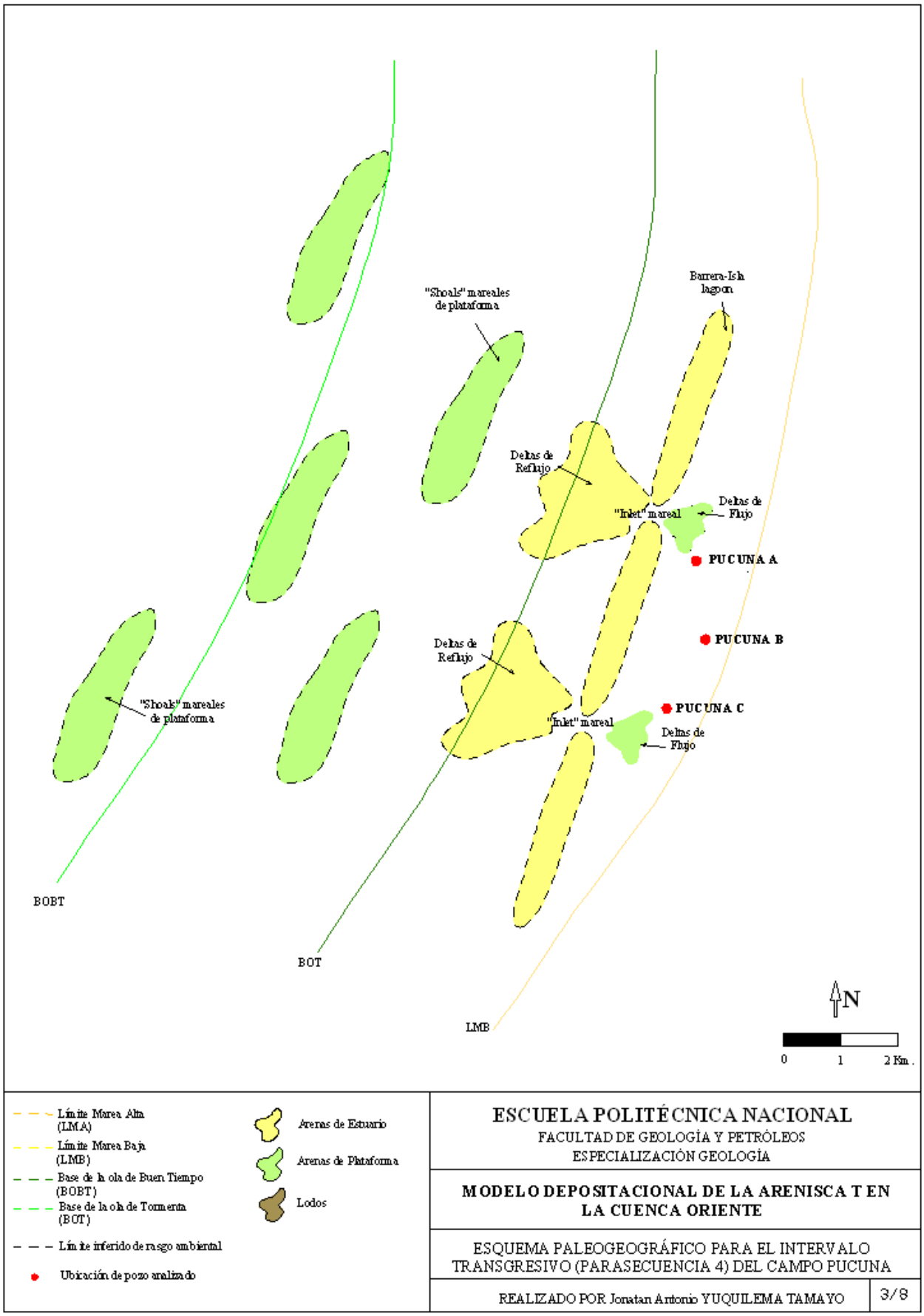


Figura 48. Esquema paleogeográfico para el intervalo transgresivo (Parasecuencia 4) del Campo Pucuna.

4.2.4 CAMPO SACHA

4.2.4.1 Interpretación de Testigos de Corona

4.2.4.1.1 Núcleo Sacha A. Figura 49 (White et.al., 1997)

Este núcleo muestra facies de arenisca glauconítica fosilífera excavada e interestratificaciones laminadas de lodolita/arcillolita. El contenido de glauconita de grano medio es comparativamente alto dada la pronunciada coloración verde de las areniscas; cuarzo detrítico es generalmente fino a muy fino en tamaño de grano. Las delgadas interestratificaciones de arena son también glauconíticas. Las lutitas contienen excavaciones y láminas de arena.

La totalidad del intervalo recuperado demuestra un ambiente de depositación de estuario. La concentración de shoals glauconíticos refleja fuertes corrientes episódicamente capaces de mover detritos de arena a través del bajo relieve de la plataforma. Seguido a la depositación, las excavaciones disturban la textura de la arena durante episodios de condiciones de baja energía.

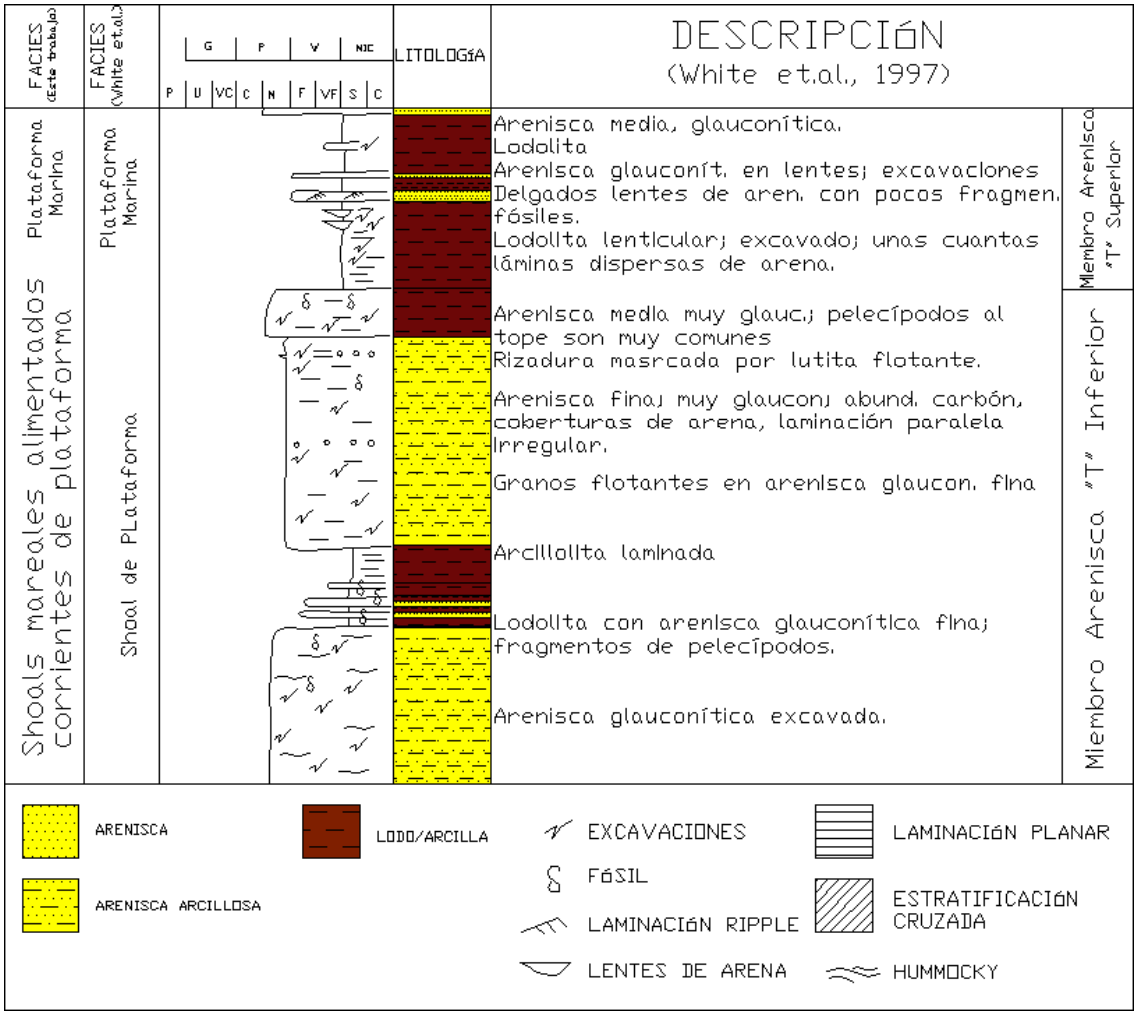


Figura 49. Modificado de la descripción del testigo de corona Sacha A, elaborado por White et.al., 1997.

4.2.4.1.2 Núcleo Sacha B. Figura 50 (White et.al., 1997)

Tres distintas facies comprenden este núcleo. A la base, areniscas de grano medio con múltiples y pequeñas estratificaciones cruzadas tipo artesa que poseen numerosas láminas carbonáceas pseuestilolíticas y comúnmente capas de arcilla. Arriba está una capa de unos dos pies de lodolita laminada con muchos lentes de arena. El apilamiento de arenisca de grano fino pertenece a facies excavadas de arenisca con laminación ripple. Las arenas contienen abundantes detritos de capas de arcilla dentro del "rippling" y posibles dobles capas de lodo. Trazas fósiles de Skolithos, ocurren cerca de este paquete depositacional. A continuación se tiene otro intervalo de lodolita lenticular. El paquete de arena que cubre el intervalo recuperado es una sucesión ligera a muy glauconítica, que exhibe laminación primaria excavada y disturbada.

El paquete de arena a la base de estos depósitos corresponde a shoals mareales originados dentro de un canal. El espeso apilamiento de areniscas de grano fino sobreyaciendo el cuerpo arenoso basal reflejaría shoals mareales subacuáticos ricos en arena pero mas distales. Finalmente, sobre todo el intervalo, abruptamente sobreyace la cubierta de areniscas glauconíticas de cuyo rigen puede estar mas relacionado a la instalación de un ambiente de plataforma marina abierta. Esto refleja un progresivo abandono de las condiciones del estuario a favor de la plataforma transgresiva.

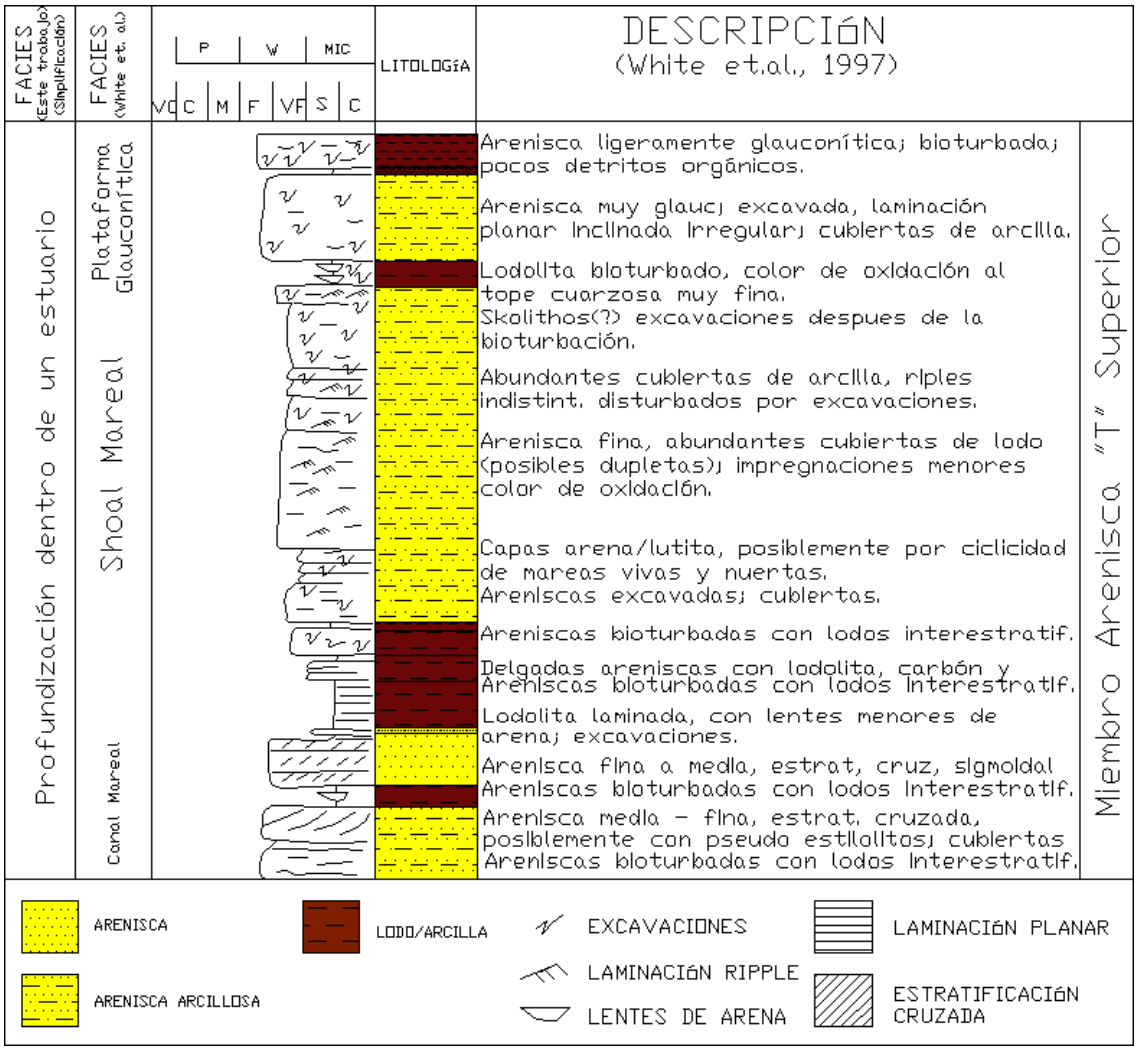


Figura 50. Modificado de la descripción del testigo de corona Sacha B, elaborado por White et.al., 1997.

4.2.4.1.3 Núcleo Sacha C. Figura 51 (White et.al., 1997)

El intervalo recuperado está dominado por piezas de núcleo de arena de grano fino. Todas estas arenas están clasificadas como pertenecientes a facies con laminación pseudoestilolítica. Existe presencia de estratificación cruzada oblicua fuertemente direccional y abundantes láminas de arcilla carbonosa.

La asociación de las facies anteriormente descritas sugiere un ambiente de arenas canalizadas con un cierto grado de retrabajamiento mareal reflejado en la presencia de estratificación cruzada oblicua y laminas de arcilla carbonosa. Estas pueden ser atribuidas a la zona de energía mixta de un estuario, donde la influencia mareal y la fluvial tienen un efecto sobre la naturaleza de los depósitos.

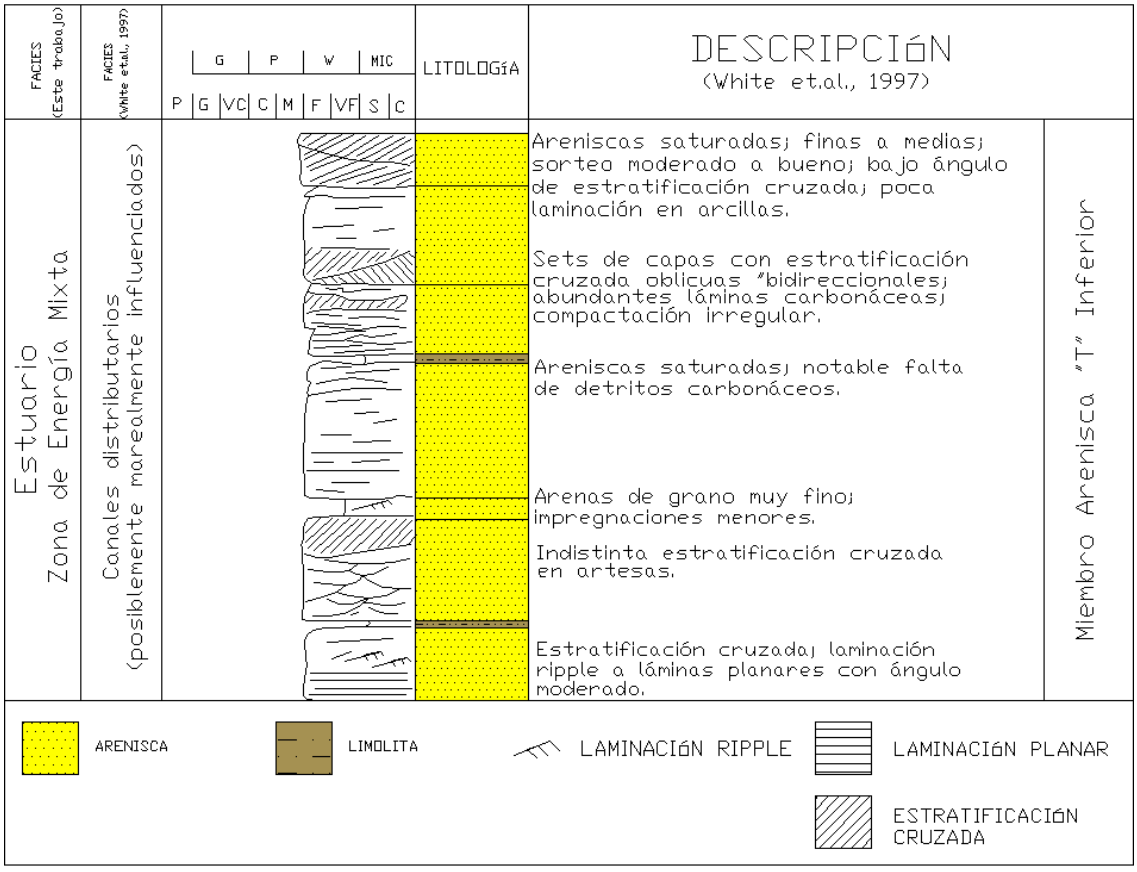


Figura 51. Modificado de la descripción del testigo de corona Sacha C, elaborado por White et.al., 1997.

4.2.4.2 Interpretación de Registros Eléctricos

Los registros eléctricos de 5 pozos distribuidos a lo largo del campo formando un eje norte-sur han sido analizados. De las siete parasecuencia identificadas sola la PS2 y la PS5 muestran un claro patrón de engrosamiento hacia arriba, lo que ratifica el dominio mareal en la depositación de la secuencia.

En la zona norte, la PS3 a base de la Arenisca “T” Inferior muestra afinamiento hacia arriba en el registro de rayos gamma con un aparente patrón tipo bloque en la parte basal que va desapareciendo paulatinamente a medida que se analizaron los registros hacia el sur. Respuestas simétricas tipo arco se han identificado en el registro de rayos gamma que concuerdan con el desarrollo de shoals arenosos para la PS4 y la PS5.

En la zona centro y correspondiendo a la PS4, se observó el desarrollo de cuerpos arenosos con bases más o menos planas que presentan un patrón de afinamiento hacia arriba no muy marcado como en los depósitos subyacientes. Partiendo de las descripciones sedimentológicas de los núcleos para esta zona, que muestran estructuras sedimentarías tipo estratificación cruzada de bajo ángulo, en artesas, laminación planar y con eventual estratificación cruzada bidireccional, así como del patrón “afinamiento hacia arriba en el registro eléctrico se concluye que estos depósitos pueden corresponder a barras de punta (de meandro) desarrolladas en la zona de influencia mixta del estuario donde la depositación esta controlada tanto por energía fluvial como mareal. El cruce de los registros eléctricos de densidad y porosidad revelan que estas son arenas no muy limpias. A medida que seguimos subiendo en el registro desaparece la intersección de estas curvas, expresando así la profundización del estuario lo que originó una mayor depositación de lodo.

En la parte sur del campo, la respuesta del registro de rayos gamma de la PS4 el comportamiento del registro es aproximadamente de afinamiento hacia arriba pero no muy marcado, el análisis de los núcleos sostiene que son facies fluviales pero en este trabajo se considera que posiblemente hubo una superposición

paulatina de un régimen mareal cada vez mas intenso debido a la inundación del estuario.

La inundación para todo el campo continúa depositando la PS5 correspondiente a depósitos progradantes de estuario y finalmente la PS6 y la PS7 de tipo afinamiento hacia arriba.

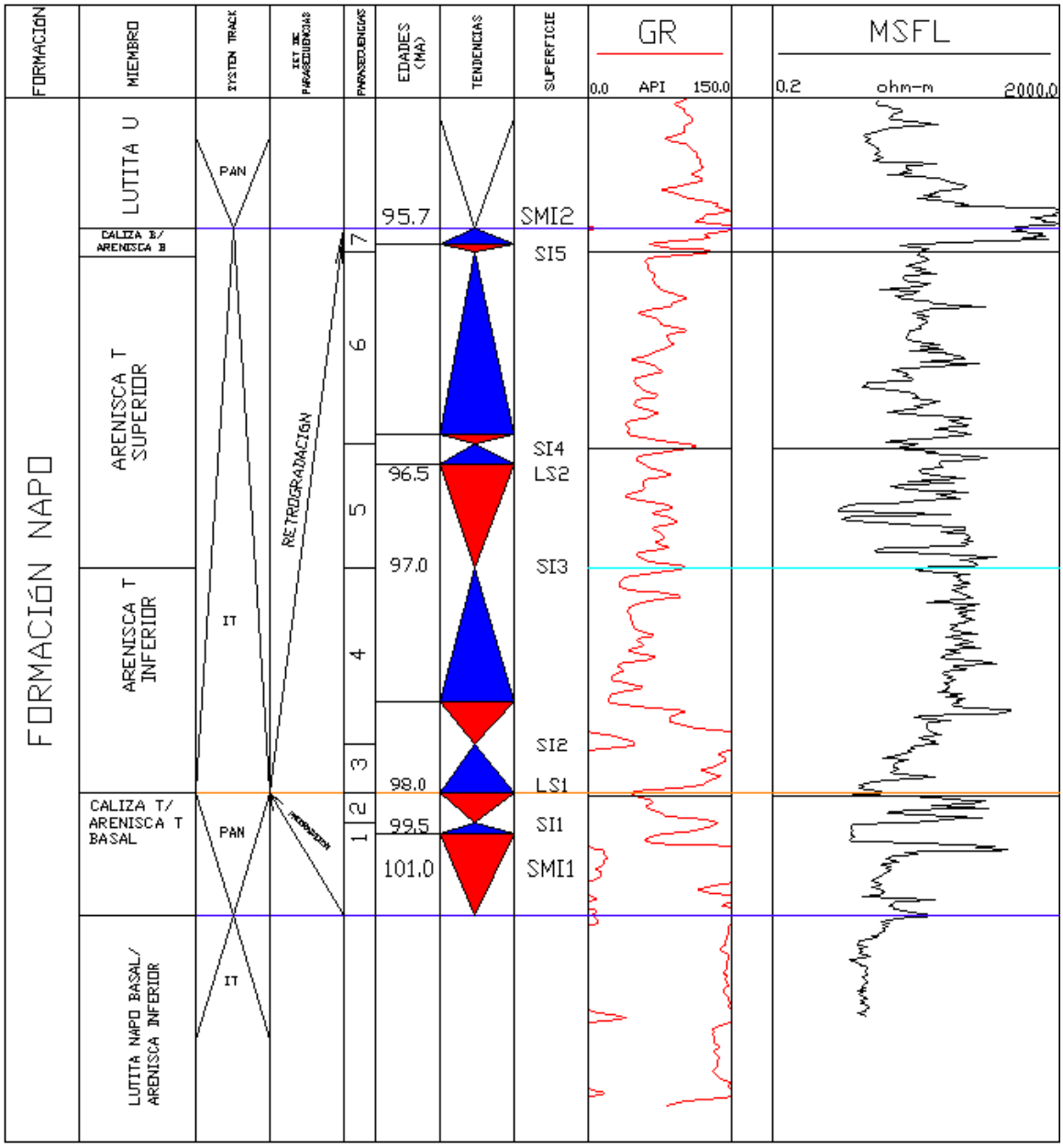


Figura 52. Estratigrafía Secuencial para el Pozo Tipo del Campo Sacha, indicando los miembros, la identificación de los ciclos sedimentarios y las superficies cronoestratigráficas así como sus edades relativas.

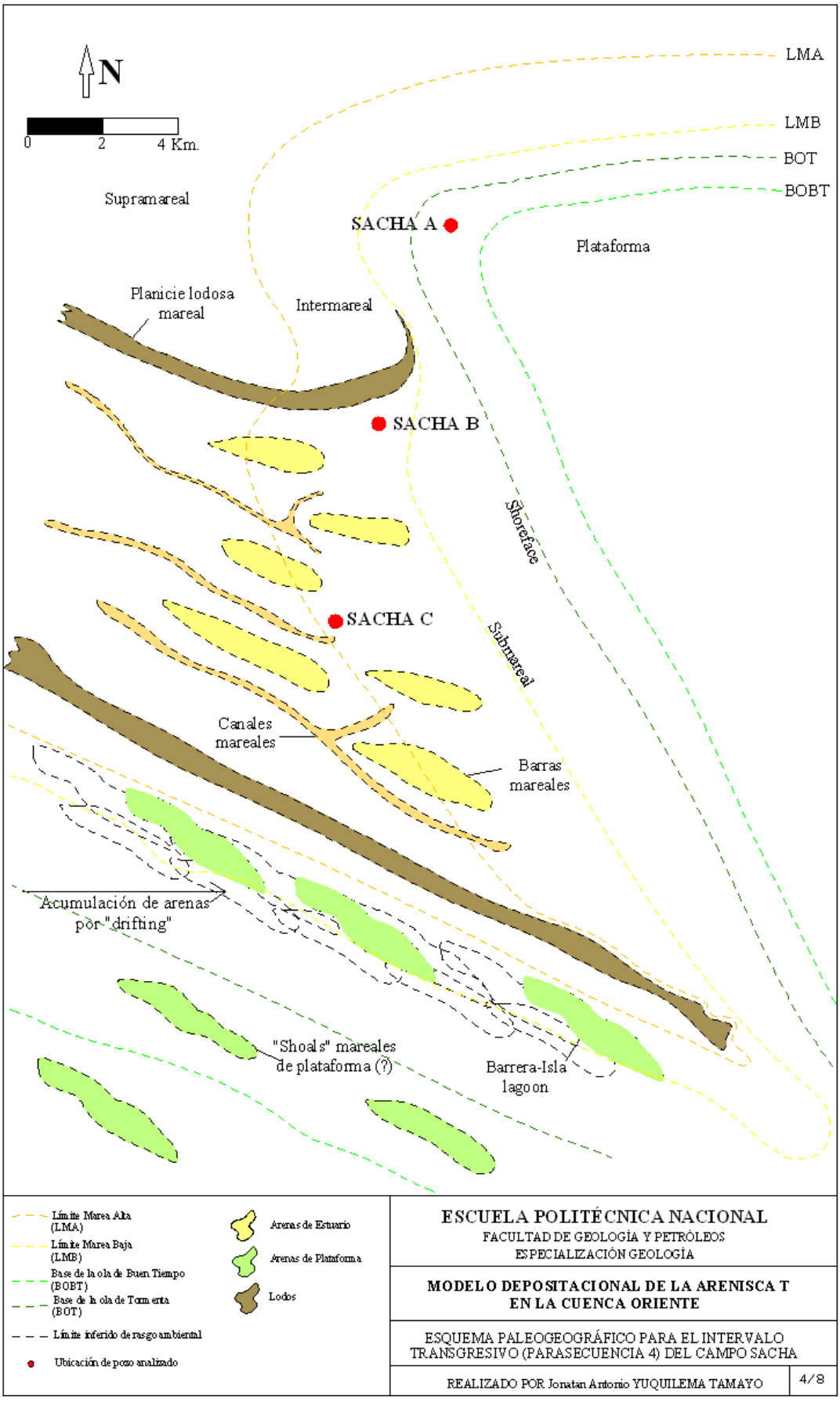


Figura 53. Esquema paleogeográfico para el intervalo transgresivo (Parasecuencia 4) del Campo Sacha.

4.2.5 CAMPO SHUSHUFINDI

4.2.5.1 Interpretación de Testigos de Corona

4.2.5.1.1 Núcleo Shushufindi A. Figura 54 (Toro et.al., 1997)

Consiste de aproximadamente 30 pies de intervalo recuperado. Tres intervalos arenosos importantes son observados. El intervalo basal de aproximadamente 2 pies, está caracterizado por areniscas de grano grueso, subredondeado y con sorteo moderado. Posee matriz en bajo porcentaje (~1%), cementación silícea primaria y nódulos calcáreos esporádicos. Las estructuras identificadas son laminación oblicua planar (~20º), algunas laminaciones pseudoestilolíticas y laminación horizontal planar. Existen raras capas dobles de lodo con inclinaciones de aproximadamente 20º.

En la mitad, se encuentra una porción de núcleo de 8 pies de espesor de areniscas de grano fino a medio hacia el tope, subangulares a subredondeadas, con buen sorteo, consolidadas y con contenido de matriz que varía desde 1 al 3%. Estructuras pseudoestilolíticas y flaser dominan la mitad inferior así como fauna tipo Arenicolites, Zoophycus, Ophiomorpha y Skolithos. La mitad superior en cambio esta caracterizada por laminación horizontal planar y oblicuo, además de pseudoestilolitos abundantes y contactos basales erosivos. Los icnogenus Planolithes, Skolithos y Ophiomorpha están presentes. Un pequeño intervalo de areniscas glauconíticas finas a muy finas separan a los dos intervalos arenosos descritos anteriormente. Este exhibe adicionalmente bioturbación y estratificación flaser.

El tercer intervalo arenoso, y el mas extenso, esta caracterizado por areniscas de grano medio a grueso, subangulares a subredondeadas, consolidadas y con buen sorteo. Estas presentan cemento silíceo primario y matriz arcillosa entre 1 y 4%. Las estructuras identificadas son: laminación oblicua planar (5-30º), poca laminación horizontal planar, estratificación flaser, dobles capas de lodo, pseudoestilolitos, laminación oblicua arqueda, pocos contactos basales erosivos, raras superficies de amalgamación y truncación. Finalmente fue identificada una

cubierta de lutitas negras físiles con cemento calcáreo y laminación horizontal al tope de la secuencia.

El intervalo basal es identificado como facies de estuario de tipo barra mareal, que son abruptamente sobreyacidos por una delgada capa de areniscas finas glauconíticas cuyo origen es atribuido a la instalación de un ambiente de plataforma marina el mismo que se mantiene durante la depositación de todo el intervalo medio del núcleo generándose así facies de plataforma clástica arenosa somera. En este trabajo se considera que existe la posibilidad de una inundación que permita la instalación de un régimen de plataforma en la zona del campo Shushufindi y la identificación de icnofacies de tipo Zoophycus (Plataforma Clástica) y Cruziana (Plataforma Clástica media – externa) corrobora esta posibilidad, pero es importante considerar el hecho de que a esa altura dentro del miembro Arenisca “T” Principal, este núcleo es el único que presenta rasgos marcados para considerar este ambiente, más bien, concentraciones de glauconita localizada ha sido encontrada con mayor recurrencia, por lo que se plantea la posibilidad de que estos depósitos se deban a corrientes de plataforma que movilizaban sedimentos desde la misma tierra adentro.

