

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**ESTUDIO ESTRATIGRÁFICO-SEDIMENTOLOGICO EN LAS
FORMACIONES MEREKURE Y OFICINA DEL CAMPO
SOCORORO ESTE, FLANCO SUR, CUENCA ORIENTAL DE
VENEZUELA, EDO. ANZOATEGUI - VENEZUELA**

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Para optar al Título de Ingeniero Geólogo
Por los Brs.: Daniel Useche M.
Gerardo Villamediana N.

Caracas, Noviembre 2005

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**ESTUDIO ESTRATIGRÁFICO-SEDIMENTOLOGICO EN LAS
FORMACIONES MEREKURE Y OFICINA DEL CAMPO
SOCORORO ESTE, FLANCO SUR, CUENCA ORIENTAL DE
VENEZUELA, EDO. ANZOATEGUI - VENEZUELA**

TUTOR INDUSTRIAL: Geol. Carlos Soto

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Paúl Romero

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Para optar al Título de Ingeniero Geólogo
Por los Brs.: Daniel Useche M.
Gerardo Villamediana N.

Caracas, Noviembre 2005

Caracas, 11 de Noviembre de 2005

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Ingeniería Geológica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por los Bachilleres Daniel Useche M. y Gerardo Villamediana N, titulado:

**ESTUDIO ESTRATIGRÁFICO-SEDIMENTOLOGICO EN LAS
FORMACIONES MEREURE Y OFICINA DEL CAMPO
SOCORORO ESTE, FLANCO SUR, CUENCA ORIENTAL DE
VENEZUELA, EDO. ANZOATEGUI – VENEZUELA**

Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudio conducente al Título de Ingeniero Geólogo, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por los autores, lo declaran APROBADO.

Prof. Rafael Falcón

Jurado

Prof. Lenin González

Jurado

Prof. Paúl Romero

Tutor Académico

AGRADECIMIENTOS

Primero que nada agradecer a DIOS, por ayudarme a ir conquistando mis metas con ayuda de personas muy queridas las cuales me ha puesto al lado y a través de ellas me he apoyado para seguir adelante en los momentos difíciles de toda mi vida.

A Rosa y Pablo mis PADRES, por ustedes yo he podido lograr esto y siempre me han empujado para seguir creciendo y ser una mejor persona cada día; son las personas más importantes de mi vida y los QUIERO MUCHO. Gracias por ser como son y sepan que todos mis logros son por ustedes los AMO.

A mi hermano David, no me imagino la vida sin tener un hermano como tu, eres una persona con la que se que cuento siempre y tu contaras conmigo para todo TE QUIERO MUCHO ERITO.

A la ilustre UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA, en realidad me quedaría corto con todas las palabras que pudiese decir acerca de mi universidad; en ti adquirí no solo conocimientos académicos sino también aprendí a ver la vida desde otra perspectiva, conocí gente maravillosa y nunca me hubiese imaginado una mejor estadía a lo largo de mi carrera. Creo que no eres solo la casa que vence las sombras eres la CASA QUE TODO LO VENCE gracias por permitirme decir siempre con orgullo que soy un UCEVISTA, UUH UCV UUH UCV UUH UCV!!!!.

A mi adorada Abuela Rosario, tengo infinidad de cosas que agradecerte y nunca terminaría de hacerlo, solo quiero que sepas que TE ADORO, TE QUIERO MUCHO, y que creo que eres la mejor persona que esta en este mundo, Gracias por aguantar mis malcriadeces, las preocupaciones que te eh dado en fin gracias por todo para ti y para MI ABUELO JOAQUÍN que ha estado en el cielo cuidándome va esta tesis LOS AMO.

A mis Tías Irma, Elvira, Beatriz, Rosario y Marina gracias por ser parte de mi maravillosa familia, siempre creer en mí, apoyarme en todo lo que hago, darme mucho cariño, en fin gracias por todo, gracias por ser como son conmigo las quiero Muchísimo.

A mis primos Rubén, Ricardo, Loana, Emerson, Adolfo, Kariana, Karina, Mary, Vanessa, y el otro montón de primos y primas que saben que aprecio y sería bastante largo nombrarlos.

A la familia Carvajal que aunque no somos familia por lazos sanguíneos si lo somos por lazos afectuosos y de amistad, gracias por estar conmigo cada vez que los necesite. Tío Raúl, Tía Rosita, Andreina, Luis Alejandro, Anita, Marcos, Octavio y Laurita la ahijada más bella del mundo para ti mi bendición los quiero muchísimo.

A la familia Ramírez por no ser nada menos que eso una familia para mí, que suerte eh tenido de tenerlos a todos conmigo. Tío Alberto eres la persona más alegre y entusiasta que conozco y un ejemplo para cualquiera estoy orgulloso de poder ser tu sobrino y considerarme casi como tu hijo te quiero mucho a ti, a tía Xiomara, Wilmer, Alberto, Albertina, Berenice y Daniel.

A todos los profesores que formaron parte de mi enseñanza a lo largo de todos mis estudios gracias por la formación intelectual, espiritual, y como persona. Son muchos pero uno siempre recuerda a gente tan apreciada como lo son para mí MERCEDES, MORAIMA, IVNA, ADELA, MARGOT, LUPE.

A los profesores de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica gracias, mil gracias por tener el don de enseñarme una de las cosas que más me apasiona como lo es la Geología; en especial a los profesores Rafael Falcón, Ricardo Alezones, Orlando Méndez, José Peña, Alfredo Mederos que además de haber sido excedentes profesores para mí han sido unos excelentes amigos.

A mi gente tan apreciada de la Biblioteca de a la Escuela de Geología, Minas y Geofísica, muy en especial a la Lic. Morella Mikati y al Ing. Eduardo Castillo por yodo el apoyo a lo largo de la carrera y en especial en la finalización de esta con la realización de este trabajo especial de grado. Señora Morella es una segunda madre para mí y Eduardo eres una gran persona y gran amigo gracias.

A personal de la Escuela Geología y la Facultad de Ingeniería que me ayudaron a resolver problemas administrativos y académicos cuando lo necesite, especialmente a Unises, María Auxiliadora y a Margarita muchas gracias.

A toda la gente de PetroUCV que colaboraron con la realización de este trabajo y más que eso como unos verdaderos amigos a lo largo de estos 9 meses, gracias a nuestro tutor industrial Geol. Carlos Soto por su apoyo incondicional, Geol. Paolino Lena por su ayuda y aporte de conocimientos, Ing. Jesús Patiño por su cordialidad y trato hacia nosotros. Quiero agradecer especialmente a los Ing. Alejandro González y Johhan Fernádes por su colaboración en la realización de este trabajo solo Uds. saben que sin su ayuda no se hubiese culminado este trabajo. A Ing. Román Paz, Ing. Vanesa Villaroel por su ayuda brindada. A todas las personas que de alguna manera u otra forman parte del excelente grupo de trabajo de PetroUCV.

Dicen que las personas deben tener pocos amigos para que estos sean sinceros y consecuentes con uno; yo he tenido la suerte de tener muchos amigos que son incondicionales conmigo tanto en las buenas como en las malas gracias a todos.

A mi compañero de tesis y amigo Gerardo Villamediana, por fin logramos nuestro objetivo de terminar esta tesis y graduarnos después de todos los inconvenientes que se presentaron los cuales logramos superar.

A mi grupo de campo largo fueron para mi como mi familia durante el mes que estuvimos en Falcón.

A Piolo, Alexis, Orangel, Andrés, El Brujo, Mauricio son mucho más que amigos son mis hermanos saben que cuentan conmigo para lo que sea como yo se que cuento con ustedes mil gracias por ser como son MIS HERMANOS.

A Vanesa, Fabiana, Eliana, Isabel, Adrianita por ser unas excelentes amigas y hermosas personas conmigo muchas gracias.

A todo el resto de mis amigos y compañeros de la universidad los cuales aprecio, Abdel, Cotufa, Armando, Arturo (El otro Winnie), Carelys, Carlos Russo, Catira, Cesar Orsini, Cuki, Daniel Carrillo, Daniela, David Mendi, Doris, Eduardo Esparis, Fátima, Giovanni Caicedo, Giovanni Prada, Graziana, Gregory, Hildemaro, Ivonne, Jennifer, Jesús (Fotocopiadora), Johann, Johanna Yoyis, José Margotta, Juan Umerez, Karen Delgado, Karen Cadet, Katty, Mafer, Marcel, Mariangela, Marismelia, Milly, Milton, Néstor, Orlando (Bochorno), Luis Berroteran, Ricardo EL CHILANGA, Rodrigo El Bodrigo, Roger, Sailleth, Seymour, Vanesa Chuli, José Vielma, Carlos, Verónica, Yulner, etc, etc, etc.... y todos los que se me olvidaron.

A los morochos (Efrén y Efraín) que son como mi familia, Jorge excelente amigo, Ernesto el Ernecio, Gregg La habilidosa, El Anaiden, El Negro Nicoelis, Reimundo Farnatodo, Titi El Enamorao, y todos los que por cuestiones de memoria no recuerdo en este momento pero saben que son parte importante de mi vida.

A ti Carlita por enseñarme tantas cosas de la vida en tan poco tiempo que no conocía antes de conocerte a ti de verdad TE QUIERO MUCHO, en este momento forma una parte esencial y muy importante en mi vida y espero que siga siendo así por mucho tiempo TE QUIERO.

INDICE

I.- INTRODUCCIÓN.....	1
1.1.- Generalidades.....	1
1.2.- Justificación.....	2
1.3.- Objetivo General.....	2
1.4.- Objetivos Específicos.....	3
1.5.- Ubicación Área de Estudio.....	3
II.- METODOLOGÍA.....	5
2.1.- Recopilación de la Data y Revisión Bibliográfica.....	5
2.2.- Elaboración del Mapa Base y Establecimiento de las Secciones Estratigráficas.....	6
2.3.- Establecimiento de los topes y bases de las arenas a estudiar, identificación de los límites de secuencias y correlación.....	7
2.4.- Elaboración de Secciones Estratigráficas.....	8
2.5.- Elaboración de Mapas.....	10
2.6.- Trabajos Previos.....	14
III.- GEOLOGÍA REGIONAL.....	20
3.1.- Generalidades.....	20
3.2.- Subcuenca de Guárico.....	21
3.3.- Subcuenca de Maturín.....	25
3.4.- Evolución Geodinámica de la Cuenca.....	31
3.4.1.- Modelo propuesto por Parnaud et al.....	31
3.4.2.- Modelo propuesto por DiCroce.....	35
3.5.- Marco Estructural Regional.....	38
3.6.- Estratigrafía Regional.....	40

IV.- MARCO TEÓRICO.....	56
4.1.- Facies Sedimentarias.....	56
4.1.1.- Facies.....	56
4.1.2.- Descripción de Facies.....	56
4.1.3.- Relación de Facies.....	57
4.1.4.- Análisis de Facies.....	57
4.1.5.- Secuencias de Facies.....	59
4.2.- Correlaciones Estratigráficas.....	59
4.2.1.- Correlación de Capas Marcadoras.....	60
4.2.2.- Correlación de Ajustes por patrones.....	63
4.2.3.- Correlación de Técnica de la porción.....	64
4.3.- Perfiles de Pozos.....	66
4.3.1.- Registro de Potencial Espontáneo (SP).....	66
4.3.2.- Registro de Rayos Gamma (GR).....	67
4.3.3.- Registro de Resistividad (Rt, Rxo).....	69
4.3.4.- Registro de Densidad de Formación (RHOB).....	70
4.4.- Interpretación de los Registros Eléctricos.....	71
4.4.1.- Correlación de Registros.....	72
4.5.- Ambientes Fluviales.....	75
4.5.1.- Ambiente Fluvial (Ríos) y Aluviones.....	75
4.5.2.- Clasificación de los Sistemas Fluviales.....	75
4.5.2.1.- Subambientes de los Sistemas Fluviales.....	79
4.6.- Ambientes Deltáicos.....	86
4.6.1.- Morfología de un Delta.....	86
4.6.2.- Tipos de Deltas.....	89
4.6.2.1.- Deltas de dominación Fluvial.....	90
4.6.2.2.- Deltas de dominación Mareal.....	92
4.6.2.1.- Deltas de dominación de Olas.....	94
4.6.3.- Variabilidad de los Tipos de Deltas.....	97
4.6.4.- Ciclos Deltáicos.....	97

4.6.4.1.- Progradación y Abandono del Delta.....	94
4.6.4.2.- Secuencia Deltáica.....	101
4.6.5.- Factores Sedimentarios actuando en cuencas deltáicas.....	102
4.6.5.1.- Subsistencia por compensación Isostática.....	103
4.6.5.2.- Las deformaciones Sinsedimentarias.....	103
4.7.- Tasa de Sedimentación.....	106
4.7.1.- Factores que controlan la Sedimentación.....	108
4.7.1.1.- Aportes.....	109
4.7.1.2.- Subsistencia y movimientos tectónicos verticales.....	109
4.7.1.2.1.- Subsistencia Tectónica.....	110
4.7.1.2.2.- Subsistencia Térmica.....	110
4.7.1.2.3.- Subsistencia Total.....	111
4.7.1.2.4.- Subsistencia de carga o Compactación.....	111
4.7.1.3.- Cambios del Nivel del Mar y Eustatismo.....	111
4.7.1.3.1.- Relación aportes/subsistencia.....	111
4.7.1.3.2.- Levantamientos Tectónicos.....	111
4.7.1.3.3.- Cambios Eustáticos.....	111
V.- ESTRATIGRAFÍA LOCAL.....	113
5.1.- Generalidades.....	113
5.2.- Descripción de Facies.....	115
5.3.- Modelo Estratigráfico-Sedimentológico Propuesto.....	138
5.4.- Ubicación Relativa de las Facies según el Régimen Depositacional...	139
VI.- SUMARIO, CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	142
6.1.- Sumario y Conclusiones.....	142
6.2.- Recomendaciones.....	145
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	146

APENDICE 1..... 153
ANEXOS..... 166

INDICE DE FIGURAS

Fig. 1 Ubicación del área de estudio.....	4
Fig. 2 Mapa Base con la disposición espacial de los pozos en el Campo Socororo Este.....	7
Fig. 3 Mapa Base del Campo Socororo Este con la dirección de las Secciones Estratigráficas a correlacionar en este estudio.....	9
Fig. 4 Sección del Pozo ES-443 Registro Tipo del Campo Socororo Este.....	12
Fig. 5 Registro Eléctrico donde se identifican la línea de arena limpia, la línea de lutita o arena sucia y el parámetro de corte o “cut off ” de 50% de arcillosidad.....	14
Fig. 6 Corte geológico conceptual Norte-Sur desde el cinturón de deformación del Caribe en Curazao hasta el Río Orinoco. El corte pertenece a la Subcuenca de Guárico; (Tomado de WEC, 1.997).....	21
Fig. 7 Cortes estructurales desde un punto cercano al límite sur del Parque Nacional de Guatopo (norte de Altagracia de Orituco, Estado Guárico) hasta el Río Orinoco, a unos 160 Km. al sur de la intersección del corte con el Río Macapra, Modificado de González de Juana et al., 1980.....	22
Fig. 8 Configuración estructural esquemática de La Faja del Orinoco, (Modificado de Audemard et al., 1985).....	23
Fig. 9 Corte geológico conceptual noroeste-sureste desde la Plataforma Margarita-Los Testigos hasta el Río Orinoco-Subcuenca de Maturín.....	25

Fig. 10 Sección estructural mostrando las unidades tectono-estratigráficas en el flanco norte de la Subcuenca de Maturín (modificado de Roure et al., 1994).....	26
Fig. 11 Perfil litológico del pozo Tigre N° 1, Estado Guárico (modificado de Gonzalez de Juana et al., 1980).....	27
Fig. 12 Cocina de hidrocarburos para la Serranía del Interior y Subcuenca de Maturín (Modificado de Parnaud et al., 1995).....	30
Fig. 13 Cuatro estados del desarrollo del límite de la placa Caribe desde el Eoceno hasta el presente, asociado con la migración de la placa Caribe hacia el este. (Tomado y Modificado de Di Croce et al., 1999).....	35
Fig. 14 Columna Estratigráfica Regional de la Cuenca Oriental de Venezuela (Tomado de L:E:V, 1997).....	54
Fig. 15 Estratigrafía perteneciente al Área Mayor de Socororo (Tomado de Plan de Negocios de PetroUCV, 2002).....	55
Fig. 16 Marcador Estratigráfico M1 el cual representa una Superficie de Máxima Inundación.....	63
Fig. 17 Marcador Radiactivo M2 el cual representa una Superficie de Anomalía Radioactiva en la respuesta del registro de Rayos Gamma (GR) para una intervalo espeso de arcillas o lutitas.....	65
Fig. 18 Línea Base de lutita definida en un registros de Potencial Espontáneo (SP).....	68

Fig. 19 Cuadro de forma de curvas (Tomado y modificado de Sedimentary Environments and Facies, Reading and Elliot, 1986).....	74
Fig. 20 Diseños de canales modificado de Schumm (1977).....	76
Fig. 21 Imagen satelital correspondiente a un río recto y uno meandriforme.....	77
Fig. 22 Imagen satelital correspondientes a un río anastomosado.....	78
Fig. 23 Imagen satelital correspondiente a un río entrelazado.....	78
Fig. 24 Ejemplo de una barra en espolón dispuesta sobre el margen interno de un meandro.....	82
Fig. 25 Ejemplo de barra longitudinal en un sistema multicanalizado.....	82
Fig. 26 Representación esquemática de los subambientes observados en ríos meandriformes.....	83
Fig. 27 Un ejemplo de río meandriforme.....	84
Fig. 28 Representación esquemática de los subambientes identificados en ríos anastomosados.....	85
Fig. 29 Representación esquemática de los subambientes identificados en ríos rectos.....	85
Fig. 30 Representación esquemática de los subambientes identificados en ríos entrelazados.....	86
Fig. 31 Principales componentes morfológicos y sedimentarios comunes a todos los deltas.....	87

Fig. 32 Escala relativa de los deltas respecto a la plataforma continental, y organización interna.....	89
Fig. 33 Clasificación genética de los deltas en función del proceso sedimentario dominante (según Galloway, en Broussard 1975).....	90
Fig. 34 Organización de las desembocaduras deltaicas dominadas por procesos sedimentarios fluviales. (según Galloway, en Broussard 1975).....	91
Fig. 35 Organización de la desembocadura de un río, en una costa dominada por la acción de las mareas.....	93
Fig. 36 Comparación de la morfología y de los cuerpos sedimentarios en las desembocaduras con predominancia fluvial (arriba) y mareal (abajo). Tomado y modificado de J.A.Agueda-2004.....	94
Fig. 37 Organización de la desembocadura de un río en una costa dominada por el oleaje.....	96
Fig. 38 Posición de los 7 lóbulos del Mississippi depositados desde 7000 años.....	99
Fig. 39 Progradación y abandono de un lóbulo deltáico.....	99
Fig. 40 Superposición de secuencias deltáicas por progradación (regresión) y abandono (transgresión) de un delta sobre una plataforma subsidente. Tomado y modificado de J.A.Agueda-2004.....	100
Fig. 41 Cuenca sedimentaria rellena por secuencias deltáicas controladas por el eustatismo. Tomado y modificado de J.A.Agueda-2004.....	100
Fig. 42 Secuencia litológica formada por un ciclo deltáico.....	102

Fig. 43 Efecto del peso de los sedimentos deltáicos.....	104
Fig. 44 Principales deformaciones syndeposicionarias debidas a la pendiente, el sobrepeso y la subcompactación de las arcillas en un delta. Tomado y modificado de J.A.Agueda-2004.....	105
Fig. 45 Principales controles que afectan la estratigrafía y la distribución de litofacies según Vail (1987).....	109
Fig. 46 Nivel eustático y nivel relativo del mar (Posamentier et al., 1988).....	112
Fig. 47 Sección Estilizada donde se muestra la sección omitida en este estudio correspondiente a los niveles estratigráficos entre TL y K (Tomado de Soto, 2004).....	113
Fig. 48 Mapas A) Isópaco, B) Electrofacies, C) Net to Gross y D) Arena Neta pertenecientes a la unidad estratigráfica U4.....	117
Fig. 49 Mapas A) Isópaco, B) Electrofacies, C) Net to Gross y D) Arena Neta pertenecientes a la unidad estratigráfica U3.....	120
Fig. 50 Mapas A) Isópaco, B) Electrofacies, C) Net to Gross y D) Arena Neta pertenecientes a la subunidad estratigráfica U2L.....	122
Fig. 51 Mapas A) Isópaco, B) Electrofacies, C) Net to Gross y D) Arena Neta pertenecientes a la subunidad estratigráfica U2M.....	123
Fig. 52 Mapas A) Isópaco, B) Electrofacies, C) Net to Gross y D) Arena Neta pertenecientes a la subunidad estratigráfica U2U.....	125
Fig. 53 Mapas A) Isópaco, B) Electrofacies, C) Net to Gross y D) Arena Neta pertenecientes a la subunidad estratigráfica U1L.....	126