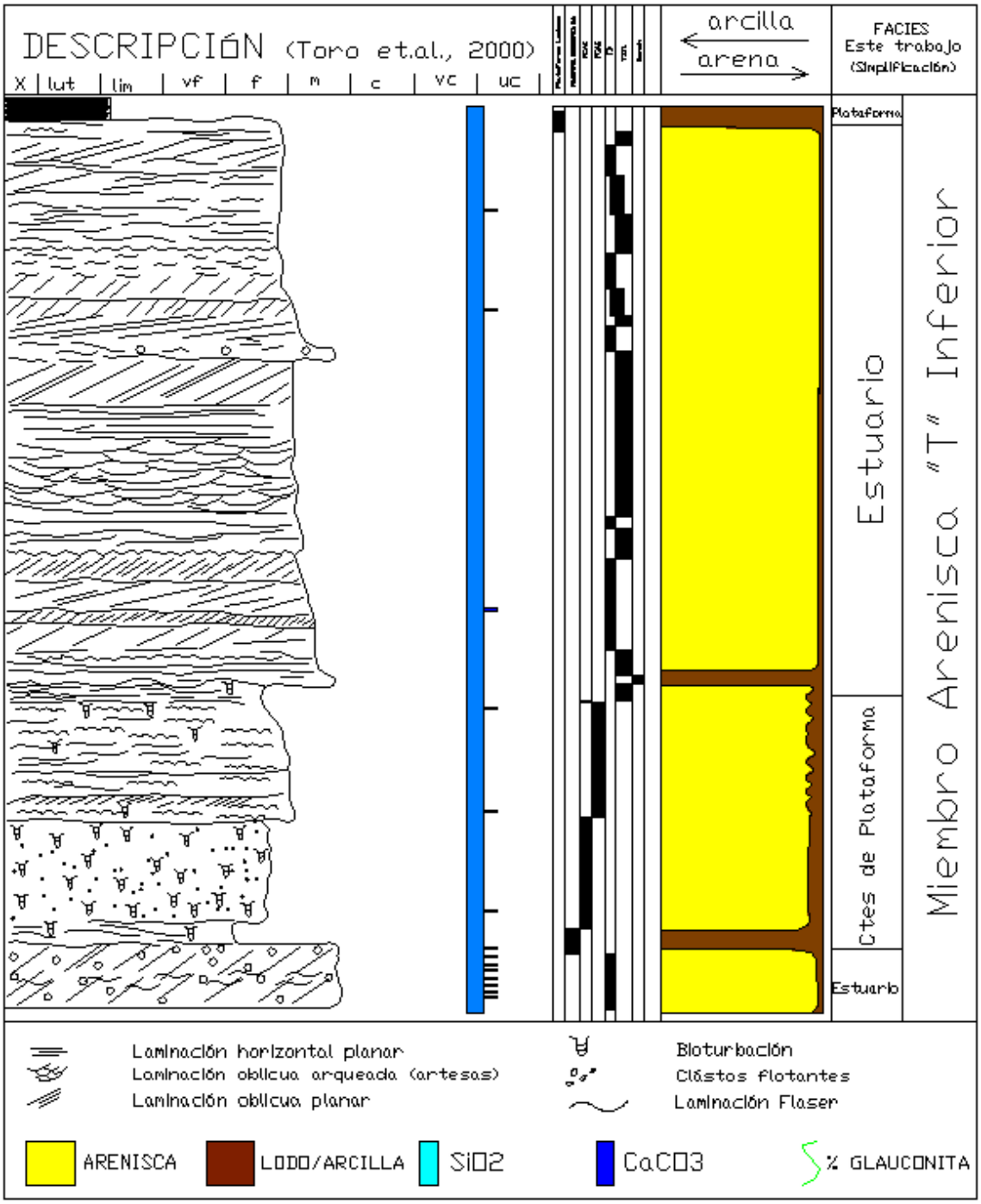


Figura 54. Modificado de la descripción del testigo de corona Shushufindi A, elaborado por Toro et.al., 1997.

4.2.5.1.2 Núcleo Shushufindi B. Figura 55 (Toro et.al., 2000)

Se trata de un núcleo de aproximadamente 50 pies de longitud que abarca el tercio superior del miembro Arenisca “T” Inferior y la mitad inferior del miembro Superior.

El tercio superior del miembro Arenisca “T” Inferior se caracteriza por la presencia de láminas de arenisca fina a muy fina y lentes, intercalados con lutitas negras físiles que muestran niveles rojizos (posiblemente sideríticos). Se observa además pirita diseminada y huellas de carga.

El intervalo recuperado del miembro Arenisca “T” Superior, puede dividirse en tres partes:

El tercio inferior esta formado a la base por lutitas laminadas, seguidas por arenisca de grano medio, subredondeado a redondeado y con buen sorteo. Estas se encuentran consolidadas por cemento silíceo primario y esporádico cemento carbonatado. Presenta glauconita en bajos porcentajes (trazas a 2%), matriz arcillosa entre el 1 y 7%, clastos de lutita y pirita. Fueron identificadas laminación horizontal planar, escasa laminación oblicua planar (20º), mucha estratificación pseudoestilolítica, pocos ripples, herringbone, laminación sigmoidal y contactos basales erosivos. La bioturbación en este intervalo es general. Se presentan icnofacies de Planolites, Ophiomorpha, Skolithos y Paleophycus. Los dos tercios superiores del intervalo recuperado para el miembro “T” Superior en general corresponden a areniscas con tamaños de grano fino, incluso limoso a grueso que presentan un sorteo que va de pobre a bueno y son subangulares a subredondeados. Las estructuras reconocidas en este intervalo corresponden a las ya descritas anteriormente variando simplemente la densidad en la que se presentan. El principal aspecto que las diferencia de las anteriores es el incremento de la cantidad de glauconita presente en estas areniscas que puede variar entre trazas en las capas más basales hasta un 35 – 40% al tope. En algunos niveles existe pirita, carbón y ámbar. Las icnofacies reconocidas son Planolites, Ophiomorpha, Skolithos, Paleophycus y Megaphycus.

Una configuración de estuario progresivamente inundado se atribuye a los sedimentos recuperados del miembro Arenisca “T” Inferior, hasta alcanzar condiciones de plataforma marina (Marcador Intermedio “T”). A continuación se regresa a condiciones de estuario, posiblemente por una leve caída del nivel del mar pero se mantiene una influencia de corrientes de plataforma que moviliza

sedimentos glauconíticos tierra adentro hasta que se instala un régimen de plataforma glauconítica en la etapa final del desarrollo del miembro Superior.

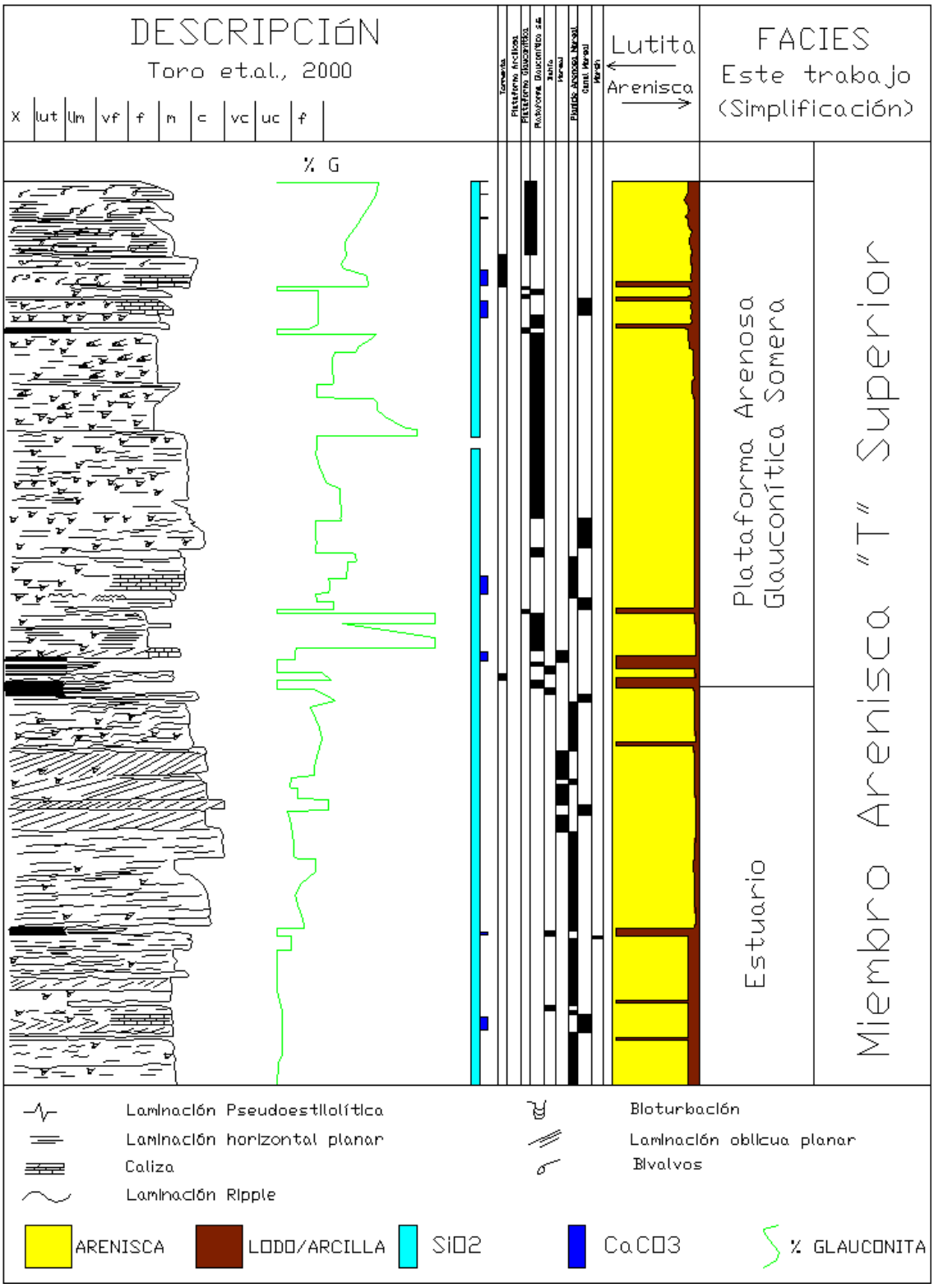


Figura 55. Modificado de la descripción del testigo de corona Shushufindi B, elaborado por Toro et.al., 2000.

4.2.5.1.3 Núcleo Shushufindi C. Figura 56 (Toro et.al., 2001)

Tres intervalos bien definidos han sido identificados en el núcleo recuperado. El primero, ubicado en la parte basal y el tercero que ocupa la mitad superior del mismo están formados por areniscas de grano fino a grueso, subangular a subredondeado, con sorteo moderado a bueno. Son areniscas consolidadas con cemento silíceo primario. La bioturbación puede ir desde poca a moderada y fueron reconocidas las icnofacies de Ophiomorpha, Chondrites, Rizhocorallium y Planolites.

El intervalo intermedio se caracteriza por la presencia de arcillas y láminas de arenisca muy fina con huellas de icnofacies tipo Thallasinoides. En los límites superior e inferior de este segmento se identificaron depósitos de grano tipo limo a muy fino, subangular a subredondeado, con sorteo moderado a bueno y consolidado con cemento silíceo primario. Icnofacies del tipo Ophiomorpha, Skolithos, Thallasinoides y Gastrocoelonites han sido identificadas.

Al igual que para el núcleo Shushufindi “A”, depósitos de plataforma marina fueron identificados en la parte inferior del miembro Arenisca “T” Inferior cuyo origen puede explicarse por las mismas razones que en el caso anterior.

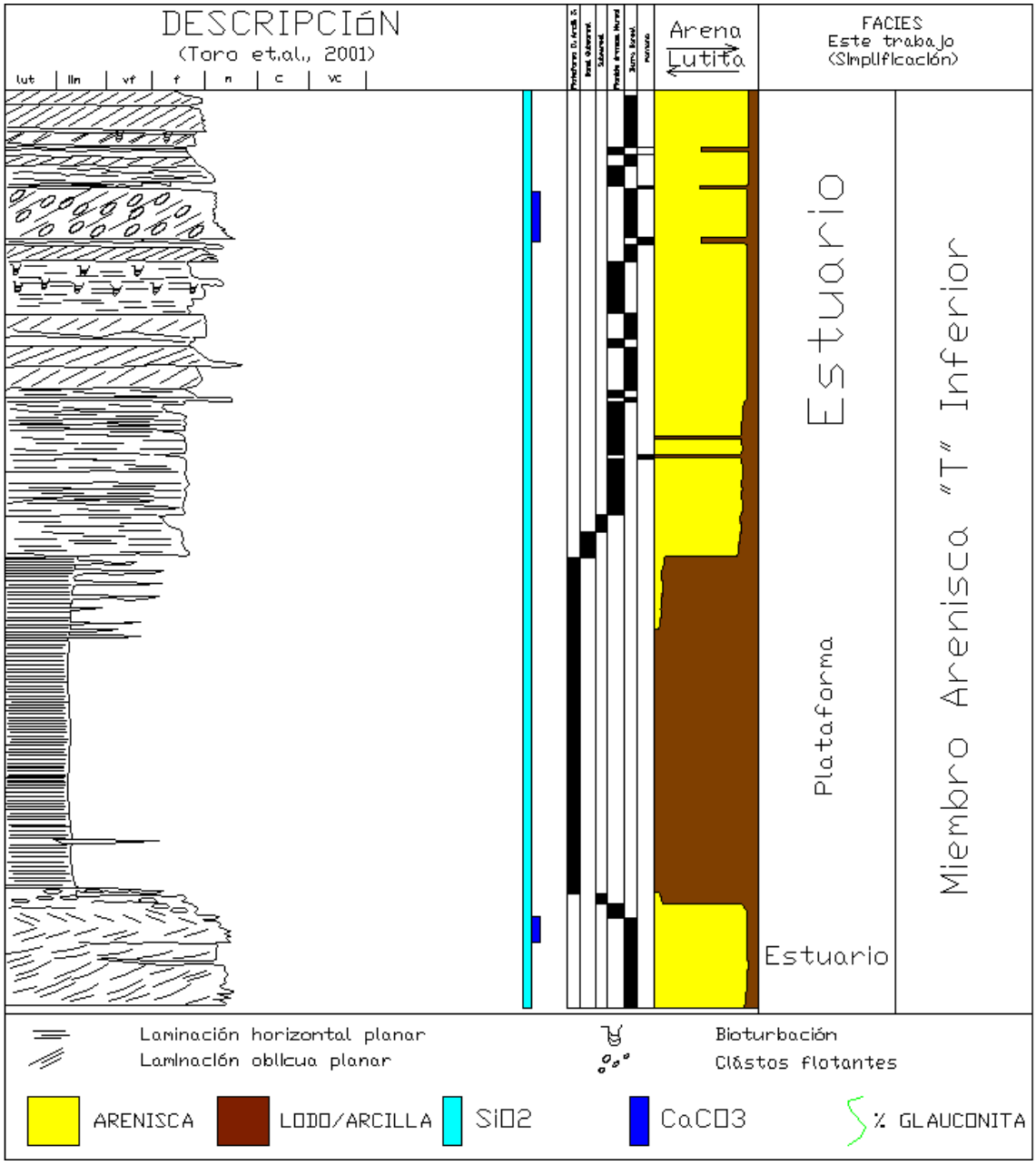


Figura 56. Modificado de la descripción del testigo de corona Shushufindi C, elaborado por Toro et.al., 2001.

4.2.5.2 Interpretación de Registros Eléctricos

Se ha tenido acceso a siete registros eléctricos del campo a lo largo de un eje norte - sur. Para todos ellos el registro de rayos gamma muestra una tendencia de afinamiento hacia arriba para la PS3 con un marcado incremento de sus valores en los primeros 10 pies del miembro Arenisca “T” Inferior que tiene relación con el desarrollo de la SI2 correspondiente a sedimentos marinos lodosos.

El patrón retrogradante de la curva de rayos gamma para todos los pozos disponibles para este campo concuerda con las asociaciones de facies descritas en los trabajos recopilados. Se trata de planicies mareales arenosas, barras de arena y depósitos de pantano, facies que se desarrollan en la zona externa del estuario.

La PS4 es también de tipo afinamiento hacia arriba y la asociación de facies descrita en los intervalos de núcleo correspondientes, pertenecen a un estuario dominado por mareas. Un incremento en los valores de la curva de rayos gamma marca la transición al miembro Arenisca “T” Superior. Facies de plataforma clástica arcillosa fueron identificadas en núcleos de la parte central del campo.

El retorno a condiciones de estuario esta relacionado con un patrón de afinamiento hacia arriba para la PS5 del miembro “T” Superior. En el centro del campo al tope de la PS5 de este miembro se menciona la aparición de depósitos arenosos con glauconita cuyo contenido paulatinamente se incrementa hacia arriba.

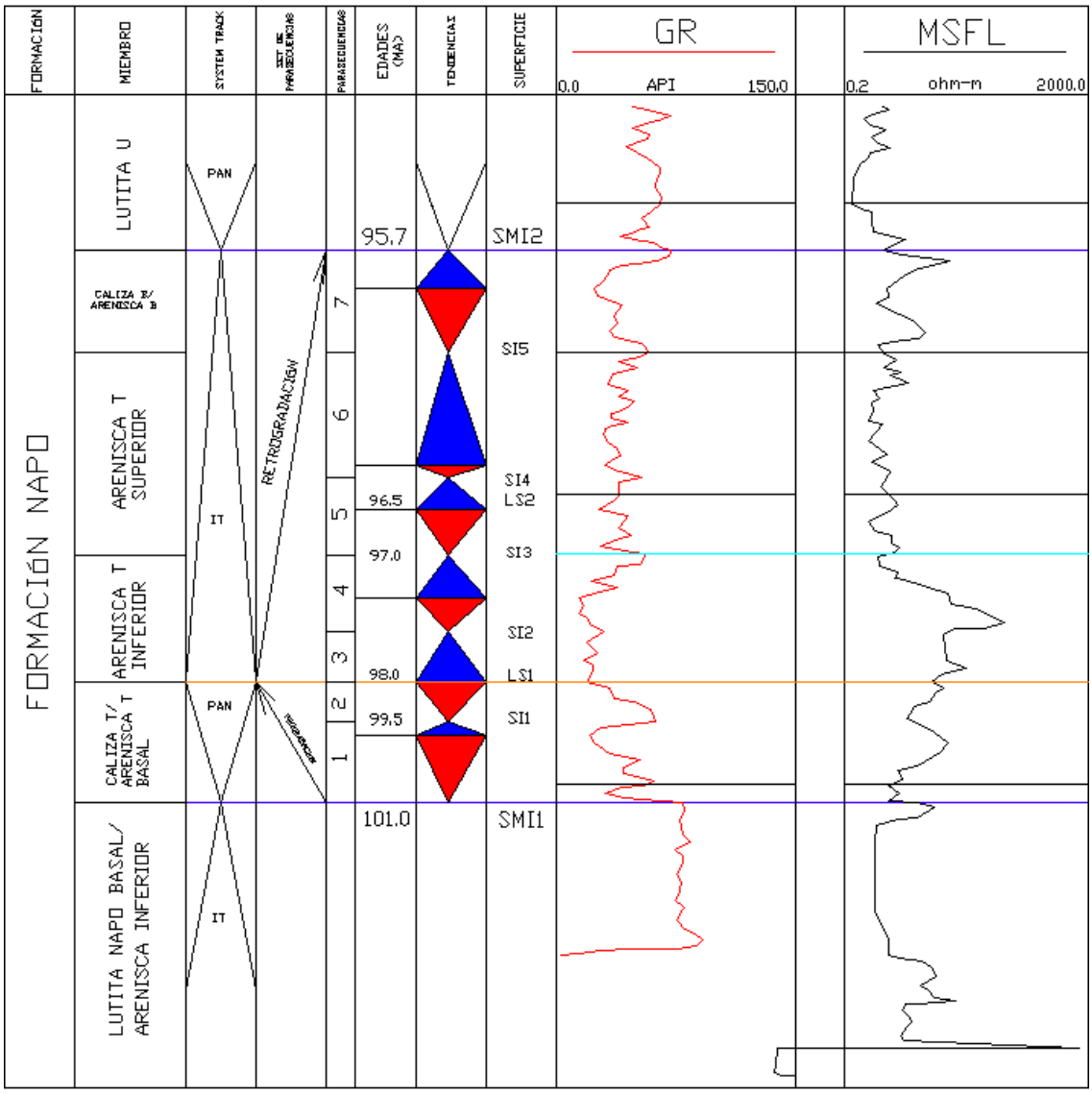


Figura 57. Estratigrafía Secuencial para el Pozo Tipo del Campo Shushufindi, indicando los miembros, la identificación de los ciclos sedimentarios y las superficies cronoestratigráficas así como sus edades relativas.

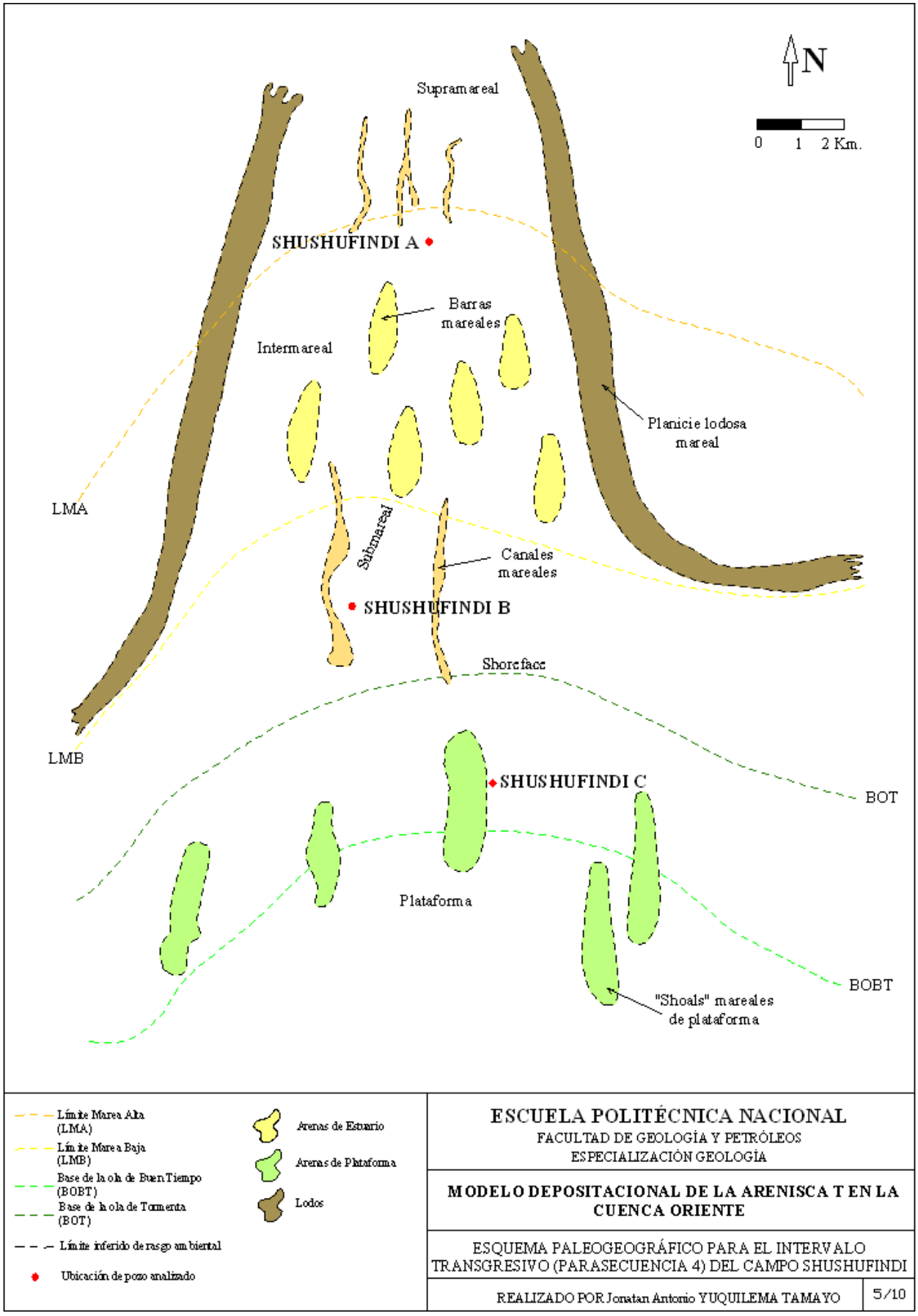


Figura 58. Esquema paleogeográfico para el intervalo transgresivo (Parasecuencia 4) del Campo Shushufindi.

4.2.6 CAMPO CUYABENO - SANSAHUARI

4.2.6.1 Interpretación de Testigos de Corona

4.2.6.1.1 Núcleo Sansahuari A. Figura 59 (Toro et.al, 1998)

Dos zonas han sido definidas dentro de este intervalo recuperado. La primera, que corresponde a la mitad inferior del mismo, son depósitos de areniscas glauconíticas (10-30% de glauconita). A la base muestra abundantes laminaciones de lutitas finas disturbadas por actividad orgánica que decrece hacia arriba, donde estas laminas empiezan a definirse mejor presentando poca bioturbación y algo de laminación flaser. Presenta cementación silícea primaria y alrededor de un 30% de cementación calcárea considerando la aportada por nódulos y fragmentos sideríticos. Las estructuras sedimentarias presente son: ripples, laminación ondulada, pseudoestilolitos, clastos mayormente sideríticos y pocos arcillosos, abundante laminación flaser, esporádicas dobles capas de lodo y herringbone. Han sido reconocidas las icnofacies Skolithos, Glossifungites, Cruziana y Zoophycus, esta última indicando un ambiente de baja energía y relativamente profundo.

El intervalo superior está dominado por facies arenosas de moderada a alta energía, que forma pequeñas secuencias granodecrecientes que en conjunto marcan una secuencia granocreciente. Son areniscas ligeramente glauconíticas (5-10%) cuyo tamaño de grano varía de fino a grueso, son subangulares, con un sorteo pobre a moderado. Poseen cementación silícea primaria y calcárea dispersa. Estructuras tipo flaser, pseudoestilolitos, laminaciones dobles de lodo, en artesa, clastos sideríticos en menor proporción que arcillosos y abundantes laminaciones inclinadas. Icnofacies de tipo Skolithos y Glossifungites se han reconocido. Intercaladas entre estas se encuentran facies arcillosa con pequeños lentes de arenisca fina. Se trata de lutitas moderadamente físiles, cemento silíceo, poco carbonosas con mucho ámbar, muscovita y bioturbaciones horizontales.

La identificación de icnofacies de tipo Cruziana y Zoophycus en el intervalo inferior, sumado al contenido de glauconita en las areniscas sugiere un ambiente de plataforma marina arenosa glauconítica somera para este intervalo, el mismo que coincide con la inundación representada por el marcador intermedio “T”. La somerización posterior se observa en la instalación de un sistema de estuario externo (canales posiblemente de la zona submareal) donde se encontraron icnofacies de tipo Glossifungites y Skolithos, comúnmente asociados a zonas costeras con influencia de mareas.

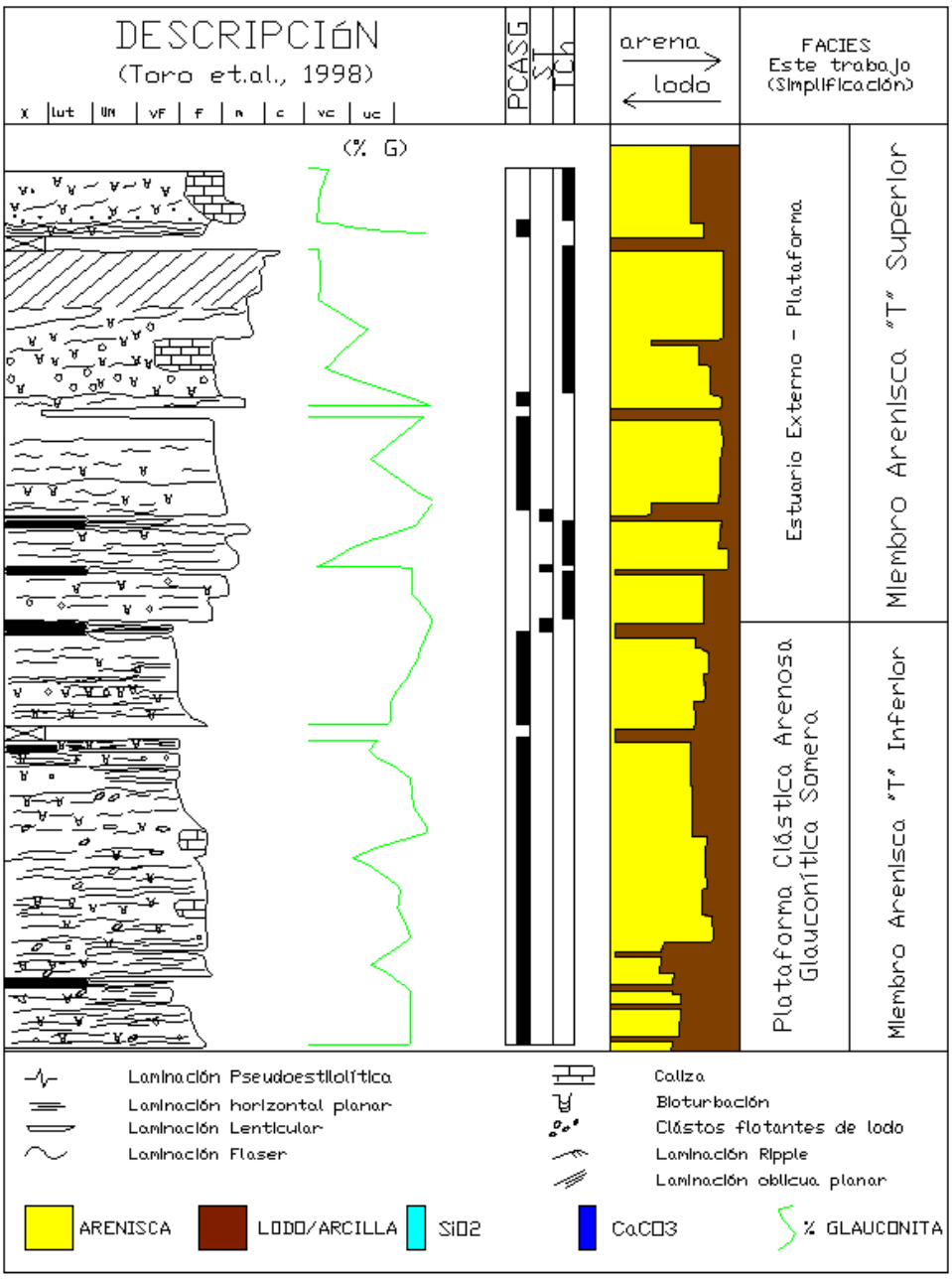


Figura 59. Modificado de la descripción del testigo de corona Sansahuari A, elaborado por Toro et.al., 1998.

4.2.6.1.2 Núcleo Sansahuari B. Figura 60 (Toro et.al., 1996)

Se trata de 30 pies de intervalo recuperado compuesto de areniscas en su totalidad, con un contenido de cuarzo que varía entre el 60 y el 100% y una tendencia clara de aumento del mismo hacia el tope, tendencia observada también en el contenido de glauconita donde los valores mas bajos se encuentran en los dos primeros pies basales, alcanzando hasta un 15% al tope. El tamaño de grano de las areniscas va desde muy fino a fino en la parte basal y varía de fino a medio en el resto del intervalo con ocurrencias de grano grueso en la parte central y central superior del mismo. Estas zonas de arenisca además de grano grueso presentan también granos angulares pero en general los granos se presentan desde subangulares a subredondeados. Estructuras tipo flaser se encuentran en casi la totalidad del intervalo, comúnmente se observa laminación oblicua arqueada y planar. Además de grietas de lodo a la base del tercio superior del núcleo y laminación horizontal planar al tope del mismo. Rastros de la Icnofacies de Skolithos han sido identificados.

Las facies definidas para este núcleo corresponden a la zona externa de un estuario, donde se desarrollan planicies arenosas mareales y barras de marea, posiblemente se traten incluso de facies submareales. El contenido de glauconita y su tan buena distribución en los sedimentos puede explicarse por la instalación de la plataforma clástica arenosa glauconítica somera mar adentro y por un sistema bastante dinámico de circulación de corrientes de plataforma que erodaban la glauconita de la misma y la mantenían en suspensión permitiendo su transporte y posterior depositación en el estuario.

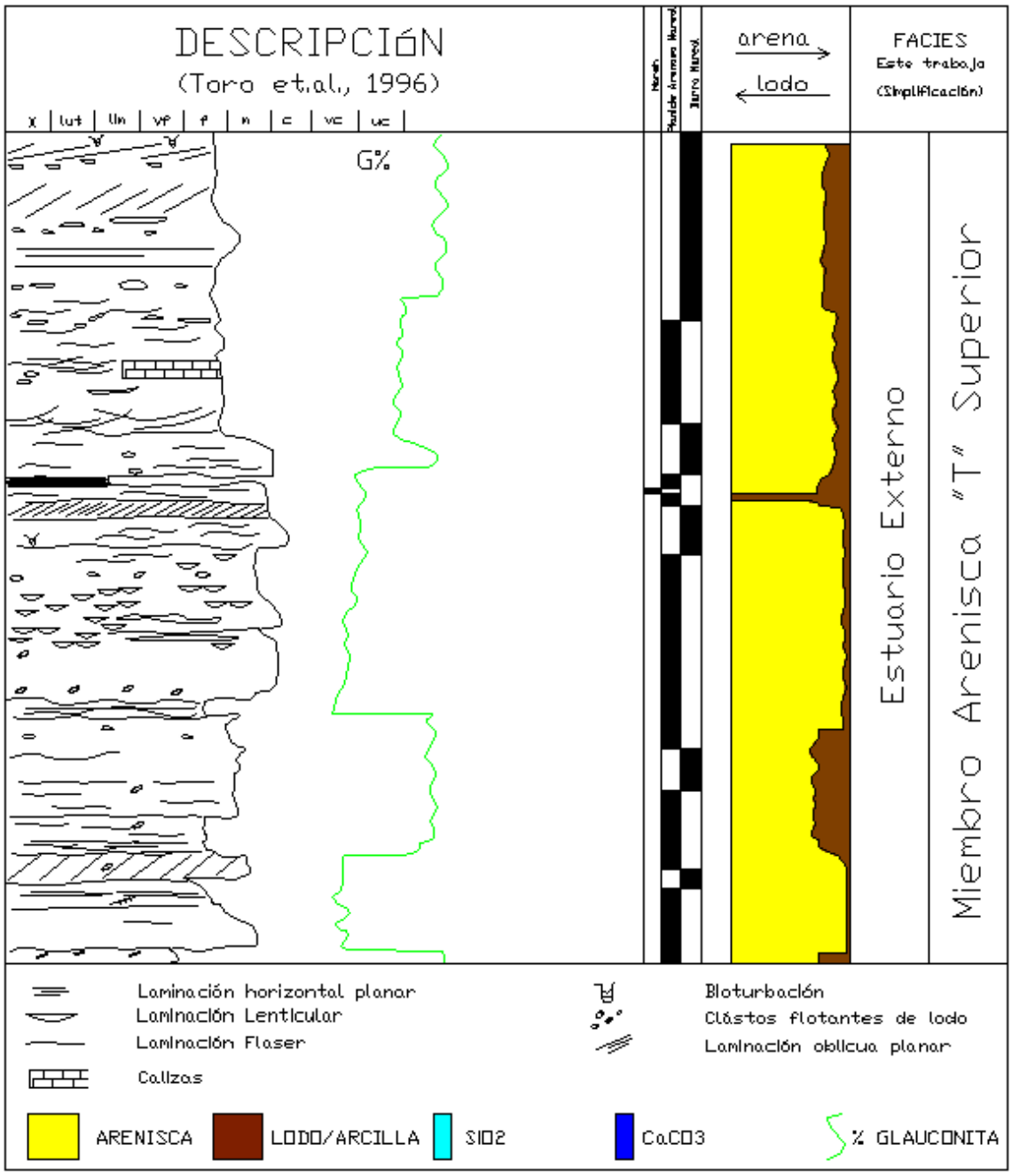


Figura 60. Modificado de la descripción del testigo de corona Sansahuari B, elaborado por Toro et.al., 1996.

4.2.6.1.3 Núcleo Cuyabeno A. Figura 61 (Toro et.al., 2000)

La descripción sedimentológica a la que se tuvo acceso da una idea general de las facies observadas y establece su sucesión vertical. Así, aproximadamente la quinta parte superior del núcleo corresponde al miembro Arenisca “T” Superior. Lo restante pertenece más o menos a la quinta parte superior del miembro “T” Inferior. En general, el núcleo muestra una somerización para su tercio inferior

donde se varía de depósitos de plataforma a planicies y canales mareales de estuario exterior entre los que se puede encontrar facies submareales, hacia el centro, se da una nueva profundización que deposita areniscas glauconíticas de plataforma. A continuación se instala una plataforma arcillosa que varía a arenosa posiblemente por reactivación de las fuentes sedimentarías en tierra o corrientes de plataforma que movilizan material desde el mar. Al final, se da un regreso a condiciones de estuario.

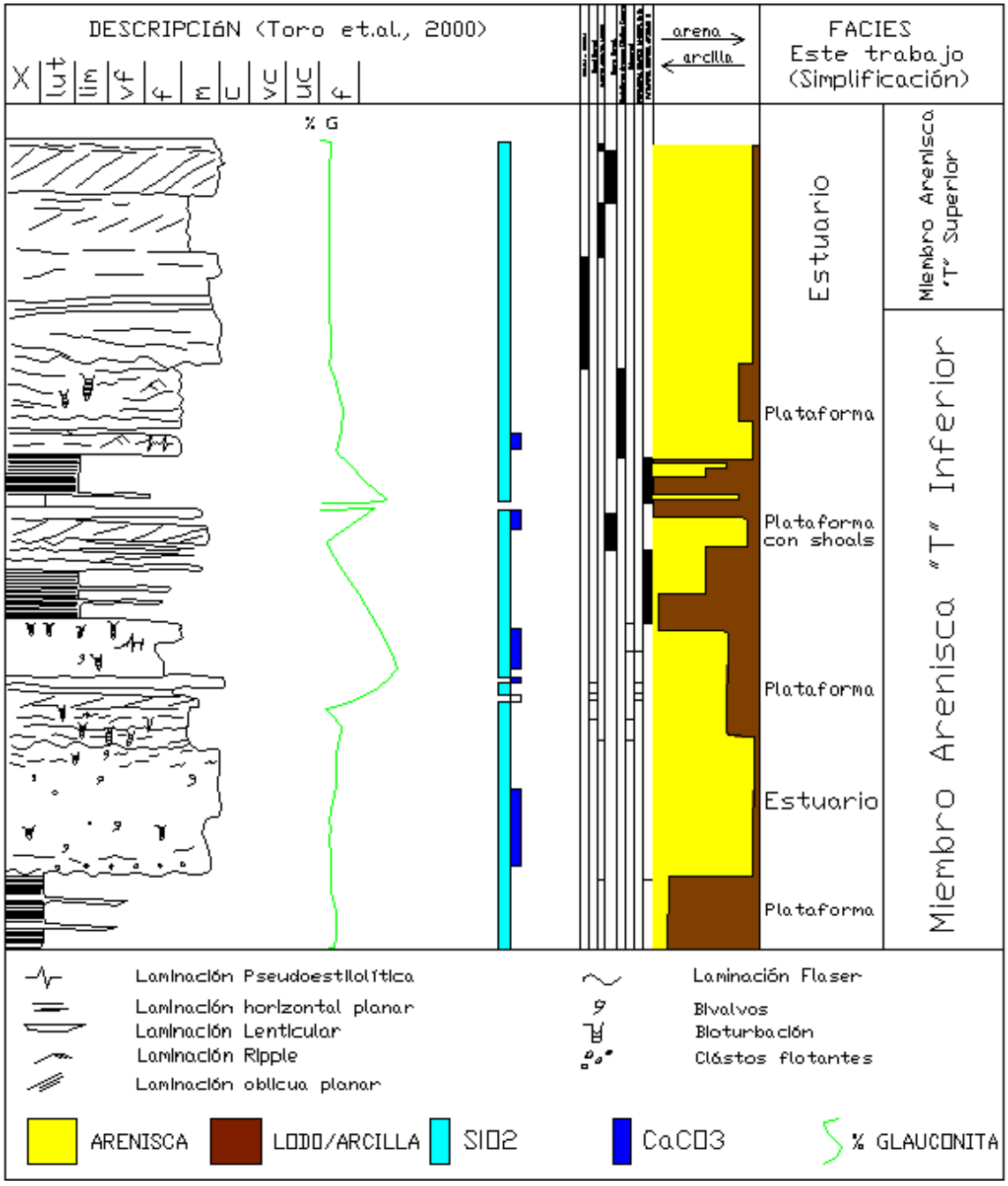


Figura 61. Modificado de la descripción del testigo de corona Cuyabeno A, elaborado por Toro et.al., 2000.

4.2.6.1.4 Núcleo Cuyabeno B. Figura 62 (Toro et.al., 1998)

El 90% del núcleo aproximadamente son areniscas de grano fino a grueso y el restante 10% son sedimentos finos limo-arcillosos. Para todas las facies, los clastos varían entre subangulares a subredondeados y el sorteo va desde moderado a bueno. La mayoría del intervalo está consolidado, muestra una cementación silícea primaria que está presente tanto en lutitas como en areniscas y limolitas. Una intensa bioturbación está presente en las areniscas de ambiente marino y frecuente en areniscas de ambiente transicional. En orden de abundancia los icnogenus presentes son Ophiomorpha, Skolithos, Paleophycus, Planolites, Zoophycus y Chondrites. Los depósitos de este intervalo corresponden a la transición estuario – plataforma.

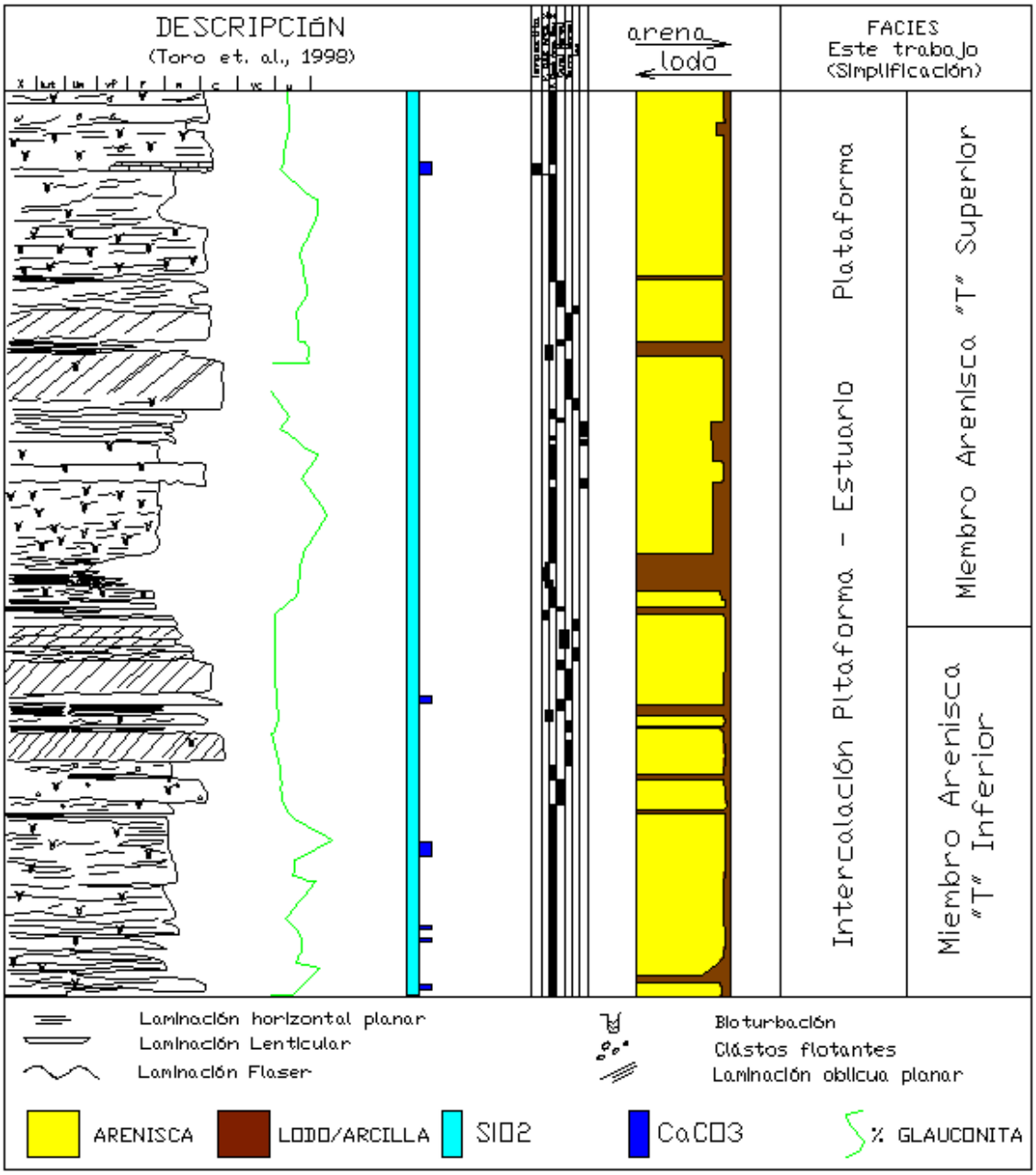


Figura 62. Modificado de la descripción del testigo de corona Cuyabeno B, elaborado por Toro et.al., 1998.

4.2.6.1.5 Núcleo Cuyabeno C. Figura 63 (Toro et.al, 1998)

En general el núcleo esta constituido por cerca de un 50% de areniscas y similar porcentaje de lutita.

A la base y separadas por un paquete de arenisca y lutitas intercaladas, se encuentran dos bancos arenosos que se caracterizan por tener arena gruesa a la base, la misma que hacia arriba reduce su tamaño a grano medio apareciendo

con algo de glauconita, arcilla rica en materia orgánica, ámbar y restos leñosos y finalmente arenisca fina glauconítica con lutita. Bioturbación moderada a escasa es común al tope. Las arenas poseen un sorteo moderado y formas subangulares a subredondeadas. La matriz arcillosa es de un 4% en promedio y posee cementación silícea. Estratificación cruzada tipo artesas, así como laminación flaser, lenticular y pseudoestilolitos han sido reconocidos, además de cuarzo flotante. Las intercalaciones de arena y lutita comprendida entre los dos bancos con las características antes descritas son principalmente paquetes de arcillas con lentes y láminas de arenisca muy fina con un contenido muy bajo de glauconita y bioturbados. Comúnmente presentan niveles endurecidos. Capas de arenisca arcillosa también se distinguen, con granos cuyo tamaño va de medio a grueso, subangulares a subredondeadas y con un pobre sorteo. Presentan cementación silícea primaria y lentes de arcilla así como laminación flaser y pseudoestilolitos. Areniscas arcillosas glauconíticas con abundantes laminaciones de materia orgánica e importante bioturbación de tipo Zoophycus, Glossifungites y Skolithos se encuentran sobre los depósitos descritos en los párrafos anteriores. Las areniscas son de tamaño de grano fino a medio, subangulares a subredondeadas y tienen un sorteo que va de moderado a bueno. Presentan cementación silícea primaria y carbonática secundaria. El contenido de cuarzo es de aproximadamente 86% y el de glauconita de 8%. Laminaciones irregulares de lutita acompañadas de carbón y ámbar están presentes. Las estructuras sedimentarías identificadas son flaser, ripple, laminación oblicua, dobles capas de lodo, clastos arcillosos mayormente sideríticos y herringbone. Más de la mitad del núcleo en la parte superior está dominado por presencia de glauconita en porcentajes que alcanzan el 47% pero se vuelve menos glauconítica hacia el tope. Se trata de areniscas glauconíticas que comúnmente se presentan rellenando excavaciones de tipo Chondrites, son de grano fino, arcillosas, angulares y con un sorteo que va de moderado a bueno. Están asociadas a láminas de arcilla con altos contenidos de materia orgánica. Poseen un contenido de cuarzo de hasta el 49% y matriz arcillosa hasta en un 7-12%. Las estructuras identificadas son ripples de corriente, pseudoestilolitos, laminación horizontal planar. La cementación primaria es silícea. Una amplia variedad de icnofacies han sido identificadas: Glossifungites, Skolithos, Chondrites y Paleophycus. Los

ambientes y la dinámica sedimentaria se considera es similar a la del núcleo anterior.

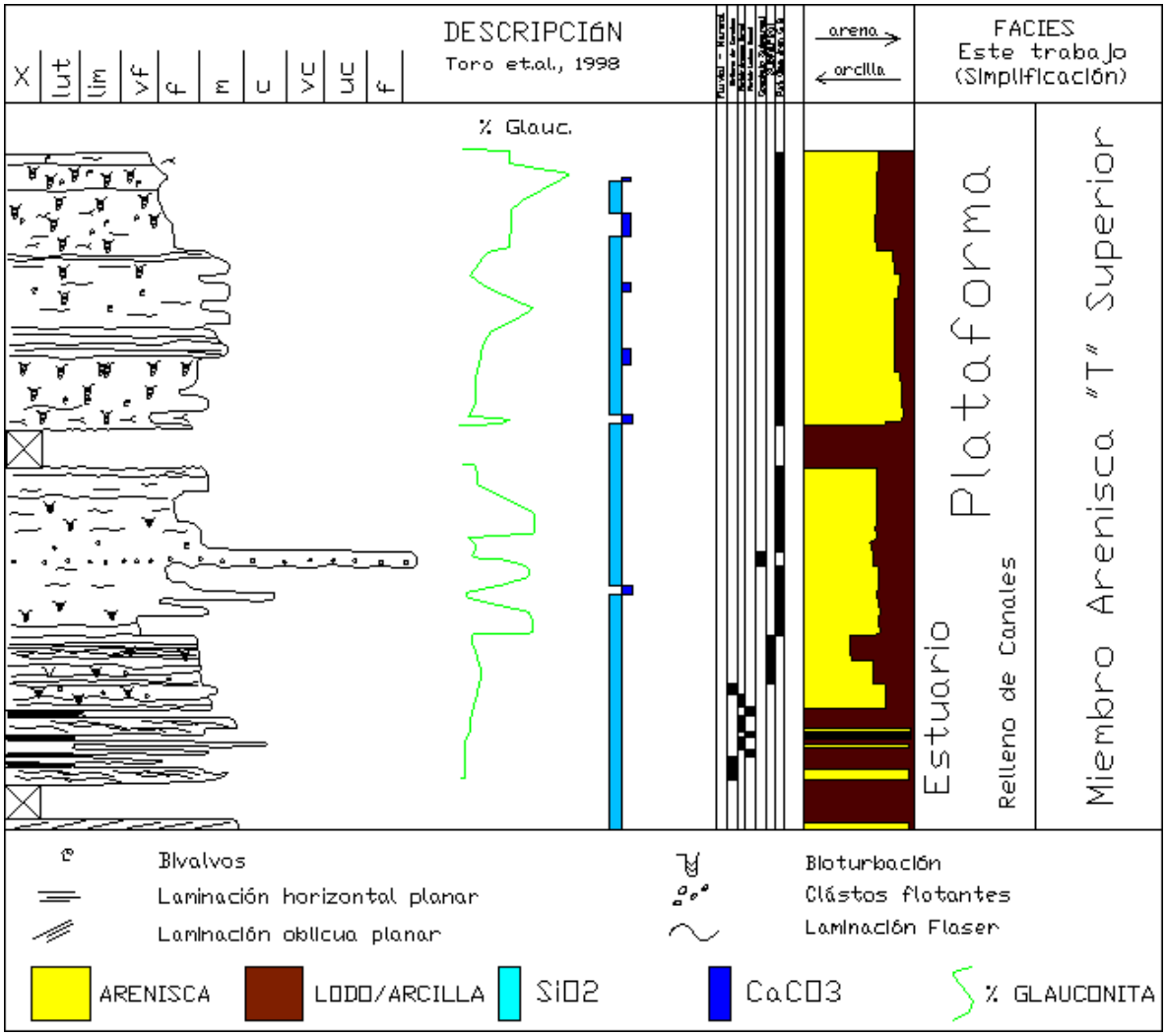


Figura 63. Modificado de la descripción del testigo de corona Cuyabeno C, elaborado por Toro et.al., 1998.

4.2.6.2 Interpretación de Registros Eléctricos

Una característica nueva respecto a los campos anteriormente estudiados es la identificación de un patrón tipo bloque que corresponde a la PS3 del miembro Arenisca “T” Inferior que correspondería a sistemas de ríos posiblemente entrenzados arenosos que dominaron la depositación de casi todo este miembro. Este patrón en bloque también puede observarse en la PS1 de la Caliza “T”, las siguientes parasecuencias son similares a las ya observadas en todos los campos anteriores.

En la parasecuencia superior de la Arenisca “T” Inferior (PS4), la curva de rayos gamma muestra una suave tendencia de afinamiento hacia arriba que corresponde a los depósitos de estuario intercalados con plataforma marina sobre todo en los núcleos más al sur de la sección y con depósitos de plataforma glauconítica en la parte centro y norte.

La PS5 correspondiente a la Arenisca “T” Superior muestra una clara variación desde una tendencia de engrosamiento hacia arriba a una de afinamiento hacia arriba de norte a sur lo que corrobora la presencia de una fuente de sedimentos clásticos hacia el norte. Las zonas más próximas a la fuente ubicadas en el norte muestran el dominio de la depositación de sedimentos clásticos provenientes del continente lo que reduce en mayor medida el espacio de acomodación mientras que hacia el sur, en zonas más distales, el aporte sedimentario clástico producido por las mareas domina la depositación generándose estas facies clásticas progradante con patrones de tipo afinamiento hacia arriba. La PS6 de este mismo miembro es de tipo afinamiento hacia arriba en todos los campos y muestra depósitos de ambientes dominados por mareas inundados hasta que se establece un ambiente de plataforma marina glauconítica somera.

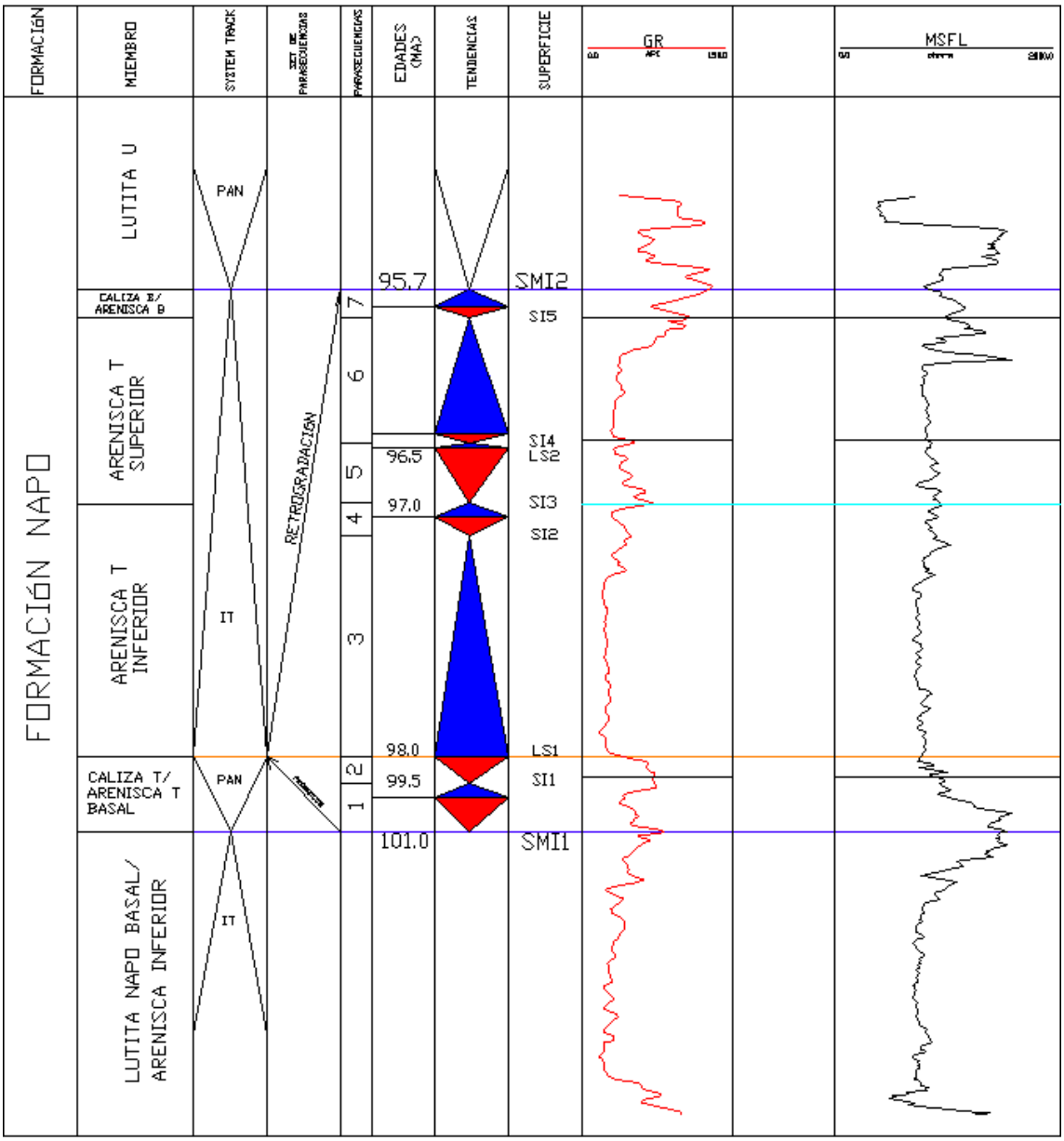


Figura 64. Estratigrafía Secuencial del Pozo Tipo del Campo Cuyabeno-Sansahuari, indicando los miembros, la identificación de los ciclos sedimentarios y las superficies cronoestratigráficas así como sus edades relativas.

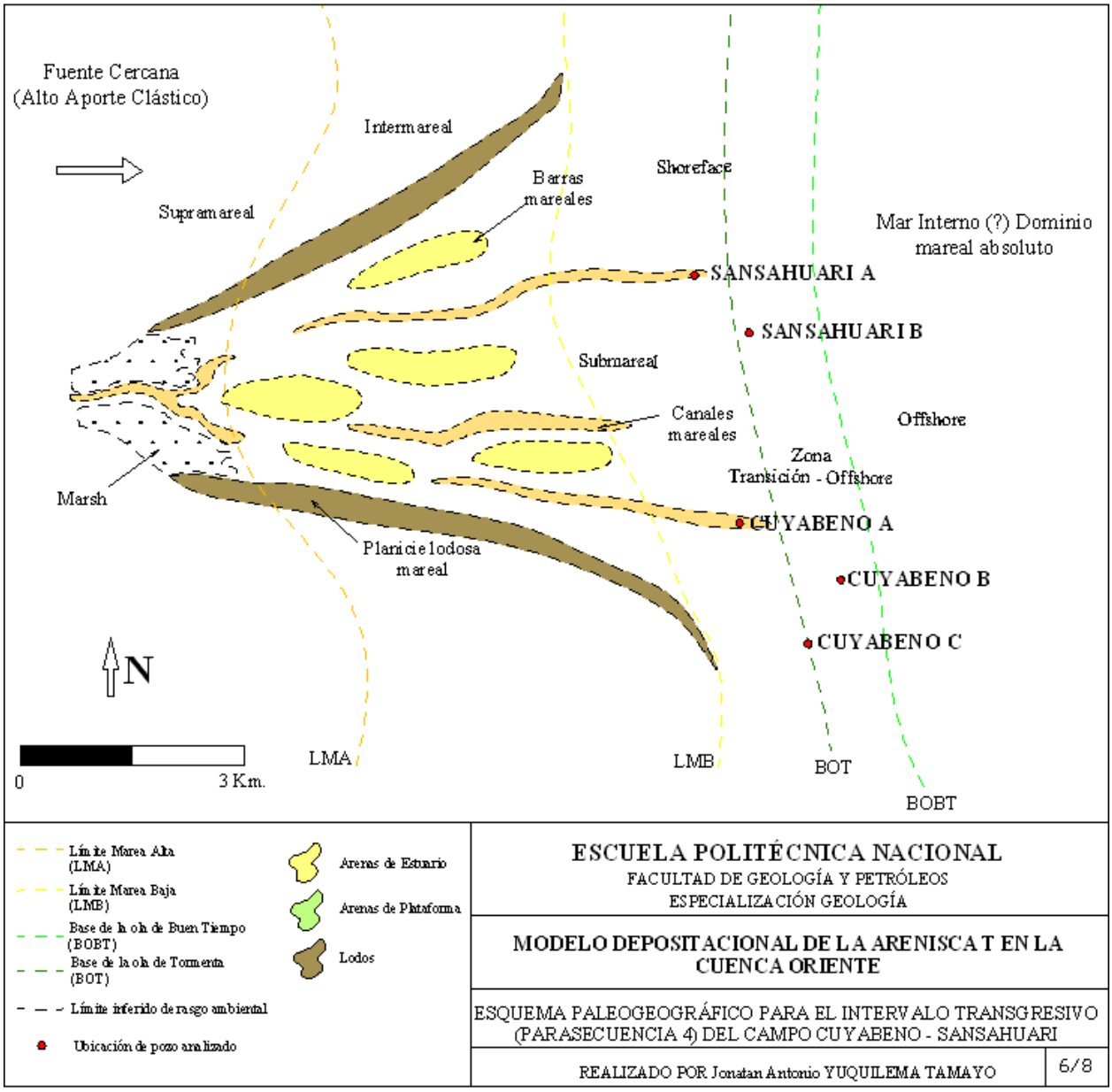


Figura 65. Esquema paleogeográfico para el intervalo transgresivo (Parasecuencia 4) del Campo Cuyabeno – Sansahuari

4.2.7 EJE YUTURI - BOGUI - DAIMI

4.2.7.1 Interpretación de Testigos de Corona

4.2.7.1.1 Núcleo Yuturi A. Figura 66 (Jaillard, 1997)

En este pozo, fueron recuperados dos cortos núcleos correspondientes al miembro Arenisca “T” Superior, separados por un intervalo de 10 pies. En el núcleo inferior, la abundancia de las secuencias granodecrecientes con bases onduladas erosivas y la ausencia de glauconita sugieren un ambiente dominado por influencias fluviatiles. El núcleo superior presenta abajo figuras de alta energía, en la parte media se observan areniscas glauconíticas de grano medio que presentan retrabajamientos de cantos arcillosos, ondulitas de corriente y laminaciones onduladas y en la parte superior, glauconítica y bioturbada, presenta figuras de energía débil a las que les ha atribuido un ambiente de playa profundizada hasta plataforma marina somera.

En este trabajo se considera que los depósitos del intervalo basal corresponden a planicies mareales intercalados con depósitos de canal mareal.

El intervalo superior recuperado coincide con la profundización que la cuenca sufre al final de la depositación del miembro Arenisca “T” Superior, con la instalación de un régimen sedimentario de plataforma clástica arenosa glauconítica somera de baja energía.

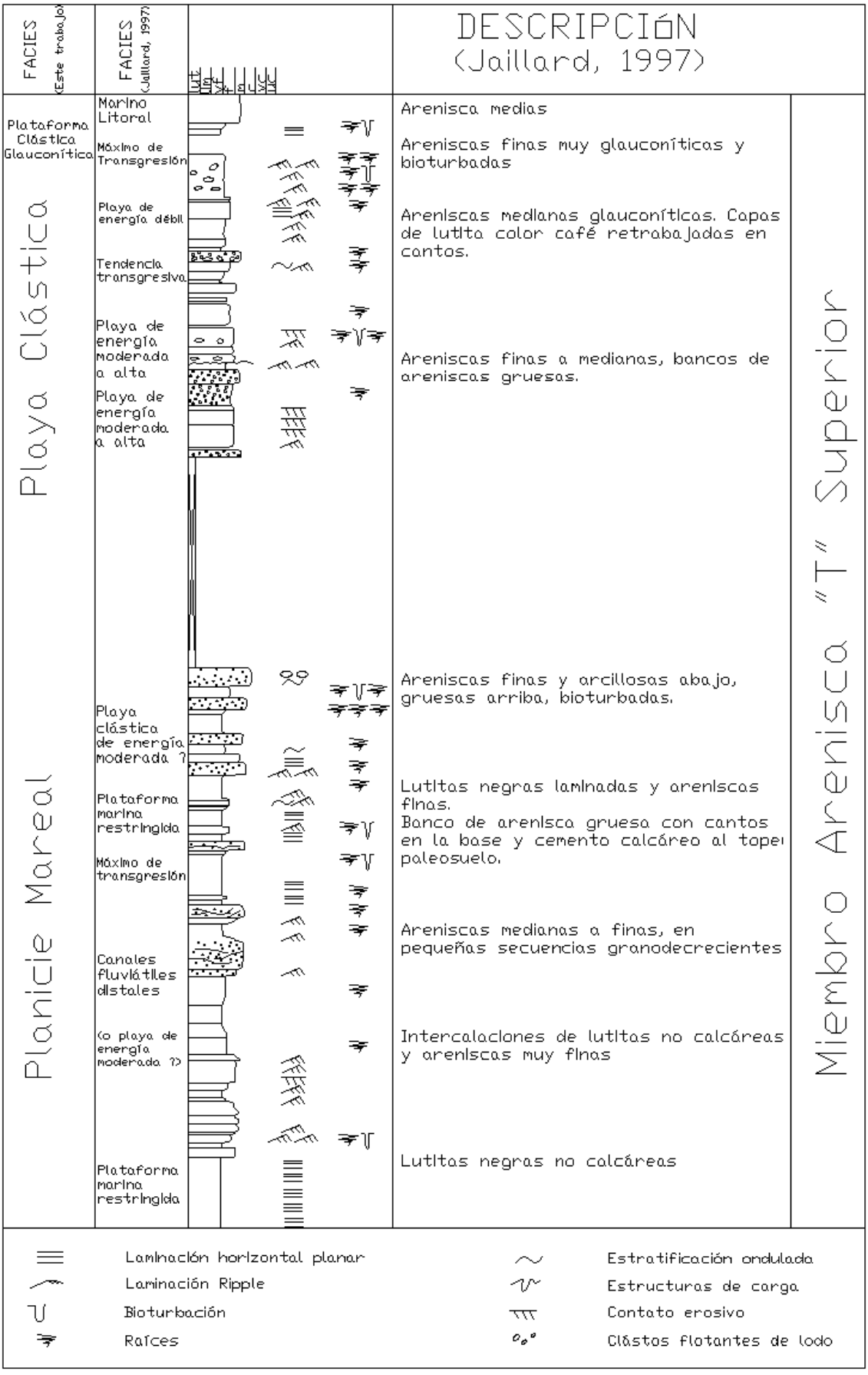


Figura 66. Modificado de la descripción del testigo de corona Yuturi A, elaborada por Jaillard, 1997.