Fig. 54 Mapas A) Isópaco, B) Electrofacies, C) Net to Gross y D) Arena Neta pertenecientes a la subunidad estratigráfica U1M.....	128
Fig. 55 Mapas A) Isópaco, B) Electrofacies, C) Net to Gross y D) Arena Neta pertenecientes a la subunidad estratigráfica U1U.....	130
Fig. 56 Mapas A) Isópaco, B) Electrofacies, C) Net to Gross y D) Arena Neta pertenecientes a la subunidad estratigráfica J3L.....	131
Fig. 57 Mapas A) Isópaco, B) Electrofacies, C) Net to Gross y D) Arena Neta pertenecientes a la subunidad estratigráfica J3M.....	133
Fig. 58 Mapas A) Isópaco, B) Electrofacies, C) Net to Gross y D) Arena Neta pertenecientes a la subunidad estratigráfica J3U.....	134
Fig. 59 Mapas A) Isópaco, B) Electrofacies, C) Net to Gross y D) Arena Neta pertenecientes a la unidad estratigráfica J2.....	136
Fig. 60 Mapas A) Isópaco, B) Electrofacies, C) Net to Gross y D) Arena Neta pertenecientes a la unidad estratigráfica J1.....	137
Fig. 61 Modelo estratigráfico – sedimentológico de la secuencia de las arenas U y J en el Campo Socororo Este con sus respectivos ambientes de depositación.....	138
Fig. 62 Relación entre los eventos depositacionales de cada unidad estratigráfica y el porcentaje promedio de net to gross.....	140
Fig. 63 Régimen depositacional influenciado por las relaciones de pendiente y la relación acomodación/sedimentación en una cuenca.....	141

INDICE DE TABLAS

Tabla 1 Clasificación de los sistemas fluviales sobre la base de su sinuosidad y el número de canales activos.....	76
Tabla 2 Características correspondientes a los tres tipos de canales reconocidos por Galloway (1981).....	79
Tabla 3 Principales subambientes reconocidos en sistemas fluviales.....	80
Tabla 4 Principales tipos de barras fluviales.....	81
Tabla 5 Análisis de los registros eléctricos en el nivel estratigráfico “J1”.....	153
Tabla 6 Análisis de los registros eléctricos en el nivel estratigráfico “J2”.....	154
Tabla 7 Análisis de los registros eléctricos en el nivel estratigráfico “J3U”.....	155
Tabla 8 Análisis de los registros eléctricos en el nivel estratigráfico “J3M”.....	156
Tabla 9 Análisis de los registros eléctricos en el nivel estratigráfico “J3L”.....	157
Tabla 10 Análisis de los registros eléctricos en el nivel estratigráfico “UIU”.....	158
Tabla 11 Análisis de los registros eléctricos en el nivel estratigráfico “U1M”.....	159
Tabla 12 Análisis de los registros eléctricos en el nivel estratigráfico “U1L”.....	160
Tabla 13 Análisis de los registros eléctricos en el nivel estratigráfico “U2U”.....	161

Tabla 14 Análisis de los registros eléctricos en el nivel estratigráfico “U2M”162

Tabla 15 Análisis de los registros eléctricos en el nivel estratigráfico “U2L”163

Tabla 16 Análisis de los registros eléctricos en el nivel estratigráfico “U3”164

Tabla 17 Análisis de los registros eléctricos en el nivel estratigráfico “U4”165

CAPITULO I

INTRODUCCION

1.1 .- GENERALIDADES

El Área Mayor de Socororo, posee un área de 270 km² y comprende los campos Socororo (Este, Oeste y Noreste), Cachicamo y CariCari, localizados en el Flanco Sur de la Cuenca Oriental de Venezuela. El desarrollo de estos campos petroleros datan del año de 1939, y a partir de este momento se han realizado distintos estudios con el objeto de resolver las complejidades tanto estructurales como estratigráficas para aumentar los niveles de producción y estimar las reservas de hidrocarburos presentes en la zona.

En el año 2002, PetroUCV S.A. fue designada como operadora del convenio PDVSA – UCV para operar el Área Mayor de Socororo, Las formaciones que fueron perforadas en esta son: la Formación Mesa, Formación Las Piedras, Formación Freites, Formación Oficina, Formación Merecure, Grupo Temblador y la Formación Carrizal. De todas estas solamente resultaron rentables o económicamente explotables las reservas de hidrocarburos encontradas en las formaciones Oficina y Merecure. Estas dos tienen un origen fluvio – deltáico y son de edades Oligoceno y Mioceno respectivamente.

Las arenas productivas de las formaciones Merecure y Oficina se caracterizan por poseer geometrías lenticulares y de poco espesor. Caracterizadas por la alternancia de secuencias de invasiones marinas. El Área Mayor de Socororo esta controlada por una serie de fallas que producen la mayoría de los entrampamientos de

los yacimientos, aunque también se presentan entrampamientos mixtos controlados por la estratigrafía y las estructuras.

Este trabajo se desarrolla en el Campo Socororo Este, en el cual se encuentran 20 pozos perforados y se focaliza en dos niveles Estratigráficos de importancia, de la Formación Merecure y de la Formación Oficina.

1.2 .- JUSTIFICACIÓN

Este Trabajo Especial de Grado tiene sus fundamentos en la importancia que tiene para Venezuela el desarrollo de su industria de hidrocarburos, por esta razón surge la necesidad de evaluar los campos petroleros de la empresa PetroUCV. La cual nace para fusionar a la industria petrolera nacional con el capital intelectual de la academia para crear una simbiosis que pueda generar nuevos procesos que mejoren la capacidad de exploración y producción de los campos otorgados en el convenio, de allí es necesario realizar el modelo estático y en su primera etapa el desarrollo del modelado estratigráfico – sedimentológico de las arenas objeto de este estudio, con el fin de, a futuro realizar un recalcu de las reservas estimadas para el campo Socororo Este.

Adicionalmente se cumple con el último requisito exigido en el pensum de estudio de la Carrera de Ingeniería Geológica, para optar al Título de Ingeniero Geólogo.

1.3 .- OBJETIVO GENERAL

Interpretación del marco estratigráfico y sedimentológico de las arenas “U” y “J” en las formaciones Oficina y Merecure del campo Socororo Este, a partir de correlaciones estratigráficas, mediante el empleo de registros eléctricos.

1.4.- OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- 1.4.1 Definir las superficies de correlación en 20 pozos pertenecientes al campo Socororo Este.
- 1.4.2 Elaboración de secciones estratigráficas que permitan observar la geometría, continuidad, desarrollo horizontal y vertical de los cuerpos de arena de interés para el estudio.
- 1.4.3 Generación de los mapas Isópacos.
- 1.4.3 Generación de los mapas de Electrofacies.
- 1.4.4 Generación de los mapas de Net to Gross.
- 1.4.5 Generación de los mapas de Litofacies de Arenas Netas.

1.5.- UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se encuentra ubicada en la zona Este del Área Mayor de Socororo, entre las coordenadas geográficas 8°43'00" y 8°54'00" de Latitud Norte, y 64°31'00" y 64°42'00" de Longitud Oeste, comprende los campos Socororo, Cachicamo y Caricari, posee una extensión areal 270 km², que se encuentra en la parte oriental de la Ciudad de Pariaguan en el Municipio Miranda del Estado Anzoátegui - Venezuela. (Fig. 1).

La ubicación geológica del campo Socororo Este, se encuentra en el flanco sur de la cuenca Oriental de Venezuela.

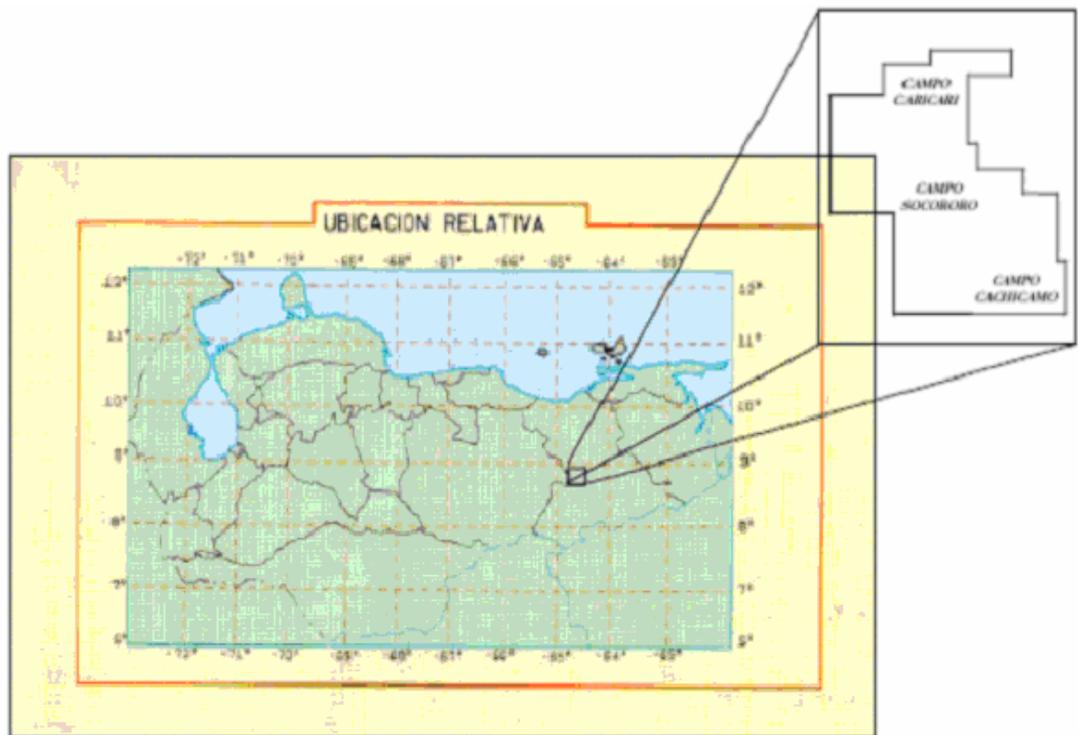


Figura 1.- (A) Mapa Índice de Ubicación del AMS, (B) Ubicación Relativa del AMS. Tomado y Modificado de SOTO et al, 2003.

CAPITULO II

METODOLOGIA

2.1.- RECOPIACIÓN DE LA DATA Y REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

Esta etapa del estudio se basa en la investigación y recopilación de la data existente y disponible en los archivos de la empresa PetroUCV, relacionada con la geología del área de estudio (registros de pozos, mapas, trabajos previos, etc.).

Todos los datos disponibles, tanto de manera digital y físico , de los registros eléctricos, de cada uno de los pozos del área fueron cargados en la base de datos de la plataforma de trabajo “GEOFRAME”, versión 4.0.2., de la sala de Interpretación del Subsuelo de la Facultad de Ingeniería, de la UCV, estos datos fueron obtenidos en dos tipos de archivos “.LAS” y “.TIFF”, el primero para usarlo en los software disponibles y el segundo para interpretación en físico, Los registros obtenidos corresponden a las curvas de rayos gamma (GR), potencial espontáneo (SP), resistividad (ILD, MD) y densidad (RHOB), este último no se encontraban presentes en todos los pozos.

Los pozos utilizados en el presente estudio pertenecen al área Socororo Este y son los siguientes:

ES 401 ES 402 ES 403 ES 404 ES 405
ES 406 ES 407 ES 413 ES 415 ES 443
ES 446 ES 451 ES 454 ES 455 ES 456
SOC 1 SOC 3 SOC 4 SOC 5 CAC 5

2.2.- ELABORACIÓN DEL MAPA BASE Y ESTABLECIMIENTO DE LAS SECCIONES ESTRATIGRÁFICAS

Una vez que toda la data fue integrada al programa GEOFRAME, y con la ubicación exacta de cada uno de los pozos se elaboro un mapa base (ver figura 2) y se establecieron las direcciones de 14 transectos de secciones estratigráficas, siete de las cuales pertenecen a los niveles estratigráficos “U” y las restantes al nivel estratigráfico “J”, El criterio utilizado para la elaboración de las secciones estratigráficas se correspondió con las direcciones del rumbo y buzamiento de la sedimentación según el comportamiento de las paleocorrientes. Por lo cual fueron paralelas o sub paralelas a estas, con una dirección Noroeste – Sureste aproximadamente las que se encuentran a favor del rumbo de la sedimentación y una dirección Suroeste – Noreste las que se encuentran a favor del buzamiento de la sedimentación.

Secciones Estratigráficas:

ScR1aU: Sección Estratigráfica N° 1a en dirección del Rumbo de la sedimentación.

ScR1bU: Sección Estratigráfica N° 1b en dirección del Rumbo de la sedimentación.

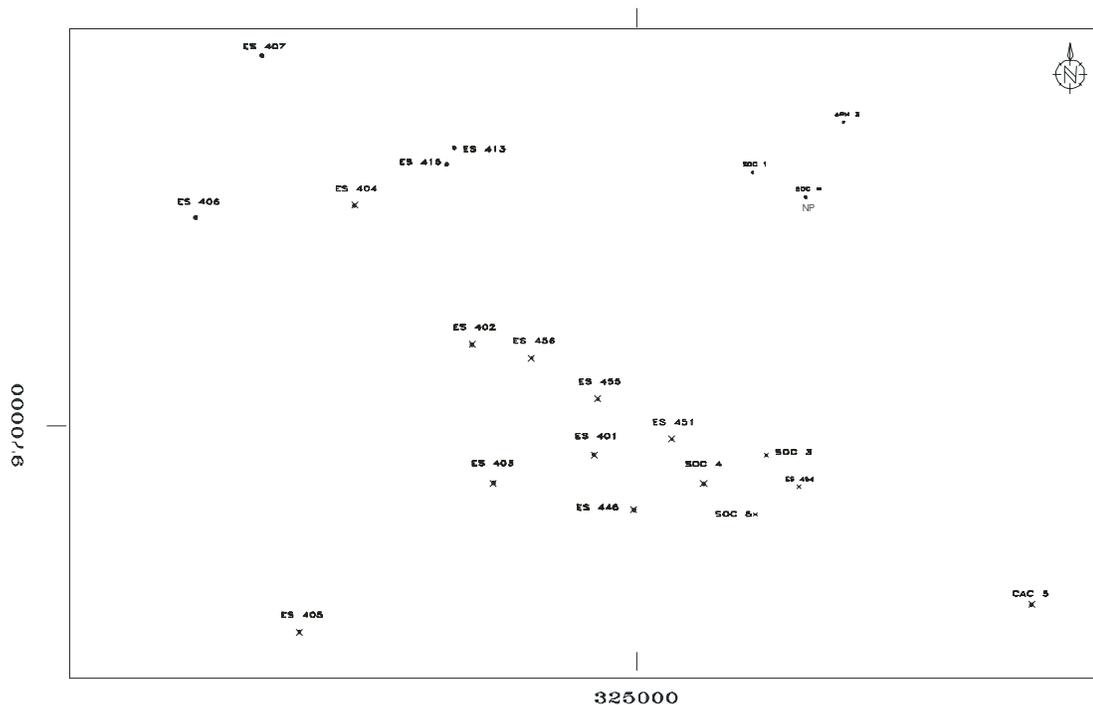
ScR2 U: Sección Estratigráfica N° 2 en dirección del Rumbo de la sedimentación.

ScR3 U: Sección Estratigráfica N° 3 en dirección del Rumbo de la sedimentación.

ScB1 U: Sección Estratigráfica N° 1 en dirección del Buzamiento de la sedimentación.

ScB2 U: Sección Estratigráfica N° 2 en dirección del Buzamiento de la sedimentación.

ScB3 U: Sección Estratigráfica N° 3 en dirección del Buzamiento de la sedimentación.



Escala 1:20000

Figura 2.- Mapa Base con la disposición espacial de los pozos en el Campo Socororo Este.

2.3.- ESTABLECIMIENTO DE LOS TOPES Y BASES DE ARENAS A ESTUDIAR, IDENTIFICACIÓN DE LOS LÍMITES DE SECUENCIAS Y CORRELACIÓN

Para establecer los topes y bases de las arenas a estudiar en este trabajo primero se localizaron dichas arenas en la secuencia estratigráfica mediante el uso de los registros eléctricos de los pozos del campo. Tanto las arenas J como las arenas U están divididas en subniveles, los cuales son definidos por intervalos lutíticos con los cuales se pueden establecer los topes y bases de cada una de las arenas. Además del establecimiento de los topes y bases de las arenas de interés en la secuencia estratigráfica se identificaron otro tipo de litologías importantes en la secuencia, como son el caso de los lignitos, los cuales pueden observarse en una cantidad considerable y algunos se presentan en capas de gran extensión regional. Estas capas

de lignitos de extensión regional son de gran importancia en el estudio estratigráfico de la zona ya que estos pueden ser utilizados como marcadores de límites de secuencias, superficies de amarre o datum estratigráfico en la secuencia, debido a que la formación de dichos lignitos se debe a la acumulación de turba y su posterior preservación, esto sólo ocurre cuando existe una gran interrupción del aporte de sedimentos clásticos, con lo cual se pueden establecer o definir épocas de tranquilidad tectónica y climática en la cuenca (Hamilton y Tadros, 1995).

Según la respuesta que arrojaron los registros eléctricos en la perforación de cada uno de los pozos, se identificaron y analizaron las distintas litologías presentes en la secuencia estratigráfica para establecer así los topes y bases de las arenas U1U, U1M, U1L, U2U, U2M, U2L, U3, U4, J1, J2, J3U, J3M y J3L, los intervalos lutíticos presentes entre los niveles de las arenas y las capas de carbones que contienen las arenas entre sí.

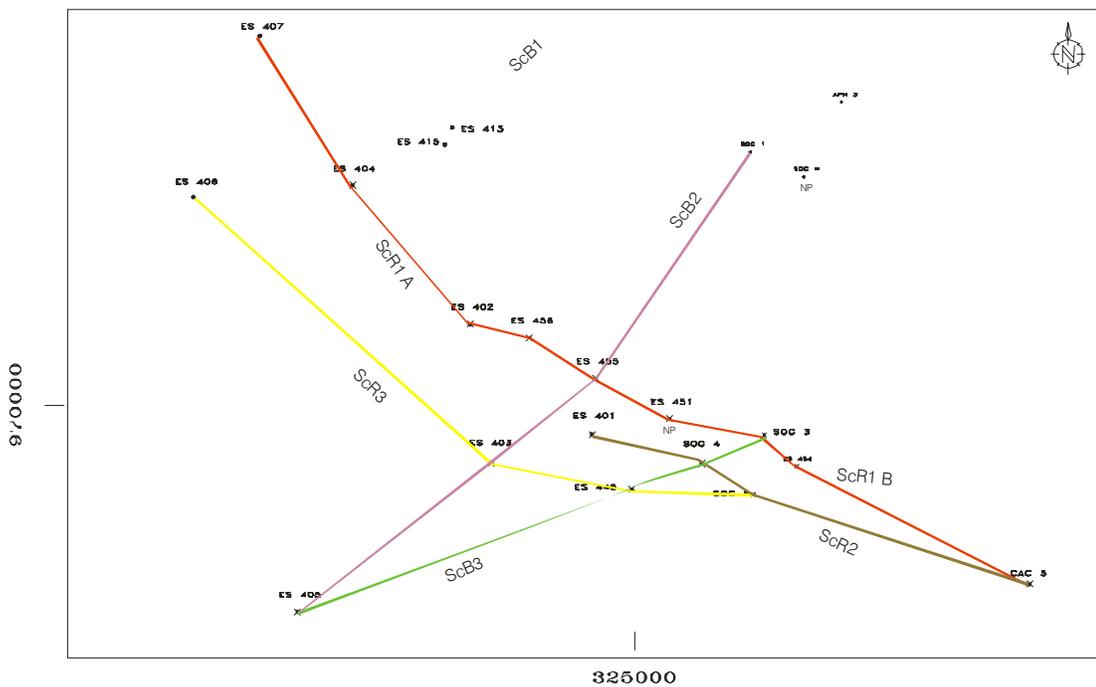
Las arenas, intervalos lutíticos y carbones se identificaron con los registros de Rayos Gamma (GR), Potencial Espontáneo (SP) y Resistividad Somera y Profunda (ILD) y en algunos casos se utilizaron registros de Densidad (RBHO) en los pozos donde se disponía de dicha curva. Seguido a la identificación de todas las litologías se procedió al establecimiento de las superficies de amarre o datum estratigráfico; utilizándose así dos tipos de marcadores; uno estratigráfico como es el caso de una superficie de máxima inundación, y otro radioactivo como es el caso de el nivel lutítico F8 de anomalía radioactiva.