4.2.7.1.2 Núcleo Bogui A. Figura 67 (White et.al., 1997)

En este núcleo se muestran litologías dominadas por arenas con una comparativamente menor interestratificación de lutitas. La cubierta es de areniscas de grano medio. Por debajo de la cuarta parte superior del núcleo las areniscas exhiben estratificación cruzada en artesas de bajo ángulo, laminación ripple a planar e indistinta estratificación sigmoidal. Abundantes capas de arcilla están también presentes. Bajo esta cubierta de arena, la porción central del intervalo nucleado exhibe lodolita laminada sobre y bajo areniscas cuarzosas de grano fino excavadas.

La arenisca correspondiente a la parte superior del miembro Arenisca “T” Inferior contiene detritos carbonáceos y ámbar asociado. Estratificación cruzada planar a artesa está presente a través de la arenisca basal del intervalo recuperado. Muchas truncaciones erosivas también ocurren dentro del apilamiento de arenas con estratificación cruzada.

Ambos intervalos de arena son interpretados como canales mareales o shoals. Emparedada entre estos dos esta una planicie mareal de baja energía. Todo el intervalo recuperado se origina en una línea de costa dominada por mareas.

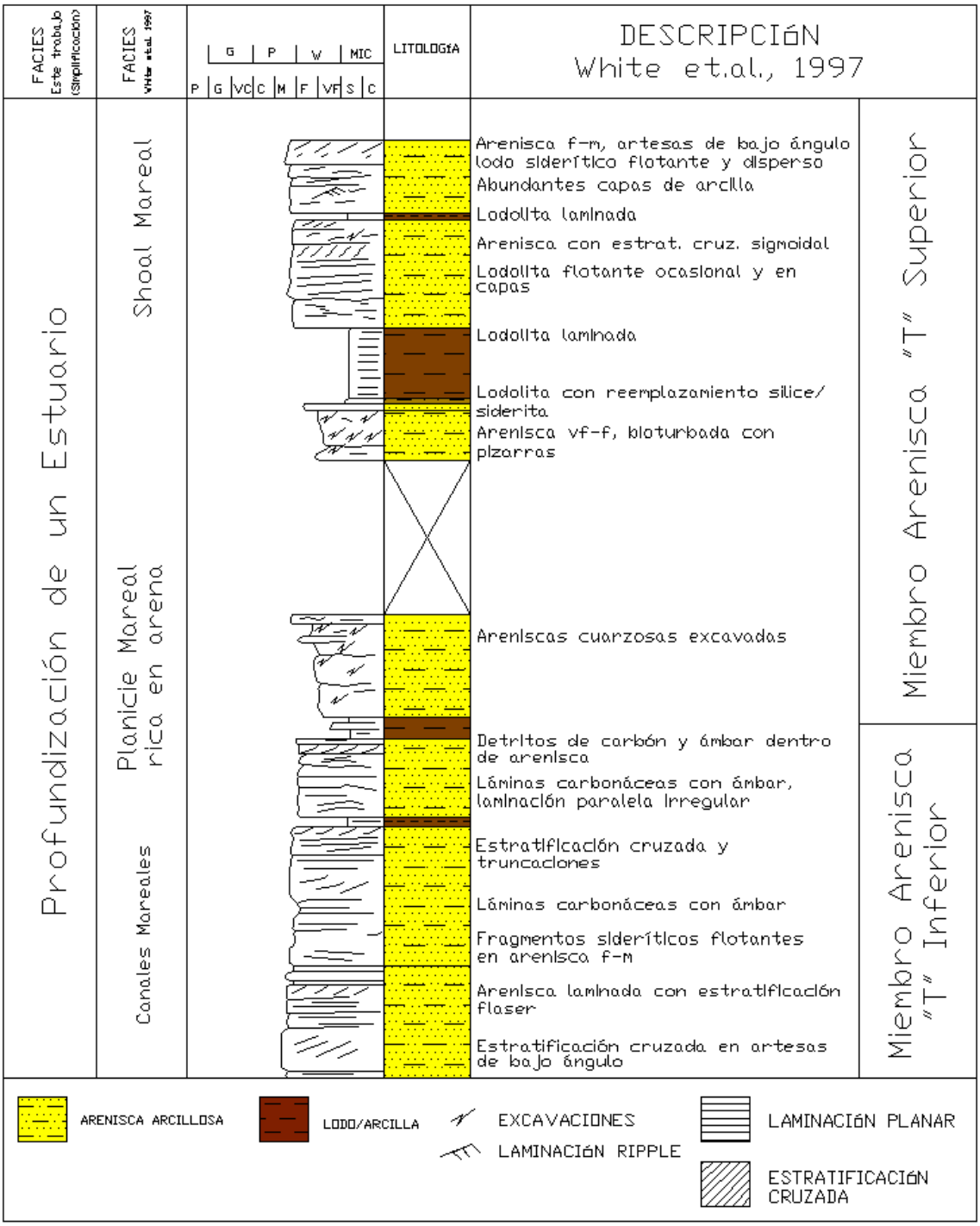


Figura 67. Modificado de la descripción del testigo de corona Bogui A, elaborado por White et.al., 1997.

4.2.7.1.3 Núcleo Daimi A. Figura 68 (White et.al., 1997)

El núcleo muestra areniscas muy finas a gruesas, las cuales pueden ser divididas en varios paquetes depositacionales. El tamaño de grano varía considerablemente dentro de capas individuales mostrando un afinamiento hacia

arriba. Muchos sets de arenisca comprenden estratificación cruzada, en artesas y planar de pequeña escala y laminación ripple las cuales son comunes dentro de los paquetes. Estratificación cruzada direccional oblicua esta también presente en varias areniscas la cual se marca mucho más por la presencia de capas de lodo, dobles capas de lodo y pseudoestilolitos.

Truncaciones erosionales son comunes en la sucesión basal. La parte superior de la misma es muy similar a la inferior excepto que esta exhibe una sucesión de arenisca cuyo tamaño de grano aumenta hacia arriba, organizándose en estratificación cruzada en arenisca fina, hasta artesas de grano grueso al tope.

Lodolita interestratificada en lentes está acompañado por detritos carbonáceos y ámbar. Finalmente, los paquetes de la cubierta exhiben un apilamiento uniforme de areniscas de grano medio con estratificación cruzada planar e indistinta estratificación sigmoidal.

Como se muestra en la descripción gráfica, cada uno de los cuatro paquetes reconocidos está atribuido a ambientes de depositación con influencia de mareas.

El paquete basal, fuertemente sugiere una depositación dentro de canales mareales debido al apilamiento de barras de marea individuales. La presencia de pseudoestilolitos y capas de lodo es la mayor evidencia de facies mareales. Sobreyaciendo a los canales está un perfil de engrosamiento hacia arriba que muestra los mismos o muy similares rasgos a las facies de canal. Aquí el perfil muestra programación y ha sido identificado como un complejo de shoals mareales. Las arenas de grano fino y la lodolita interestratificada que se encuentra por encima corresponden a una planicie mareal de baja energía. Durante este período el depocentro del estuario migra lateralmente o el suministro de arena fue temporalmente suspendido. Cubriendo el resto del núcleo, una vez más se tiene una sucesión de canales con bases abruptas con rasgos de planicie mareal.

Los autores de la descripción interpretan a estos depósitos como pertenecientes a una configuración del lagoon. En el presente estudio y en base a la asociación de facies y al estudio comparativo con otros campos se cree más bien que estas facies se pueden atribuir a un estuario dominado por mareas, posiblemente a la zona intermareal.

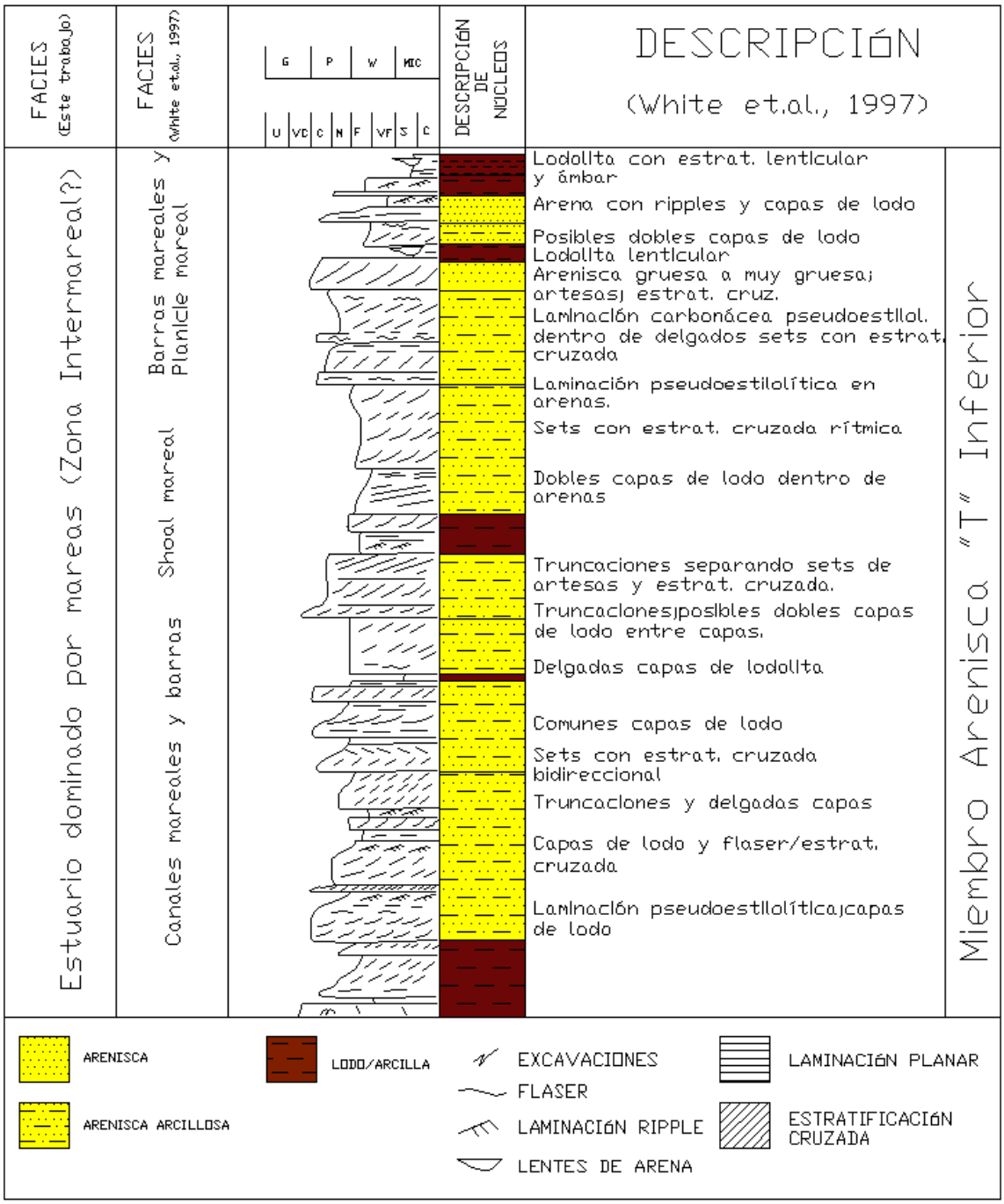


Figura 68. Modificado de la descripción del testigo de corona Daimi A, elaborado por White et.al., 1997.

4.2.7.2 Interpretación de Registro Eléctricos

El registro de rayos gamma muestra una suave y continua tendencia de afinamiento hacia arriba durante el desarrollo de los miembros “T” inferior y superior.

El miembro Arenisca “T” Inferior tiene diferentes patrones de apilamiento a lo largo de este eje. Así en el pozo Yuturi A, dos parasecuencias con patrón de afinamiento hacia arriba (PS3 y PS4) componen este miembro representando con seguridad a depósitos de planicie mareal en una línea de costa dominada por mareas. En el pozo Bogui A, La PS3 es una parasecuencia de unos 25 pies de tipo afinamiento hacia arriba mientras que la PS4 es de tipo engrosamiento hacia arriba posiblemente asociada a depósitos progradantes de playa arenosa. Las facies eléctrica en el pozo Daimi A son similares a las del Yuturi A y su naturaleza ha sido corroborada con la observación de núcleos de perforación.

La PS5 en los tres núcleos representan patrones de apilamiento tipo afinamiento hacia arriba lo que concuerda con las facies identificadas en núcleos de corona que le atribuyen un origen de estuario y planicie mareal dominada por mareas a estos depósitos.

Al igual que en muchos pozos analizados, arenas glauconíticas cubren la PS6 del miembro Superior de la Arenisca “T” antes del depósito de las facies calcáreas del miembro Caliza “B”. Solo en el pozo Yuturi 1, la PS6 está formada por depósitos progradantes depositados en un ambiente de playa, en los demás pozos analizados corresponde a facies de estuario dominado por mareas.

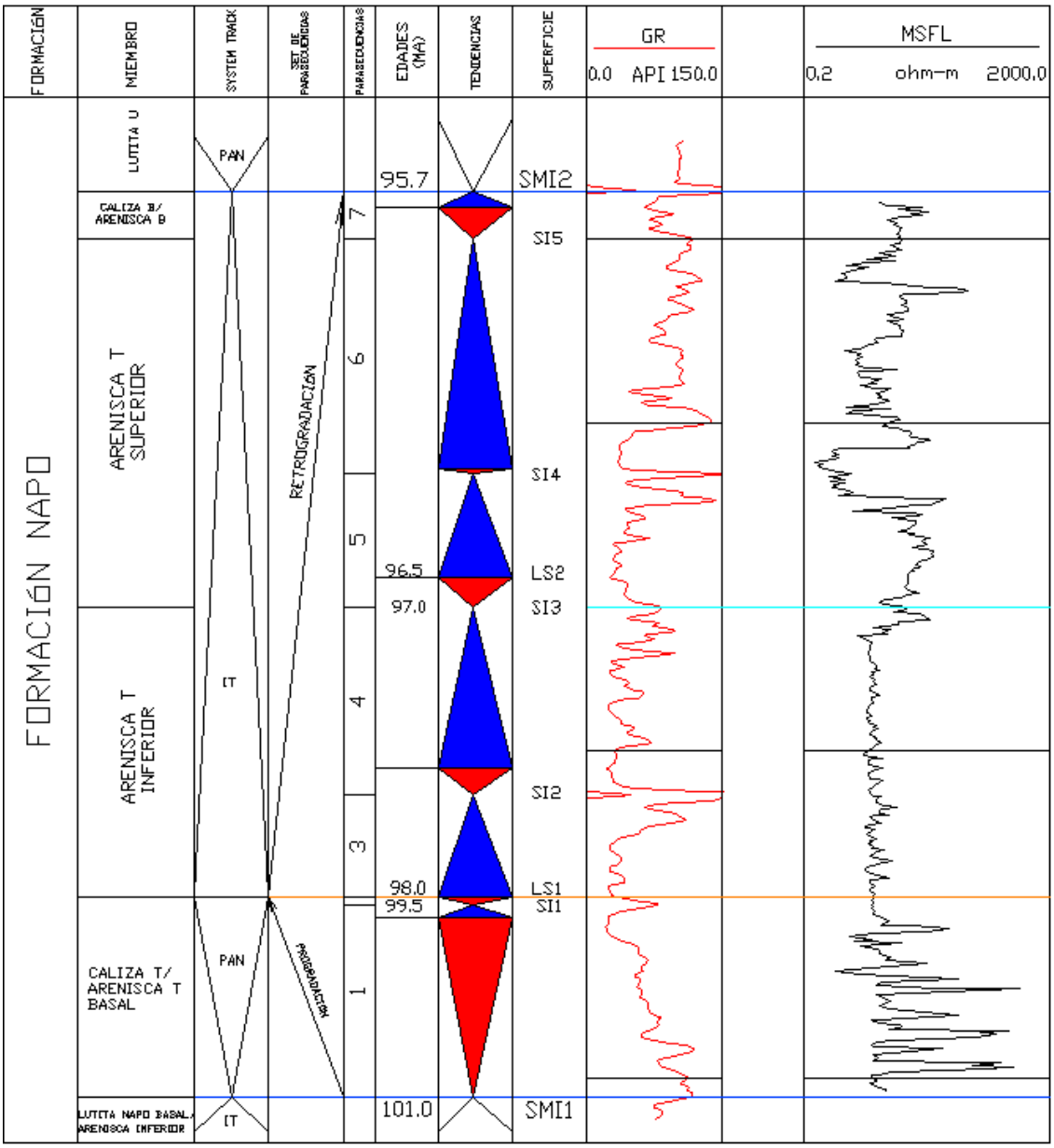


Figura 69. Estratigrafía Secuencial para el Pozo Tipo del eje Yuturi - Bogui - Daimi, indicando los miembros, la identificación de los ciclos sedimentarios y las superficies cronoestratigráficas así como sus edades relativas.

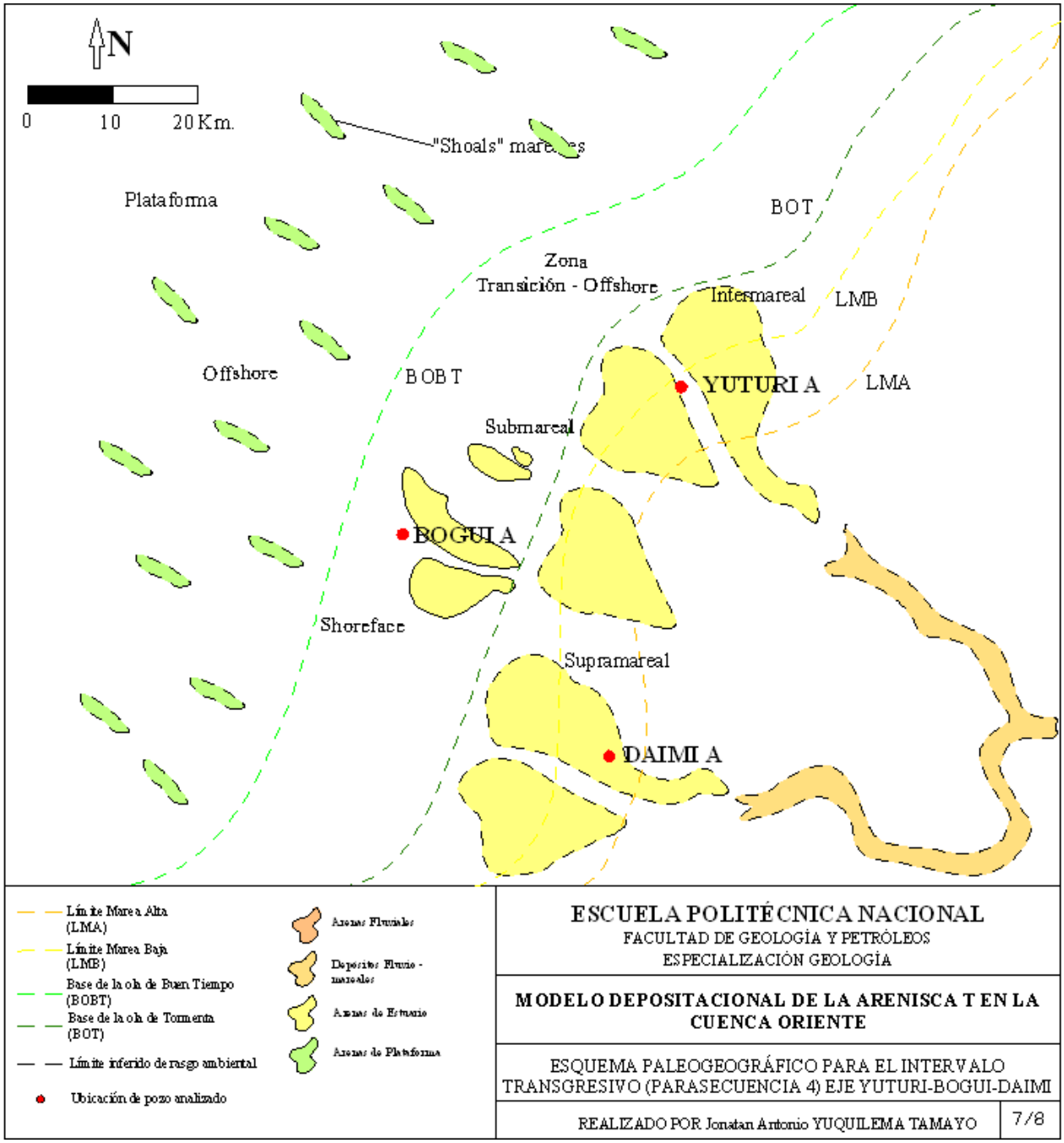


Figura 70. Esquema paleogeográfico para el intervalo transgresivo (Parasecuencia 4) a lo largo del eje Yuturi – Bogui – Daimi

4.2.8 ITT

4.2.8.1 Interpretación de Testigos de Corona

4.2.8.1.1 Núcleo Tiputini A. Figura 71 (White et.al., 1997)

Lodolita laminada se observa en la parte basal del intervalo. Las sucesiones de lodolita laminada están generalmente sobreyacidas por areniscas de grano fino a muy fino. Además, contiene láminas de arenisca pero sin ninguna característica distintiva. La arenisca sobreyaciente al intervalo más basal de lodolita muestra una abrupta base seguida por estratificación cruzada de bajo a moderado ángulo que se convierte a laminación planar en las capas de arenisca muy fina superiores. Menores capas de lodo y limo ocurren en las capas superiores. Inmediatamente sobreyaciendo esta sucesión, la arena cambia dramáticamente a una de grano grueso, a veces conglomerática. Lags de pebbles conglomeráticos de cuarzo y arenisca ocurren esporádicamente en la sucesión dominada por areniscas cuarzosas de grano grueso. Una excelente estratificación cruzada planar caracteriza a estas areniscas. Cubriendo este paquete está una zona de zona de arenisca fina, limolita y lutita. Estas rocas arcillosas actúan como un quiebre depositacional. Este sobreyaciente apilamiento de areniscas con estratificación cruzada ocurre continuamente hasta el tope.

Condiciones de depositación continentales se atribuyen a los depósitos analizados en este pozo. El paquete basal de areniscas finas interestratificado con lutitas fue depositada bajo una configuración de fluvial de alta sinuosidad y la sucesión de areniscas corresponde a la depositación de barras de punta fluviales. El apilamiento de areniscas de grano grueso y conglomeráticas que comprenden casi la totalidad del intervalo recuperado representan un apilamiento sucesivo de areniscas de canales de baja sinuosidad. Estos canales fueron el principal sistema alimentador de las facies de línea de costa y marinas observadas al oeste de la cuenca.

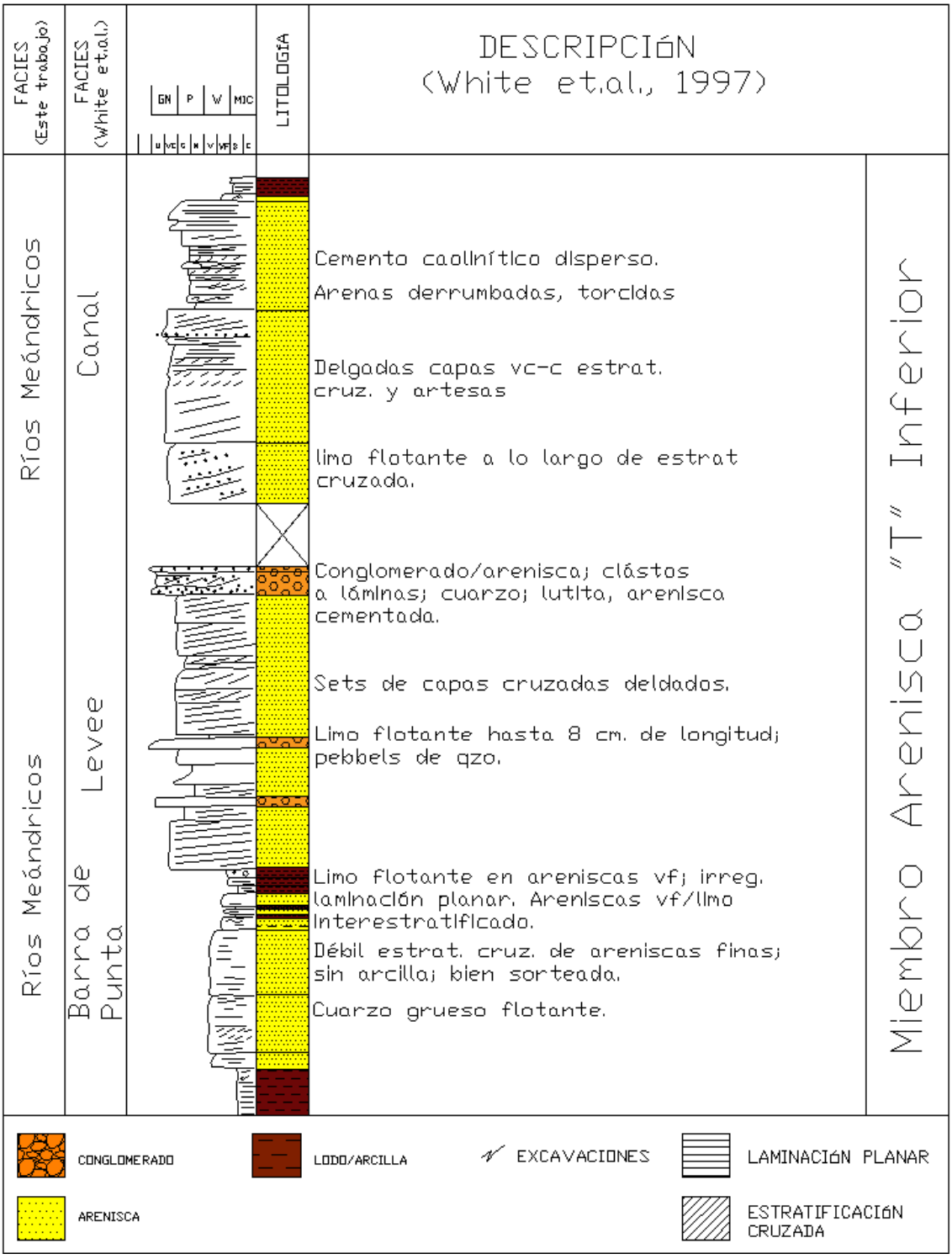


Figura 71. Modificado de la descripción del testigo de corona Tiputini A, elaborado por White et.al., 1997.

4.2.8.1.2 Núcleo Tambococha A. Figura 72 (Toro et.al., 1995)

El intervalo recuperado corresponde a 30 pies de núcleo de los cuales aproximadamente 25 corresponden al tope del miembro Arenisca “T” Superior.

Está compuesto por areniscas cuyo tamaño de grano varía desde muy fino a muy grueso, angulares a subangulares y con sorteo moderado a bueno que exhiben laminación horizontal, laminación oblicua planar y laminación oblicua arqueada en todo el intervalo, además de dobles capas de lodo, flaser y superficies de reactivación en la parte superior. Dos intervalos de aproximadamente un pie de espesor de areniscas limosas y capas de lodo, se encuentran intercaladas. Los 5 pies superiores presentan menor tamaño de grano que va desde limos a arenas muy finas. Laminación horizontal planar y oblicua, dobles capas de lodo ripples y lentes son las estructuras sedimentarías presentes. Existe bioturbación identificándose la icnofacies de Ophiomorpha. La cementación es silícea primaria pero con zonas de amplia cementación carbonatada secundaria. Una configuración de ambiente fluviátil distal es atribuida a estos depósitos, los mismos que hacia el tope del intervalo empiezan a mostrar rasgos depositacionales que sugieren la aparición y paulatino incremento de la influencia mareal.

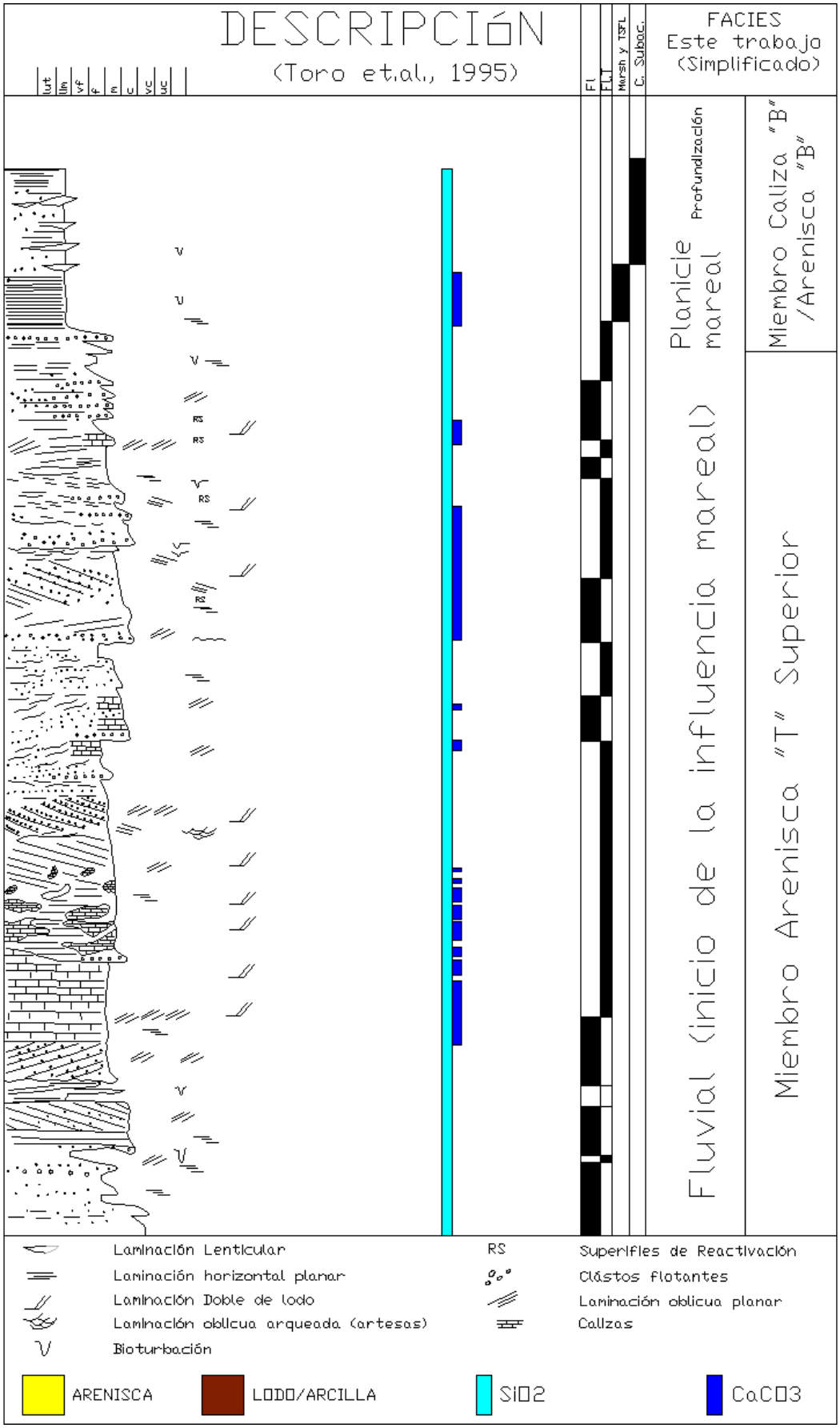


Figura 72. Modificado de la descripción del testigo de corona Tambococha A, elaborado por Toro et.al., 1995.

4.2.8.2 Interpretación de Registros Eléctricos

Existe un dominio del patrón tipo bloque en todas las parasecuencias reconocidas en este campo, lo que expresa una predominancia de facies de relleno de canal fluvial para ambos miembros (inferior y superior). Al tope de los mismos, coberturas con tendencia de afinamiento hacia arriba expresarían las profundizaciones reconocida en gran parte de la cuenca al oeste del ITT. En las descripciones sedimentológicas disponibles se puede corroborar estas observaciones. Aunque en la zona del marcador intermedio “T” (tope PS4) la profundización no es evidenciada con cambios de ambiente depositacional, esto si sucede para el tope del miembro arenisca “T” Superior (tope PS6) donde características típicas del retrabajamiento de mareas ha sido descritos en núcleos recuperados.