2.4.- ELABORACIÓN SECCIONES ESTRATIGRÁFICAS

Con la información obtenida de los registros de pozos, el análisis de correspondiente de dicha información y mediante el empleo de las herramientas suministradas por el Software “ GEOFRAME ” versión 4.0.4.2; se elaboraron catorce secciones estratigráficas las cuales poseen orientaciones definidas de acuerdo

a los patrones de depositación existentes; aproximadamente paralelas y perpendiculares al rumbo de sedimentación de la cuenca.

Las catorce secciones estratigráficas se dividieron en: siete secciones para los niveles correspondientes a las arenas U y siete para los niveles de las arenas J. De cada una de estas siete secciones, cuatro tienen dirección aproximada al rumbo de la sedimentación y tres en dirección al buzamiento de la sedimentación (figura 3).



Escala 1:20000

Figura 3.- Mapa Base del Campo Socororo Este con la dirección de las Secciones Estratigráficas a correlacionar en este estudio.

En cada una de las secciones estratigráficas con la respuesta de los registros eléctricos (GR, SP, resistividad y densidad), se determinó la geometría y extensión tanto lateral como vertical de los cuerpos de arenas presentes en la secuencia estratigráfica estudiada. Además de esto se estableció la posible conectividad vertical y lateral de las arenas de interés.

Este proceso de determinación de la geometría y conectividad de los cuerpos litológicos en las secciones se pudieron observar utilizando los registros eléctricos donde se lograron identificar cuerpos lutíticos, cambios de espesor y presencia de carbones que interrumpen la continuidad y contribuyen con el modelado de la geometría de los cuerpos de arenas. La conectividad vertical se puede observar en las distintas secciones estratigráficas y la conectividad lateral se puede apreciar en los mapas de arena neta y en las secciones estratigráficas.

2.5.- ELABORACIÓN DE MAPAS

En esta etapa del trabajo se elaboraron cuatro tipos distintos de mapas para cada unidad genética con los cuales se definieron la tendencia de los sistemas depositacionales de la zona en aspectos como la geometría, orientación, distribución, origen, continuidad, entre otros. Dentro del grupo de mapas que se generaron en este estudio tenemos: mapas isópacos, mapas de Electrofacies, mapas de Net to Gross, mapas de Arena Neta.

Para generación de los cuatro tipos de mapas distintos se utilizó el método de interpolación y extrapolación de los valores presentes en el Apéndice A, obtenidos directamente de los registros eléctricos de cada pozo. Todos los mapas fueron hechos a mano para luego ser escaneados y por último digitalizados con el programa CorelDraw 12.

Los primeros mapas que se construyeron fueron los Isópacos, los cuales muestran los espesores variables de una unidad estratigráfica por medio de curvas isópacas (datos de puntos de igual espesor). Estos requieren de horizontes o capas claves y nos suministran información sobre los cambios estructurales ocurridos en un área (Frederick E et al; 2002).

Los mapas de electrofacies son el producto de la información extraída de los perfiles eléctricos de los pozos (GR, SP, Resistividad, Densidad), donde para cada nivel de las arenas estudiadas las curvas presentaron un comportamiento característico de un sistema depositacional o facies identificables y correlacionables con las facies de un registro eléctrico tipo del campo (pozo ES-443, ver figura 4) que fueron obtenidas de características petrofísicas a lo largo de la secuencia estratigráfica. Con este tipo de mapa se busca establecer las distintas facies presentes en un mismo nivel estratigráfico y su variación lateral a lo largo de todo el campo.

El Mapa de Net to Gross, es un mapa de porcentaje que se obtiene dividiendo el espesor de arena entre el espesor total de cada nivel estratigráfico a estudiar. El mapa de Net to Gross muestra la cantidad relativa de arena que hay en una unidad estratigráfica. Cada curva de igual espesor de arenisca representa la variación superficial del espesor de arena con relación al espesor total de la unidad (KRUMBEIN y SLOSS, 1969).

Los mapas de Arena Neta estos mapas se generaron determinando el espesor de arena para cada nivel estratigráfico que se encontraba por debajo o menor al parámetro de corte o “Cut Off” gráfico de 50% de arcillosidad medido directamente en el perfil eléctrico de cada pozo. El parámetro de corte o “Cut Off” fue establecido gráficamente sobre cada registro marcando la línea de arena más limpia y la línea de arcilla más pura (figura 5).

Se verificaron las tendencias y porcentajes de las arenas en algunos niveles estratigráficos con los mapas de Relación Arena – Lutita que fueron realizados por los geólogos de la empresa PetroUCV. Dicho Mapa de Relación Arena – Lutita, es un mapa que expresa la relación existente entre el espesor de arena (A) y el espesor de Lutita (L) para un mismo nivel estratigráfico o sea, expresa la interrelación existente entre dos componentes litológicos con un solo conjunto de curvas. El valor numérico de la relación A/L puede variar de cero a infinito. Cuando el valor de la

relación es igual a uno (1), significa que el espesor de arena (A) y el espesor de lutitas (L) es igual. Cuando la relación arroja un número fraccionario como por ejemplo; 1/4 significa que hay un pie o metro espesor de arena por cada cuatro pies o metros de espesor de lutita. Si el número es entero como por ejemplo; 2 significa que existe una relación de dos pies o metros de espesor de arena por cada pie o metro de espesor de lutita.

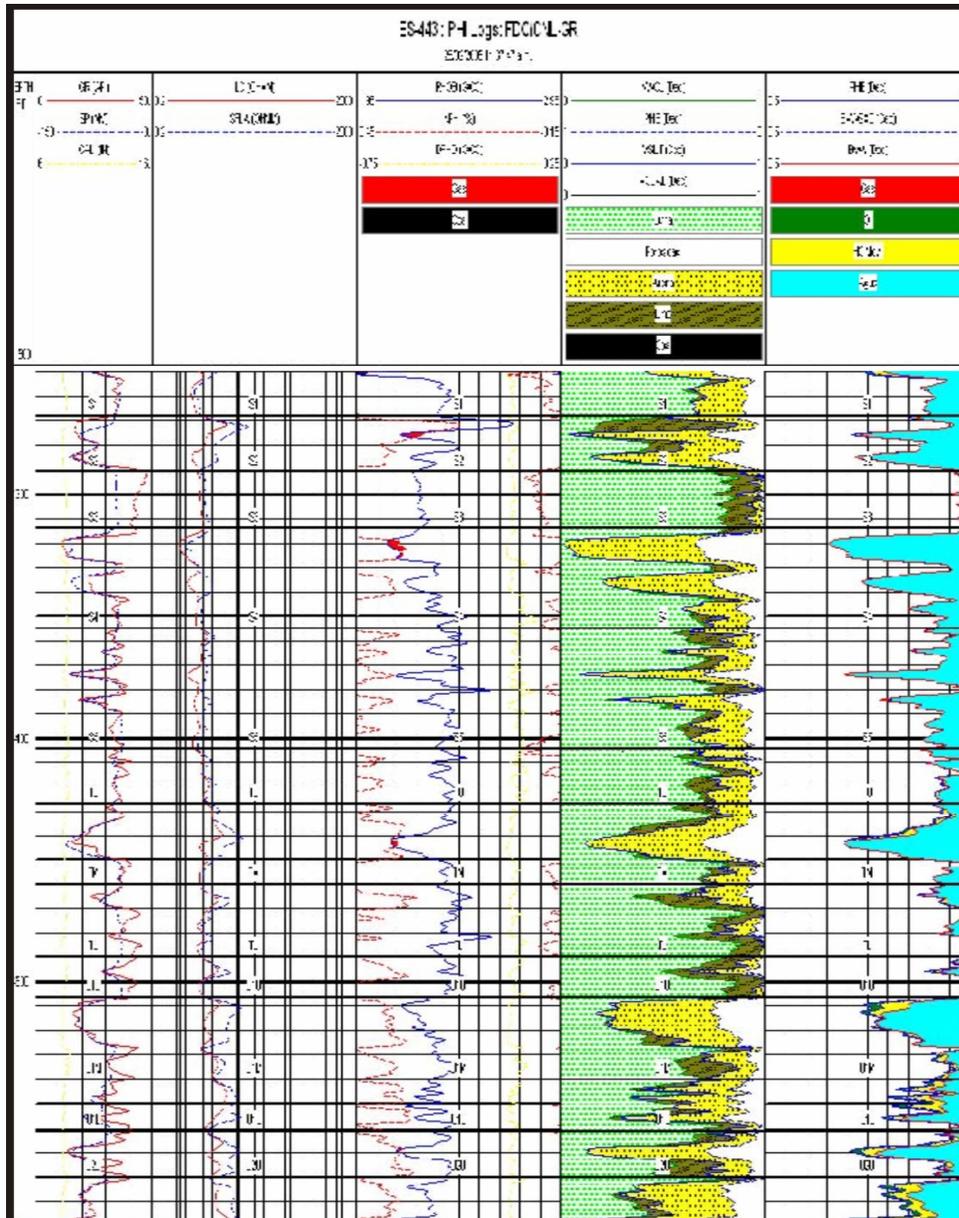


Figura 4.- Sección del Pozo ES-443 Registro Tipo del Campo Socororo Este. Tomado y modificado de los archivos de PetroUCV.

El Mapa de Net to Gross, es un mapa de porcentaje que se obtiene dividiendo el espesor de arena entre el espesor total de cada nivel estratigráfico a estudiar. El mapa de Net to Gross muestra la cantidad relativa de arena que hay en una unidad estratigráfica. Cada curva de igual espesor de arenisca representa la variación superficial del espesor de arena con relación al espesor total de la unidad (KRUMBEIN y SLOSS, 1969).

Los mapas de Arena Neta estos mapas se generaron determinando el espesor de arena para cada nivel estratigráfico que se encontraba por debajo o menor al parámetro de corte o “Cut Off” gráfico de 50% de arcillosidad medido directamente en el perfil eléctrico de cada pozo. El parámetro de corte o “Cut Off” fue establecido gráficamente sobre cada registro marcando la línea de arena más limpia y la línea de arcilla más pura (figura 5).

Se verificaron las tendencias y porcentajes de las arenas en algunos niveles estratigráficos con los mapas de Relación Arena – Lutita que fueron realizados por los geólogos de la empresa PetroUCV. Dicho Mapa de Relación Arena – Lutita, es un mapa que expresa la relación existente entre el espesor de arena (A) y el espesor de Lutita (L) para un mismo nivel estratigráfico o sea, expresa la interrelación existente entre dos componentes litológicos con un solo conjunto de curvas. El valor numérico de la relación A/L puede variar de cero a infinito. Cuando el valor de la relación es igual a uno (1), significa que el espesor de arena (A) y el espesor de lutitas (L) es igual. Cuando la relación arroja un número fraccionario como por ejemplo; $1/4$ significa que hay un pie o metro espesor de arena por cada cuatro pies o metros de espesor de lutita. Si el número es entero como por ejemplo; 2 significa que existe una relación de dos pies o metros de espesor de arena por cada pie o metro de espesor de lutita.

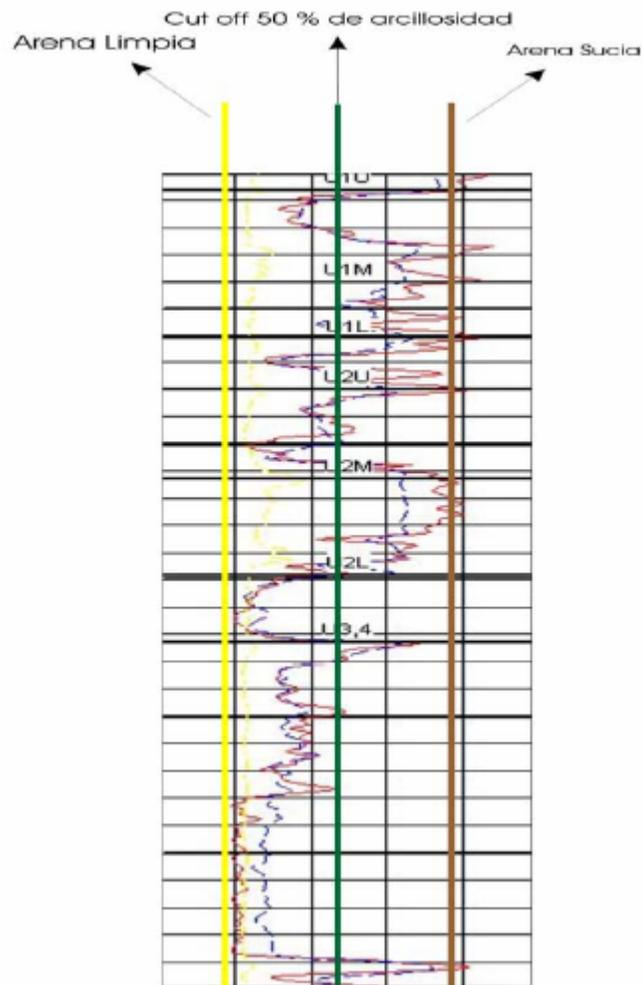


Figura 5.- Registro Eléctrico donde se identifican la línea de arena limpia, la línea de lutita o arena sucia y el parámetro de corte o “cut off” de 50% de arcillosidad.

2.6.- TRABAJOS PREVIOS

La revisión de los trabajos previos se dividió en tres partes, abarcando primero los trabajos realizados sobre la Cuenca Oriental de Venezuela, después se revisaron los trabajos relacionados con la Formación Merecure y la Formación Oficina, que son las formaciones estudiadas y luego la última parte de la revisión de los trabajos previos realizados en el Área Mayor de Socororo.

En la Cuenca Oriental de Venezuela:

HEDBERG (1950). Discute la tectónica y la geología de las formaciones que conforman la Cuenca Oriental de Venezuela.

GONZALES DE JUANA, et al. (1980). Realizaron la reconstrucción histórica de la evolución tectónica y la sedimentación de la Cuenca Oriental de Venezuela, y definen características distintivas de las unidades litológicas presentes en dicha cuenca.

ARNSTEIN, et al. (1985). Realizan una nueva revisión estratigráfica de la Cuenca Oriental utilizando gran número de pozos exploratorios en los estados Guárico, Anzoátegui y Monagas; con lo cual logran establecer cuatro secuencias estratigráficas en diferentes áreas del subsuelo de la cuenca: Al noreste se encuentra una sección continua de edad Cretáceo-Terciario; al noroeste una sección de rocas de edad Oligoceno-Mioceno; en la región central de la cuenca descansa en un contacto discordante depósitos Terciarios sobre sedimentos Cretácico-Paleozoicos; al sur de la cuenca no están presentes los depósitos de edad Oligoceno y Mioceno Temprano.

AUDEMARD, et al. (1985). Reconocen tres ciclos de transgresión y regresión a lo largo de toda la Faja Petrolífera del Orinoco utilizando correlaciones estratigráficas.

CAMPOS, et al. (1985). Integran información ya existente, definen edades, ambientes sedimentarios y límites de las formaciones al noreste del estado Anzoátegui mediante interpretación estratigráfica.

MÉNDEZ (1985). Realiza la historia geológica de de la Cuenca Oriental de Venezuela, explica el proceso de sedimentación de la cuenca y su relación con su

génesis, migración y acumulación de los hidrocarburos mediante el uso de bloques diagramáticos.

MUÑOZ (1985). Define los rasgos estructurales mayores de la Cuenca Oriental de Venezuela durante el Mioceno; hace una interpretación sedimentológica y paleoambiental de las unidades litoestratigráficas de la cuenca mediante la evaluación de los registros eléctricos de 411 pozos de los estados Guárico y Anzoátegui y la correlación detallada de estos.

PARNAUD, et al. (1995). Describieron dos provincias petrolíferas principales en la parte central de la Cuenca Oriental de Venezuela; crean un modelo geológico integrado usando datos estratigráficos, estructurales, geoquímicos y de yacimiento, con la finalidad de identificar los sistemas petroleros y definir yacimientos petrolíferos en el área. Dividen la evolución geodinámica de de la Cuenca Oriental de Venezuela en cuatro etapas: Pre-“Rift”, “Rift”, Margen pasivo y Colisión Oblicua.

DI CROCE, et al. (1999). Hacen un análisis secuencial y estructural de la secuencia estratigráfica de la Cuenca Oriental, con la finalidad de obtener una visión integrada de la estratigrafía del subsuelo de la zona costa adentro y costa afuera de la subcuenca de Maturín utilizando principalmente data sísmica, logrando definir cuatro etapas tectónicas mayores durante el Fanerozoico; como lo son: El Pre-“Rift” en el Paleozoico -Pre-Jurásico, “SinRift” durante el Jurásico, Margen Pasivo en el Cretácico-Oligoceno y “Foredeep” durante el Neógeno.

Los trabajos previos de mayor relevancia realizados en las Formaciones Oficina y Merecure son los siguientes:

HEDBERG, et al. (1947). Publicaron la primera descripción de la Formación Oficina, la cual explica las características de la unidad desde un punto de vista sedimentológico.

FUNKHOUSER, et al. (1948). Utilizan por primera vez el término de Formación Merecure en el subsuelo de los campos petrolíferos de Anaco y describen desde de un punto de vista sedimentológico las características de dicha formación.

DE SISTO (1960). Describe una sección tipo de la Formación Oficina, define el límite superior de dicha formación como transicional con respecto a su formación suprayacente (Formación Freites) y correlaciona la base de la Formación Oficina con el tope de la Formación Merecure menos en los sitios de la cuenca donde los buzamientos de estas rocas son altos y descansan sobre en basamento Cretácico. Todo este estudio lo logra haciendo gran cantidad de correlaciones detalladas utilizando registros de pozos de la zona. Además identifica la distribución geográfica de los lignitos y de la arena neta petrolífera presentes en la Formación Merecure y Oficina.

GONZALEZ DE JUANA, et al. (1980). Realizan una descripción de las características litoestratigráficas de las formaciones Merecure y Oficina, generando nuevas interpretaciones litológicas y ambientales de dichas formaciones. Ubican la Formación Oficina en todo el flanco sur de la Cuenca Oriental de Venezuela y determinan que esta posee los yacimientos petrolíferos más extensos del área.

ARNSTEIN, et al. (1985). Mediante electrofacies y bioestratigrafía analizan los ciclos sedimentarios de la Formación Merecure datándola con una edad de Oligoceno- Mioceno Temprano, esto debido a la presencia de la zona Ciperensis. También le dan una edad de Mioceno Medio a la Formación Oficina.

En el Área Mayor de Socororo se han realizado anteriormente los siguientes estudios y trabajos de investigación:

CORPOMENE C.A. (1998). Realizó un estudio llamado “Fase I del Estudio de Reactivación del Área Mayor de Socororo”, en el cual analizan las características

en las cuales se encuentra los campos Socororo, Cachicamo y Caricari en cuanto a los yacimientos, infraestructura, funcionamiento de las instalaciones, etc; para determinar las posibilidades de reactivar este campo.

CORPOMENE C.A. (1999). Realiza la “Fase II del Estudio de Reactivación del Área Mayor de Socororo” en donde se hacen plantean discusiones acerca de la secuencia estratigráfica del campo, haciendo énfasis en las formaciones Oficina y Merecure debido a que en estas formaciones se encuentran los yacimientos petrolíferos y gasíferos de interés comercialmente explotables.

GODDELIEETTE (2000). Hace una interpretación sísmica estructural de la Formación Oficina utilizando 400 Km. de líneas sísmicas 2D. Los datos utilizados en este estudio fueron producto de levantamientos sísmicos hechos en la década de los 70 en toda el Área Mayor de Socororo.

CORPOMENE C.A. (2001). Realiza un informe detallado el cual puntualiza la aceleración de la explotación del Área Mayor de Socororo utilizando nuevas tecnología de exploración y producción, el desarrollo del estudio del gas no asociado presente en el campo y la identificación de nuevas estructuras geológicas en la zona. Este informe detallado CORPOMENE C.A. lo incluye en la “ Fase III - Plan de Desarrollo Optimizado del Área Mayor de Socororo”.

AVENDAÑO y CÁCERES (2002). Elaboran modelos geológicos a partir de la integración de métodos geoestadísticos y petrofísicos en las formaciones Oficina y Merecure superior para ubicar zonas prospecto petrolíferas. Verifican un ambiente fluvio-deltaico en las formaciones estudiadas, con la presencia de intercalaciones de arenas y lutitas y canales fluviales y distributarios con dirección preferencial noreste.

DÍAZ (2002). Generó registros sintéticos de densidad mediante la suma de atributos petrofísicos ponderados del campo Socororo. Evaluó quince arenas de tres

pozos control del campo utilizando los registros de densidad sintéticos y los registros de densidad originales, comprobando que los registros sintéticos permitieron identificar en un 77% de los casos, las arenas con más probabilidades de contener hidrocarburos.

MORALES (2002). Realiza una interpretación estratigráfica en base a parámetros de estratigrafía secuencial correlacionando los registros eléctricos de 29 pozos del campo Socororo Oeste; define unidades genéticas en la zona con sus respectivos ambientes de depositación. Realiza el cálculo volumétrico de petróleo en sitio (POES) para dos niveles de arenas petrolíferas.