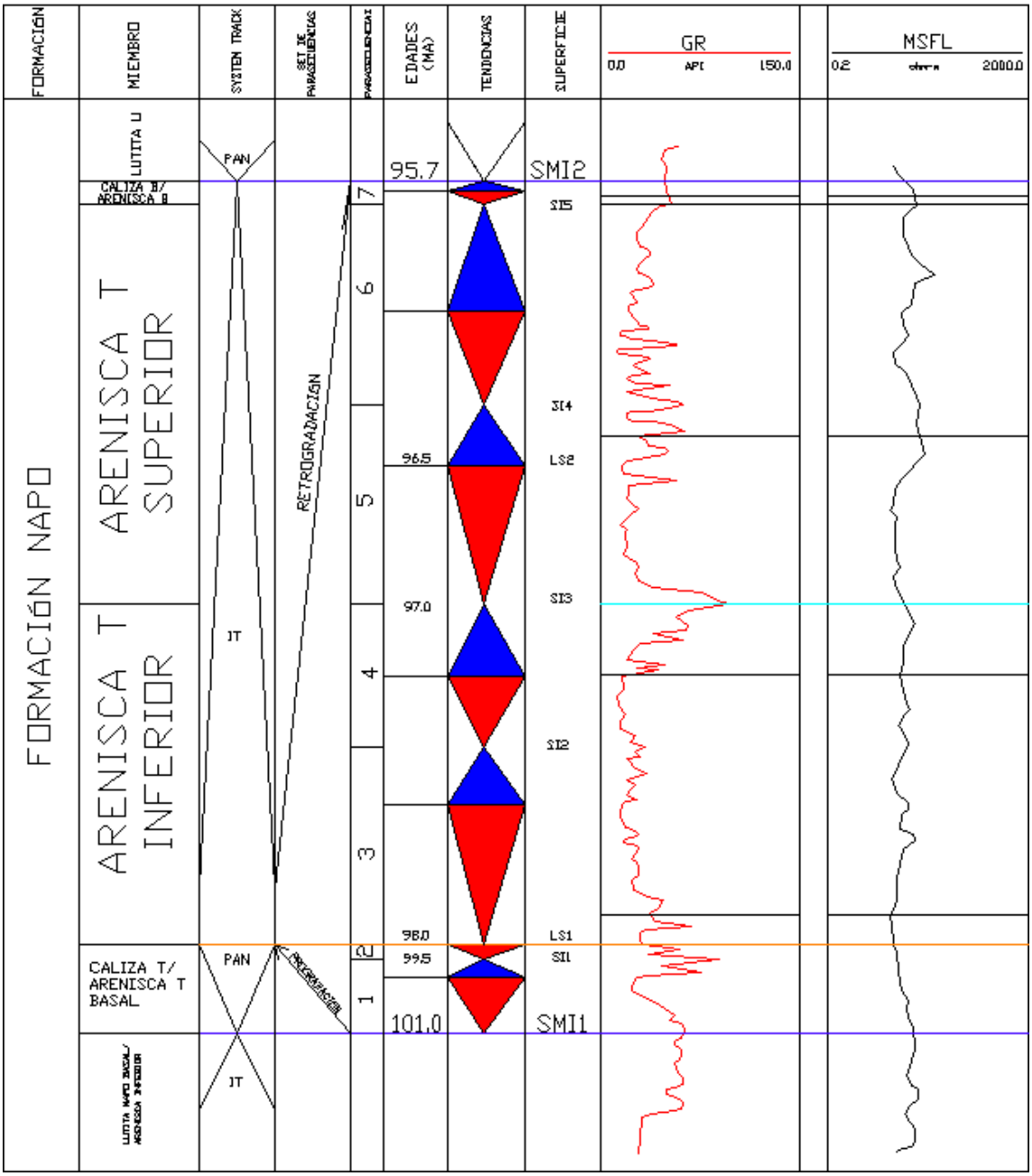


Figura 73. Estratigrafía Secuencial para el Pozo Tipo ITT, indicando los miembros, la identificación de los ciclos sedimentarios y las superficies cronoestratigráficas así como sus edades relativas.

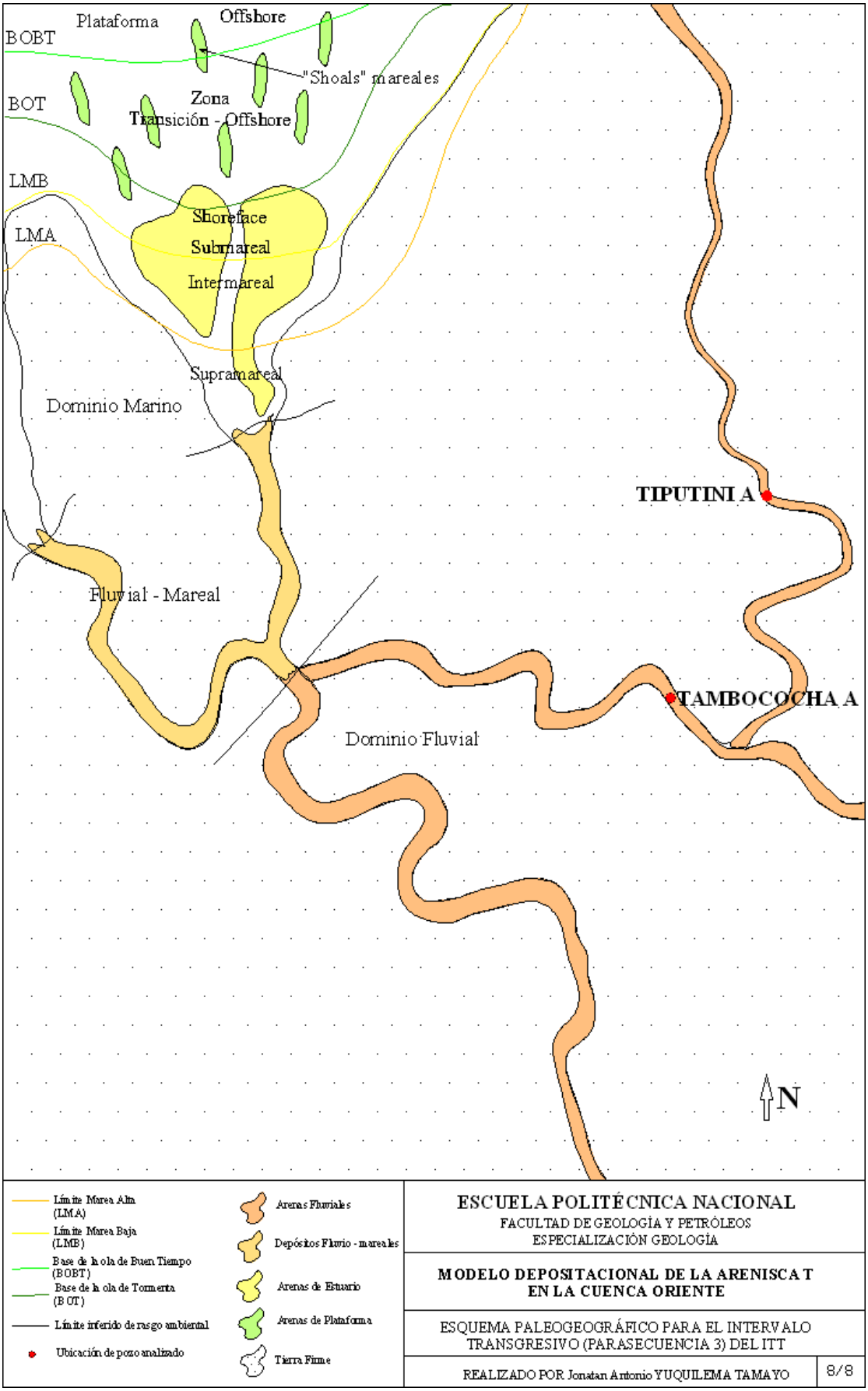


Figura 74. Esquema paleogeográfico para el intervalo transgresivo (Parasecuencia 3) a lo largo del ITT.

4.2.9 CUENCA ORIENTE SUR

Debido a la baja densidad de pozos perforados en la zona sur de la Cuenca Oriente, se ha preferido realizar cortes este – oeste, que permitan establecer la variabilidad de los ambientes sedimentarios a partir de las descripciones de núcleos de corona y de las interpretaciones de los registros eléctricos. Para este efecto se contó con información de la zona sur oriental propiedad de Petroproducción así como con informes sedimentológicos y núcleos de corona propiedad de la Dirección Nacional de Hidrocarburos.

La primera sección está ubicada entre aproximadamente 1º10’ Sur y 1º32’ Sur y ha sido elaborada a partir de la información disponible para 6 pozos perforados. El pozo más occidental se encuentra a aproximadamente 0º47’ Sur y se incluyó para presentar una sección mas completa.

4.2.9.1 Interpretación de Testigos de Corona (Sección Centro-Sur)

Seis núcleos de corona fue la información con la que se contó para analizar las facies sedimentarias en esta sección.

4.2.9.1.1 Núcleo Centro – Sur A. Figura 75

El primer núcleo corresponde a un intervalo de 32 pies recuperados de la parte central del miembro Arenisca “T” Inferior. Se detectaron tres ambientes sedimentarios.

Doce pies de depósitos se encuentran a la base, caracterizados por areniscas limpias cuyo tamaño de grano varía entre medio a muy grueso en la parte mas baja hasta depósitos de grano muy fino a fino en el tope. La estructura dominante es laminación oblicua planar de arena media, marcada por arena gruesa. Se ven también capas de arena masiva media a gruesa con cuarzo flotante muy grueso. El sorteo en estas capas es pobre en la parte mas baja variando a moderado

hasta el tope. Un intervalo de medio pie de lutita con lentes de arena fina cubre a estos depósitos. Se observan lags basales en las arenas.

A continuación tenemos 17 pies de canales fluviales en los que se nota la aparición de finas láminas de lutita intercaladas, además de laminación flaser, ripples y pseudoestilolitos. Son muy comunes las superficies de reactivación con lags basales y laminación horizontal planar, variando a oblicua y al igual que en el intervalo anterior, las areniscas medias con cuarzo flotante. En los dos últimos pies del núcleo, aparece laminación oblicua planar además de depositación de arcilla en los topsets de las laminaciones. En general, estos depósitos corresponden a canales fluviales posiblemente entrenzados arenosos en la parte basal que evolucionan a canales de alta sinuosidad lo que es evidenciado en la depositación de arcilla por reducción de velocidad de la corriente.

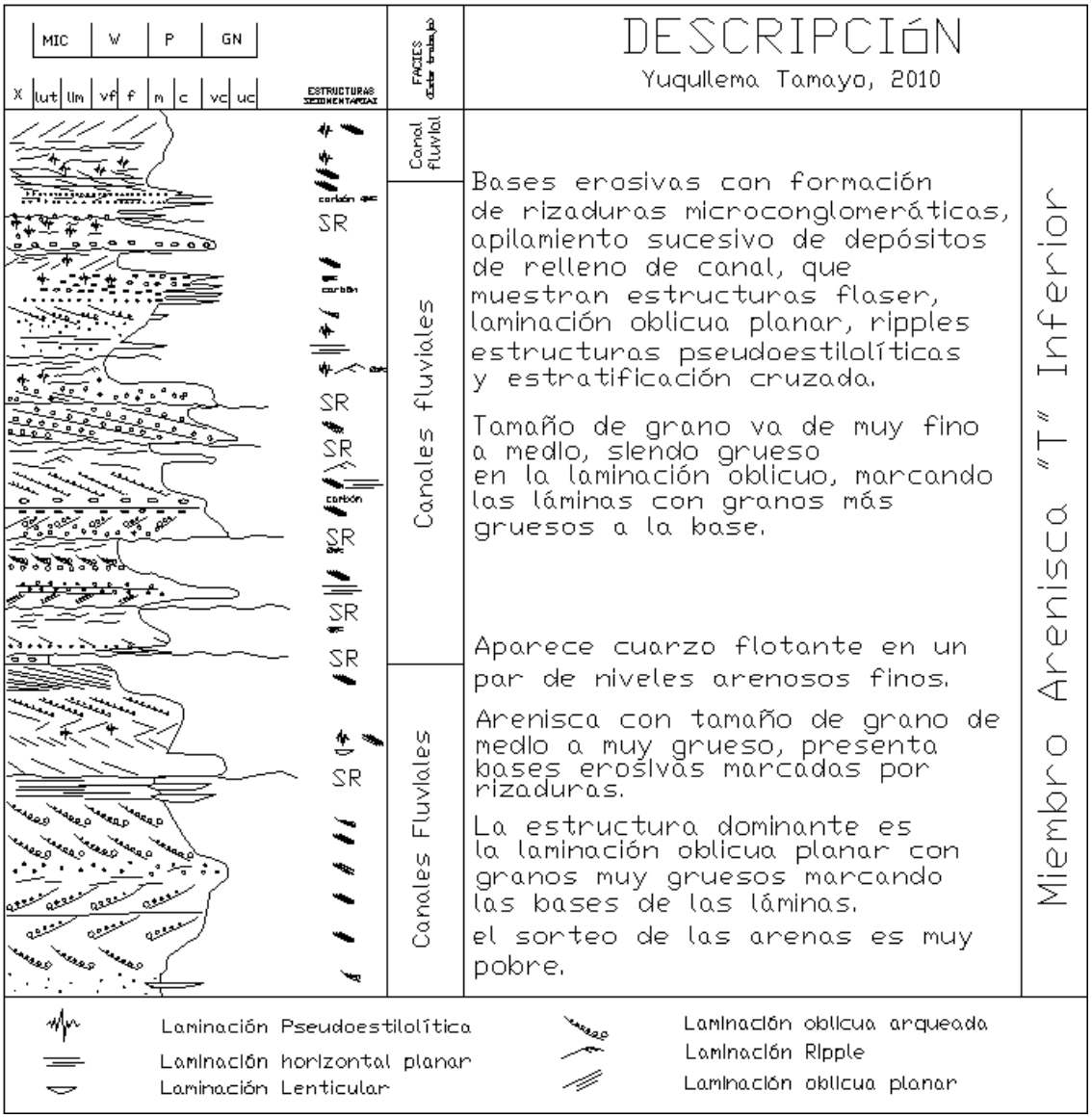


Figura 75. Descripción sedimentológica del testigo de corona Centro - Sur A.

4.2.9.1.2 Núcleo Centro – Sur B. Figura 76

Dos intervalos recuperados a diferentes niveles estuvieron disponibles para el análisis sedimentológico. El primero, de 8 pies corresponde a la parte media del miembro Arenisca “T” Inferior y esta caracterizado por areniscas cuarzosas de grano medio a grueso a la base con laminación oblicua planar y en artesas cuyas bases están marcadas por arenas de grano grueso a muy grueso. Hacia arriba el tamaño de los granos de arena disminuye y aparece laminación horizontal planar marcada por clastos arcillosos. El tope esta marcado por depósitos similares con una rizadura a la base y presencia de carbón y azufre.

El segundo intervalo de 46 pies de espesor corresponde al miembro Arenisca “T” Superior y presenta un tercio inferior dominado por la depositación de areniscas finas a medias con láminas y clastos arcillosos intercalados. Estas zonas arcillosas laminadas en ciertos niveles presentan carbón y ámbar. Se observaron clastos de lodolita siderítica con tamaños entre 1 y 3 cm. Las areniscas presentan estratificación flaser, laminación oblicua planar y estratificación bidireccional.

La parte central superior del núcleo presenta lutitas intercaladas con lentes de arena de grano muy fino y eventualmente con capas centimétricas de arena con laminación flaser.

Hacia el tope, se observan dos bancos de arenisca de grano medio a fino separadas por una rizadura de fragmentos de lodolita. El intervalo inferior tiene excepcionalmente arena de grano grueso y glauconita. Por otro lado, el intervalo superior se trata de areniscas con mucho mayor contenido de finos y un porcentaje de glauconita entre el 30 y el 40%.

El primer intervalo, muestra depósitos de canales fluviales con influencia de mareas. El segundo, de 46 pies aproximadamente, está conformado por apilamientos de canales mareales sobreyacidos por planicies mareales que corresponderían a las zonas intermareal y submareal. Las arenas con glauconita bajo la rizadura identificada estarían relacionadas con corrientes de plataforma que las movilizaron y concentraron en las cercanías de la costa antes de que la transgresión instale el régimen de plataforma marina arenosa glauconítica al tope.

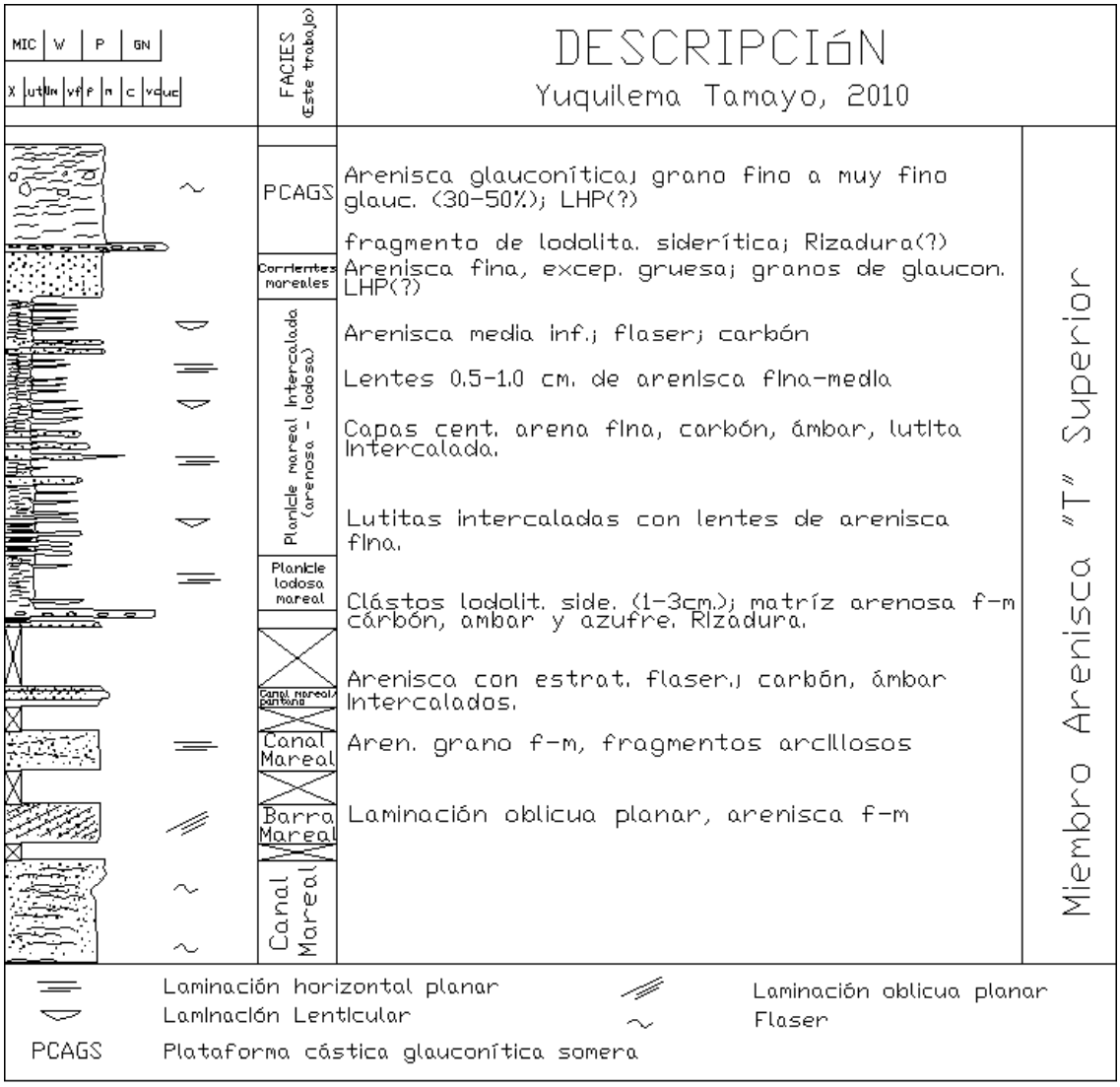


Figura 76. Descripción sedimentológica del testigo de corona Centro - Sur B.

4.2.9.1.3 Núcleo Centro – Sur C. Figura 77 (White et.al., 1997)

El tercer núcleo, consta de una sencilla pieza de arenisca glauconítica de plataforma marina, tal como las descritas en los núcleos previos. El intervalo corresponde al miembro Arenisca “T” Superior.

Figura 77. Modificado de la descripción del testigo de corona Centro - Sur C, elaborado por White et.al., 1997.

4.2.9.1.4 Núcleo Centro – Sur D. Figura 78

Se trata de aproximadamente 60 pies de intervalo recuperado cuya mitad inferior presenta lutitas laminadas intercaladas con lentes de arenisca fina a media además de láminas intercaladas de lodolita siderítica. La parte superior que corresponde al miembro Arenisca “T” Superior esta formado en cambio por areniscas de color gris verdoso glauconítica con cemento calcáreo y fragmentos de lodolita siderítica. El tope, correspondiente al miembro Caliza “B”, muestra características semejantes al anterior pero el contenido de material carbonatado es mayor.

Así, la secuencia está compuesta por depósitos de planicie lodosa que cubren casi toda la mitad inferior y que tiene intercalados unos cuantos depósitos arenosos. Estos depósitos pueden ser atribuidos a la zona submareal del estuario. Súbitamente, aparecen arenisca glauconíticas de color gris verdoso muy calcáreas que contienen fragmentos de lodolita siderítica y trazas de bioturbación. El contenido de glauconita varía desde 10% en las primeros pies de arenisca, hasta 40% al tope. Se interpreta como una plataforma clástica arenosa glauconítica somera. Este ambiente se mantiene hacia el tope, pero el incremento en la cantidad de cemento calcáreo identificado se toma como evidencia de la paulatina instalación de un régimen de plataforma calcárea.

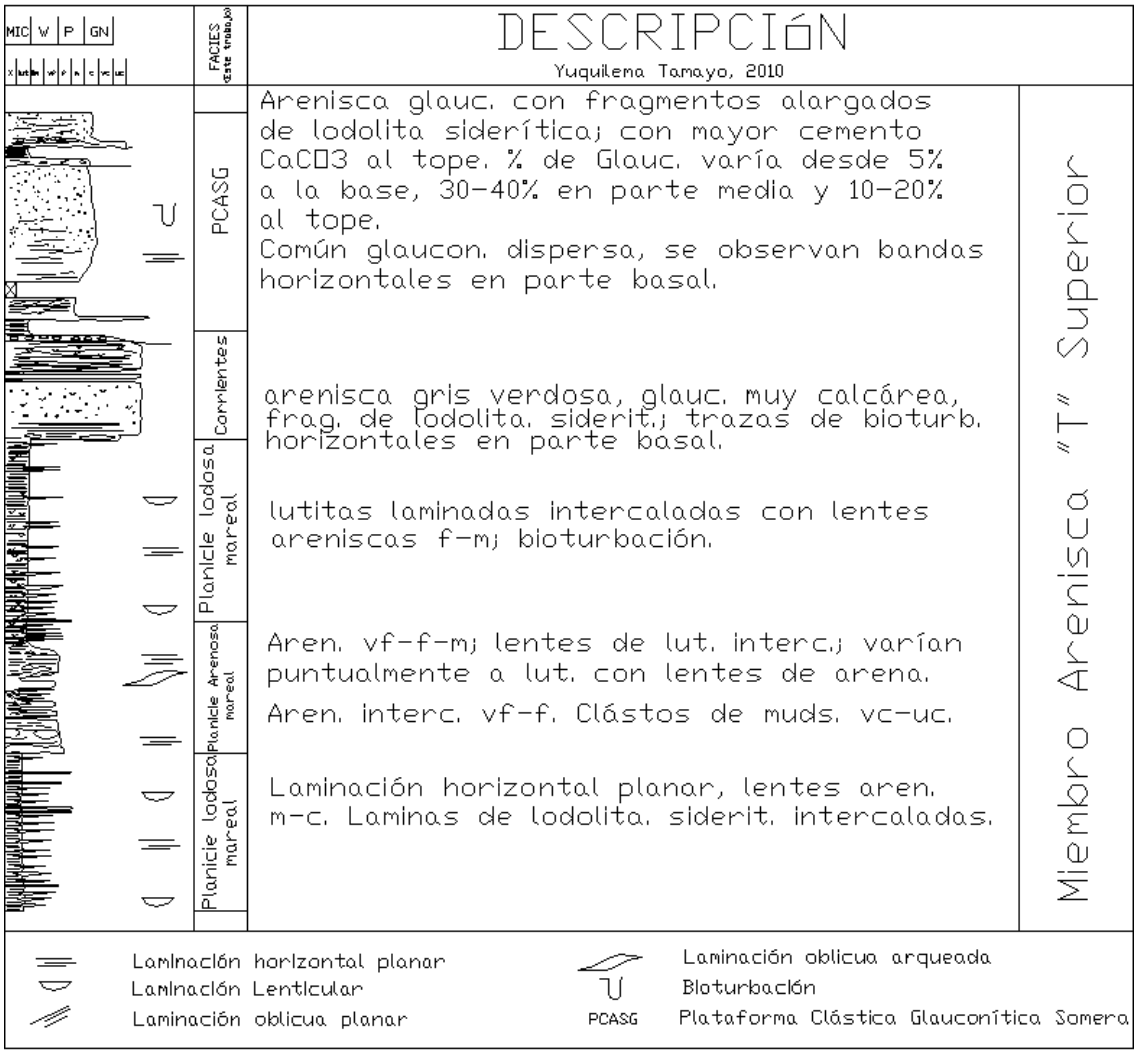


Figura 78. Descripción sedimentológica del testigo de corona Centro - Sur D.

4.2.9.1.5 Núcleo Centro – Sur E. Figura 79

Está conformado por 30 pies de intervalo recuperado, de los cuales, los primeros 21 corresponden a la parte superior del Miembro Caliza “T”, en él se observan cuerpos de arenisca fina a media, que contienen glauconita en pequeñas cantidades, cemento carbonatado y que están intercaladas entre lutitas laminadas de plataforma. Al tope de estos 21 pies, se encuentra una rizadura conglomerática transgresiva, que correspondería al límite de secuencia mayor (LS2) y es la base del miembro Arenisca “T” Inferior, inmediatamente sobre él se da el depósito de lutitas con lentes de arena fina intercalados, correspondientes a planicies lodosas de marea que pasan a depósitos de planicie mareal arenosa en los últimos 6 pies del núcleo.

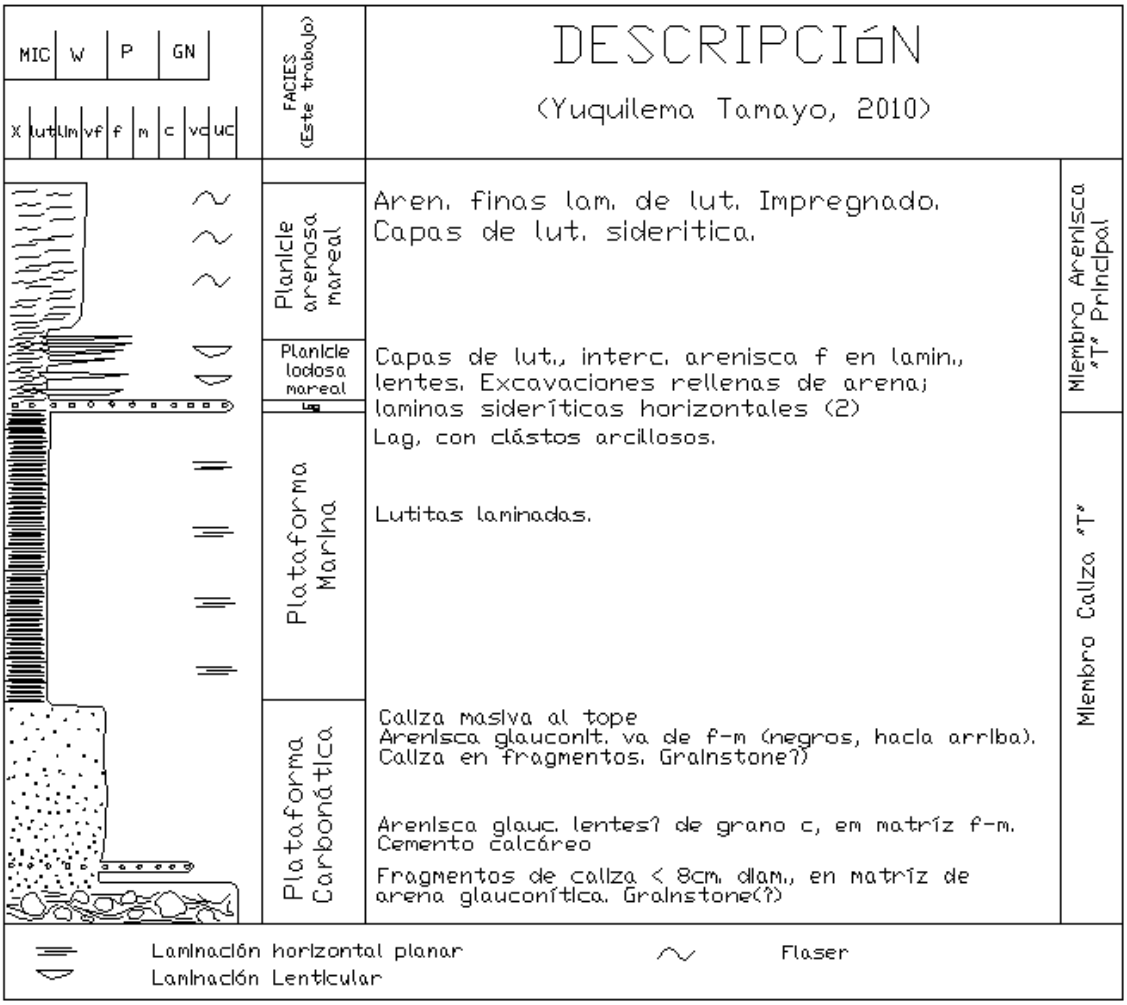


Figura 79. Descripción sedimentológica del testigo de corona Centro - Sur E.

4.2.9.1.6 Núcleo Centro – Sur F. Figura 80 (White et.al., 1997)

Presenta facies arenosas dominantes, areniscas glauconíticas de grano fino a medio que exhiben una bioturbación que va desde común a muy fuerte, llegando incluso a destruir la laminación inicial. Detritos fósiles de invertebrados son comúnmente observados dentro de las areniscas bioturbadas. Se nota la existencia de calizas ricas en arcilla entre las sucesiones arenosas. La cantidad de detritos fósiles y ostrácodos demuestran una naturaleza de wackestone argiláceo para esas calizas. Glauconita y granos de cuarzo están también incorporados en las calizas. En la mitad del intervalo nucleado, una gruesa sucesión de lodolita laminada con comunes láminas dispersas de arcilla esta presente y separa la sucesión inferior de areniscas y calizas de un apilamiento superior de facies ricas en arena. Excavaciones menores rellenas de arena son

observadas en la lodolita. La sucesión superior de arena puede ser dividida en dos facies: una inferior: de arenisca glauconíticas (muy similar a las capas de la sucesión basal) y un apilamiento más superior de capas gradadas conteniendo arena y clastos tamaño pebble de origen volcánico exhibiendo una textura volcánica inusual.

Ambientalmente, todo el intervalo está constituido por depósitos de plataforma marina. Las areniscas glauconíticas y calizas argiláceas sugieren una amplia variación de energía sobre la plataforma aunque los depósitos de wackestone nos sugieren un ambiente tranquilo de depositación. La ocurrencia de los detritos tobáceos al tope del núcleo permanece especulativa aunque podrían tratarse de depósitos proximales de línea de costa.