REINA (2002). Realiza una interpretación estructural y estratigráfica de 18 Km² de sísmica 3D en el campo Socororo Este para las formaciones Oficina Inferior/Medio y Merecure. Identifica sistemas de fallas normales con orientaciones NE-SO y NO-SE, con edades Mioceno Inferior y Pleistoceno-Reciente respectivamente. Observa cuatro secuencias depositacionales generadas en un ambiente fluvio-deltaico caracterizado por depósitos de canales y barras, conformados por sistemas transgresivos y de alto nivel. Identifica una transición de depósitos continentales a marinos en la secuencia y observa algunas localizaciones prospectivas.

CAPITULO III

GEOLOGIA REGIONAL

3.1.- GENERALIDADES

La cuenca oriental de Venezuela es una depresión estructural, la cual se encuentra ubicada en la región centro – este del país, entre las coordenadas 8° y 11° de Latitud Norte , 61° y 66° Longitud Este.

La cuenca Oriental de Venezuela y su continuación costa afuera representa una cuenca antepaís Neógena sobreimpuesta en un margen pasivo Mesozoico (Di Croce, 1.995), se encuentra limitada al norte por el piedemonte de la Serranía del Interior Central y Oriental; al sur por el curso del río Orinoco, el cual se desarrolla por el borde septentrional del escudo de Guayana; al este continua por debajo del Golfo de Paria, abarcando la parte sur de la cordillera meridional de la isla de Trinidad y el Delta del Orinoco; y hacia el oeste por el alto de el Baúl (González de Juana et al., 1.980).

La topografía esta caracterizada por extensas llanuras y una zona de mesas en los estados Anzoátegui y Monagas, tiene una longitud aproximada de 800 Km. en sentido este – oeste y un ancho promedio de 200 Km. en sentido norte – sur y un área total de 164.000 Km².

La Cuenca Oriental de Venezuela se divide en dos subcuencas: la Subcuenca de Guarico y la Subcuenca de Maturín, las cuales están separadas por el Arco de Úrica, asociada al corrimiento de Anaco – San Joaquín – Santa Ana (González de Juana et al., 1.980).

3.2.- SUBCUENCA DE GUÁRICO

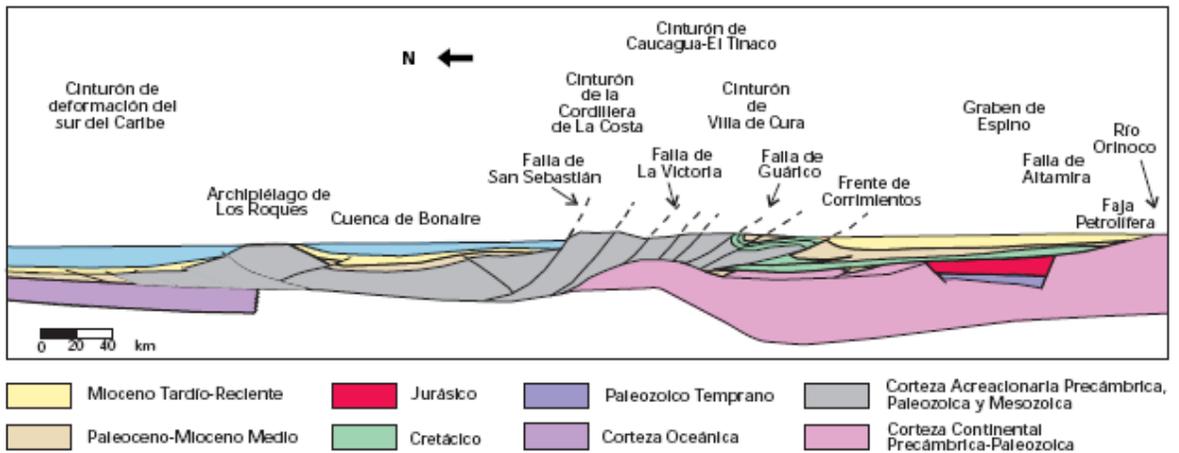


Figura 6.- Corte geológico conceptual Norte-Sur desde el cinturón de deformación del Caribe en Curazao hasta el Río Orinoco. El corte pertenece a la Subcuenca de Guárico; (Tomado de WEC, 1.997)

Esta subdivisión comprende los campos del Estado Guárico y parte del norte del Estado Anzoátegui. El flanco norte de la subcuenca se encuentra asociado al frente de deformación donde se ubica el sistema de fallas de Guárico (figura 6), el cual sobrecarga rocas cretácicas y terciarias, produciendo un marco tectónico complejo (figura 7). Hacia el sur, la estructura es más sencilla, con evidencias de depresiones estructurales en las que se conservaron rocas jurásicas y paleozoicas y con un acuñaamiento de las secuencias cretácicas y terciarias en la misma dirección (figura 7).

Las principales trampas son combinaciones de tipo estructural y estratigráfico, en los campos alejados del frente de corrimientos. La roca madre principal (Grupos Guayuta y Temblador) se supone sobrecorrida actualmente por el Frente de Deformación del Norte de Guárico. La generación está asociada al avance de las napas y lleva rápidamente a la ventana de gas por sobrecarga tectónica, por lo menos desde el Eoceno Tardío; de ahí que la principal acumulación al sur del Frente de Montañas sea de gas y no de petróleo líquido. No obstante, se ha postulado una generación cercana a la edad de la formación de las fallas Mioceno Tardío en la

región de Guárico Central, con características de materia orgánica de origen marino y distancia de migración cercana. Esto demostraría la importancia del Grupo Temblador en los campos del Estado Guárico como potencial roca madre. También se ha postulado la generación de hidrocarburos parafínicos a partir de formaciones-yacimiento, como Roblecito y Oficina.

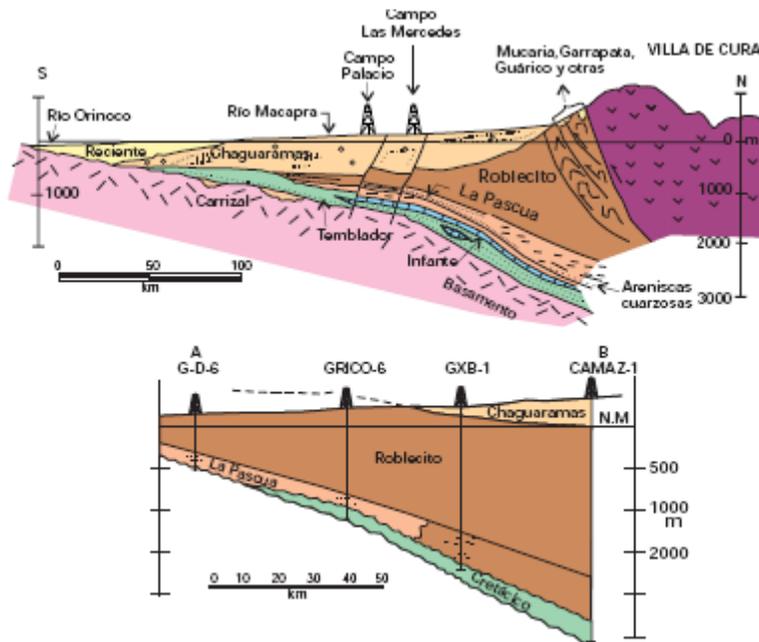


Figura 7.- Cortes estructurales desde un punto cercano al límite sur del Parque Nacional de Guatopo (norte de Altagracia de Orituco, Estado Guárico) hasta el Río Orinoco, a unos 160 Km. al sur de la intersección del corte con el Río Macapra, Modificado de González de Juana et al., 1980.

Los principales campos petroleros son, de oeste a este: Palacio. Las Mercedes, Yucal-El Placer, Tucupido, El Jobal, Socorro y Macoya (véase la figura de los campos de Venezuela); en especial, Yucal-El Placer es un campo de gas por excelencia. Hacia el sur Estado Guárico, las unidades cretácicas y terciarias se acuñan gradualmente (figura 7), generando trampas estratigráficas y de sellos asfálticos en lo

El sistema Querecual-Oficina tiene la roca madre en la Formación Querecual, presente actualmente en forma de bloques y afloramientos muy fallados en todo el Frente de Montañas de Guárico. Desde el final de su sedimentación, en el Cretácico Tardío, fue primero soterrada, luego involucrada a la tectónica Caribe entre el Eoceno y el Oligoceno. La sedimentación de la roca yacimiento (Formaciones Oficina y Merecure) ocurre entre el Oligoceno Tardío y el Mioceno, y la formación de la trampa, en la estructuración eocena de la Cuenca Oriental.

La generación, migración y acumulación han ocurrido continuamente desde el inicio del Oligoceno, desde las zonas más profundas bajo el frente de corrimientos, hasta los acuíferos distales de la Cuenca Oriental hacia el sur. En el caso específico de la Formación Oficina, los sistemas de fallas extensionales de edad miocena fueron las principales causas del entrapamiento, tanto en la sub-cuenca de Guárico como en la de Maturín (flanco sur). Específicamente, el sistema Querecual-Oficina sólo se refiere al área de Oficina en la subcuenca de Guárico (ubicada hacia el límite sur de los estados Guárico y Anzoátegui) y presenta su momento crítico en la actualidad.

El sistema Temblador-La Pascua funciona en el área central del Estado Guárico. Los yacimientos principales son el mismo Grupo Temblador y la secuencia de las Formaciones La Pascua y Roblecito. La carga litostática (tectónica) de la roca madre ocurre a partir del Eoceno, con generación a partir del Oligoceno. Esto provoca una gran pérdida de crudo, ya que las trampas estructurales no se forman sino hacia el final del Mioceno, con un probable momento crítico en el límite Mioceno-Plioceno.

El sistema Querecual-Chaguaramas es una consecuencia de lo explicado en el sistema precedente; las trampas esencialmente estratigráficas y por sellos asfálticos ocurren en los bordes de la cuenca oriental, durante la sedimentación Oligoceno-Mioceno, dando lugar a la Faja del Orinoco. El sistema Querecual-Chaguaramas es aplicable a todo el resto de la Faja, incluso al sur de la subcuenca de Maturín, donde

jugarían el mismo papel de yacimiento las rocas equivalentes en tiempo a la Formación Chaguaramas. Apparently, the critical moment of the system is reached in the present.

In the Oficina system, it is assumed that the generation of hydrocarbons occurs from parent rocks of Miocene age, within the same Oficina Formation (coals, carbonaceous limonites). Its own sands constitute the reservoirs, possibly having escaped some oil towards the Mercure Formation underlying, with formation of traps of Late Miocene age by extensional faulting. The lithostatic load of the parent rock can be attributed to thick Pliocene sequences (molásicas), associated with the uplift of the Serranía del Interior and the consequent flexure of the lithosphere that originates the extensional faulting. It is assumed that the critical moment occurs in the present.

3.3.- LA SUBCUENCA DE MATURÍN

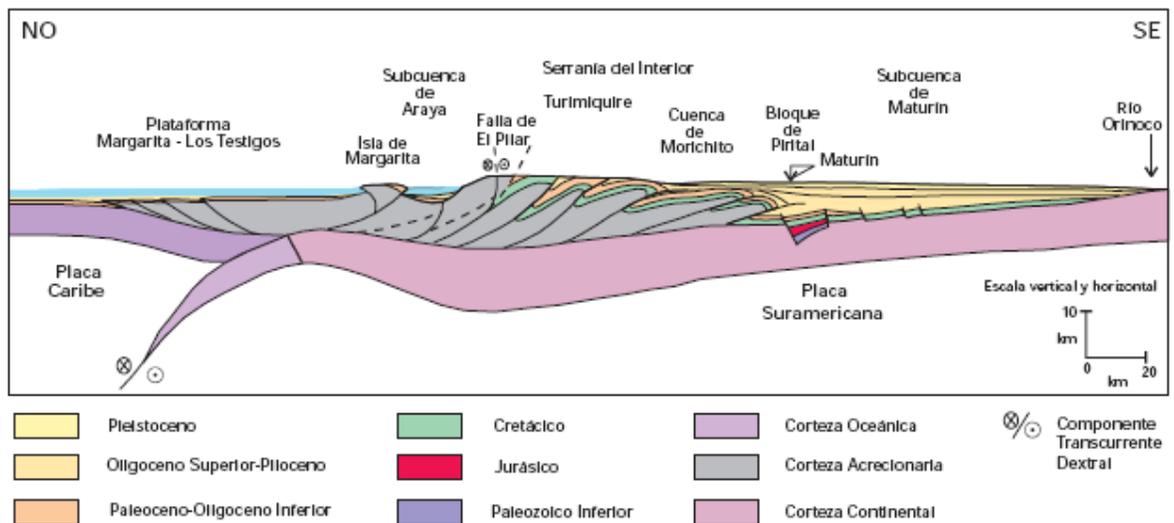


Figura 9.- Corte geológico conceptual noroeste-sureste desde la Plataforma Margarita-Los Testigos hasta el Río Orinoco. El flanco norte de la Subcuenca de Maturín se encuentra asociado a los frentes de corrimiento de grandes bloques corticales, desplazados hacia el sur por la colisión entre las placas Caribe y Suramericana.

Constituye la principal unidad petrolífera de la Cuenca Oriental. Podría afirmarse que la deformación estructural y los acñamientos de las unidades estratigráficas hacia el sur definen dos dominios operacionales: uno al norte del Corrimiento de Pirital y otro al sur (figura 9). La estratigrafía de la Serranía del Interior Oriental representa en buena parte la sedimentación del flanco norte de la Subcuenca de Maturín (figura 10); una espesa y compleja secuencia sedimentaria que abarca desde el Cretácico Inferior hasta el Pleistoceno.

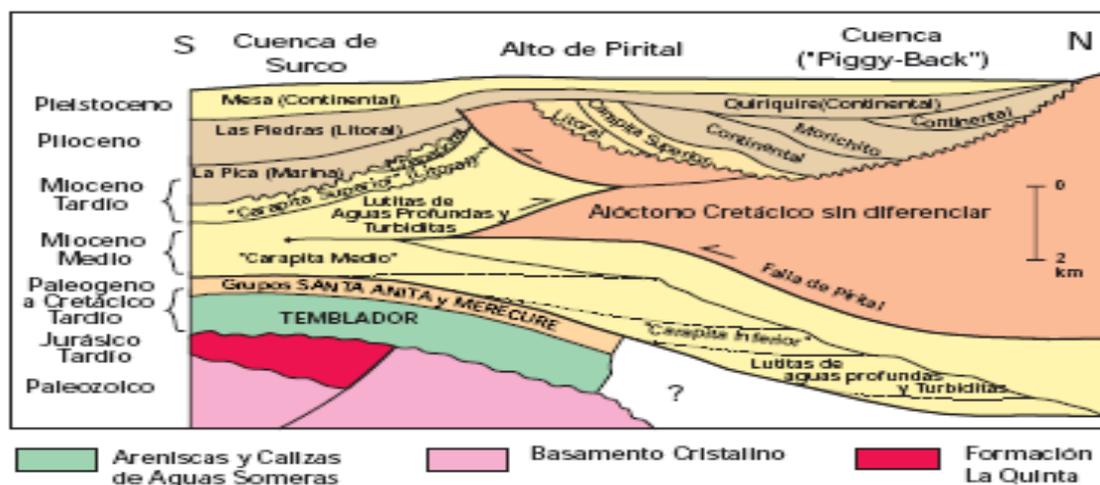


Figura 10.- Sección estructural mostrando las unidades tectono-estratigráficas en el flanco norte de la Subcuenca de Maturín en esta figura se ilustran las complejas relaciones tectónicas y estratigráficas de las unidades sedimentarias que constituyen los equivalentes verticales y laterales de la Formación Carapita en el subsuelo; mientras se depositaban sedimentos en ambientes profundos de surco al sur, al norte del Alto de Pirital se desarrolló una cuenca tipo "Piggy-Back" con ambientes someros y continentales (modificado de Roure et al., 1994).

El flanco sur, en cambio, presenta una estratigrafía más sencilla, semejante a la estratigrafía de la subcuenca de Guárico en el subsuelo, con el Grupo Temblador en su parte inferior (figura 11), como representante del Cretácico, y un terciario suprayacente de edad fundamentalmente Oligoceno-Pleistoceno, en el que se alternan ambientes fluvio-deltaicos marinos someros, hasta su relleno final de ambientes continentales (figura 8).

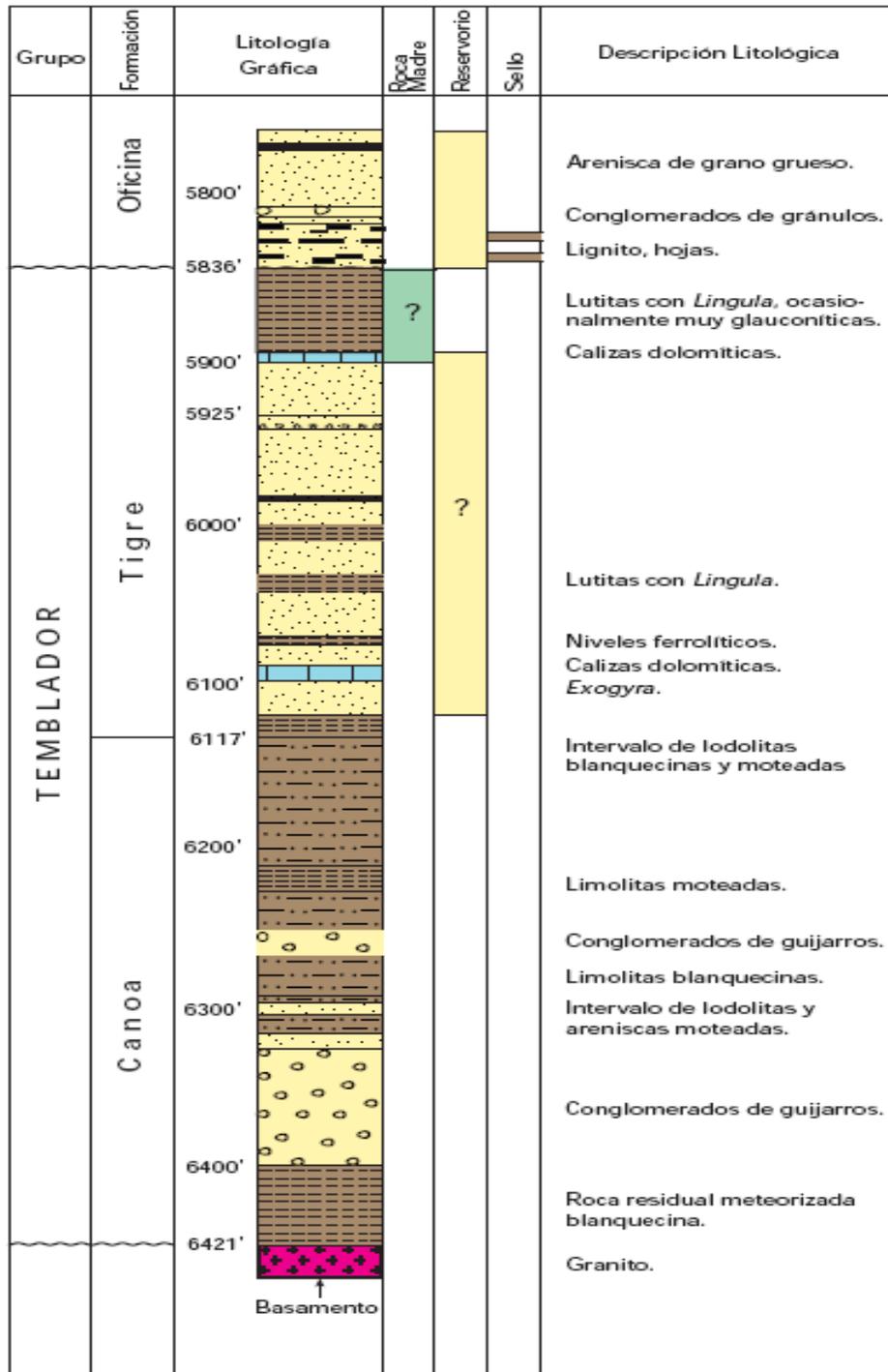


Figura 11.- Perfil litológico del pozo Tigre N° 1, Estado Guárico (modificado de Gonzalez de Juana et al., 1980).

En la Serranía del Interior la roca madre principal se encuentra representada por el Grupo Guayuta, particularmente la Formación Querecual, la cual llega a tener más del doble de espesor que su equivalente (Formación la Luna) en Venezuela Occidental, con similares características de roca madre. Debido al espesor considerable de la secuencia Neógena en el flanco norte de la subcuenca, no se puede establecer con claridad cómo se produce el cambio lateral de las unidades cretácicas hacia el Grupo Temblador del sur; sin embargo, se estima que para los equivalentes laterales del Área Mayor de Oficina, el caso pudo haber sido muy semejante, con generación por una roca madre cretácica cercana.