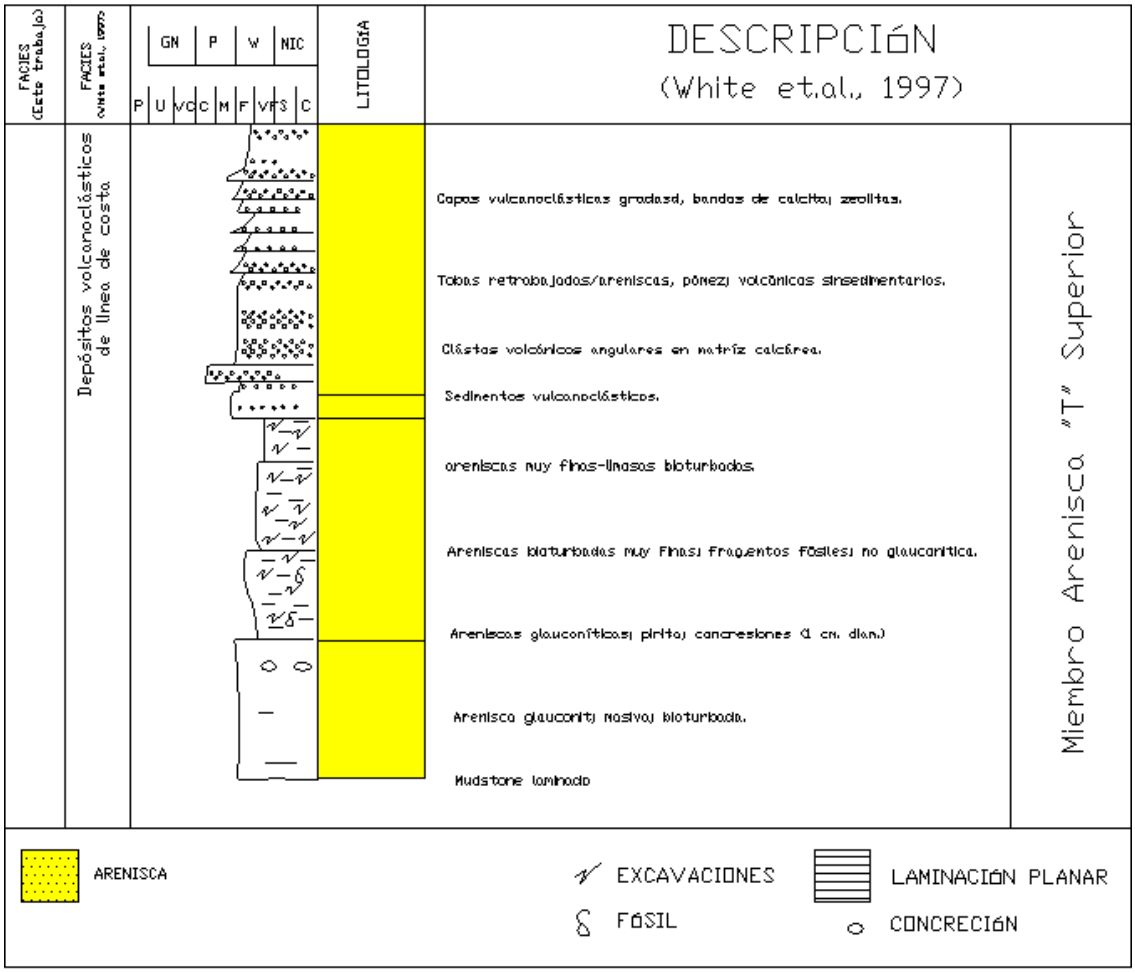


Figura 80. Descripción sedimentológica del testigo de corona Centro - Sur F, elaborado por White et.al., 1997.

4.2.9.2 Interpretación de Testigos de Corona (Sección Sur)

4.2.9.2.1 Núcleo Sur A. Figura 81 (White et.al., 1997; Robertson Research, 1988)

El núcleo que fue recobrado de la Arenisca “T” Superior en el pozo más oriental de la sección, consiste de areniscas fuertemente bioturbadas, glauconíticas y argiláceas, interestratificadas con lodolita. Las muestras examinadas en secciones delgadas son areniscas de grano muy fino a grano medio. Unidades de grano grueso y grava están presentes en el núcleo. Las areniscas van desde moderadamente a pobremente sorteadas y contienen variables cantidades de arcilla detrítica (trazas–14%). Estas consisten principalmente de cuarzo (52%-67%) y pellets glauconíticos (11%-26%). Las areniscas también contienen menores cantidades de feldespato (1–3%, parcialmente lixiviado en algunas muestras), fragmentos de roca (0–trazas), mica (0–trazas) y minerales pesados (trazas-2%). Fósiles de conchas están presentes en dos muestras. Porosidades visibles son bajas en mucho por la presencia de arcilla detrítica, abundantes granos de glauconita y cemento cuarzoso. Granos glauconíticos han sido compactados y el espacio de poros esta solo preservado donde fue envuelto por granos rígidos.

Los principales minerales autigénicos son: sílice (1–15%) como sobrecrecimientos de cuarzo que comúnmente eliminan la porosidad en la parte de la arenisca libre de glauconita y detritos de arcilla; dolomita (0–5%, varía en tamaño entre 100–300um. diam.) que comúnmente reemplaza los pellets glauconíticos y Calcita (0–3%). Una muestra en la parte superior del núcleo contiene relativamente abundante siderita (4%) y cemento fosfático (3%).

Un ambiente somero de baja energía (plataforma interna) con relativamente baja tasa de sedimentación esta indicada por la abundancia de glauconita, presencia de fósiles de conchas, predominancia de estructuras sedimentarías biogénicas y virtual ausencia de estructuras sedimentarías físicas.

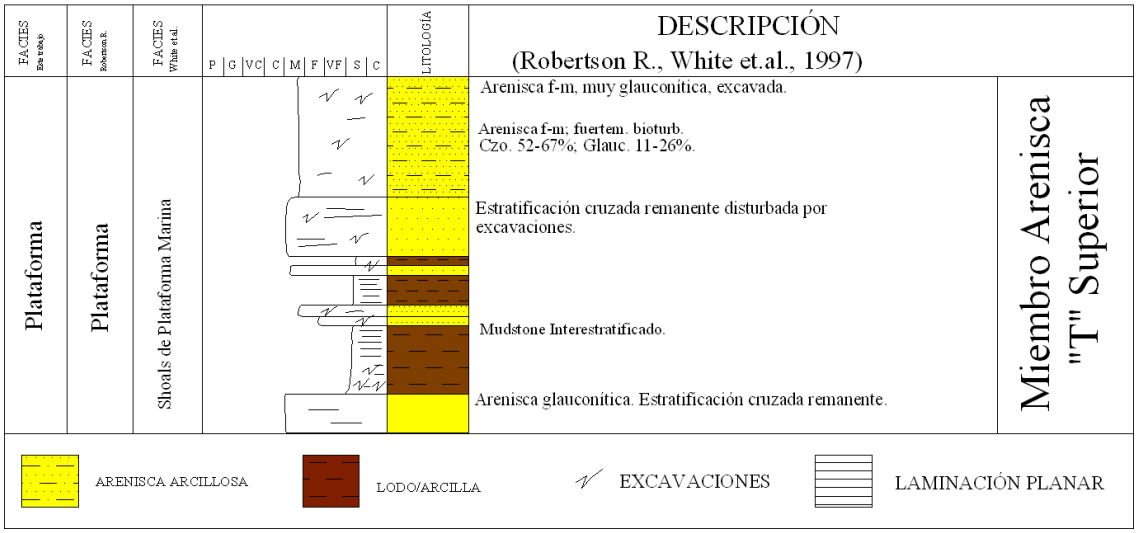


Figura 81. Modificado de la descripción del testigo de corona Sur A, elaborado por White et.al., 1997 y complementado con información de Robertson Research, 1988.

4.2.9.2.2 Núcleo Sur B. Figura 82 (Robertson Research, 1988)

Se trata de una sección de 16 pies de la parte superior de la arenisca T. Dos unidades arenosas con facies distintivas separadas por una delgada capa de lodolita pueden ser vistas en el núcleo.

La unidad superior consiste en areniscas argiláceas glauconíticas que están completamente homogenizada por bioturbación. La unidad inferior consiste de areniscas poco glauconíticas relativamente libres de arcilla que presentan comúnmente laminación paralela o estratificación cruzada. Las dos facies se discuten abajo por separado.

Areniscas argiláceas glauconíticas: Las dos muestras tienen tamaños modales de grano de arena muy fina, pero estas son pobremente sorteadas y contienen granos gruesos de arena además de abundante arcilla detrítica (18–20%). Las areniscas son cuarzosas (49–51%) y contienen abundante glauconita (25–26%) así como menores cantidades de feldespato (1–2%) y minerales pesados (trazas). Las porosidades visibles son muy bajas (trazas a 1%) mayormente debido a los suavemente compactados pellets glauconíticos y detritos de arcilla que rellenan los espacios intergranulares. Sobrecrecimientos de cuarzo (1–2%) y pirita (1-2%) son la principal fase autigénica.

Un ambiente marino de baja energía (¿offshore?) es sugerido por la textura, contenido de glauconita y completamente homogenizada estructura de los sedimentos.

Areniscas libres de arcilla: las areniscas de estas facies varían en tamaño de grano de fino a medio y son bien sorteadas, contienen arcilla en pequeñas cantidades (0-trazas). Cuarzo es el componente detrítico dominante (63–71%). Los feldespatos (trazas–3%) han sido lixiviados resultando en la formación de algo de porosidad secundaria. Glauconita (2–8%), fragmentos de roca (trazas–1%, cuarzo policristalino y chert) y minerales pesados (0–1%) están también presentes. Porosidades visibles son bajas a moderadas (2 – 14%). Las principales fases autigénicas son: Cemento de cuarzo (12–15%), y dolomita (0–5%) férrica con estructura tipo silla de montar y no férrica poikilotópica.

Un ambiente marino de relativamente alta energía es sugerido por la alternancia de intervalos con laminación paralela/estratificación cruzada con unidades bioturbadas y la ocurrencia de menores cantidades de glauconita. Tales secuencias son típicas de depósitos de shoreface medio.

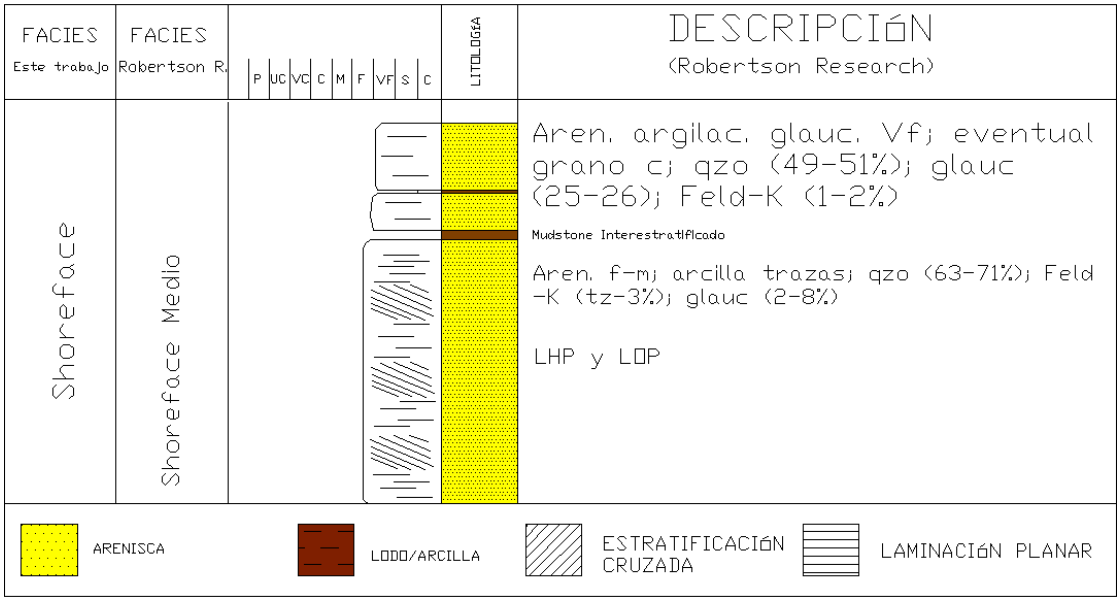


Figura 82. Modificado de la descripción del testigo de corona Sur B, elaborado por Robertson Research, 1988.

4.2.9.2.3 Núcleo Sur C. Figura 83

Corresponde a una sección de ciento once pies que contiene al segmento más superior del miembro Arenisca “T” Inferior y al más inferior del miembro Arenisca “T” Superior en porciones más o menos iguales.

La parte correspondiente al miembro inferior está constituida en su mayor parte por areniscas cuarzosas de tamaño de grano medio a grueso, que disminuye hacia arriba. Numerosas superficies de reactivación separan capas de arena que presentan laminación horizontal planar, oblicua planar y flaser marcadas por láminas pseudoestilolíticas con materia orgánica. Adicionalmente, fue identificado herringbone (espinas de pescado, muestran flujos reversos) y fragmentos de lutita con pirita. La cobertura de este intervalo esta compuesta de lutitas laminadas con lentes de arenisca muy fina a limosa, que presenta una rizadura de fragmentos lutíticos a la base. Las lutitas con lentes de arena constituyen la base del miembro Arenisca “T” Superior, donde se encuentran intercaladas con capas de arenisca fina a media que en algunos niveles muestran láminas negras con carbón y ámbar y superficies de reactivación. El tope del intervalo recuperado consiste en areniscas glauconíticas de tamaño fino a medio. Los granos de glauconita son de tamaño medio. Esta porción descansa sobre una superficie erosiva que en este trabajo se considera producida por ravinamiento.

Los depósitos descritos anteriormente corresponden, para el miembro Arenisca “T” Inferior, casi en su totalidad a un apilamiento de canales mareales (areniscas finas a medias separadas por múltiples superficies de reactivación). El tope de este intervalo, lo constituyen depósitos de planicie lodosa mareal.

El miembro “T” Superior muestra un apilamiento de canales de marea y planicies mareales. Arenas glauconíticas empiezan a aparecer al tope del núcleo posiblemente representando el paso hacia una plataforma clástica arenosa glauconítica somera depositada por encima de facies de shoreface.

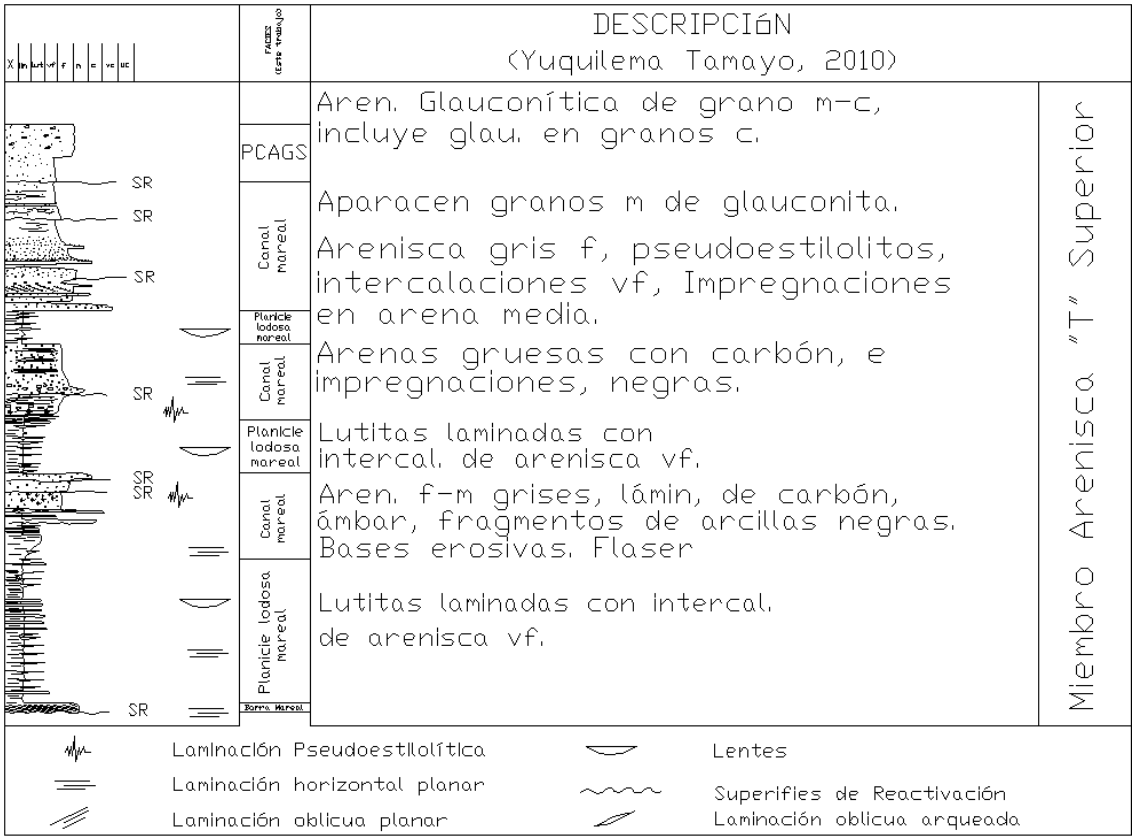


Figura 83. Descripción sedimentológica del testigo de corona Sur C.

4.2.9.2.4 Núcleo Sur D (Figura 84)

El cuarto núcleo al que se tuvo acceso tiene una longitud de 143 pies y contiene aproximadamente los 2/3 superiores del miembro Arenisca “T” Inferior y parte del miembro Arenisca “T” Superior.

La primera mitad (abajo), está dominada por la depositación de limos y areniscas muy finas mostrando laminación horizontal planar marcada por la ocurrencia de finas láminas de arcilla y pseudoestilolitos. También se encuentran clastos alargados de lodolita siderítica, lentes de arena y huellas de excavaciones.

Este patrón alternante de gruesas y delgadas capas de limo y arcilla puede indicar ritmitas mareales. Las capas limosas son interpretadas como depósitos de tracción durante los períodos de ascenso y descenso del nivel de agua entre las mareas alta y baja, mientras que las arcillas se interpretan como depositadas durante períodos de bajo nivel de agua. Las capas limosas delgadas se atribuyen

a depósitos de mareas muertas (neap tides) y las gruesas, a depósitos de mareas vivas (spring tides). Una facies de planicie lodosa submareal es atribuida a depósitos de este tipo[77].

El resto de la sección esta formado por lutitas laminadas levemente bioturbadas con lentes de arenisca muy fina a limosa intercalados y por areniscas de grano fino a medio con fragmentos y láminas de arcilla ferruginosa y laminación oblicua planar. Una zona de lutitas laminadas con lodolita siderítica intercalado es identificada en el nivel correspondiente al marcador intermedio “T”. Glauconita en pequeños porcentajes aparece en las areniscas. A estos depósitos se les asigna un ambiente de planicie mareal arenosa y lodosa intercaladas y hacia la parte superior, aparición de depósitos de canal mareal con influencia de corrientes de plataforma que movilizan glauconita desde mar adentro. La zona superior de lutitas laminadas con lodolita siderítica corresponde a la instalación de un régimen de plataforma.

Los 25 pies superiores corresponden al miembro Arenisca “T” Superior. Son areniscas de tamaño de grano entre fino y medio con unos pocos clastos alargados de arcilla y granos de glauconita que muestran una rizadura a la base. Bioturbación es evidente. La presencia de laminación horizontal y oblicua planar, flaser y restos de azufre y carbón ubican a estos depósitos en un estuario con influencia de corrientes que trasportan glauconita desde la plataforma.

[77] SHANMUGAN **et.al.**, Tide dominated estuarine facies in the Hollin and Napo (“T” and “U”) formations (Cretaceous), Sacha Field, Oriente Basin, Ecuador, p. 667.

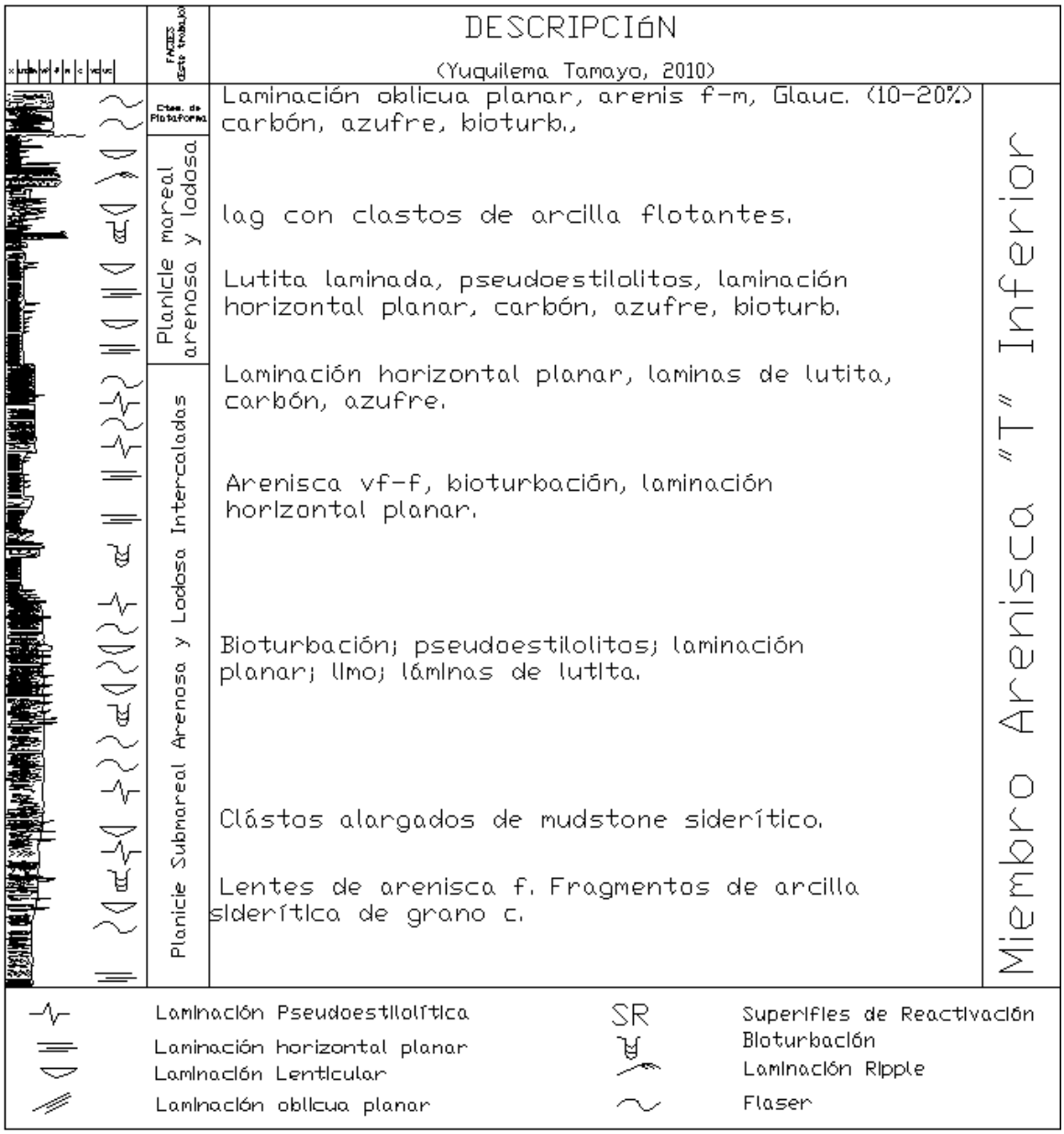


Figura 84. Descripción sedimentológica del testigo de corona Sur D.

4.2.9.2.5 Núcleo Sur E (Figura 85)

Corresponde a una sección de 54 pies de intervalo recuperado con porciones más o menos iguales de los miembros Arenisca “T” Inferior y Superior. El intervalo correspondiente al miembro inferior esta dominado por depósitos planicie arenosa mareal, caracterizada por la presencia de areniscas de grano fino a medio, entre las cuales puede aparecer arena de grano grueso en forma de lentes o pequeñas capas. Laminación horizontal planar, presencia de pseudoestilolitos y lodolita siderítica en proporciones variables son muy comunes en la mayor parte de este

intervalo. Intercalados en el núcleo se encuentran dos depósitos de lutitas con lentes de arena fina, interpretados como planicies lodosas de marea. Además se pueden apreciar dobles capas lodo, grietas de desecación y pequeñas láminas con carbón, azufre y ámbar, en menor proporción.

Después de un salto de 5 metros sin núcleo recuperado, aparecen depósitos de planicie mareal lodosa sobretodo en lo que corresponde a la parte progradante del miembro Arenisca “T” Superior. Se pueden observar capas de arena fina a media intercalada que contienen fragmentos flotantes de lodolita siderítica. El depósito se hace más arenoso hacia el tope iniciando la aparición de glauconita, cuyo contenido incrementa desde un 5% al aparecer, hasta aproximadamente 20–30% al tope en aproximadamente 3 pies de intervalo, sobre el cual se depositan otros tres pies de arenisca calcárea bioturbada. Finalmente, dos pies de arcillas laminadas tipo plataforma marina cubren la totalidad del núcleo.

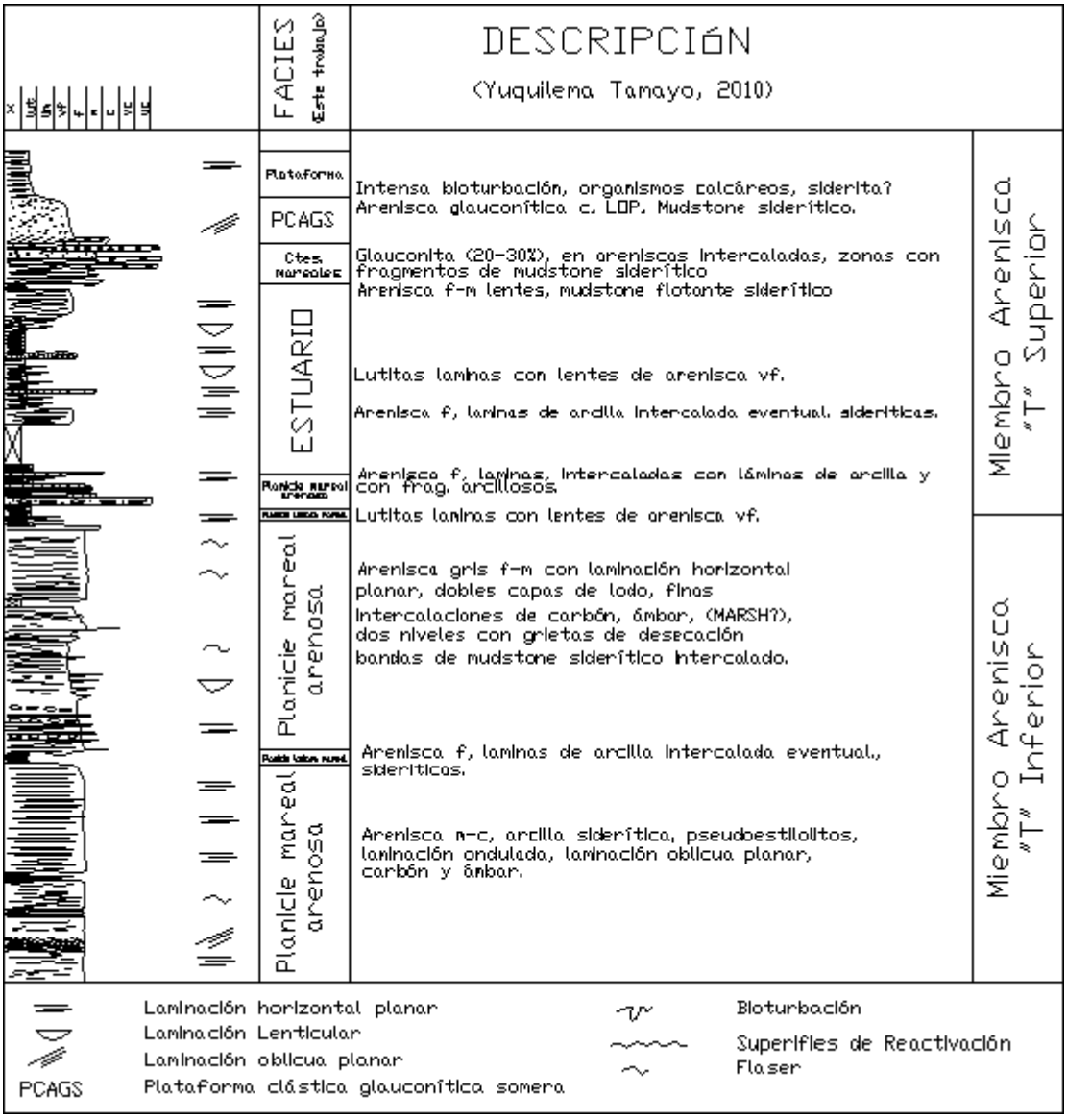


Figura 85. Descripción sedimentológica del testigo de corona Sur E.

4.2.9.2.6 Núcleo Sur F (Figura 86)

Un corto intervalo recuperado de 17 pies correspondiente al límite entre los miembros Arenisca “T” Basal e Inferior muestra un predominio de facies de plataforma marina, dominada por la depositación de lodo con cemento calcáreo que presentan lentes de arena muy fina, antes de instalarse una plataforma calcárea con calizas intercaladas con lodos.

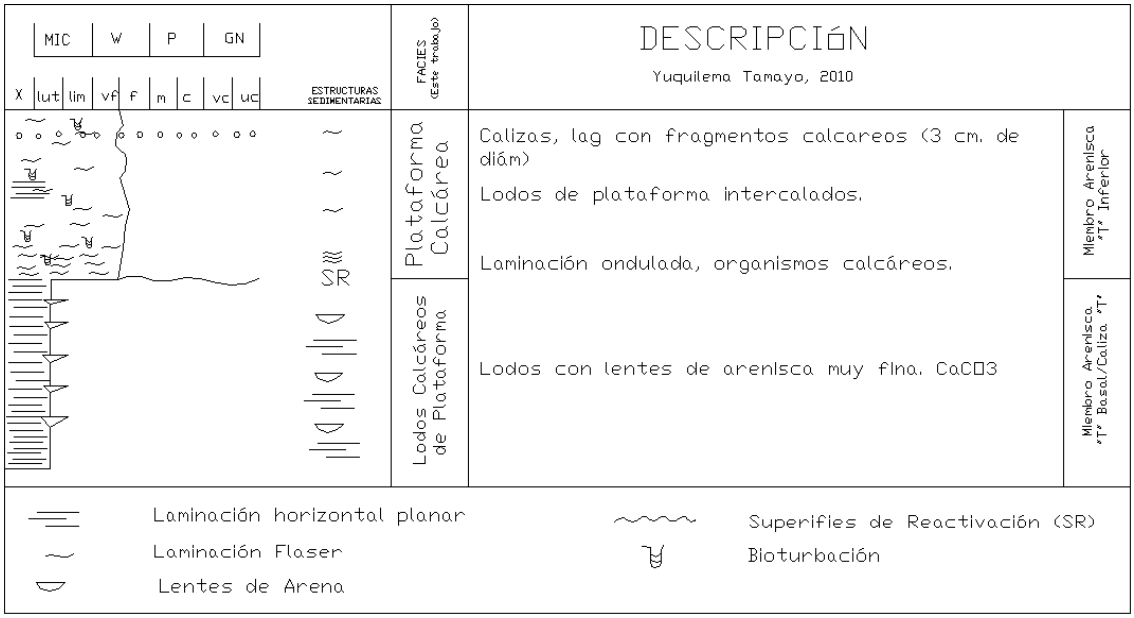


Figura 86. Descripción sedimentológica del testigo de corona Sur F.

4.2.9.3 Interpretación de Registros Eléctricos

Las correlaciones se realizaron partiendo de la identificación de todas las superficies estratigráficas en registros de pozo de la zona de línea de costa la cual es más sensible a los cambios en la geometría de los depósitos producto de su avance o retroceso. Las superficies de inundación fueron extendidas tierra y mar adentro definiéndose así las parasecuencias equivalentes.

El miembro Caliza “T”, muestra erosión en la parte oriental de la cuenca, no encontrándose en los perfiles. Apareciendo solo la PS1 por debajo de la LS1. LA PS2 aparece apenas en la parte central del perfil Centro-Sur y un poco mas desplazada hacia el oeste en el perfil Sur, lo cual es un indicativo que la línea de costa en el sur tenía una dirección noreste-suroeste. Las parasecuencias al oeste tienden a condensarse, confundiéndose entre si siendo difícil su reconocimiento a partir de los registros eléctricos.

El miembro Arenisca “T” Inferior, esta compuesto por dos parasecuencias (PS3 y PS4) que muestran un patrón agradante muy claro en la zona centro oriental de la cuenca y corresponde al desarrollo de sistemas costeros bajo un régimen igual de suministro y creación de espacio de acomodación. Las parasecuencias en la zona

transicional, muestran claros patrones tipo campana en el perfil Sur y perfiles tipo embudo en el perfil Centro-Sur lo que se puede atribuir a un incremento de la tasa de creación de espacio de acomodación hacia el sur. En los pozos más occidentales, y al igual que el miembro anterior, existe condensación estratigráfica lo que hace difícil reconocer la posición de los límites parasecuenciales en esa dirección.

El Miembro Arenisca "T" Superior esta formado por dos parasecuencias reconocibles a lo largo de ambos perfiles, estas tienen patrones de apilamiento de tipo engrosamiento hacia arriba que representan facies de playa, estuario y planicies mareales apiladas que varían mar adentro a depósitos de plataforma marina somera con una cobertura de sedimentos volcánicos en la parte superior de la PS6 atribuibles a la denudación de un sistema volcánico emergido hacia el oeste de la cuenca.

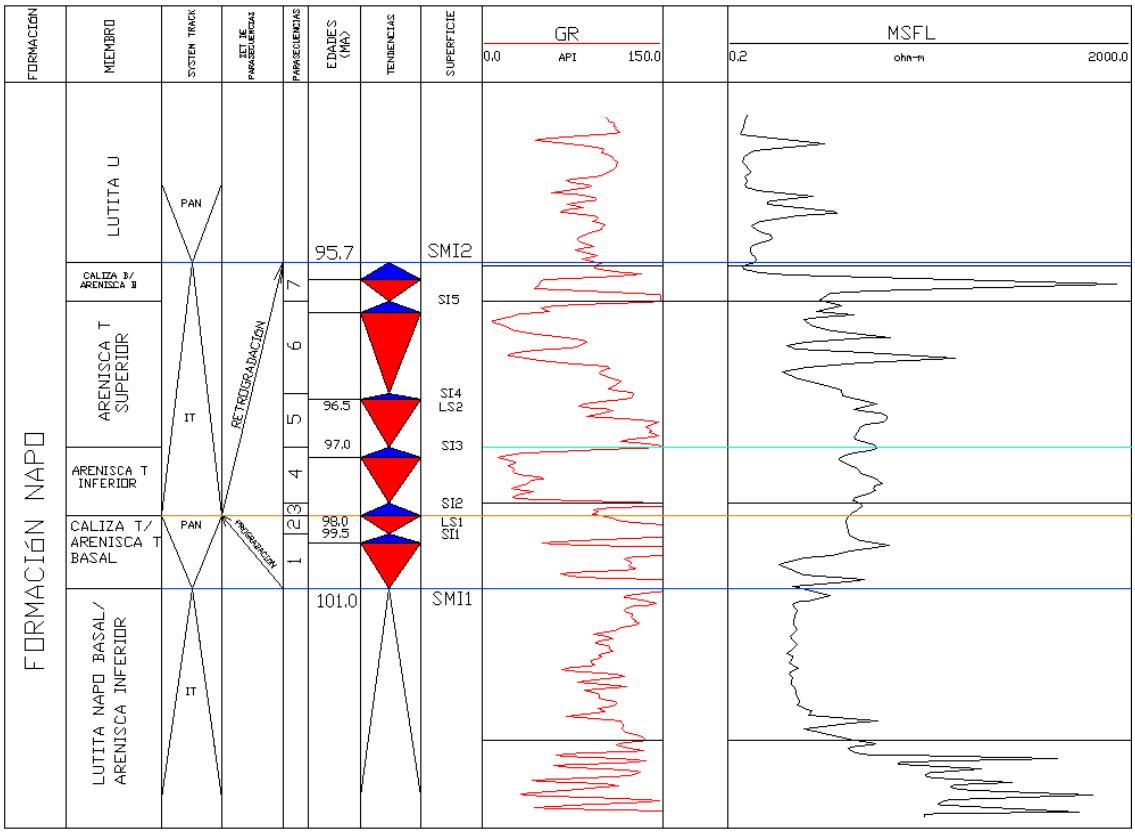


Figura 87. Estratigrafía Secuencial para el Pozo Tipo Centro Sur, indicando los miembros, la identificación de los ciclos sedimentarios y las superficies cronoestratigráficas así como sus edades relativas.

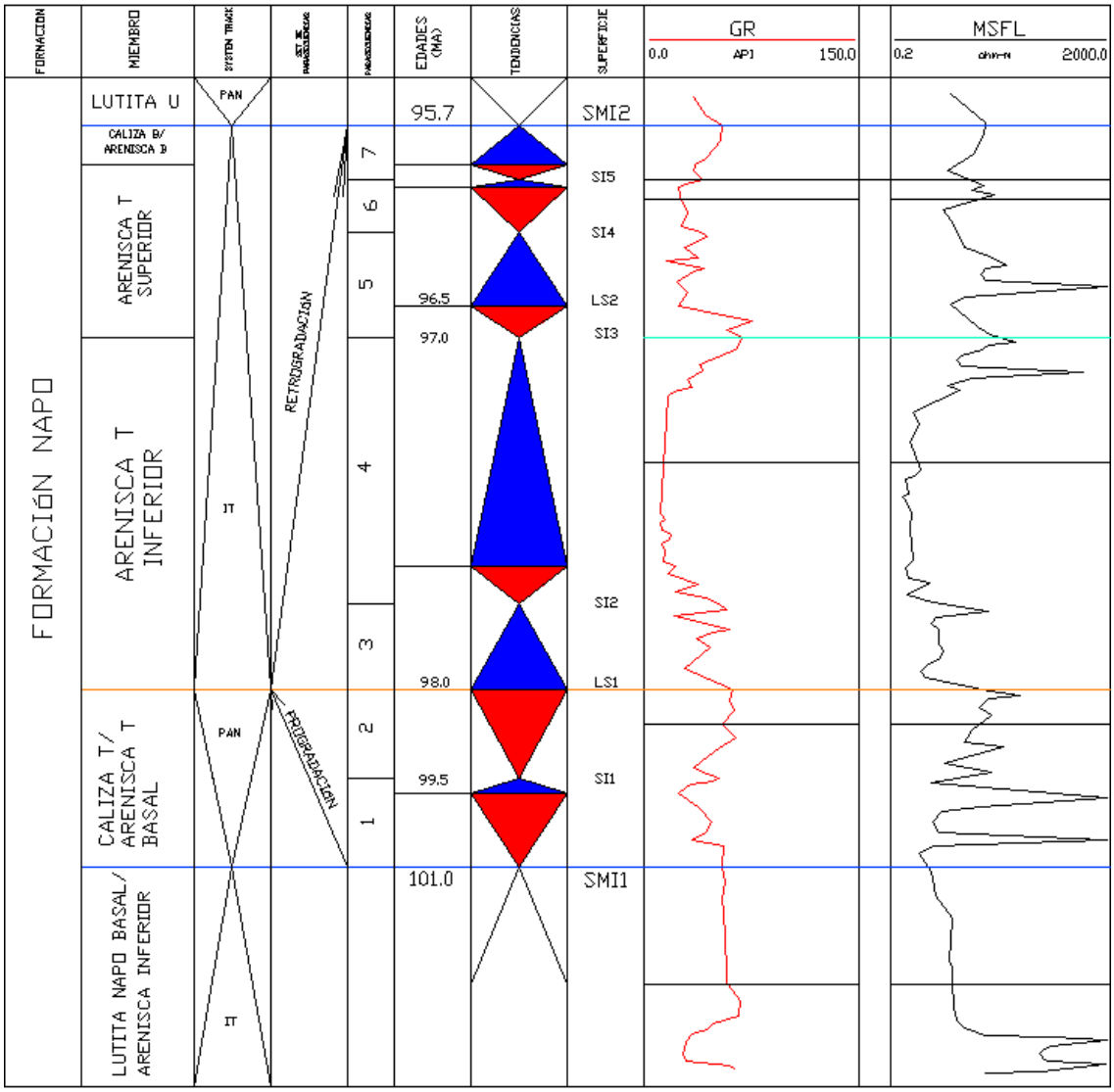


Figura 88. Estratigrafía Secuencial para el Pozo Tipo Sur, indicando los miembros, la identificación de los ciclos sedimentarios y las superficies cronoestratigráficas así como sus edades relativas.

Debido al carácter regional de esta zona, el respectivo esquema paleogeográfico se incluye en el siguiente capítulo que corresponde al modelo general para toda la cuenca.

CAPÍTULO 5
MODELO DEPOSITACIONAL

5.1 INTRODUCCIÓN

La Arenisca “T”, ha sido objeto de estudio (aunque no como tal) como parte de amplios trabajos de estratigrafía secuencial realizados anteriormente (Guerrero, 2006; Vaca, 2004; Hidalgo y Yepez, 2004; Guzmán y Torres, 2004; Barragán **et.al.**, 2004).

Si bien, los cuerpos arenosos “T” que han sido analizados a profundidad en este estudio corresponden a los miembros inferior, superior y basal (por su importancia como reservorios), no se ha dejado de lado el hecho de que constituyen parte de la denominada Secuencia Genética “T”, la misma que no ha sido bien definida espacial ni temporalmente, razón por lo que se consideró necesario realizar algunos comentarios al respecto.

La definición de sus límites es objeto de discrepancia, sobretodo en lo que se refiere a la ubicación de la Superficie de Máxima Inundación a la base (SMI1, este trabajo). Vaca, partiendo de las observaciones de Jaillard[78], sostiene que la transgresión mayor se encuentra a la base del Miembro Lutita Napo Basal donde se reporta la presencia de lutitas laminadas ricas en amonites e inoceramus (reconocidas en sub superficie por una anomalía positiva en el registro de rayos gamma que corresponde a “black shales”), además de abundantes organismos planctónicos en lámina delgada, desaparición de cuarzo detrítico, textura calcarenítica y presencia de cantos fosfatados lo que según expone, demuestra la ocurrencia de una transgresión mayor que alcanza el máximo de inundación con la presencia de amonites e inoceramus, de hecho, esta fauna característica

[78] JAILLARD, en VACA, Estudio Estratigráfico Secuencial del Cretácico entre 0º y 1,5º Sur de la Cuenca Oriente Ecuatoriana, p.62

disminuye hacia arriba[79] lo que indicaría un progresivo abandono de las condiciones profundas.

Estos datos evidencian una profundización, pero no necesariamente una máxima, sobre todo si se considera que una evidencia que se usa para justificar esta idea es la presencia de “hot shales” (“black shales”)[80].

Períodos de depositación de estas capas ricas en materia orgánica han sido establecidos mediante el análisis de perforaciones en el fondo marino[81]. Su naturaleza es atribuida a altas tasas de productividad biológica en el mar lo que produce una drástica reducción del contenido de oxígeno disuelto en el agua y permitió el depósito de materia orgánica en condiciones reductoras. El análisis de contenido de barita en los sedimentos permitió definir que este era el proceso dominante ya que su producción esta asociada directa y proporcionalmente a la de materia orgánica aunque el proceso responsable aun no ha sido definido. Así, picos de tasas de depositación de barita fueron identificados en los períodos definidos como de alta productividad biológica (Figura 89), uno de ellos, se ubica a aproximadamente 104 Ma; edad presentada por Vaca como la correspondiente al depósito de la SMI a la base del miembro Lutita Napo Basal.

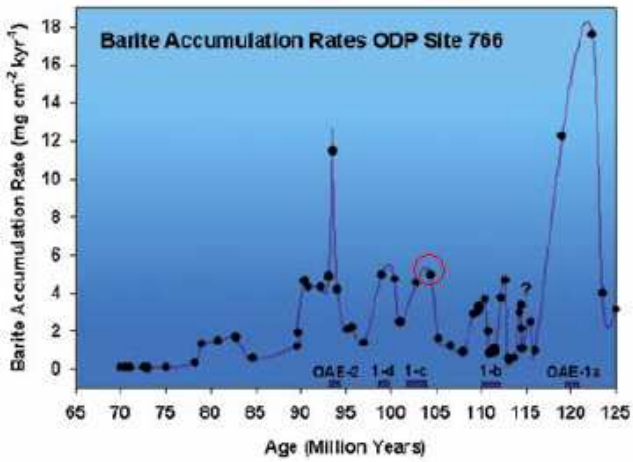


Figura 89. Tasas de Acumulación de Barita durante el Cretácico. En el círculo rojo un pico a aproximadamente 104 Ma correspondería a un período de alta productividad biológica que produjo el depósito de “Hot Shales” a la base del Miembro Lutita Napo Basal. Tomado de Paytan, 2004.

[79] JAILLARD, Síntesis Estratigráfica y Sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la Cuenca Oriental del Ecuador, p.56
[80] LÜNING, Black shale data resources sorted by region, http://www.blackshale.com/region.htm
[81] PAYTAN, Oceanic Drilling Program Highlights, p.11

Al igual que ya lo hiciera Guerrero[82] considerando el cambio en la geometría del patrón de rayos gamma, la superficie de máxima inundación de la base de la secuencia genética “T” se ubica en el límite entre los miembros Lutita Napo Basal/Arenisca Inferior y Caliza “T”/Arenisca “T” Basal.

Los miembros progradantes Caliza “T”/Arenisca “T” Basal se extiende desde la SMI1 hasta el límite de secuencia 1 (LS1, este trabajo). Se trata de calizas con un cambio de facies tierra adentro a arenas, reconocidas en base a interpretación de registros eléctricos y por observaciones de ripios de perforación[83]. La información sedimentológica de núcleos para estos miembros no fue abundante pero sirvió para dar una idea general acerca de los ambientes de depositación y sus límites.

Los miembros Arenisca “T” Inferior y Superior, ubicado entre el LS1 y la superficie de inundación 4 (SI4) y entre la SI4 y la superficie de inundación 6 (SI6) respectivamente son para los que se contó con mayor cantidad de información.

El miembro Arenisca “T” Inferior, consiste en areniscas de plataforma hacia el oeste y depósitos de relleno de valles incisos en el centro-este de la cuenca. El relleno de estos valles son facies de estuarios dominados por mareas depositadas sobre facies fluviatiles. Al tope de este miembro, el marcador intermedio “T” (SI4) marca un pequeño intervalo de profundización que alcanza hasta el centro de la cuenca.

Inmediatamente una regresión genera parasecuencias progradantes en la parte inferior del miembro “T” Superior. Posteriormente se evidencia en la parte superior una profundización caracterizada por el depósito de areniscas glauconíticas en la zona de plataforma y facies de estuario en las zonas de costa.

El miembro más superior del intervalo de estudio fue depositado en la fase terminal de la transgresión bajo condiciones tranquilas de depositación lo que

---

[82] GUERRERO, Análisis Estratigráfico Secuencial del Intervalo Albiano Medio Tardío – Cenomaniano Temprano de la Cuenca Oriental Ecuatoriana, p.88

[83] VACA, Estudio Estratigráfico Secuencial del Cretácico entre 0º y 1,5º Sur de la Cuenca Oriente Ecuatoriana, p.64

generó cuerpos calcáreos en las zonas distales y facies transicionales marinas hacia el continente. Estos miembros son la Caliza “B” y la Arenisca “B”.

5.2 MODELO DEPOSITACIONAL

El tope de los miembros Lutita Napo Basal y Arenisca Inferior, de 101 Ma., corresponde a la superficie de máxima inundación SMI1 que es la base de la Secuencia Genética “T”. La línea de costa para este tiempo se encontraba ubicada a lo largo del eje Shuara-Cuyabeno-Amo-Cancrio. Al menos dos sistemas independientes alimentaban la cuenca con sedimentos para este tiempo y en adelante. El primero, se ubica en la parte norte y se debió a la presencia del alto estructural Aguarico[84] a la altura de la frontera Ecuador - Colombia. El segundo se ubicó en la zona este - sureste y se debió al levantamiento y denudación del cratón brasilero. (Figuras 90 y 97)

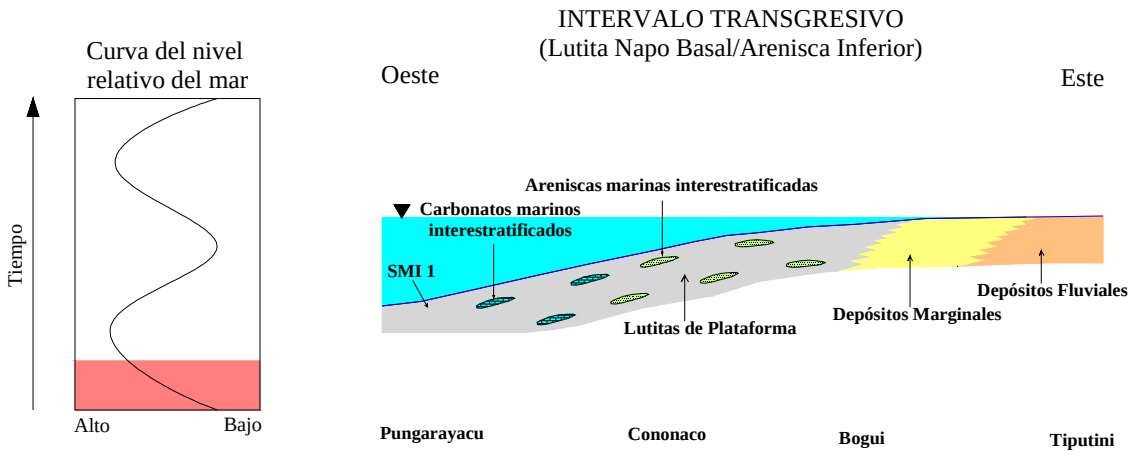


Figura 90. Modelo Depositacional para la parte final del intervalo transgresivo previo a la depositación de la Secuencia Genética “T” donde se depositaron los miembros Lutita Napo Basal y Arenisca Inferior. La SMI1 marca el fin de tal transgresión a 101 Ma.

La primera fase de relleno (Figura 91) está relacionada a la depositación del prisma de alto nivel correspondiente al intervalo final de la transgresión, donde la tasa de creación de espacio de acomodación es superada por la de aporte de sedimentos. La línea de costa prograda hasta ubicarse a lo largo del eje Pucuna-

[84] VERA, comunicación personal en VACA, Estudio Estratigráfico Secuencial del Cretácico entre 0º y 1,5º Sur de la Cuenca Oriente Ecuatoriana, p.65

Shushufindi-Bogui-Balsaura. Así, en la parte distal son depositadas lutitas de plataforma intercaladas con cuerpos calcáreos de limitada continuidad lateral y “shoals arenosos” a veces glauconíticos. La zona sur occidental de la cuenca mantiene una proporción menor de depósitos carbonáticos respecto a los lodosos (siliciclásticos). Desde ese punto y hacia el norte, noreste y este, la concentración carbonática se incrementa lo que expresa menores profundidades de depositación. La no instalación de un régimen absoluto de plataforma carbónatica somera durante este período se debió a que los aportes siliciclásticos se mantuvieron constantes. La restricción en la depositación de calizas por el ingreso sedimentos con nutrientes desde el continente se debe a que estos favorecen el desarrollo de algas no calcáreas y esponjas.[85]

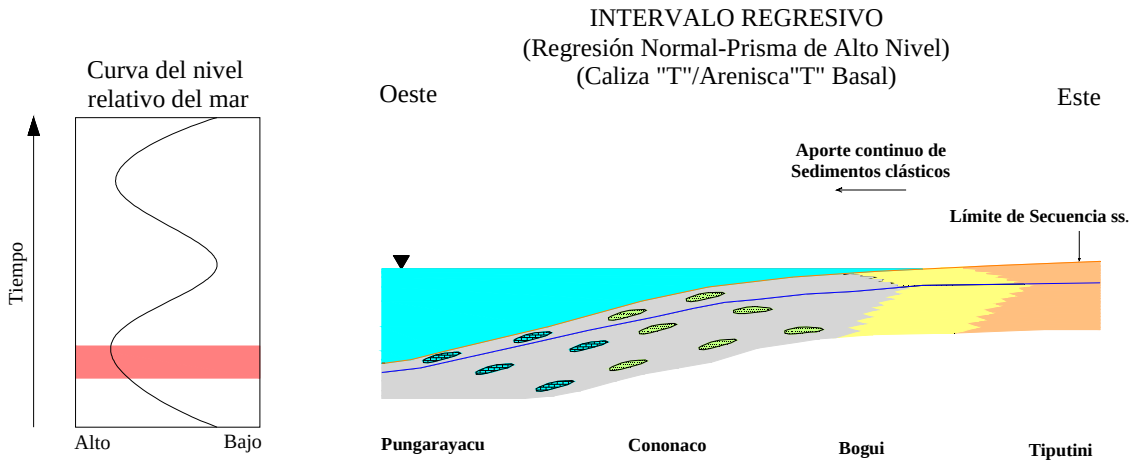


Figura 91. Modelo Depositacional para la parte la parte inicial de la Secuencia Genética “T” donde se depositaron los miembros Caliza “T” y Arenisca “T” Basal. El límite de secuencia s.s. corresponde al tope de los depósitos acomodados hasta antes de la regresión forzada.

La zona transicional presenta facies tipo frente deltaico donde los ríos desembocaban en el mar, en el resto de la costa se desarrollaron playas progradantes y planicies de marea, así como shoreface.

Los depósitos mas proximales están restringidos a un cinturón en la parte oriental de la cuenca oriente, los mismos parecen acuñarse en el extremo nororiental que se encontraba levantado. Los depósitos se hacen más potentes hacia el sur.

[85] HALLOCK y SCHLAGER, en READING, Depositional Sedimentary Environments, p.328

Una caída del nivel del mar a 98.8 Ma., marca la mayor progradación de la línea de costa y corresponde a la segunda etapa de relleno de la cuenca, que en este caso, sufre una intensa erosión en las zonas emergidas desarrollándose valles incisos excavados en dirección este-oeste. Uno de estos valles constituye un rasgo bastante pronunciado a lo largo del eje Payamino-Yuca-Gacela que coincide con la zona donde confluían sistemas fluviales que provenían del sistema de depositación del norte y del este, lo que favoreció una mayor incisión. La línea de costa durante este período se ubicó un poco más al oeste del eje Pusino-Oso-Tzapino. (Figuras 92 y 98)

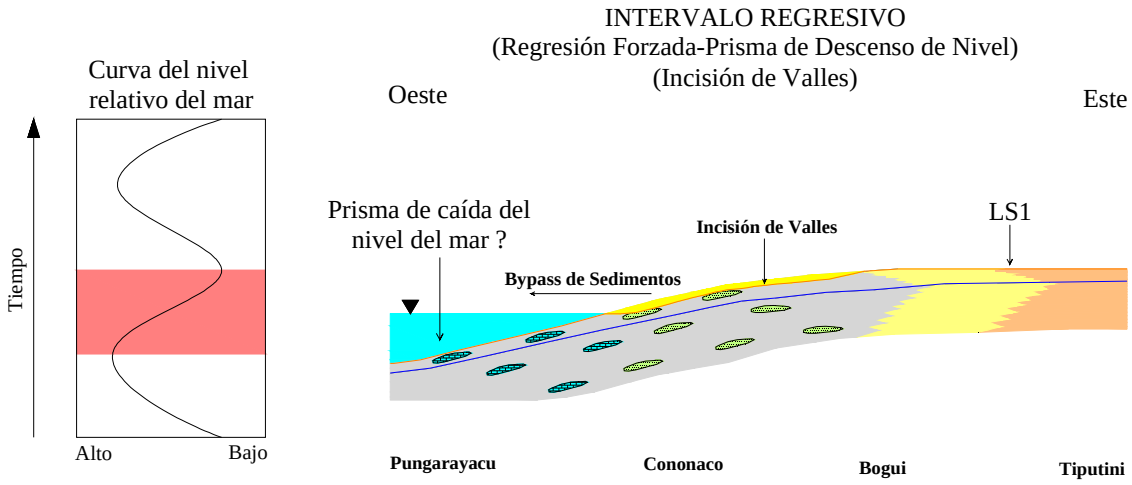


Figura 92. Modelo Depositacional para el período de regresión forzada durante la depositación de la Secuencia Genética "T" donde se desarrolla el límite de secuencia 1.

La mayoría de los sedimentos producto de la erosión de la cuenca posiblemente fueron trasladados y redepositados en zonas distales fuera del dominio de la misma por medio de bypass sedimentario, eso sumado al bajo ángulo de inclinación de la plataforma serían las razones de la ausencia total de depósitos de prisma de caída del nivel del mar (durante la regresión forzada) y la aparición aislada de facies fluviales de prisma de bajo nivel (durante la primera etapa de la nueva transgresión). (Figura 93)

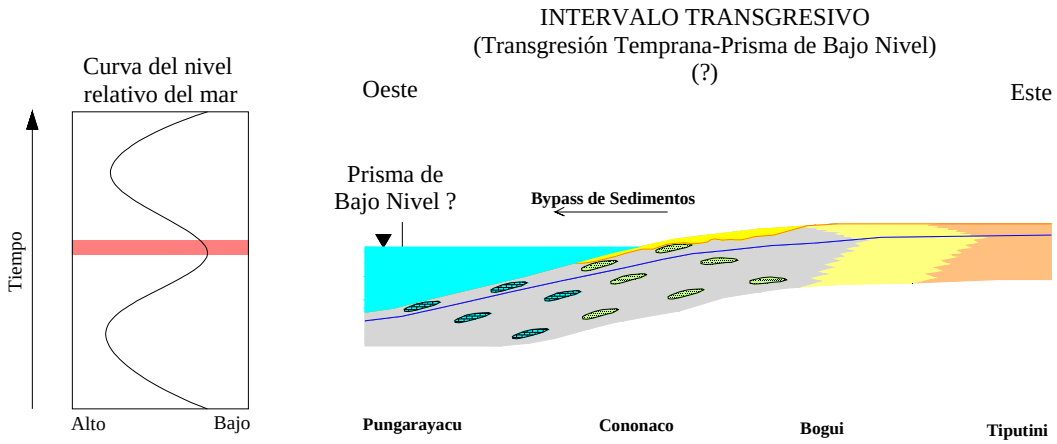


Figura 93. Modelo Depositacional para el inicio de la transgresión a 98 Ma. No se identificaron depósitos correspondientes al prisma de bajo nivel.

La tercera etapa de relleno de la cuenca corresponde a los miembros transgresivos. La Arenisca “T” Inferior no se identifica en las zonas distales o se presenta como una sección condensada de facies lodosas de plataforma. La línea de costa avanza tierra adentro generándose una superficie transgresiva marcada por un lag conglomerático reconocido en la zona centro occidental de la cuenca que marca la base de este miembro y que tierra adentro es correlacionable con superficie erosivas generadas en la fase previa. Los depósitos transicionales rellenan valles incisos que excavaron los depósitos del prisma de alto nivel, posiblemente permitiendo que facies transicionales descansen directamente sobre las facies de plataforma de la Lutita Napo basal en algunos sitios. (Figura 94)

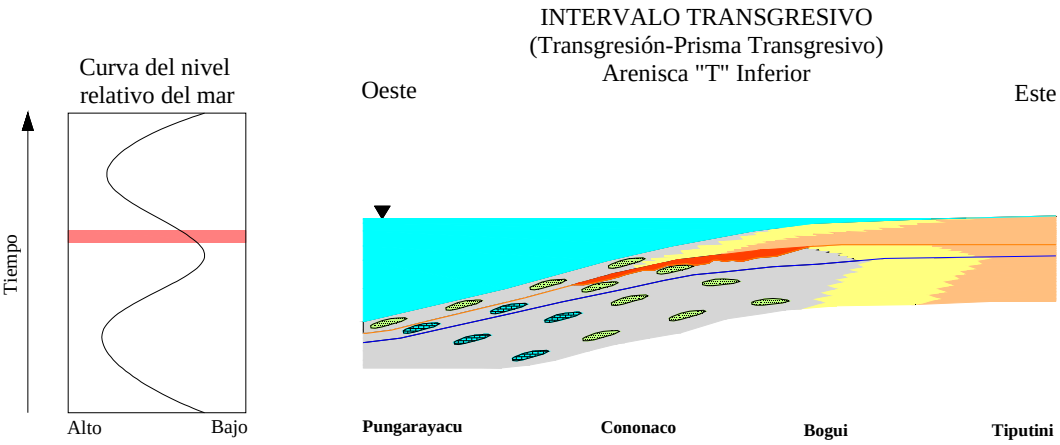


Figura 94. Modelo Depositacional para el miembro Arenisca “T” Inferior depositado durante una primera fase de transgresión que finaliza a 97 Ma., con el desarrollo de la superficie de inundación reconocida como Marcador intermedio “T”. Los depósitos consisten en facies de plataforma retrogradante sobre facies retrogradantes transicionales y fluviales que rellenan valles incisos.

La marcada incisión a lo largo del eje Payamino-Yuca-Laguna se rellena con facies transicionales y fluviales alimentadas por sedimentos desde norte y sur. La profundidad alcanzada por la incisión fue tal, que incluso un ambiente de plataforma marina pudo instalarse durante la transgresión en este sitio lo que permitió el desarrollo de facies marinas que han sido identificadas intercaladas con depósitos transicionales en varios tramos de núcleos de los campos Sacha y Shushufindi. La depositación en la zona del campo Cuyabeno de facies marinas de plataforma lodosa y arenosa glauconítica intercaladas con facies transicionales probablemente se debió a su cercanía a una zona de mar abierto. Díaz[86], propuso un ingreso de mar desde el nororiente que habría controlado la depositación de las facies distales de la denominada Formación Tambococha (Jurásico Medio-Cretácico Temprano). Es probable que una nueva incursión marina desde esa dirección sea la responsable del desarrollo de los depósitos del campo Cuyabeno. Las facies transicionales descansan sobre sedimentos fluviales que constituyen también relleno de valles incisos en las zonas más proximales de los mismos y se van a acumulando hacia el continente en dirección de las fuentes de aporte. (Figuras 94 y 99)

El miembro Arenisca “T” Superior esta compuesto por una parasecuencia progradante en su parte inferior Durante este tiempo, se dio un incremento de la energía de los depósitos al este de la cuenca lo que se considera es producto de un mayor aporte clástico. Luego de este evento, el nivel del mar recupera la tendencia general de ascenso hasta instalar una plataforma somera glauconítica que cubrió lo que actualmente se conoce como corredores occidental y central de la cuenca y un poco más al este. (Figuras 95 y 100)

[86] DÍAZ, Reconstrucción Paleogeográfica de las Cuencas Pre-Aptenses, p.156

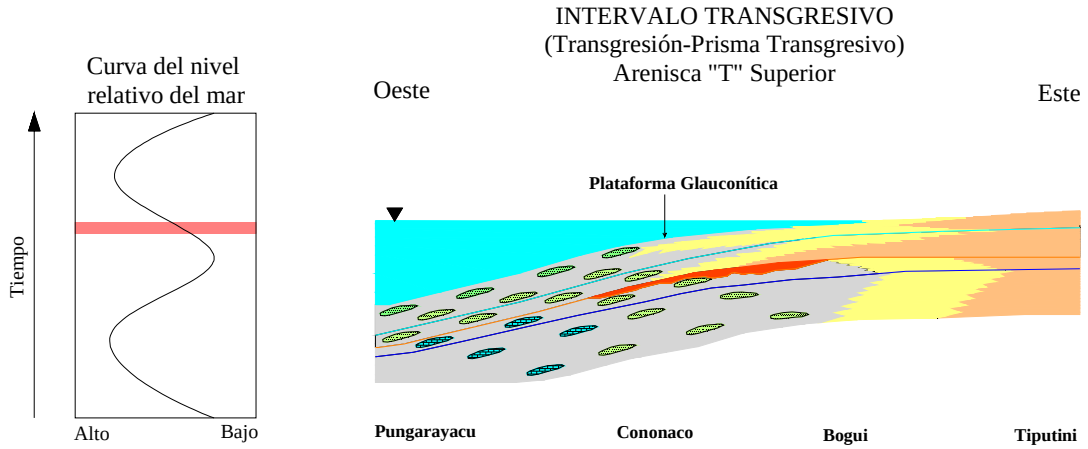


Figura 95. Modelo Depositacional para el miembro Arenisca “T” Superior. La unidad inferior regresiva se debió a una caída relativa del nivel del mar y a un paralelo incremento en la tasa de aporte de sedimentos reflejado en el incremento de la energía de los sistemas fluviales. La recuperación de la tasa de creación de espació de acomodación permitió la instalación del régimen de plataforma donde se depositaron las areniscas glauconíticas que se consideran típicas de la “T” Superior.

La depositación de la secuencia “T” finaliza con los miembros Caliza “B” y Arenisca “B”. Las calizas son cuerpos calcáreos aislados que muy probablemente se formaron frente a zonas costeras donde no existían desembocaduras de ríos al igual como se considero para las calizas “T”. Se encuentran intercalados con lodos de plataforma y areniscas glauconíticas. Y pasan tierra adentro a areniscas transicionales y fluviales más hacia el este.

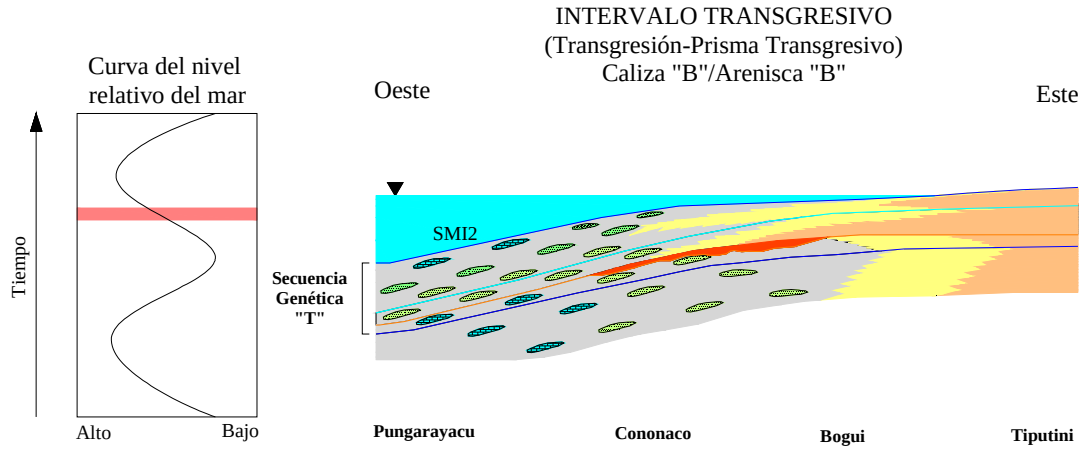


Figura 96. Modelo Depositacional para los miembros Caliza “B” y Arenisca “B”. Corresponden a la parte final de la transgresión antes de la depositación del prisma de alto nivel de la Secuencia Genética “U”. La SMI2 ubicada al tope marca la transición a depósitos con geometrías de apilamiento progradante arriba de la misma.