Para los campos al Norte de Monagas, la roca madre por excelencia debe haber sido cretácica (Grupo Guayuta), aunque no se descarta el aporte de secuencias más jóvenes, con materia orgánica de afinidad continental (la superficie de la Formación Naricual es muy carbonosa, por ejemplo). Los yacimientos más importantes son de edad terciaria; en los campos del Norte de Monagas están constituidos por las Formaciones Carapita, Naricual, Los Jabillos y Caratas.

También se han encontrado buenos yacimientos en las areniscas de la Formación San Juan (Cretácico Tardío), y en unidades tan jóvenes como las Formaciones La Pica (Mioceno) y Las Piedras- Quiriquire (molasa mio-pliocena). Revisten particular importancia las estructuras de tipo compresivo, como las del campo El Furrial, para el entrapamiento de los hidrocarburos. Las unidades sello regionales, importantes para la secuencia Cretácico-Terciaria en el flanco norte de la subcuenca, son las Formaciones Vidoño, Areo y Carapita. Estas dos últimas también pueden ser contenedoras de yacimientos lenticulares. Son de particular importancia los lóbulos turbidíticos de la Formación Carapita (Miembro Chapapotal).

Hacia el sur de la Subcuenca de Maturín, en los campos de Oficina en Anzoátegui y sus equivalentes orientales en Monagas, los yacimientos importantes se encuentran en las Formaciones Merecure y Oficina, con sellos de lutitas extensas

dentro de estas mismas unidades; la Formación Freites suprayacente también constituye un sello regional de gran importancia. Los principales campos petrolíferos, de oeste a este y en el norte de Monagas son: los del Área Mayor de Oficina, Quiamare, Jusepín, El Furrial, Orocual, Boquerón, Quiriquire y Pedernales.

En su límite sur, la subcuenca también incluye la Faja del Orinoco, con yacimientos neógenos y roca madre cretácica, con migración distante a lo largo y a través de la discordancia Cretácico-Neógeno y Basamento-Neógeno. La gravedad de los crudos es bastante diversa: en los campos de El Furrial son frecuentes los crudos medianos; en Quiamare- La Ceiba se llegó a producir con promedio de 41°API; en los campos de Oficina se encuentran crudos livianos, medianos y pesados; en la Faja del Orinoco, los crudos pesados y extrapesados constituyen la característica esencial. En general, los crudos más pesados se encuentran hacia los márgenes de la subcuenca y hacia los yacimientos más someros: la Faja del Orinoco en el flanco sur, y los campos de Quiriquire, Manresa y Guanoco en el flanco norte (estos dos últimos contienen hasta crudos extrapesados).

Sistemas Petroleros

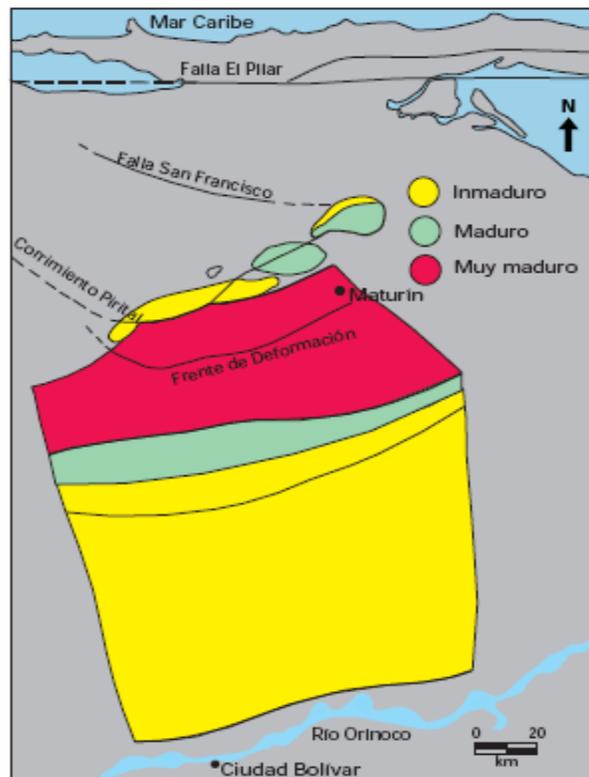


Fig. 12 Cocina de hidrocarburos para la Serranía del Interior y Subcuenca de Maturín (Modificado de Parnaud et al., 1995).

Los principales sistemas petroleros de la Subcuenca de Maturín son:

- (1) Guayuta-Oficina
- (2) Guayuta-Carapita .

El primero de ellos se relaciona con los campos del flanco sur de la Subcuenca de Maturín e incluye las formaciones Querecual y San Antonio (Grupo Guayuta) del Cretácico Tardío como rocas madre principales, las cuales son cargadas litostáticamente (estratigráfica y tectónicamente) hasta nuestros días. El yacimiento principal está constituido por las unidades Oligo-Miocenas como Merecure, Oficina y

Freites; el sello principal son las formaciones Oficina y Freites, con generación de la trampa durante la deformación del Oligoceno Tardío hasta el presente. La generación, migración y entrapamiento alcanzan su momento crítico en nuestros días, habiéndose iniciado la generación desde los inicios del emplazamiento de las napas Caribe contra la Placa Suramericana, mucho más al oeste y noroeste respecto de su posición actual, a partir del Paleoceno Tardío.

El segundo sistema, Guayuta-Carapita, se refiere al flanco norte de la Subcuenca de Maturín e involucra una mayor heterogeneidad de yacimientos y sellos, con una generación más joven que para el primer sistema. Tanto la generación y migración como la formación de la trampa son Oligoceno Tardío-Presente, con un momento crítico actual. Los sellos importantes son las Formaciones Vidoño, Areo y Carapita, con menor importancia para las unidades molásicas, como Morichito, Las Piedras y Quiriquire. Los yacimientos se encuentran en las Formaciones San Juan, Caratas, Los Jabillos, Merecure (“Naricual” del subsuelo), Carapita, La Pica, Las Piedras y Quiriquire. La cocina actual de la roca madre para la Subcuenca de Maturín se esquematiza en la figura 12, indicando que la roca madre se encuentra en ventana de gas bajo el frente de deformación y su zona de madurez (ventana de petróleo) se encuentra alimentando el flanco sur de la subcuenca en el momento actual.

3.4.- EVOLUCION GEODINAMICA DE LA CUENCA

3.4.1 Modelo propuesto por Parnaud et al., 1.980

La evolución tectónica de la Cuenca Oriental de Venezuela puede explicarse en cuatro episodios (Parnaud et al., 1.995)

Episodio I: Pre – Rift

Esta etapa se desarrolla durante el Paleozoico donde todavía los continentes se encontraban unidos en un supercontinente denominado Pangea. La cual formaba parte de una cuenca pericratónica que incluye las actuales cuencas Barinas – Apure y los Llanos Orientales colombianos. Sobre un basamento ígneo-metamórfico se depositan las formaciones Hato Viejo y Carrizal, en un ambiente continental con influencia fluvial y marino nerítico con influencias de mareas, respectivamente. La edad de la formación Carrizal es Cámbrico temprano con base en acritarcos (Di Giacomo, 1985)

Episodio II: Rift

Esta etapa se desarrolla durante el Jurásico Tardío – Cretácico Temprano, esta caracterizada por el desarrollo de grabenes, la creación de corteza oceánica en el dominio Tetis – Caribe y una discordancia regional asociada a la separación de Pangea. Durante este periodo se sedimentan depósitos continentales en el oeste del Graben de Espino (Parnaud et al., 1995), conocida como la formación Ipire, caracterizada por areniscas, arcosas, limolitas, lutitas y ocasionales intercalaciones conglomeráticas de color marrón rojizo (LEEV, 2005). Asociada a la formación Ipire se encuentra el Basalto de Altamira, descrito como un basalto toleítico (Motiscka, 1985).

Episodio III: Margen Pasivo

Esta etapa se desarrolla en el Cretácico – Paleógeno, durante la misma ocurre la depositación de secuencias siliciclásticas y secuencias de ambientes más marinos caracterizados por calizas bioclásticas y facies asociadas a lo largo del margen pasivo de Venezuela, producto de la subsidencia tectónica y los cambios eustáticos del nivel del mar a nivel mundial. Esta etapa se caracteriza por tres fases transgresivas

principales que se desarrollan de norte a sur y que culminan con el turoniense, Paleoceno Temprano – Eoceno y Oligoceno respectivamente (Parnaud et al ., 1.995).

La transgresión cretácica comienza con la depositación de la Formación Barranquín, de edad Barremiense, caracterizada por clásticos arenosos y calizas de plataformas, seguida por la depositación de las formaciones García, El Cantil, Borracha y Chimada de edad Apítense – Albiense, que reflejan la existencia de una extensa plataforma carbonática – clástica. En el flanco Sur se deposita la Formación Canoa.

A finales del Albiense se inicia desde el este de Venezuela y de manera diacrónica hacia el Oeste, una invasión marina que coincide con el pulso mundial transgresivo del Cretácico Tardío, responsable de la sedimentación de calizas, lutitas, areniscas y ftanitas ricas en materia orgánica que se conocen en Venezuela Oriental como las formaciones Querecual y San Antonio (Yoris et al., citado en WEC 1997).

En el flanco Sur como equivalentes laterales diacrónicos de Querecual y San Antonio tenemos las Formaciones Canoa y Tigre, las primera de edad Apítense – Albiense caracterizado por conglomerados de grano fino y areniscas conglomeráticas, areniscas, limonitas y arcilitas, en el área de Machete esta representado por arenas fluviales masivas no consolidadas. La Formación Tigre, de edad Turoniense - Maastrichtense, de ambientes marinos esta caracterizada por areniscas, limolitas y lutitas carbonosas, que junto a Querecual marcan el final de la transgresión cretácica (Gonzalez de Juana et al., 1.980; LEEV, 2.005).

Para el Maastrichtense ocurre una regresión marcada evidenciada por las intercalaciones de areniscas con delgadas capas de lutitas de la Formación San Juan, hacia el centro de la cuenca se deposita la Formación Vidoño, representada por una sedimentación marina de lutitas oscuras fosilíferas, generalmente blandas y sin laminación (Gonzalez de Juana et al., 1.980), la Formación Vidoño constituye la

secuencia resultante de la segunda fase transgresiva ocurrida durante el episodio de margen pasivo.

Suprayacente a la Formación Vidoño, en la mitad septentrional de la cuenca, se deposita la Formación Caratas en el Eoceno Temprano – Eoceno Tardío, caracterizada litológicamente por limolitas, areniscas que pueden ser glauconíticas, dolomíticas o calcáreas típicas de ambientes marinos de aguas someras.

La última fase transgresiva se desarrolla durante el Oligoceno con la depositación de las areniscas basales de la Formación Merecure (Parnaud et al., 1.995) y se define como un ciclo sedimentario transgresivo – regresivo, caracterizado por una secuencia de arenisca- lutita-arenisca. La Formación Merecure se deposita en un ambiente de aguas dulces a salobres (campos et al., 1.985) interpretan un ambiente variable de lagunas y aguas salobres francamente marinas.

Episodio IV: Colisión Oblicua

Durante el Neógeno – Cuaternario se produce la colisión oblicua de la Placa del Caribe con la Placa Suramericana, este choque entre las dos placas genera un cambio formando una cuenca antepais o “Foreland”. Esta cuenca se divide en tres partes, la parte sur que corresponde a una zona de plataforma, la central correspondiente a la antefosa o “foredeep” y la norte correspondiente a un area de corrimiento.

3.4.2 Modelo propuesto por Di Croce., 1.995

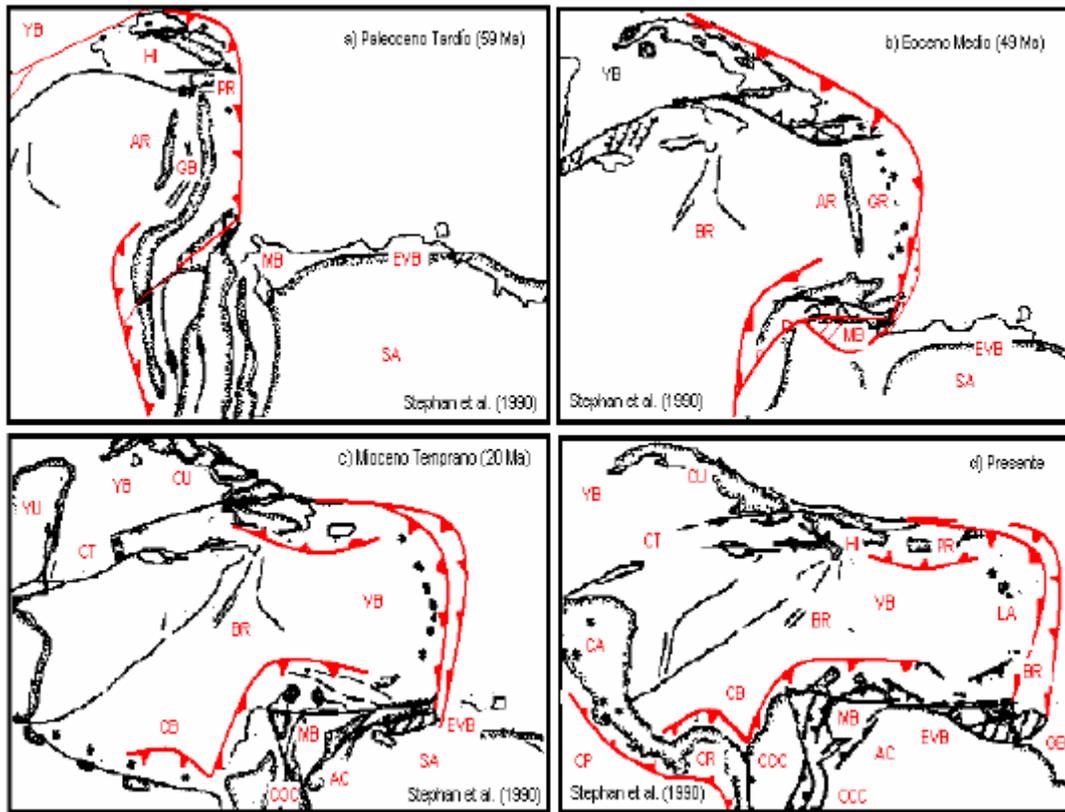


Figura 13.- Cuatro estados del desarrollo del límite de la placa Caribe desde el Eoceno hasta el presente, asociado con la migración de la placa Caribe hacia el este. Abreviaturas: AC= Cordillera Andina; AR= Alto de Aves; BR= Alto de Barbados; BR= Alto de Beata; CA= América Central; CB= Cuenca Colombiana; CCC= Cordillera Central de Colombia; CP= Placa de Cocos; CT= Fosa Caimán; CU= Cuba; GB= Cuenca de Grenada; GYB= Cuenca de Guyana; HI= La Española; LA= Antillas Menores; MB= Cuenca de Maracaibo; NP= Placa de Nazca; OCC= Cordillera Occidental de Colombia; PR= Puerto Rico; SA= Sur América; VB= Cuenca de Venezuela; YU= Yucatán; YB= Cuenca de Yucatán. (Tomado y Modificado de Di Croce et al., 1999).

La evolución de la Cuenca Oriental de Venezuela se encuentra controlada por tres episodios mayores de acuerdo a Di Croce., 1.995, los cuales son:

Episodio Rift: este se desarrolla durante el Triásico al Jurásico Tardío y está relacionado con la separación de Pangea, caracterizado por el “rifting” o expansión en dirección noroeste – sureste de América del Norte de Gondwana (Feo Codecido et al., 1.984 en Di Croce 1.995).

Episodio Margen Pasivo: se encuentra comprendido entre el Jurásico Tardío al Oligoceno donde posterior a la fase de extensión se produjo una subsidencia del margen pasivo ocurrida entre el Jurásico Tardío – Cretácico Tardío en el occidente de Venezuela y Jurásico Tardío – Oligoceno en el oriente de Venezuela.

La culminación de la expansión entre el Norte y Suramérica ocurrió en los tiempos del Campaniense, para tal momento, el Arco de Islas magmático de las protoantillas mayores colisionó con el margen pasivo de Norteamérica (Cuba Española) y Suramérica (Venezuela) figura 13.

Finalmente, la deformación transpresional desde el Paleoceno tardío hasta el reciente avanza diacrónicamente a lo largo del borde septentrional de Suramérica (Pindell & Barrett 1.990, en Di Croce 1.995). Este episodio se divide a su vez en tres fases transgresivas según Parnaud et al., 1.995 que se desarrollan de norte a sur y que fueron detalladas en el subcapítulo anterior.

Episodio de Margen Activo: se desarrolla durante el Mioceno temprano hasta el reciente, el margen pasivo formado durante el Cretácico es transformado en un frente de corrimientos y cuencas “foreland” asociadas. La Cuenca Oriental de Venezuela es definida en respuesta al esfuerzo y a la carga antepais, incrementando la deformación transpresional hacia el este. Actualmente la Cuenca Oriental de Venezuela se encuentra localizada cerca de la conexión entre la Placa Atlántica, de Norteamérica y del Caribe. A esta etapa se atribuye la formación de las cuencas antepais de Venezuela.

Los eventos compresionales del Neógeno evidenciados por anticlinales y las expresiones diapíricas en la superficie definen la deformación frontal de la Cuenca Oriental de Venezuela. (Aymard et al., 1.990).

El Mioceno temprano consiste de dos litofacies principales, la primera fue depositada en un ambiente fluvial y se encuentra constituida por areniscas de grano grueso a medio interestratificadas con capas delgadas de lutitas y eventuales capas de lignitos correspondiente a la Formación Merecure, y la segunda fue depositada en un ambiente litoral a marino somero y se encuentra compuesta por dos secuencias progradantes grano crecientes caracterizadas por lutitas basales alternadas con facies de limolitas y areniscas finalizando con areniscas de grano grueso correspondiente a la formación Carapita.

Durante el Mioceno Temprano ocurre una profundización sustancial que produce una discordancia importante y separa los sedimentos del Oligoceno de los sedimentos del Mioceno Temprano, es decir, la Formación Merecure y la Formación Carapita respectivamente. Por otra en el Mioceno Medio, definió tres litofacies pertenecientes a la Formación Freites, la primera de ella se caracteriza por patrones granocrecientes de lutitas basales con cambios variables de facies limolíticas a areniscas y finalizando con areniscas de grano medio a grueso. Estos sedimentos se depositaron en un ambiente litoral a marino somero (Di Croce, 1.995).

La segunda litofacie se caracteriza por la presencia de lutitas limosas con abundante fauna béntica y planctónica. La ultima litofacies se caracteriza por depósitos de lutitas de color gris a verde oliva, interestratificadas con capas de delgadas de areniscas de grano fino que fueron depositadas en ambientes de aguas profundas en el rango batial superior / nerítico externo a nerítico interno. En el Mioceno Tardío (Di Croce op cit.) definió dos litofacies, la primera consiste de lutitas y limolitas intercaladas con areniscas, restos de plantas y capas de lignitos en un ambiente depositacional, que varia de continental a planicie costera. La segunda

litofacies son lutitas grises y verde oliva intercaladas con limolitas y areniscas pobremente escogidas depositadas en un ambiente que varia de Marino somero a nerítico externo / batial superior, correspondientes a la Formación La Pica.

Finalmente el Plioceno-Pleistoceno consiste de patrones grano crecientes compuestos de lutitas con ocasionales estratos de lignito, limolitas micáceas de color rojo y areniscas conglomeráticas correspondiente a la Formación Mesa. Los ambientes depositacionales varían de marino somero a continental.

3.5.- MARCO ESTRUCTURAL REGIONAL

Según Barrios (1993), en el contexto de convergencia oblicua de placas, los modelos estructurales evidencian las tres familias de fallas, las dos primeras de tipo trascurrentes absorben la componente rumbo-deslizante de la transpresión, mientras que los corrimientos absorben la componente de convergencia. Se pueden presentar las siguientes familias de fallas:

Fallas trascurrentes dextrales con dirección este-oeste, como la falla de El Pilar, la cual se extiende por 700 Km. desde la cuenca de Cariaco hasta el este de Trinidad.

Fallas trascurrentes dextrales de rumbo N 40°- 50° O, como la falla de Úrica con un desplazamiento aproximado de 40 Km; la falla de San Francisco, con desplazamiento cercana a 25 Km. y activa hasta el Plioceno; y una falla que aún presenta actividad denominada Los Bajos.

Corrimientos con fallas de rumbo N 60°- 70° E que forman el cinturón orogénico. Según Parnaud et al., (1995), dos diferentes provincias tectónicas han sido reconocidas. La provincia autóctona se extiende desde el eje de la cuenca hasta el río

Orinoco. Esta provincia es extensional y se caracteriza por presentar fallamiento normal con tendencia N 60°-70° E y fallas transcurrentes que son mas jóvenes hacia el sur. En la parte norte de la provincia se tienen fallas de “strike-slip” con tendencia N 70° O, las cuales afectan los depósitos cretácicos y paleógenos.