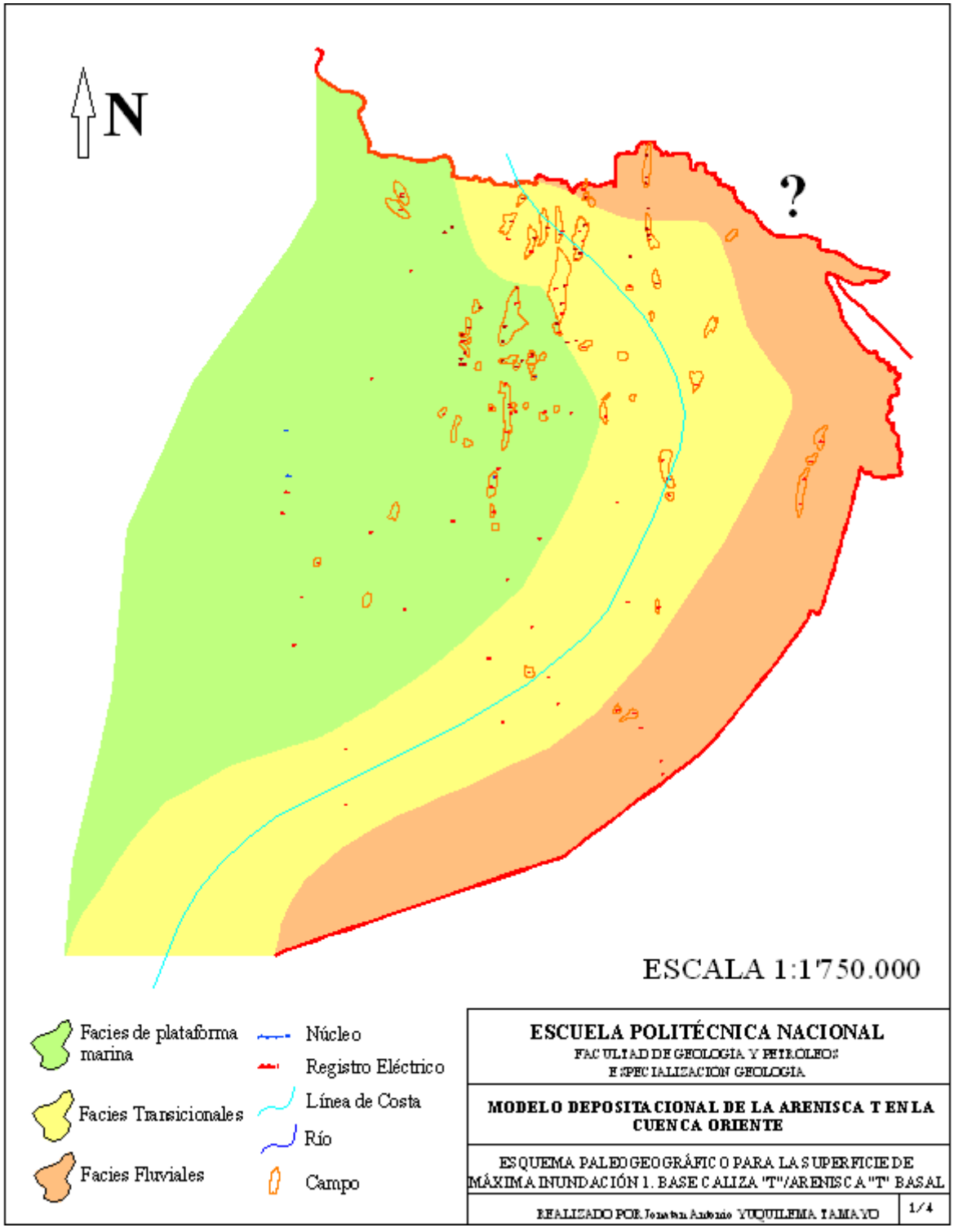


Figura 97. Esquema Paleogeográfico de la Cuenca Oriente a 101 Ma.

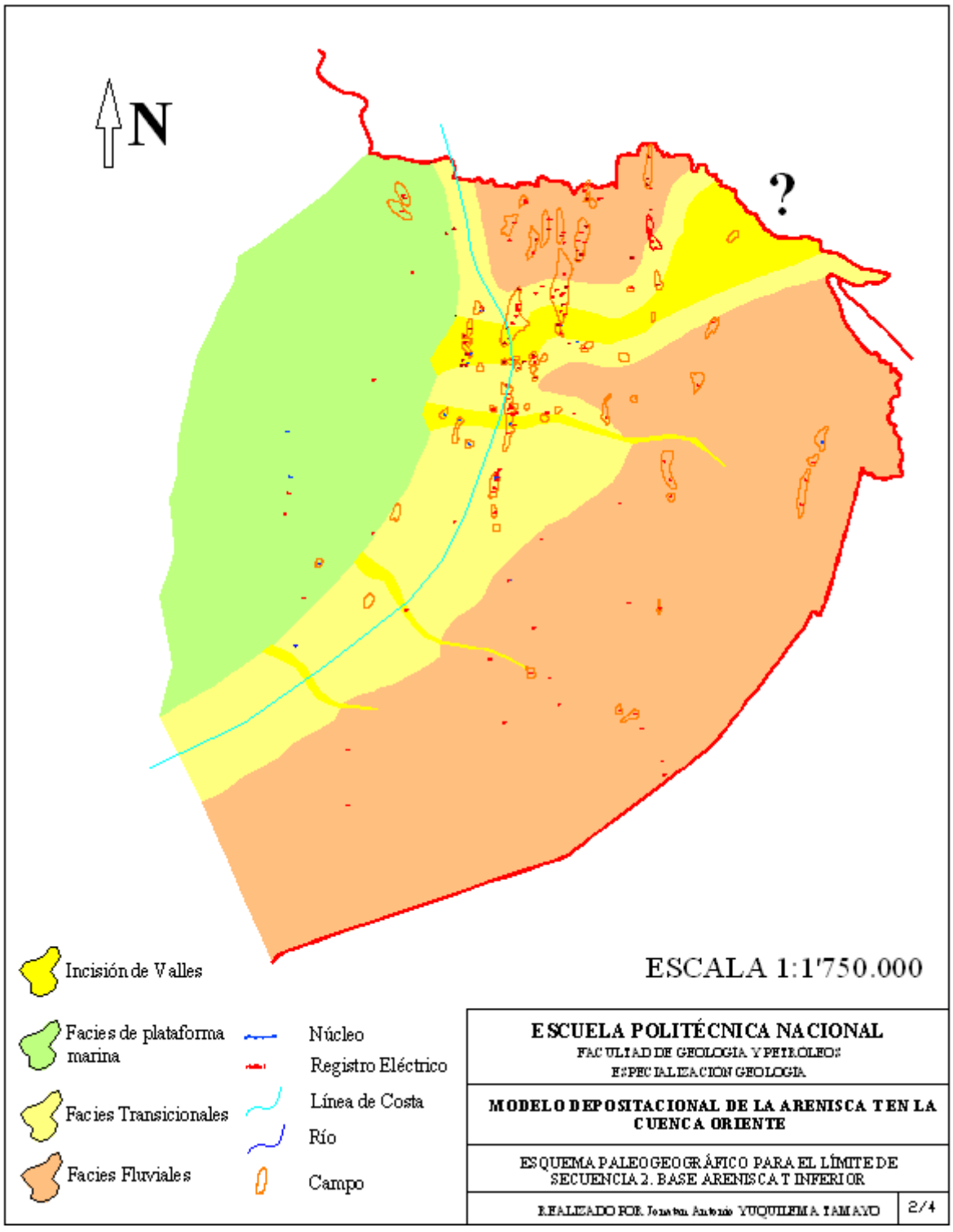


Figura 98. Esquema Paleogeográfico de la Cuenca Oriente a 98 Ma.

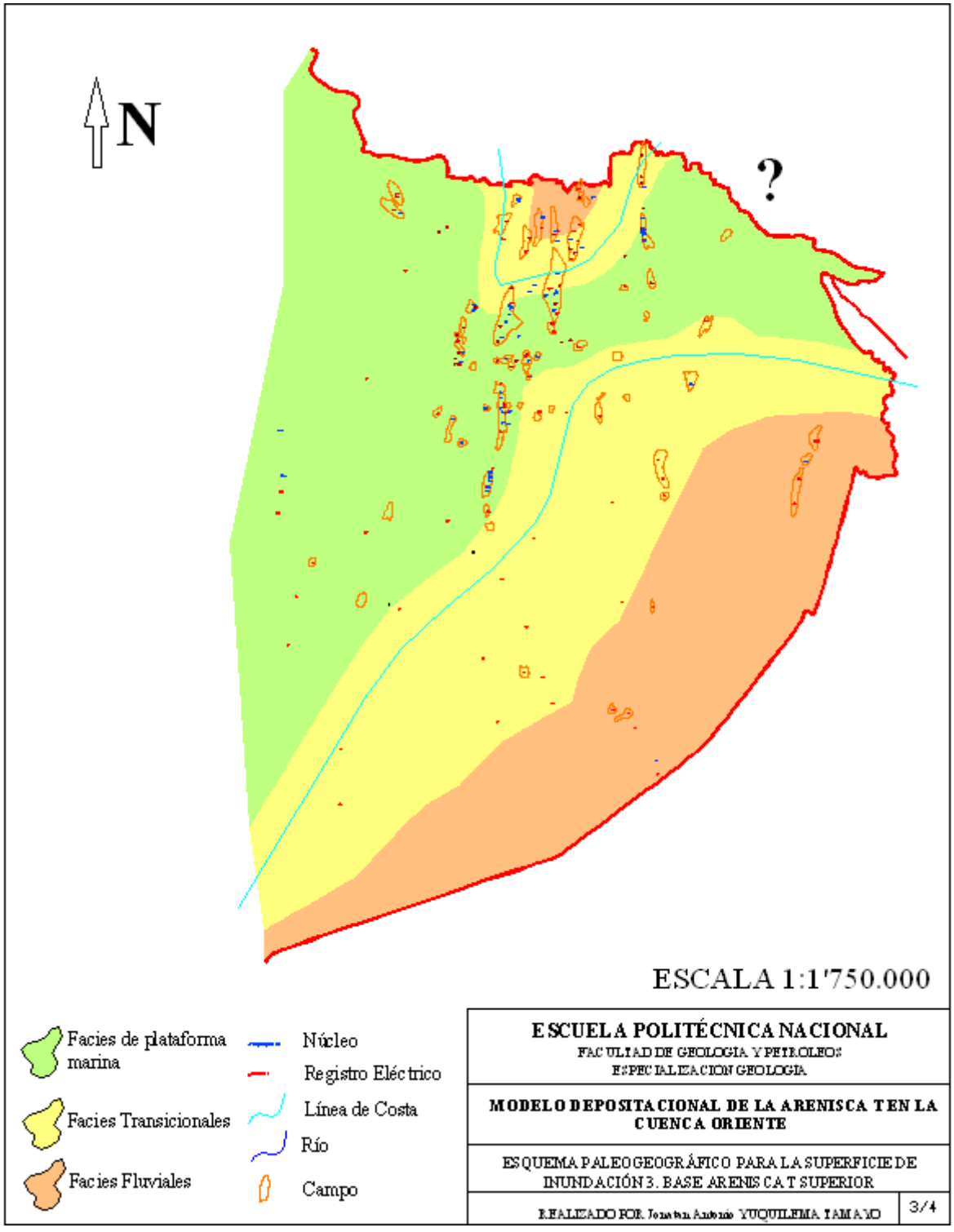


Figura 99. Esquema Paleogeográfico de la Cuenca Oriente a 97 Ma.

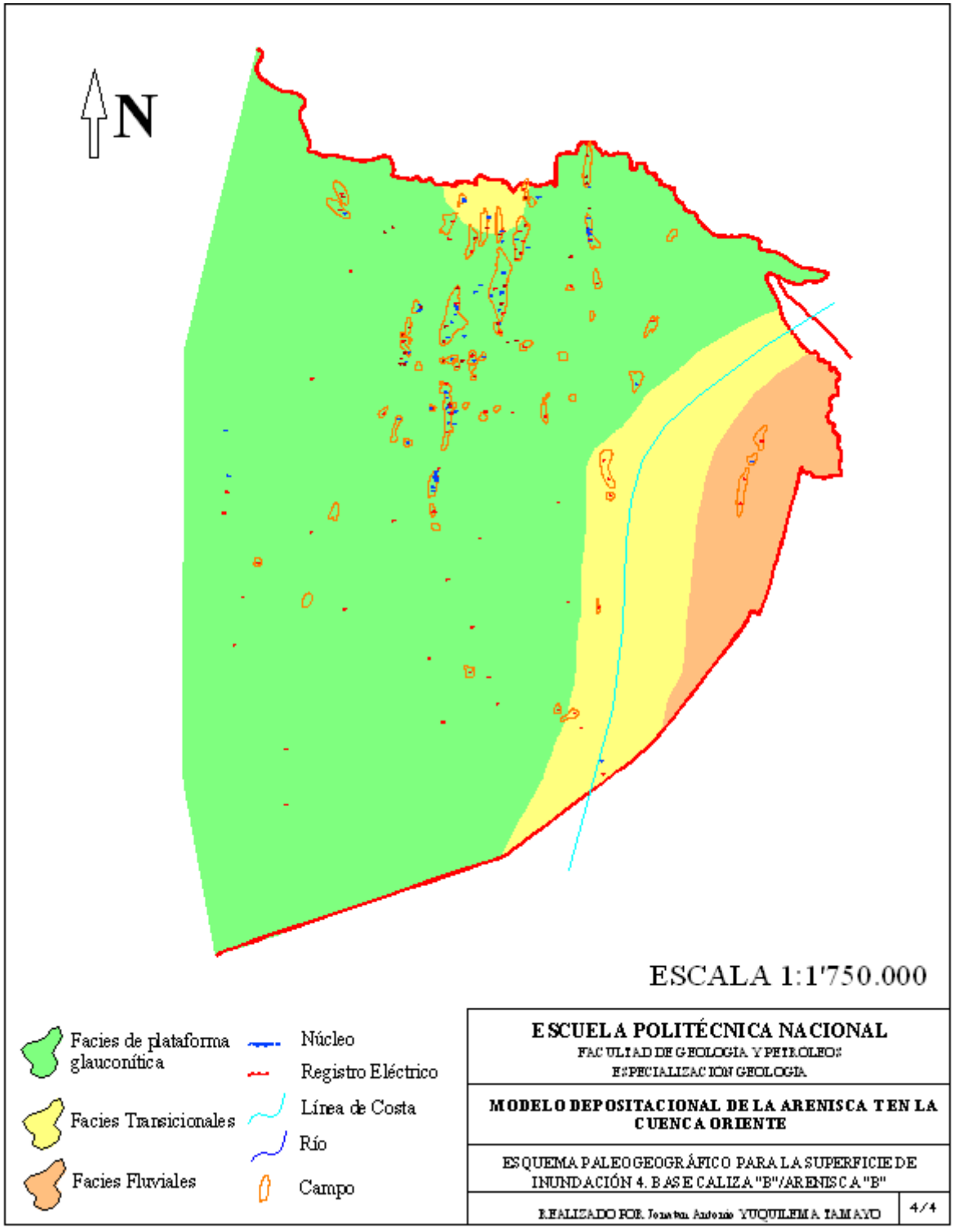


Figura 100. Esquema Paleogeográfico de la Cuenca Oriente a aproximadamente 95.8 Ma.

CAPÍTULO 6
CONCLUSIONES

- La Secuencia Genética “T” se extiende desde la superficie compuesta al tope de los miembros Lutita Napo Basal y Arenisca Inferior de Vaca[87], hasta otra superficie compuesta al nivel de los miembros Caliza “B” y Arenisca “B” denominadas en este trabajo como Superficie de máxima inundación 1 (SMI1) y 2 (SMI2). La duración de la misma fue de aproximadamente 5.3 Ma., y corresponde a una secuencia de tercer orden según la escala de Vail.

- La Secuencia Genética “T” está compuesta por los miembros: Caliza “T” y Arenisca “T” Basal donde se reconocieron tres parasecuencias, de las cuales la última (PS3) desaparece por la erosión que generó el LS1; Arenisca “T” Inferior, formada por dos parasecuencias (PS4 y PS5) correspondientes a depósitos de línea de costa dominada por mareas: la Arenisca “T” Superior igualmente muestra dos parasecuencias (PS6 y PS7) del mismo tipo que las del miembro “T” Inferior, con la diferencia que la PS7 hacia el tope pasa a facies de plataforma glauconítica; Finalmente están los miembros Caliza “B” y Arenisca “B”.

- La superficie de inundación a la base del miembro Lutita Napo Basal no corresponde a una superficie de máxima inundación. El elevado contenido de materia orgánica reconocido en ella se debe a un período de máxima productividad biológica en el mar reconocido por Paytan[88], que redujo el contenido de oxígeno disuelto en agua y favoreció la depositación de lutitas negras.

[87] VACA, Estudio Estratigráfico Secuencial del Cretácico entre 0º y 1,5º Sur de la Cuenca Oriente Ecuatoriana, pp.177
[88] PAYTAN, Oceanic Drilling Program Highlights, p.11

- Dos fuentes de aportes de sedimentos clásticos controlaron la depositación en la cuenca Oriente durante el depósito de la Secuencia Genética “T”. La primera, al norte, estaba relacionada al levantamiento del arco Aguarico y la segunda es la ya reconocida fuente desde el este relacionada a la erosión del cratón brasilero.

- Dentro de un esquema de estratigrafía secuencial el prisma de alto nivel corresponden a los miembros Caliza “T” y Arenisca “T” Basal, depositados por regresión normal, durante la última parte del ascenso del nivel del mar antes de la regresión forzada que finaliza a 98 Ma.

- La regresión forzada a 98 Ma., generó el límite de secuencia 1 (LS1) de tercer orden. En este período se dio la mayor progradación de la línea de costa en la cuenca, la misma que se ubicó a lo largo del eje Pusino-Oso-Tzapino además de incisión de valles.

- Los depósitos sedimentarios correspondientes al prisma de caída del nivel del mar no fueron identificados en este trabajo ni en trabajos anteriores, se considera que estos depósitos fueron erosionados debido a la progradación de la línea de costa.

- Considerando la posición de la línea de costa al finalizar la progradación a 98 Ma., los depósitos del prisma de bajo nivel correspondientes al intervalo inicial de la transgresión sí se depositaron, lo hicieron en una posición bastante occidental y solo se conservan aislados depósitos fluviales agradantes como inicio del relleno de valles incisos.

- Los depósitos de los miembros Arenisca “T” Inferior, Superior, Caliza “B” y Arenisca “B” corresponden al intervalo transgresivo de la secuencia, que finaliza a 95.7 Ma.

- La posición de la línea de costa durante la transgresión al tope del miembro Arenisca “T” Inferior correspondió a dos ejes perpendiculares a ambas

fuentes de sedimentos. La línea de costa del sistema depositacional del norte estaba ubicada a lo largo del eje Charapa-Lago Agrio-Sacha-Shushufindi-Cuyabeno-VHR; y la del sistema depositacional del este correspondía al eje Macuma-Kintia-Yuturi)

- Al finalizar la depositación del miembro Arenisca “T” Superior, la línea de costa se abría ubicado a lo largo del eje Balsaura – Daime al este y en el norte probablemente había cubierto casi la totalidad de la cuenca.

- El campo Auca presenta un conjunto de rasgos atribuibles a un estuario influenciado por mareas. En la parte norte (Núcleo Auca A), se han identificado facies de planicie lodosa mareal intercaladas con shoals mareales desarrollados en la parte baja de la zona intermareal dentro de la planicie arenosa. Esta alternancia puede deberse a la profundización y/o migración lateral del estuario. En la parte centro y sur del campo (Núcleos Auca C, D, E y Conga A), se presentan depósitos atribuidos a planicies mareales junto con offshore, shoreface y lagoon (Núcleo Auca D), lo cual ubica a esta zona en un ambiente dominado por mareas pero con una importante influencia de olas lo que permitió la formación de islas-barrera detrás de las cuales se depositaron facies de lagoon.

- En el campo Cononaco, para el miembro Arenisca “T” Inferior son depósitos estuarinos de planicie mareal arenosa o lodosa asociadas a patrones de afinamiento hacia arriba. La mayor profundización se dio en la parte central donde se presentan facies de offshore al tope. A partir de la SI4, se tienen parasecuencias con facies de tipo shoreface superior a planicie mareal observadas en núcleo. Sumado a todo esto está la predominancia de icnofacies de Skolithos y Cruziana en los sedimentos, éstos son característicos de medios litorales arenosos influenciados por mareas.

- El campo Pucuna estuvo instalado sobre la parte distal de un estuario dominado por mareas, en una zona con alguna influencia de olas, lo que

permitió la formación de islas barreras paralelas a la costa detrás de las cuales se depositaron facies de lagoon. Un aspecto representativo para definir este ambiente ha sido el reconocimiento en la sección basal del núcleo Pucuna A, de una facies caracterizada por la presencia de arenas más o menos limpias pero con dobles capas de lodo interestratificadas, además de estratificación cruzada y bases planares erosivas como estructuras sedimentarias. Este tipo de depósitos han sido definidos como “inlets” de marea.

- Las facies sedimentarias y eléctricas reconocidas en el campo Sacha, Shushufindi y el eje Yuturi-Bogui-Daimi, corresponden a un ambiente de sedimentación dominado por mareas. El campo Sacha, fue un estuario que tuvo una desembocadura en dirección SE con una zona al sur que actuó como barrera de protección debido a la acumulación sucesiva de un conjunto de islas barreras depositadas por “drifting” generadas por corrientes que ingresaban desde costa afuera. El campo Shushufindi tiene por característica distintiva depósitos marino someros en la parte basal del miembro Arenisca “T” Inferior que no parecen corresponder al tope de una parasecuencia, posiblemente su presencia se deba a corrientes de plataforma que removieron sedimentos desde zonas profundas y los redepositaron entre las facies transicionales.

- El Campo Cuyabeno-Sansahuari presenta una PS4 correspondiente a depósitos fluviales posiblemente de tipo entrenzado arenoso. Las demás parasecuencias son similares a las que componen la secuencia en otras partes de la cuenca.

- La Zona del ITT corresponde a parasecuencias tipo engrosamiento hacia arriba de tipo fluvial que ocupan casi toda la secuencia a excepción de la PS8 donde la influencia de mareas ha sido reportada en análisis de núcleos.

- Las litologías identificadas en los ocho núcleos descritos para la parte sur de la cuenca oriente, coinciden con la distribución de las diferentes facies sedimentarias dentro de un esquema de estratigrafía secuencial y permitieron delinear esquemas paleogeográficos para la parte sur.

CAPITULO 7

RESUMEN BIBLIOGRÁFICO

1. ALLEN, G.P., AND POSAMANTIER, 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.

2. 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.

3. BABY, P., RIVADENEIRA, M., y BARRAGÁN, R. (editores científicos) (2004), “La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo”. Convenio IFEA-IRD-PETROPRODUCCIÓN, 295 pp.

4. BALDOCK, J. W., (1982). “Geología del Ecuador. Boletín de la explicación del Mapa Geológico de la República del Ecuador, Escala 1:1000000”, Min. Rec. Nat., Quito, 70 pp.

5. BALKWILL, H., RODRIGUEZ, G., PAREDES, F., y ALMEIDA, J., (1995). “Northem part of the Oriente basin, Ecuador: reflection seismic expression of structures”, Petroleum Basins of South America: AAPG Memoir 62, 559-571 pp.

6. BARRAGÁN, R., y BABY, P., (2004). “Magmatismo alcalino intra-placa en la Cuenca Cretácica Oriente, Ecuador: evidencias geoquímicas, geocronológicas y tectónicas”, en P. Baby, M. Rivadeneira y R. Barragán (Eds.). La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo: Trabajo del Instituto Francés de Estudios Andinos, tomo 144, 69-92 pp.

7. BARRAGÁN, R., CHRISTOPHOUL, F., WHITE, H., BABY P., RIVADENEIRA, M., RAMÍREZ, F., RODAS, J., (2004). “Estratigrafía Secuencial del Cretácico de la Cuenca Oriente del Ecuador”, en P. Baby, M. Rivadeneira y R. Barragán (Eds.). La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo: Trabajo del Instituto Francés de Estudios Andinos, tomo 144, 45-68 pp.

8. CANFIELD, R., BONILLA, G., y ROBINS, R.K. (1982). “Sacha Oil Field of Ecuadorian Oriente”. AAPG Bull., 61, 1076-1090 pp.

9. CATUNAENU, O., (2002), “Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits and pitfalls. Journal of African Earth Sciences 35, 43 pp.

10. CHAKRABARTI, A. (2005), “Sedimentary Structures of tidal flats: A journey from coast to inner region of eastern India”, Earth Syst. Sci. 114, Nº 3, pp. 353-368.

11. CHRISTOPHOUL, F., (1998), “Comisión Zona Gualaquiza, Carretera Mendez-Morona-Santiago-Morona y Cerro Macuna”, Convenio PETROPRODUCCIÓN-ORSTOM, 41 pp.

12. DÍAZ, M., BABY, P., RIADENEIRA, M., Y CHRISTOPHOUL, F., (2004), “El Pre-aptense en la Cuenca Oriente ecuatoriana”, en P. Baby, M. Rivadeneira y R. Barragán (Eds.). La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo: Trabajo del Instituto Francés de Estudios Andinos, tomo 144, 23-44 pp.

13. DÍAZ, M., (2000) “Caracterización y Reconstrucción Paleogeográfica de las Cuencas Pre – Aprenses en el Oriente Ecuatoriano”, Facultad de Geología, Minas, Petróleos y Ambiental, Escuela de Geología, Tesis de Grado previa a la obtención del Título de Ingeniero Geólogo, 190 pp.

14. DASHWOOD, M., and ABBOTTS I., (1990), “Aspects of the petroleum geology of the Oriente Basin, Ecuador”, Classic Petroleum Provinces, Geological Society Special Publications, pp. 89-117.

15. DUQUE P. (2000), “Breve léxico Estratigráfico del Ecuador”, Sistema de Información Geológica y Minera (SIM), 75 pp.

16. GALLOWAY, W., (1989), “Genetic Stratigraphic Sequence in Basin Analysis I: Architecture and Genesis of Flooding-Surface Bounded Depositional Units”, AAPG Bulletin, v.73, Nº 2, pp. 125-142.

17. GALLOWAY, W., (1989), “Genetic Stratigraphic Sequence in Basin Analysis II: Application to the Northwest Gulf of Mexico Cenozoic Basin”, AAPG Bulletin, v.73, Nº 2, pp. 143-154.

18. GARRIDO, J., “Análisis y Caracterización Regional de la Roca Madre en función de la Geoquímica de Crudos de la Cuenca Oriente”, Facultad de Geología, Minas, Petróleos y Ambiental, Escuela de Geología, Tesis de Grado previa a la obtención del Título de Ingeniero Geólogo, 266 pp.

19. GOMEZ, J., and FERNÁNDEZ-LOPEZ, s. (1992), “Condensed sections and maximum transgressives. An equivocal relation. Jurassic tracksites of Asturias (N Spain)”, en Geogaceta, pp. 130-137.

20. GUERRERO, S. (2006), “Análisis Estratigráfico Secuencial del Intervalo Albiano Medio – Cenomaniano Temprano de la Cuenca Oriental Ecuatoriana”, Facultad de Geología, Minas, Petróleos y Ambiental, Escuela de Geología, Tesis de Grado previa a la obtención del Título de Ingeniero Geólogo, 182 pp. y anexos.

21. GUZMÁN, M., y TORRES, S. (2004), “Estratigrafía Secuencial del Intervalo Albiano Tardío-Campaniano al Sur de 0º40’ Sur en la Cuenca Oriente”. Tesis Escuela Politécnica Nacional, Quito, 150 pp y anexos.

22. HAQ, B., HANDERBOL, J., and VAIL, P., (1987), “Chronology of fluctuating sea level changes since the Triassic”, Science, V. 235, 1156-1167 pp.

23. HIDALGO, J.C., YÉPEZ, G., (2004). “Estratigrafía Secuencial del Intervalo Albiano Tardío-Campaniano al Norte de 0.4° S en la Cuenca O riente Ecuatoriana”. Tesis Escuela Politécnica Nacional, Quito, 150 pp. y anexos.

24. JAILLARD, E., (1997). “Síntesis Estratigráfica y Sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la Cuenca Oriental del Ecuador”, Resumen del Informe Final del Convenio ORSTOM-PETROECUADOR, 164 pp.

25. LITHERLAND, M., Y APSDEN J., (1994) “The metamorphic belts of Ecuador” Overseas Memoir 11, BGS, United Kingdom, 147 pp.

26. ORDOÑEZ, M., JIMÉNEZ., N., Y SUÁREZ, J., (2006) “Micropaleontología Ecuatoriana”. Petroproducción – Centro de Investigaciones Geológicas Guayaquil, 634 pp.

27. PAYTAN, A., (2004), “Tales of Black Shales”, en Oceanic Drilling Program Highlights, pp.11

28. PAYTAN, A., (2002), “Origin of marine barite deposits: Sr and S isotope characterization”, en Geology, Geological Society of America, v. 30, Nº 8, pp. 747-750.

29. PEMBERTON, G., MACEACHERN, J. (1996) “The Sequence Stratigraphic Significance of Trace Fossils: Example from the Cretaceous Foreland Basin of Alberta, Canada”, Departament of Geology. University of Alberta, pp. 429-475.

30. RAMÍREZ D., (2007) “Modelo Depositacional de la Arenisca U en el Centro–Noroccidente de la Cuenca Oriente”, Tesis Escuela Politécnica Nacional, Quito, 166 pp. y anexos.

31. READIGN, H., G. (2005), “Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy”, Blackwell Science, United Kingdom, 688 pp.

32. RIDER, M. (2002), “The Geological Interpretation of Well Logs”, Rider-French Consulting Ltda. 290 pp.

33. RIVADENEIRA, M., Y BABY, P., (2004), “Características Geológicas Generales de los principales campos petroleros de Petroproducción”, en P. Baby, M. Rivadeneira y R. Barragán (Eds.). La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo: Trabajo del Instituto Francés de Estudios Andinos, tomo 144, 229-295 pp.

34. 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.

35. SHANMUGAM, G., POFFENBERGER, M., and 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.

36. SUAREZ, J., ORDÓÑEZ, M., “Nuevas Evidencias Bioestratigráficas del Pre-Cretácico de la Cuenca Oriente del Ecuador”, Centro de Investigaciones Geológicas, Petroproducción, pp. 383-391.

37. TSCHOPP, H., (1953), “Oil exploration in the Oriente of Ecuador”, AAPG Bulletin, Vol. 37, Nº.10, 2303-2407 pp.

38. VACA S., (2004). “Estudio Estratigráfico Secuencial del Cretácico entre 0° y 1.5° Sur de la Cuenca Oriental Ecuatoriana”, Tesis Escuela Politécnica Nacional, Quito, 107 pp. y anexos.

39. VALLEJO, C., HOCHULI, P.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.

40. VAN WAGONER, J.C., MITCHUM, R.M., CAMPION, K.M., & RAHMANIAN, V.D. (1990), “Siliciclastic Sequence stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High Resolution Correlation of Time and Facies”, AAPG Methods in Exploration Series N°7, 55 pp.

41. VILLAGOMEZ, R. (1995). “Estudio de la Formación Hollín y la Transgresión Albiana en la subcuenca Napo del Oriente ecuatoriano”. Tesis Escuela Politécnica Nacional, Quito, 96 pp. y anexos.

42. VILLALBA, R., (2006) “Modelo Geológico de la Arenisca “T” Basal en la Cuenca Oriente”, Tesis Escuela Politécnica Nacional, Quito, 150 pp. y anexos.

43. WHITE, H., SKOPEC, R., RAMÍREZ, F., RODAS, J., BONILLA, G.(1995) “Reservoir Characterization of the Hollín and Napo Formations, Western Oriente Basin, Ecuador”, Petroleum Basins of South America: AAPG Memoir, pp. 573-596.