La provincia alóctona se extiende desde la falla de El Pilar hasta el eje de la cuenca correspondiente al sistema de vergencia sur. Su estilo estructural compresivo se caracteriza por lo siguiente:

Una unidad tectónica delgada conformada por depósitos cretácico - terciarios que están separados de sus substratos a lo largo de un importante despegue en la interfase Jurásico - Cretácico (evaporitas o carbones). Es probable que existe otro nivel de despegue dentro de la sucesión paleozoica- jurásica.

El frente de deformación de la provincia alóctona localmente corresponde a una zona triangular, con progresivo acuñamiento de la Formación Carapita del “foredeep” por secuencias mesozoicas y paleógenas en la rampa anticlinal de El Furrial. Otra estructura triangular ocurre detrás del frente de deformación, a lo largo del alto de Pirital.

Pliegues cilíndricos de escala kilométrica y asociados al corrimiento con tendencia N60° - 70°E, se encuentran principalmente en la rampa anticlinal, tal como en el área de El Furrial.

Fallas transcurrentes dextrales con una dirección de N50°- 60°O (Úrica, San Francisco y Los Bajos), separan la Serranía del Interior en áreas de evolución estructural diacrónica.

Una zona intermedia interpretada entre la provincia alóctona y autóctona muestra estilos estructurales tanto extensivos como compresivos.

3.6.- ESTRATIGRAFIA REGIONAL

Basamento (Precámbrico): Constituido por rocas ígneas y metamórficas (granito gnéisico, diorita cuarcífera gnéisica, etc.) intensamente plegadas y erosionadas.

Formación Hato Viejo (Paleozoico Devónico): Hedberg (1942), consiste esencialmente de areniscas de grano fino a gruesos, redondeados y muy bien cementados, en parte micácea, pirítica y ligeramente calcárea. Los clásticos son de origen continental y descansa discordante del basamento y yace en forma concordante de la Formación Carrizal.

Formación Carrizal (Paleozoico – Devónico Superior a Carbonífero Inferior): Hedberg (1942), litológicamente consta de una arcilita gris verdosa, marrón o roja, maciza, parcialmente glauconítica y no calcárea; ocasionalmente contiene limolitas, areniscas y conglomerados hacia la base. El contacto con las unidades Cretáceas suprayacentes es discordante.

Grupo Temblador (Cretácico):

- Formación Canoa (Aptiense – Albiense).
- Formación Tigre (Cenomaniense – Campaniense).

Formación Canoa (Aptiense – Albiense): Dusembury (1960), consiste de areniscas de grano grueso, arcósicas, de color blanco y limolitas y arcilitas moteadas de verde y rojo que contienen restos de plantas. El contacto suprayacente con la Formación Tigre es transicional e infrayacente es discordante.

Formación Tigre (Cenomaniense – Campaniense): Dusembury (1960), consiste de areniscas masivas, glauconíticas, de grano fino, friables, de color verde a

gris; limolitas, lutitas carbonáceas y fosfáticas y capas delgadas de calizas dolomíticas de color gris.

Formación Merecure: TERCIARIO (Oligoceno-Mioceno Temprano) Estados Anzoátegui y Monagas. Referencia original: H. J. Funkhouser, L. C. Sass y H. D. Hedberg, 1948. p. 1870-1872.

Consideraciones históricas: Funkhouser et al. (1948) introdujeron el término Formación Merecure en el subsuelo de los campos petrolíferos de Anaco, para sustituir al término "Formación Periquito", que consideraron sinónimo innecesario debido a la reconocida equivalencia de "Periquito" con la "Formación" Merecure de Hedberg (1937) del afloramiento en Anzoátegui noroccidental. Hedberg (1947), en el área Mayor de Oficina, incluyó a Merecure en la parte basal de la Formación Oficina como las arenas "U". De Sisto (1960) notó lo anterior y revisó la sección tipo de la Formación Oficina (pozo Oficina-1) para definir el tope de la Formación Merecure en el tope de la Arena U-2, usanza seguida actualmente por la mayoría de los geólogos. De Sisto (1961) corroboró que las arenas de Merecure se extienden hasta el Campo Temblador. De Sisto (1972) describió al Grupo Merecure en el Campo La Vieja, indicando equivalencia con las Formaciones Naricual y Los Jabillos.

Peirson (1965-a) analizó las relaciones estratigráficas regionales de la Formación Merecure, y llegó a la conclusión de que Merecure equivale a "Chaguaramas basal" (Kiser, 1987), la cual equivale a Naricual.

Para González de Juana et al., (1980) la Formación Merecure, en el sentido moderno es el equivalente lateral arenoso del Grupo Merecure, definido en la Serranía del Interior, restringida al subsuelo de la cuenca de Venezuela oriental. Campos et al. (1985), debido a la ausencia de facies de lutitas típicas de la Formación Areo, emplean el nombre de Formación Merecure en el noreste de Anzoátegui (campos La Vieja, La Ceiba, Cerro Pelado, Santa Rosa, Quiamare, etc.), para

describir la secuencia penetrada por los pozos subyacentes a las formaciones Las Piedras, Capaya u Oficina, que suprayacen a la Formación Caratas.

Arnstein et al. (1985) analizaron los ciclos sedimentarios a través de las electrofacies y la bioestratigrafía, y establecieron la edad Oligoceno-Mioceno Temprano para la Formación Merecure, con la presencia de su "Zona Ciperensis" (Oligoceno) en pozos del área de Anaco y Santa Fé. En el área San Mateo-Anaco-Úrica, Campos et al. (op. cit.) describieron la estratigrafía de la Formación Merecure, entre otras.

Localidad tipo: La localidad tipo está en pozos no especificados del campo de Santa Ana, en la región de Anaco, estado Anzoátegui. Una sección columnar fue ilustrada por Funkhouser et al. (1948), donde muestran al perfil eléctrico del pozo AM-2 como "columna típica" del campo Santa Ana y al perfil del pozo Guarío-3 del campo San Joaquín.

Descripción litológica: Funkhouser et al. (op. cit.) la formación se compone más del 50% de areniscas, de color gris claro a oscuro, masivas, mal estratificadas y muy lenticulares, duras, de grano fino a grueso, incluso conglomerática, con estratificación cruzada y una variabilidad infinita de porosidad y permeabilidad; el crecimiento secundario de cuarzo es común. Se separan por láminas e intervalos delgados de lutitas de color gris oscuro a negro, carbonáceas, irregularmente laminadas, algunas arcilitas ferruginosas y ocasionales lignitos. En general, la litología del subsuelo es similar a la del afloramiento. Se caracteriza por un conjunto mineralógico sencillo, aunque localmente el conjunto granate-cloritoide de la Formación Oficina se extiende a Merecure; brookita y anatasa son más abundantes que en Oficina. De Sisto (1972) reportó la presencia de calizas orbitoidales en la base de su "Formación Los Jabillos" al oeste del Campo La Vieja.

Para Campos et al., (1985) en el pozo La Vieja 1, el intervalo comprendido entre 1.870 y 4.210' de profundidad, representa a la unidad. El intervalo inferior (3.698-4.210') se caracteriza por el predominio de areniscas masivas, con algunas intercalaciones de capas delgadas de lutitas y una capa de lignito; las areniscas se presentan en paquetes de hasta 90' de espesor. En el intervalo comprendido entre 2.912 y 3.698', las lutitas y lignitos son más abundantes que en el intervalo inferior, mientras que en el intervalo 1.870-2.912', las areniscas se presentan en capas delgadas y los paquetes de lutitas llegan a alcanzar hasta más de 60' de espesor.

Hacia el suroeste (campos La Ceiba y Santa Rosa), la parte superior de la unidad se hace más arenosa. En los registros eléctricos se observa la existencia de picos casi continuos en la curva de SP, mientras que la resistividad es alta, independientemente de la existencia o no de hidrocarburos.

Espesor: Funkhouser et al. (1948) mencionaron un espesor máximo de 520 m (1.900 pies), ilustrado en el registro eléctrico del pozo Guarío N° 3. Mencher et al. (1953) señalaron un espesor total de 494 m (1.800 pies) en el campo Toco. (Léxico Estratigráfico de Venezuela, 1970). Según Campos et al. (op. cit.) el espesor de la unidad es de 2.340' en el pozo La Vieja 1 (tope erosionado), 2.162' en el pozo CG-18X y de aproximadamente 2000' en el campo Santa Rosa.

La formación se adelgaza hacia el sur hasta acunarse, por debajo de la Formación Oficina, en los límites sur del Área Mayor de Oficina.

Extensión geográfica: La Formación Merecure es reconocida en el subsuelo de la subcuenca de Maturín, al sur del frente de deformación y en los campos de Anaco.

Expresión sísmica: El tope de Merecure constituye un reflector regional en toda la cuenca, debido al contraste acústico entre las areniscas masivas (Merecure) y la alternancia de arenisca-lutita (Oficina).

La expresión de la unidad en los registros eléctricos, con picos casi continuos, muestra contraste marcado con los picos discontinuos de la Formación Oficina.

Expresión topográfica: La formación es una unidad netamente del subsuelo.

Contactos: Se presume una marcada discordancia basal por encima del Grupo Temblador del Cretácico, que, sin embargo, no está bien documentada. El contacto superior con la Formación Oficina es de aparente concordancia, pese al marcado cambio litológico a ese nivel. Por consideraciones regionales, se presume que tanto el tope como la base de la Formación Merecure, se hacen más jóvenes hacia el sur y reflejan el avance del mar de Oficina en esa dirección. (LEV II, 1970); González de Juana et al. (op. cit.). Para Campos et al. (op. cit.) la Formación Merecure, en el noreste de Anzoátegui, subyace concordantemente a las Formaciones Oficina o Capaya y discordantemente a la Formación Las Piedras; el contacto inferior de la unidad, a pesar de la aparente concordancia sobre la Formación Caratas, representa un hiatus. Es probablemente de contacto transicional lateralmente con la parte inferior de la Formación Carapita.

Fósiles: En L.E.V. II (op. cit.) mencionan escasos foraminíferos arenáceos y abundantes restos de plantas en la Formación Merecure.

Campos et al. (op. cit.) mencionan la siguiente fauna: en el pozo La Vieja-1X: el intervalo 1.870-2.500' corresponde a la parte inferior de la Zona Eggerella 3/7, mientras que el intervalo 2.500-4.210' representa la Zona Ammobaculites-Grupo 1. El intervalo 1.870-2.185' representa la Zónula Ostrácodo-40-Trochammina 5, y entre las especies figuran Ostrácodo 40, Trochammina laevigata y Milammina fusca. El

intervalo 2.185-2.500' presenta *Eggerella* sp. aff. *Eggerella scabra*, *Ammonia beccarii*, *Ammobaculites* sp. aff. *Ammobaculites salsus*, *Globigerina* sp., Gasterópodos y Ostrácodos. El intervalo 2500-3085' contiene *Quinqueloculina* 9, *Trochammina* 5, *Ammobaculites* 1, Gasterópodos, Pelecypodos y Ostrácodos. Entre 3.655 y 3.685' aparece el Horizonte *Textularia* 18, caracterizado por *Allorphina* cf. 1, *Discorbis* sp., *Globigerina* 2, *Lagena sulcata*, *Nonion* 1, *Textularia* 18 y *Trochammina* sp.

Arnstein et al.;1985, identificaron la Zona de foraminíferos *Globigerina ciproensis* del Oligoceno, y especies planctónicas del Mioceno Temprano en pozos de los Áreas Mayores de Anaco y Oficina.

Edad: Arnstein et al; plantean que la Formación *Merecure*, del flanco sur de la subcuenca de Maturín, es de edad Mioceno Medio, mientras que en la región noreste, la unidad equivalente es Oligoceno y está representada por las formaciones *Los Jabillos*, *Areo* y *Naricual*.

En el LEV (op. cit.), se le asigna una edad Oligoceno a Mioceno Temprano, sin mayores explicaciones. González de Juana et al. (op. cit.), en base a consideraciones regionales, admiten que la unidad se hace más joven hacia el sur Campos et al. (op. cit.), por consideraciones regionales y su equivalencia lateral con el conjunto de las Formaciones *Los Jabillos*, *Areo* y *Naricual*, proponen una edad Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano para la Formación *Merecure*, dejando abierta la posibilidad de que se haga más joven hacia el sur.

Cabrera y Di Gianni (1994) indicaron la edad Mioceno Temprano para el intervalo *Merecure*-Oficina.

Correlación: Litológicamente la Formación *Merecure* es diacrónicamente correlativa del Grupo *Merecure* del flanco norte de la cuenca, pero la Formación

Areo, integrante de este grupo, desapareció hacia el sur por acuñamiento, al perder las aguas la necesaria profundidad. Cronoestratigráficamente, las formaciones Merecure, Oficina y parte inferior de Freites, son correlativas de la Formación Carapita.

La Formación Merecure de los campos de Anaco se correlaciona con confianza por electrofacies, a través de los pozos de Chaparrito, Guarico-9.1, Las Ollas, Anibal, Retumbo y el Campo Ipire-7 con la parte basal de la Formación Chaguaramas, y esta a su vez, se correlaciona con las formaciones Naricual/Quebradón del piedemonte de Guárico y de la localidad tipo de Naricual. Por lo tanto, la Formación Merecure del flanco sur de la subcuenca de Maturín se correlaciona aproximadamente con la Formación Naricual del flanco norte, lo cual indica que la Formación Los Jabillos está sobrelapada por Naricual desde el norte hacia el sur. Según la interpretación de De Sisto (1972), los 183 m inferior de "Merecure" pertenecen a la Formación Los Jabillos, y los 610 m superiores a la Formación Merecure *sensu stricto*. Como clástico basal de la transgresión regional del Eoceno Tardío-Mioceno Temprano, es equivalente estratigráfico del Miembro Arauca de la Formación Guafita del estado Apure y con la Formación Carbonera de la cuenca de Maracaibo.

Paleoambientes: La sedimentación de la Formación Merecure ocurrió en aguas dulces a salobres. Campos et al. (op. cit.) interpretan un ambiente variable de lagunas y aguas salobres a francamente marinas. El ambiente es típico de clásticos basales transgresivos depositados por corrientes fluviales entrelazadas y, en posición mas distal, por condiciones deltaicas. Las areniscas se orientan preferencialmente en sentido aproximadamente norte-sur. En el subsuelo del campo de Onado, el ambiente sedimentario de la Formación Merecure parece ser deltaico, del lado continental del delta (González de Juana et al., op. cit.).

Importancia económica: La Formación Merecure representa, junto con la Formación Oficina, las principales unidades productoras de hidrocarburos en la cuenca Oriental.

Formación Oficina : TERCIARIO (Mioceno Temprano - Medio), Estados Anzoátegui y Monagas. Referencia original: H. D. Hedberg, L. C. Sass y H. J. Funkhouser, 1947, p. 2107-2108.

Consideraciones históricas: Hedberg et al. (1947) fueron los primeros en publicar el nombre de la Formación Oficina. Funkhouser et al. (1948) diferenciaron siete miembros dentro de esta formación, en el área de Anaco. Hedberg (1950) incluyó la Formación Oficina dentro del Grupo Santa Inés. Mencher et al. (1951, 1953) reconocieron la Formación Oficina en el campo petrolero de Temblador. Taylor (1962) propuso la subdivisión de la Formación Oficina en los miembros Mamey, San Isidro y Unare. Campos et al. (1985) emplearon el nombre Formación Oficina, para designar los sedimentos miocenos de plataforma que existen en el área de Quiamare, los cuales habían sido incluidos por otros autores, dentro de la Formación Capiricual. Arnstein et al. (1985) destacan que la Formación Oficina de los campos de Anaco y de la subcuenca de Maturín, pertenecen a ciclos sedimentarios diferentes, por lo cual no debe utilizarse un solo nombre formacional. Audemar et al. (1985) se refieren a la Formación Oficina de la faja petrolífera del Orinoco.

Localidad tipo: La sección tipo se encuentra en el pozo Oficina N° 1 (OG-1), ubicado en el distrito Freites, estado Anzoátegui.

Descripción litológica: Hedberg et al. (op. cit.) describen la Formación Oficina como "una alternancia de lutitas grises, gris oscuro y gris marrón, intercaladas e interestratificadas con areniscas y limolitas de color claro y grano fino a grueso. Componentes menores, pero importantes de la unidad, son las capas delgadas de lignitos y lutitas ligníticas, arcilitas verde y gris claro, con esférulas de siderita,

areniscas siderítico-glauconíticas y calizas delgadas con estructuras como en cono. El material carbonoso es común, y en algunos pozos pueden encontrarse hasta 40 ó 50 capas de lignito, que varían desde pocos centímetros hasta 60 cm. de espesor y que son de considerable valor en las correlaciones. Muchas de las areniscas pueden ser llamadas asperones, otras son conglomeráticas, con guijarros de cuarzo y ftañita. En general, las areniscas se hacen más abundantes, de mayor espesor y de grano más grueso hacia la base de la formación. Un conjunto de minerales pesados granate-cloritoide, caracteriza la formación en la parte occidental del área mayor de Oficina; sin embargo, el cloritoide disminuye con la profundidad y hacia el este, y así en la parte oriental del área mayor de Oficina, este conjunto granate-cloritoide es reemplazado por el conjunto granate-estauroлита con abundante ilmenita".

La Formación Oficina del área de Anaco tiene más lutitas que en el área tipo (Funkhouser et al.; op. cit.). La Formación Oficina, del área mayor de Temblador, es más arenosa que en los campos de Anaco y Área Mayor de Oficina, por su mayor cercanía al borde sur de la cuenca (González de Juana et al., 1980). Las características y naturaleza sedimentaria de las arenas de Oficina, han sido descritas y analizadas por Passega (1953, 1954), Probst (1953), Passega et al. (1958) y Alberding et al. (1958). Banks (1958) indicó que los lignitos constituyen un elemento característico de la unidad, alcanzando un promedio de 2% del volumen total en Anzoátegui central. El número de las capas de carbón varía desde 75 en el área mayor de Oficina, hasta 120 en el área de Anaco. Audemar et al. (1985) describen la Formación Oficina de la faja petrolífera del Orinoco, dividiéndola en tres unidades: la Unidad I (Miembro Morichal del área de Cerro Negro; Formación Oficina Inferior en Zuata) caracterizada por areniscas masivas progradantes y la intercalación de lutitas y areniscas transgresivas; la Unidad II (Miembro Yabo del área de Cerro Negro; Formación Oficina Media en Zuata) representa una secuencia lutítica con intercalaciones ocasionales de areniscas y limolitas; la Unidad III (miembros Jobo y Pílon del área de Cerro Negro; Formación Oficina Superior de Zuata) es una secuencia predominantemente arenosa.

Espesor: En el área tipo, el espesor de la Formación Oficina varía de 2000 a 4000' (Hedberg et al., op. cit.). En los campos de Anaco varía entre 7.800 y 10.600' (Funkhouser et al., op. cit.). El espesor de la unidad en el área de Temblador es de 600', que aumenta hacia el oeste (Mencher et al., 1951). Según González de Juana et al. (1980, op. cit.), el espesor de la Formación Oficina aumenta desde los bordes de la cuenca hacia su eje: 220-275 m en Temblador, 600 a más de 1400 m en el área mayor de Oficina, más de 2000 m en Anaco y unos 1000 m en Anzoátegui nororiental. Campos et al. (1985, op. cit.) mencionan que el espesor de la Formación Oficina en el área de Anaco, es de unos 6550', el cual disminuye hacia cerro Pelado, por efectos de la erosión ocurrida antes de la sedimentación de la Formación Las Piedras.

Extensión geográfica: La Formación Oficina ha sido reconocida en el subsuelo de los estados Anzoátegui y Monagas, formando parte de las unidades de la cuenca oriental. Aflora en la superficie de los domos de Santa Ana y San Joaquín y en las cercanías del campo Cerro Pelado.

Contactos: El contacto inferior de la formación puede ser discordante sobre unidades cretácicas (Hedberg et al., op. cit.) o más antiguas (Audemar et al., op. cit.), así como también, concordante sobre la Formación Merecure (Funkhouser et al., op. cit.). Arnstein et al. (op. cit.) reconocen en el pozo SFV-9, al sur del corrimiento de Anaco, la existencia de una discordancia dentro de un intervalo asignado a la Formación Oficina; consideran que dicha discordancia, separa dos ciclos sedimentarios diferentes representativos del Mioceno medio y del Oligoceno; proponen, además, que la Formación Oficina descansa concordantemente sobre la Formación Merecure en los pozos Mata 11-14 y Mata 5-174 de la subcuenca de Maturín.

El contacto superior de la Formación Oficina con la Formación Freites, ha sido definido como concordante, por la mayoría de los autores. Campos et al. (op. cit.) proponen que en el campo Quiamare, la Formación Oficina subyace

concordantemente a la Formación Quiamare; en el campo de Cerro Pelado está discordante bajo la Formación Las Piedras, mientras que en la mayor parte del área de Anaco, su tope es concordante con la base de la Formación Freites.

La Formación Oficina pasa lateralmente a la Formación Carapita y a la parte media y superior de la Formación Chaguaramas (González de Juana et al., op. cit.).

Fósiles: Funkhouser et al. (op. cit.) reconocieron los géneros titulares de las zonas informales: Bolivina, Operculinoides, Robulos, Elphidium, Rotalia y Buliminella, los cuales permiten deducir el ambiente sedimentario de la Formación, Sulek (1961) indicó que el tope de la Formación Oficina coincide con la extinción del fósil índice zonal de Globorotalia fohsi. El genero Globigerinoides (foraminífero planctónico), fue descrito originalmente dentro de esta Formación (Bolli, 1962). Germeraad et al. (1968), dentro de su zonación del área del Caribe, establecieron que la Formación Oficina del pozo OG-2 corresponde a las zonas Multimarginites vanderhammeni, Psiladiporites mínimus y Jandoufouria seamrogiformis. Campos et al. (op. cit.) mencionan que muy cerca del tope del Miembro Verde (nomenclatura informal de Meneven-Corpoven), en el pozo RG-195 S (campo Santa Rosa), se encontró el nannofósil Helicosphaera ampliaperta; igualmente, consideran que la parte inferior de Oficina corresponde a las zonas Globorotalia peripheroronda y Praeorbulina glomerosa, de la zonación de Stainforth et al. (1975). Audemar et al. (op. cit.) dentro de la Unidad II, en los pozos MA-107 y CNX-5 del área Cerro Negro, indican la presencia del nannofósil Discoaster exilis; en el pozo CNX-1, dentro de la misma unidad, mencionan la presencia de Globorotalia fohsi fohsi; igualmente, y de la misma unidad en los pozos MFA-1S, MA-107, SE-2, SE-14, SE-12 y PCN-7, destacan la presencia del palinomorfo Verrutricolporites rotundiporis; esta misma zona de palinomorfos fue encontrada dentro de la Formación Oficina Inferior del área de Zuata. Arnstein et al. (1985) mencionan la presencia de las zonas de foraminíferos planctónicos Globorotalia fohsi lobata-robusta y Globigerina ampliapertura (zonación de Stainforth, 1975), dentro de intervalos asignados a la

Formación Oficina en el pozo SFV-9; igualmente, en la Formación Oficina del pozo RZ-50 S, señalan la existencia de las zonas de Stainforth et al. (1975) *Globigerinatella insueta*, *Globorotalia kuglieri* a *Catapsydrax stainforthi* y *Globorotalia opima opima* a *Globigerina ciproensis*. Lorente (1986) reconoce las zonas de palinomorfos *Verrutricolporites*, *Psicadiporites* y *Crassorettriletes* en los intervalos de la Formación Oficina de los pozos Oficina 1 (OG-1X), NZZ-154X, NZZ-159X, Panchita 1X y Pariaguán-1X. Muller et al. (1987; 1985, Tabla I) y siguiendo su zonación para el norte de América del Sur, distinguen dentro de la Formación, las siguientes zonas de palinomorfos: Zona 26 (*Verrutricolporites rotundiporis* - *Echidiporites barbeitoensis*); Zona 27 (*Echitricolporites maristellae* - *Psiladiporites minimus*) y Zona 28 (*Crassorettriletes vanraadshooveni*).

Edad: Hedberg et al. (1947) la consideran del Oligoceno-Mioceno. Funkhouser et al. (op. cit.) postulan que la edad de la Formación Oficina va desde el Oligoceno medio, al Mioceno medio. Sulek (1961) considera que el tope de Oficina corresponde al Mioceno medio. Germeraad et al. (1968) consideran que la Formación Oficina del pozo OG-2, es de edad Mioceno inferior a medio. Campos et al. (1985) postulan una edad Mioceno inferior a medio para la Formación Oficina, en el noreste de Anzoátegui. Arnstein et al. (1985) mencionan que Oficina y Carapita superior, constituyen las unidades litoestratigráficas representativas del Mioceno medio, al sur del corrimiento de Anaco (pozo SFV-9), mientras que la llamada Formación Oficina al norte de dicho corrimiento (campos de Anaco), pertenece a otro ciclo sedimentario y es de edad Mioceno inferior, tal como ocurre en el pozo RZ-50 S. Audemar et al. (1985) señalan que el pico máximo de transgresión observado en la Unidad II de la faja petrolífera del Orinoco, tiene una edad Mioceno medio temprano, mientras que los clásticos basales de la Unidad I, pudiesen corresponder a la parte superior del Mioceno inferior. Lorente (1980) asigna una edad Mioceno inferior a medio para la Formación Oficina, en varios pozos de la cuenca oriental. Muller et al. (1987; 1985, Tabla I) y Campos et al. (1988), concuerdan en que la Formación Oficina pertenece al Mioceno inferior y medio.

Correlación: Las publicaciones antiguas (Hedberg et al., 1947; Funkhouser et al., 1948; Hedberg, 1950) relacionaban la Formación Oficina con parte de la Formación o Grupo Santa Inés del norte de Anzoátegui, y con parte de la Formación Brasso de Trinidad. La Formación Oficina se correlaciona por transición lateral directa con las formaciones del Mioceno inferior y medio, depositadas en diferentes sectores de la cuenca: parte media y superior de la Formación Chaguaramas (subcuenca de Guárico), la combinación de las Formaciones Capiricual y Quiamare (norte de Anzoátegui) y gran parte de la Formación Carapita (L.E.V, 1970). Arnstein et al. (1985), niegan la correlación de lo que se llama Formación Oficina al norte y al sur del corrimiento de Anaco; consideran, además, que la Formación Oficina correlaciona con la parte superior de la Formación Carapita. La Formación Oficina de Zuata y Cerro Negro correlaciona con las unidades I, II y parte de la III descritas por Audemar et al. (1985) en la faja petrolífera del Orinoco.

Paleoambientes: Para Hedberg et al. (1947) la sedimentación de la Formación Oficina se inicia en condiciones de aguas dulces o salobres, continuando con repetidas alternancias de ambientes marinos someros, salobres y pantanosos; en general, las condiciones se hacen más marinas de oeste a este y de sur a norte. Funkhouser et al. (1948, Passega (1953, 1954), Probst (1953), Passega et al. (1958) y Alberding et al. (1958), concuerdan con dichas condiciones de sedimentación. González de Juana et al. (1980) y Méndez (1985), consideran que la Formación Oficina se sedimentó en un inmenso complejo fluvio-deltaico, donde son comunes las arenas lenticulares y de relleno de canales de ríos. Campos et al. (1985) establecen que la Formación Oficina del norte del corrimiento de Anaco, se acumuló en condiciones marinas marginales a neríticas, con una mayor influencia marina en la parte media. Para Audemar et al. (1985) la parte inferior de la Formación Oficina se inicia con una progradación (relleno de paleotopografía) seguida por una transgresión (sistema playa-isla de barrera); posteriormente, se establecen condiciones de costa afuera en las áreas de cerro Negro y Hamaca, mientras que hacia Zuata, prevalecieron ambientes más restringidos influenciados probablemente por mareas; la formación

termina con la instalación de un delta progradante. Para Campos et al. (1988), el ambiente sedimentario de la llamada Formación Oficina en el norte del área mayor de Oficina, puede resumirse como repeticiones de ciclos caracterizados por transgresiones marinas, asociadas a caídas del nivel del mar, y progradaciones de la plataforma.

Importancia económica: Las arenas de la Formación Oficina, constituyen los principales yacimientos petrolíferos en la mayoría de los campos de la cuenca oriental. Las lutitas de la unidad han sido consideradas por algunos autores, como posible roca generadora de hidrocarburos (Hedberg, 1950; Méndez, 1985).

Formación Freites (Terciario: Mioceno medio a Mioceno Tardío Basal): Hedberg (1947), compuesta principalmente por lutitas fisiles a gris verdosas, pero litológicamente dividido en tres intervalos con base a la presencia de areniscas cerca del tope y de la base, en contraste con la Plan de Desarrollo la parte media y mayor de la unidad, esencialmente lutítica. La Formación freites representa la primera evidencia regional de transgresión marina somera, sin restricciones.

Formación Las Piedras (Terciario: Mioceno Superior – Plioceno): González de Juana (1946), Hedberg y Sass (1950), caracterizan litológicamente a la formación en areniscas micáceas, friables, de grano fino y colores gris claro a gris verdoso, interlaminadas con lutitas gris a verdoso, arcilitas sideríticas, grises, lutitas ligníticas y lignitos. Su contacto suprayacente e infrayacente con las Formaciones Freites y Mesa, es concordante.

Formación Mesa (Plioceno – Pleistoceno): González de Juana (1946), consiste en arenas de grano grueso y gravas, con cemento ferruginoso cementadas y muy duras; conglomerados ferruginos casi negro, arenas blanco-amarillentas, rojo y púrpura, con estratificación cruzada. Su contacto con la Formación Las Piedras (infrayacente) es concordante.

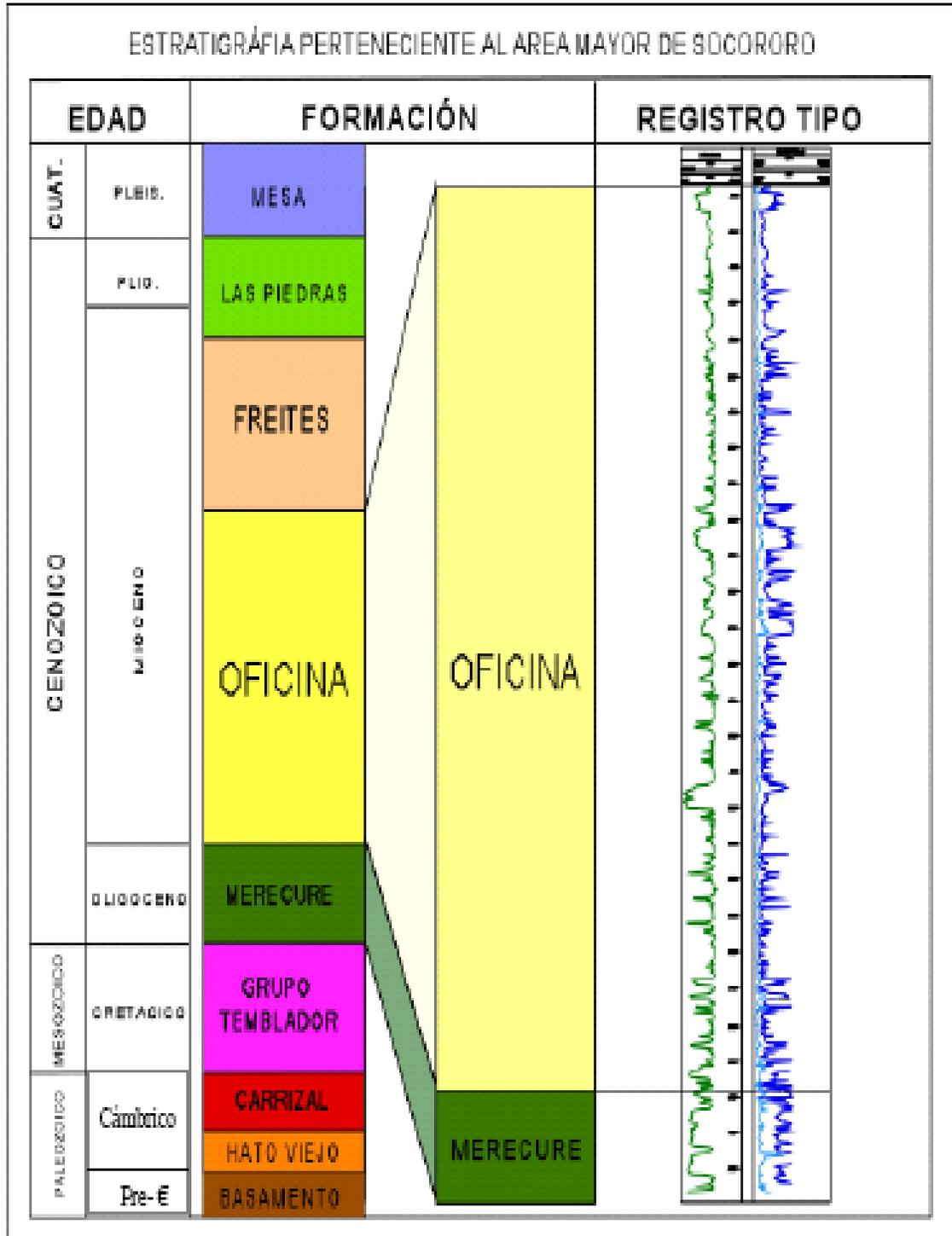


Figura 15.- Estratigrafía perteneciente al Área Mayor de Socororo (Tomado de Plan de Negocios de PetroUCV, 2002).

CAPITULO IV

MARCO TEORICO

4.1.- FACIES SEDIMENTARIAS

4.1.1.- Facies

Una facies es un conjunto de roca que posee características litológicas, composicionales, estructurales, paleontológicas, estructuras sedimentarias y texturales que la diferencian de las rocas infrayacentes y suprayacentes de un sección.

Una facies puede definir un tipo característico de roca que fue formada bajo algunas condiciones particulares de sedimentación, las cuales son evidencia de un ambiente y proceso de depositación.

4.1.2.- Descripción de las Facies

La descripción de facies comprende tanto la litofacies como la biofacies de un cuerpo rocoso, los cuales son atributos que pueden ser observados en dicho cuerpo rocoso para luego ser interpretados en términos de procesos depositacionales y biológicos (Miall, 1990).

Una litofacies es una unidad rocosa definida en base a sus semejanzas litológicas, incluyendo composición, tamaño de grano, características de la estratificación y estructuras sedimentarias que se formaron durante la depositación (Miall, 1990).

Una biofacies es un término complementario el cual se basa en los aspectos paleontológicos, cuerpos de fósiles y/o huellas fósiles, y a las condiciones biológicas reinantes durante la depositación una unidad rocosa (Miall, 1990).

4.1.3.- Relaciones de Facies

Johannes Walther en su ley de facies de 1894, indica que las facies que se encuentren en una secuencia vertical concordante han sido formadas en ambientes lateralmente adyacentes y que las facies en contacto vertical deben ser producto de ambientes geográficamente vecinos, donde la sucesión vertical de facies refleja la yuxtaposición de dichos ambientes.

La Ley de Walther se puede solo aplicar en sucesiones sin interrupciones mayores, ya que una interrupción en la sucesión reflejada por un contacto erosivo o abrupto es indicio de cambios en el ambiente de depositación y comienzo de ciclos de sedimentación, con la ocurrencia de gran variedad de ambientes de cuyo producto fue subsecuentemente removido.

Las facies pueden encontrarse entre sí formando tres tipos distintos de contactos estos son principalmente los siguientes: los contactos agradacionales, contactos abruptos y los contactos erosivos. En algunos contactos de facies se pueden encontrar deformaciones, diagénesis, horadaciones, etc.; con lo cual las facies infrayacentes pueden llegar a invertirse o mezclarse (Reading & Elliot, 1986).

4.1.4.- Análisis de Facies

El análisis de facies en el subsuelo se puede realizar con los núcleos de pozos, registros eléctricos y con ambos cuando se dispone de ellos. Al utilizar núcleos de pozos es parecido al realizar un análisis de facies en un afloramiento pero con las limitaciones de que el diámetro de los núcleos es de pocos centímetros (generalmente 9 cm), y no se pueden observar todas las estructuras sedimentarias presentes en las formaciones penetradas. A través de registros de pozos se puede obtener alguna información básica acerca del subsuelo en cuanto a espesores, litología, propiedades

petrofísicas y fluidos presentes en las formaciones perforadas, en base a las respuesta de las curvas; pero no se pueden determinar de forma directa la litología y el tamaño de grano como en un núcleo.

En una zona donde se disponga tanto de registros de pozos como de núcleos de pozos, es ideal concatenar la información obtenida de ambos para realizar un análisis de facies más detallado de la zona.

El análisis de una facies por separado no es de mucha ayuda a la hora de realizar una interpretación ambiental en un medio sedimentario específico, por lo tanto se analizan las facies infrayacentes y suprayacente de una facies en particular las cuales poseen relaciones genéticas entre sí. Este conjunto de dos o más facies relacionadas genéticamente constituyen una ASOCIACIÓN DE FACIES, la cual puede representar los procesos característicos de un ambiente particular.

Cuando se tiene una secuencia vertical continúa constituida por un conjunto de facies relacionadas genéticamente y bien delimitadas por contactos abruptos se puede decir que las distintas tipos de facies se formaron en ambientes adyacentes lateralmente, los cuales son consecuencia de cambios en los ambientes dominantes a través del tiempo (Walthers).

A la hora de realizar un análisis de facies se debe tener en cuenta que los medios sedimentarios no poseen un comportamiento homogéneo en su forma de depositación y además las zonas de depositación pueden variar rápidamente. Por lo tanto, se debe tener presente que la idea de que los sedimentos se encuentran en estratos depositados uno sobre otro en forma horizontal y en grandes extensiones laterales es una condición muy idealizada y pocas veces vista.

Las facies se han analizado de una forma más sencilla describiéndolas en secuencias de rocas de grandes espesores interestratificadas gracias a que los regímenes de depositación se comportan de forma cíclica.

4.1.5.- Secuencias de Facies

Las secuencias de facies son una serie de facies las cuales están limitadas generalmente en su base y tope por periodos de no depositación (hiatos), por contacto contactos erosivos o capas marcadoras; donde se pasa de una facies a otra de forma gradual.

Las principales secuencias de facies que caracterizan los ambientes depositacionales están definidas por la variación del tamaño de grano de la rocas a partir de un contacto erosivo o abrupto. En donde se tiene aumento de tamaño de grano de base a tope nos encontramos en una secuencia grado creciente, y donde el tamaño de disminuye de base a tope la secuencia de facies es grano decreciente (Walter & James, 1992).

4.2.- CORRELACIONES ESTRATIGRAFICAS

Para realizar el análisis de un ambiente depositacional y los procesos que generaron es necesario correlacionar las características presentes en toda la sección que abarca dicho ambiente depositacional. Dentro de estas características tenemos la variación de la litología, la variación de los espesores de los estratos y capas, etc.

Por lo tanto, se debe tener mucho cuidado al realizar la correlación de las unidades estratigráficas debido a que una excelente correlación garantiza secciones estratigráficas y mapas acertados generando como producto final un análisis de facies correcto (Walter & James, 1992).

Existen varias técnicas para la correlación de unidades estratigráficas pero las más utilizadas en estos momentos son las siguientes: Capas marcadoras, Ajustes por patrones y Técnica de porción (Walter & James, 1992).

4.2.1.- Correlación con Capas marcadoras

Es el método más utilizado a la hora de realizar una correlación, en este método se identifican las respuestas de las curvas de ciertas capas o conjunto de las cuales se extienden a lo largo de la mayoría o totalidad de sección a correlacionar. Este criterio se realiza sin tomar en cuenta el origen de la secuencia o capa escogida como marcador; este marcador puede coincidir con superficies alloestratigráficas de importancia regional (Walter & James, 1992).

Las capas marcadoras generalmente suelen ser capas delgadas, de extensión regional, y son depositadas principalmente paralelas al nivel de mar. Estas capas sirven como excelentes marcadores de datum estratigráficos para la reconstrucción de antiguas superficies erosionadas, determinar las tasas y dirección de la sedimentación y divergencia en cuencas sedimentarias, y para establecer las pulsaciones paleodepositacional de una zona (Busch & Link).

Las capas marcadoras más utilizadas para realizar correlaciones son las siguientes:

1. Calizas delgadas
2. Bentonitas
3. Carbones
4. Evaporitas
5. Margas
6. Arcillas marinas delgadas
7. Radiactivas “ hot streaks ”

8. Fósiles índices, Zonas faunales o florales

Ninguna de estas capas marcadoras son infalibles ya que existen ciertas excepciones en cada instancia. Las capas marcadoras potenciales son subparalelas a la dirección de los pulsos paleodepositacionales y generalmente divergen en un porcentaje uniforme en dirección de la pendiente de la cuenca. Es solamente cuando dos o más de estas exhiben esas características que cualquiera puede ser utilizada como un dato de referencia en la construcción de un perfil estratigráfico o en la reconstrucción de las pendientes paleodepositacionales (Busch & Link).

Las calizas delgadas son las capas marcadoras utilizadas más frecuentemente. Las bentonitas son quizás las más esparcidas y representan el intervalo más corto del tiempo geológico. Las capas de carbón requieren de un uso cuidadoso ya que pueden ser bastantes lenticulares y pueden posiblemente traspasar o cruzar las líneas de tiempo si son trazadas por encima de una secuencia muy grande. Las capas de evaporitas (yeso o anidrita) siendo precipitados químicos, hacen unas capas marcadoras excelentes y son fácilmente correlacionables en los registros. Desafortunadamente, estas no se presentan tan abundantemente en la secuencia estratigráfica como otras capas marcadores.

Las margas frecuentemente son extensiones de rocas arenosas que fueron depositadas en las porciones mas bajas del ambiente nerítico. Como tal pueden tener una tendencia lineal de muchas millas en la dirección de las pulsaciones paleodepositacionales, pero con un ancho mucho mas limitado.

El uso de las capas delgadas de arcillas como marcadores de tiempo requiere de un considerable juicio. Quizás su mejor aplicación como data referencial es en las secuencias depositadas bajo regimenenes de cambios en el nivel eustático del mar; definiendo superficies de inundación o de máxima inundación.

Una superficie de inundación marina es una superficie que separa los estratos más jóvenes de los más antiguos, a través de la cual existe evidencia de un incremento abrupto en la profundidad del agua. Esta profundización generalmente se encuentra acompañada por la erosión submarina menor (ausencia de erosión subaérea o cambio de facies hacia la cuenca) y no depositación, y puede existir un pequeño hiato (Van Wagoner et al; 1988). Las superficies de máxima inundación marina son planares y comúnmente solo exhiben un relieve topográfico menor, el cual está en el orden de varias pulgadas a decenas de pies. La superficie de de inundación comúnmente tiene una superficie correlativa en la llanura de costera y una superficie en la plataforma (figura 16).

Existen muchas cuencas donde las arcillas marinas gruesas dominan la secuencia estratigráfica y las primeras seis capas marcadoras previamente mencionadas, pueden tener muy poco o ningún valor. Al utilizar los registros de rayos gamma de las secciones de arcillas marinas gruesa, no obstante, uno puede casi encontrar invariablemente “hot streaks” que tienen una significancia de tiempo estratigráfico. Estas son manifestaciones de intervalos delgados de radiación de rayos gamma relativamente altos, debido a que estas emisiones de rayos gamma son medidas en dos valores complementarios, un valor de las emisiones producidas por los minerales potasio y torio, y el otro valor correspondiente a las emisiones producidas por los minerales de uranio. La anomalía radioactiva se presenta cuando los valores de los minerales que contienen uranio se incrementan exponencialmente debido a la formación de uranio autigénico en zonas de sedimentación restringida y anóxica; lo que hace que la curva de rayos gamma total presente valores fuera de los rangos normales para las lutitas.(figura 17).

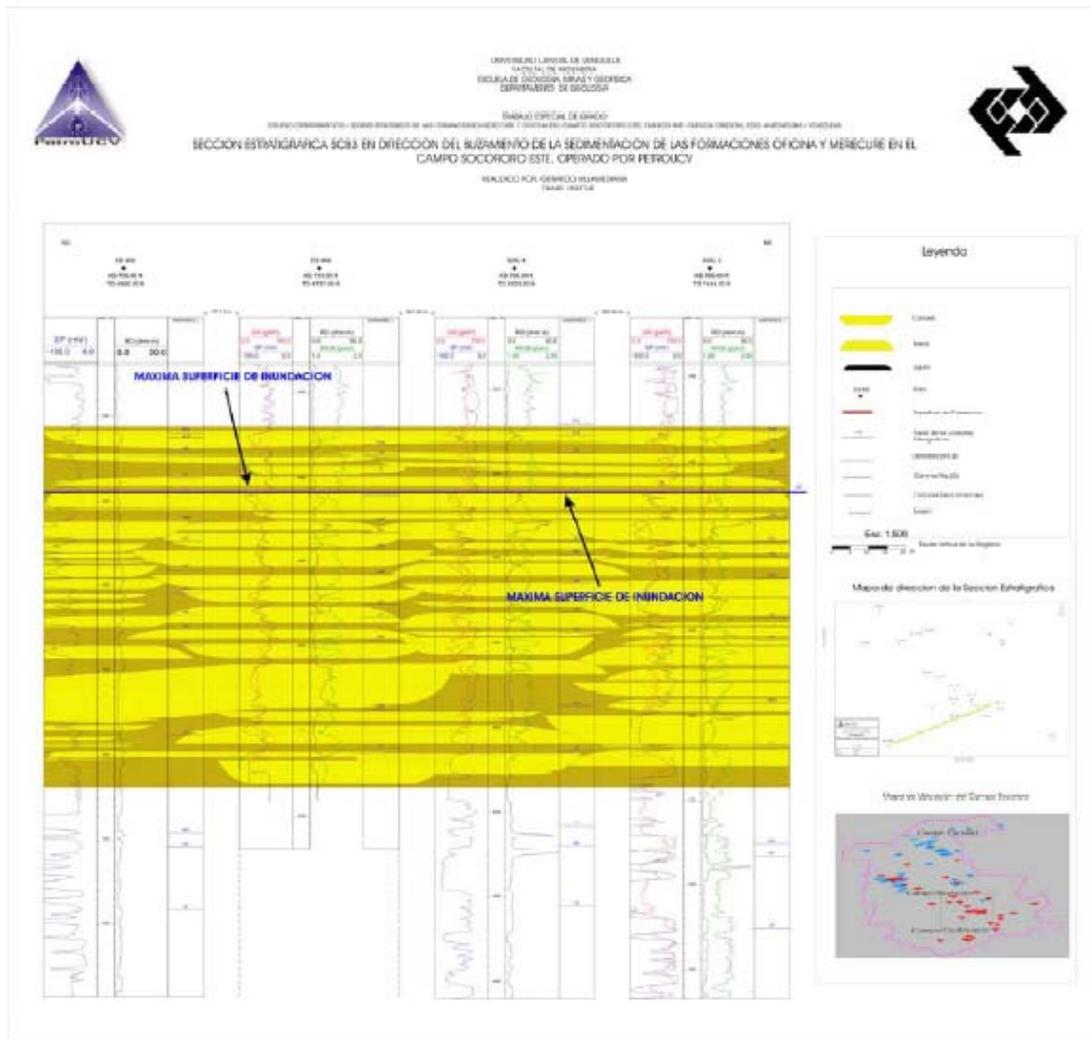


Figura 16.- Marcador Estratigráfico M1 el cual representa una Superficie de Máxima Inundación.

4.2.2.- Correlación de Ajuste por patrones

Este método de correlación se basa en ajustar la respuesta de los registros eléctricos a la profundidad de las unidades que se desean correlacionar para agruparlos en sucesiones verticales de facies, sucesiones de facies sobreimpuestas o unidades límites-discordantes. Las respuestas de las curvas son observadas y correlacionadas en intervalos largos o sucesiones y no picos dentro de cada sucesión (Walter & James, 1992).

Con el ajuste por patrones se pueden correlacionar secuencias estratigráficas donde han ocurrido cambios laterales de facies, litología o espesores; ya que se pueden correlacionar los registros de pozos vecinos sobreponiendo un registro sobre el otro, para luego mover hacia arriba y hacia abajo uno de los dos perfiles hasta hacer coincidir las curvas de la mejor forma. Con este método cuando se observan repeticiones o pérdidas de secuencias en los registros de pozos se pueden identificar cambios laterales de facies, espesores, la presencia de fallas o tectonismo sinsedimentario.

4.2.3.- Correlación de Técnica de la porción

Es un método que se utiliza cuando los dos métodos anteriores no arrojan resultados y consiste en dividir los intervalos de la secuencia sedimentaria en porciones de forma arbitraria con espesores constantes o proporcionales.

Esta no es una correlación verdadera sino que con ella se pretende subdividir una sección la cual no se puede subdividir de ninguna otra forma. Es una técnica que genera muchos errores ya que con ella se asume que todas las líneas de tiempo son horizontales lo cual no es cierto por lo tanto se utiliza como última opción en depósitos continentales donde no existen capas continuas ni sucesiones de facies de buena extensión lateral.

4.3.- PERFILES DE POZOS

Los perfiles de pozos es una herramienta de exploración petrofísica utilizado en la industria petrolera, el cual se obtiene al grabar las señales que son emitidas de una sonda que posee tres electrodos los cuales transmiten corriente eléctrica a la pared del hoyo del pozo. Estos perfiles de pozos registran las medidas de profundidad del hoyo, así como también características de las formaciones que penetra como son: el potencial espontáneo (SP), la resistividad (R), la densidad (RHOB), la radioactividad (GR), entre otros.

Los registros de pozos son utilizados para determinar las secuencias estratigráficas del subsuelo a gran escala, en el análisis secuencial de ambientes, determinación de propiedades de las rocas y fluidos presentes en estas, etc.

4.3.1.- Registro de Potencial Espontáneo (SP)

Este registro es una medida de las diferencias de potencial natural o potencial espontáneo que existe entre un electrodo móvil colocado en la herramienta de adquisición y un electrodo colocado en la superficie del pozo. El potencial espontáneo se genera cuando el fluido de perforación al llenar el hoyo hace contacto con el agua de formación y debido a las diferencias electroquímicas de estos dos fluidos produce un potencial eléctrico.

El registro de SP es utilizado para diferenciar la litología de las formaciones penetradas; debido a que es un buen indicador de porosidad con lo cual se pueden distinguir las lutitas impermeables de las arenas porosas y permeables. Las corrientes del SP son medidas en milivoltios (1×10^{-3}) y la escala es en +/- mv; donde las

mínimas deflexiones absolutas son indicadores de las zonas impermeables en la sección representadas por las lutitas; mientras que las máximas deflexiones absolutas son indicadoras de zonas porosas donde se encuentran presente la litología arenosa. Con las deflexiones mínimas que se generan a la derecha del registro de SP se puede determinar lo que se conoce como “ Línea Base de Lutitas ” o línea de arcillosidad (figura 18).

Otra propiedad por la cual es muy utilizado el registro de Potencial Espontáneo (SP), es que este registro es necesario para realizar los cálculos de volúmenes de lutitas y evaluar la resistividad del agua de formación en el pozo.

4.3.2.- Registro de Rayos Gamma (GR)

El registro de Rayos Gamma (GR) obtiene una medida de las radioactividad natural de cada una de las formaciones en el subsuelo, dicha radiactividad natural proviene de las emisiones de potasio, torio y uranio presentes en las rocas. Dichos elementos se encuentran comúnmente en los minerales de arcilla y en algunas evaporitas.

El registro de rayos gamma (GR) muestra el grado de arcillosidad de la roca en las secuencias terrígenas clásticas, con lo cual se puede separar las arcillas de las arenas limpias y las rocas carbonáticas. Este registro es usado frecuentemente para la correlación de la estratigrafía de un pozo en particular con la de pozos cercanos a este. (Walter & James, 1992).

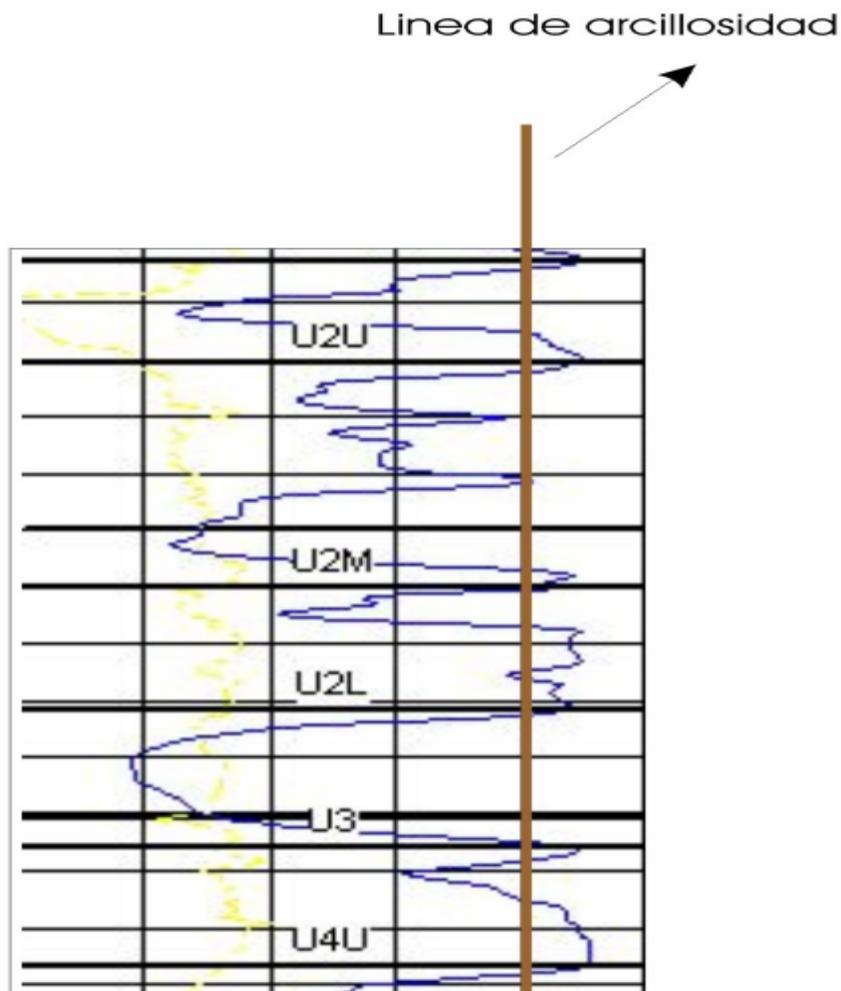


Figura 18.- Línea Base de lutita definida en un registros de Potencial Espontáneo (SP).

Con el registro de rayos gamma (GR) se pueden determinar intervalos netamente arcillosos e intervalos de arenas o carbonatos limpios, esto se realiza cuando se conoce la litología de la secuencia y se calibra el registro para establecer una lectura máxima para los intervalos arcillosos y una lectura mínima para los intervalos arenosos o carbonáticos.

Hay que tener en cuenta que la concentración de los elementos radioactivos en las arcillas aumenta con la compactación, por lo tanto se tiene que ajustar la línea de

corte de las lutitas (“cut off ”) según sea el caso, especialmente en las secuencias sedimentarias muy espesas. Es importante conocer que los registros de rayos gamma (GR) presentan algunos inconvenientes y son afectados por ciertas condiciones; dichas condiciones son las siguientes: Las lutitas con altas concentraciones de ilita poseen una radioactividad mayor a las lutitas ricas en clorita y motmorillonita, las arenas arcillosas con altos contenidos de feldespatos potásicos son más radioactivas que las arenas que no poseen este tipo de feldespatos, la respuesta del perfil de rayos gamma es afectado en rocas que presentan diagénesis y arcillas radioactivas en los poros.

4.3.3.- Registro de Resistividad (Rt, Rxo)

El registro de resistividad no es otro que el perfil que mide la resistividad de la formación, la cual se expresa como la resistencia al paso de corriente eléctrica a través de ella o la respuesta de la conductividad de los fluidos intersticiales presentes en las rocas cuando por estas se hace pasar una corriente eléctrica directa, la cual proviene de un electrodo o es magnéticamente inducida dentro de la formación desde el hoyo.

El registro de conductividad representa la capacidad de la formación de conducir corriente eléctrica a través de ella, siendo la conductividad el inverso de la resistividad, por lo tanto este par de registros están relacionados estrechamente el uno con el otro.

La unidad de medida de los registros de resistividad es el ohmio metro ($\text{ohm m}^2/\text{m}$) el cual es representado en una escala logarítmica. Para el caso de la conductividad la unidad de mediada es el miliohmio metro ($1 \times 1000 / \text{ohm m}$).

Los registros de resistividad son utilizados en su mayoría en la industria petrolera para evaluar los distintos tipos de fluidos presentes dentro de una formación,

se pueden identificar capas de carbones presentes en la secuencia sedimentaria, diferenciar capas delgadas de calizas y bentonitas que se encuentran entre espesores de lutitas.

Debido a que los fluidos dentro de las formaciones se encuentran dentro de rocas porosas, el registro de resistividad sirve como apoyo para separar lutitas de arenas porosas y carbonatos. Además este perfil crea una respuesta particular según sea el tipo de fluido que se encuentre en la formación; diferenciando principalmente el agua fresca, el petróleo y el gas presente en los poros de las rocas; en otras palabras cuando una formación es porosa y contiene agua salada la resistividad es alta, pero si dicha formación contiene hidrocarburos la resistividad puede ser muy alta.

4.3.4.- Registro de Densidad de Formación (RHOB)

El perfil de densidad, es un registro continuo que mide la densidad de volumen de la formación, o en otras palabras mide la densidad total de la roca incluyendo la matriz sólida y el fluido que contiene esa roca en sus poros. Este registro es una función de la densidad de los minerales que poseen las rocas de una formación y el volumen de fluidos libres que tienen las rocas dentro de sus poros.

La principal utilidad del registro de densidad dentro de la industria, es para calcular la porosidad de la formación e indirectamente la densidad de los hidrocarburos, también es utilizado para calcular la impedancia acústica. El registro de densidad, con ayuda de otros registros, es de gran ayuda para la identificación de litología, identificación de capas de lignitos, presencia de ciertos minerales en la formación, sobrepresión y la evaluación de contenido de materia orgánica, gas y arenas arcillosas.

4.4.- INTERPRETACIÓN DE LOS REGISTROS ELÉCTRICOS

Cuando se realiza una interpretación en base a registros eléctricos los principales objetivos que se persiguen con estas herramientas son: Determinar la secuencia sedimentaria vertical, geometría de la capa y su variación lateral; el reconocimiento y realización de mapas de facies; y la interpretación del ambiente depositacional de la sección estratigráfica.

Por lo tanto los registros eléctricos además de ser utilizados principalmente para diferenciar litología en el subsuelo, se utiliza principalmente en la interpretación de la secuencia vertical a gran escala (Walter & James, 1992).

Cada uno de los distintos tipos de registros eléctricos tienen una utilidad específica, pero uno de los registros que proporcionan mayor información a la hora de hacer una interpretación de una secuencia estratigráfica es el registro de rayos gamma (GR); con dicho registro se puede identificar las diferencias litológicas y el comportamiento grano creciente o grano decreciente a lo largo de toda la sección.

Utilizando las respuestas de los registros eléctricos de Potencial Espontáneo (SP) y de Rayos Gamma (GR) propuesta por GALLOWAY (1989) se pueden definir secuencias estratigráficas sencillas que se repiten a lo largo de una sección o ELÉCTROFACIES. Estas electrofacies no son más que un conjunto de respuestas de las diagráfias que caracterizan un estrato y permiten este pueda ser diferenciado de los otros alrededor (SERRA & ABBOTT, 1980).

Con las electrofacies lo que se pretenden es establecer un patrón de respuesta de los registros eléctricos a ciertas condiciones de depositación y de sistemas depositacionales, lo cual permite correlacionar de forma directa la forma de las respuestas de los registros con las facies depositacionales específicas (Jageler & Matuszak, 1972).

4.4.1.- Correlación de Registros

Las correlaciones que se realizan mediante el uso de registros eléctricos se basan en la forma de las curvas en los registros de pozos, ya que estas forman son interpretadas como facies y ambientes depositacionales debido a su conformidad con repeticiones de diferentes tamaños de grano a lo largo de una secuencia (figura 19).

Como se dijo anteriormente de acuerdo a la forma de curva d los registros, viendo esto como cambios de litologías, contenido arcilloso y tamaño de grano de las formaciones se pueden identificar principalmente cinco formas características de las curvas que se utilizan para realizar correlaciones, estas son:

Las curvas con forma de campana las cuales presentan un comportamiento grano decreciente hacia el tope de la sección son asociadas a depósitos de rellenos de canal y de bordes de canal.

La forma cilíndrica de una curva sugiere una litología arenosa de granulometría homogénea espesores de importancia considerable los cuales se encuentran delimitados en su base y en su tope por arcillas que se encuentra asociada a depósitos de canales fluviales y de desembocadura.

Las curvas con forma de cono nos muestran un incremento en el tamaño de grano de base a tope o una secuencia grano creciente la cual esta relacionada con sistemas progradantes como lo son los deltas, lóbulos de abanicos submarinos, barras marinas someras (Barras Litorales), islas de barreras y arrecifes carbonáticos.

La forma de óvalo o simétrica en las curvas en los registros eléctricos pueden tener varias definiciones de facies de depositación, entre algunas de estas podemos nombrar: barras de desembocaduras que están siendo erosionadas por canales

distributarios lo cual seria un ejemplo de secuencias progradantes y retrogradantes, un relleno de canal decreciendo hacia el tope con unas lutitas suprayacentes, sistemas de canales de lóbulos de abanicos submarinos o clastos de conglomerados o brechas.

Por último los registros que presentan curvas con formas lineales definen espesores considerables de secuencias lutíticas, las cuales son características de depósitos marinos, de marismas, de carbones o lutitas y de depósitos interfluviales cuando se presentan intercalados con arenas.

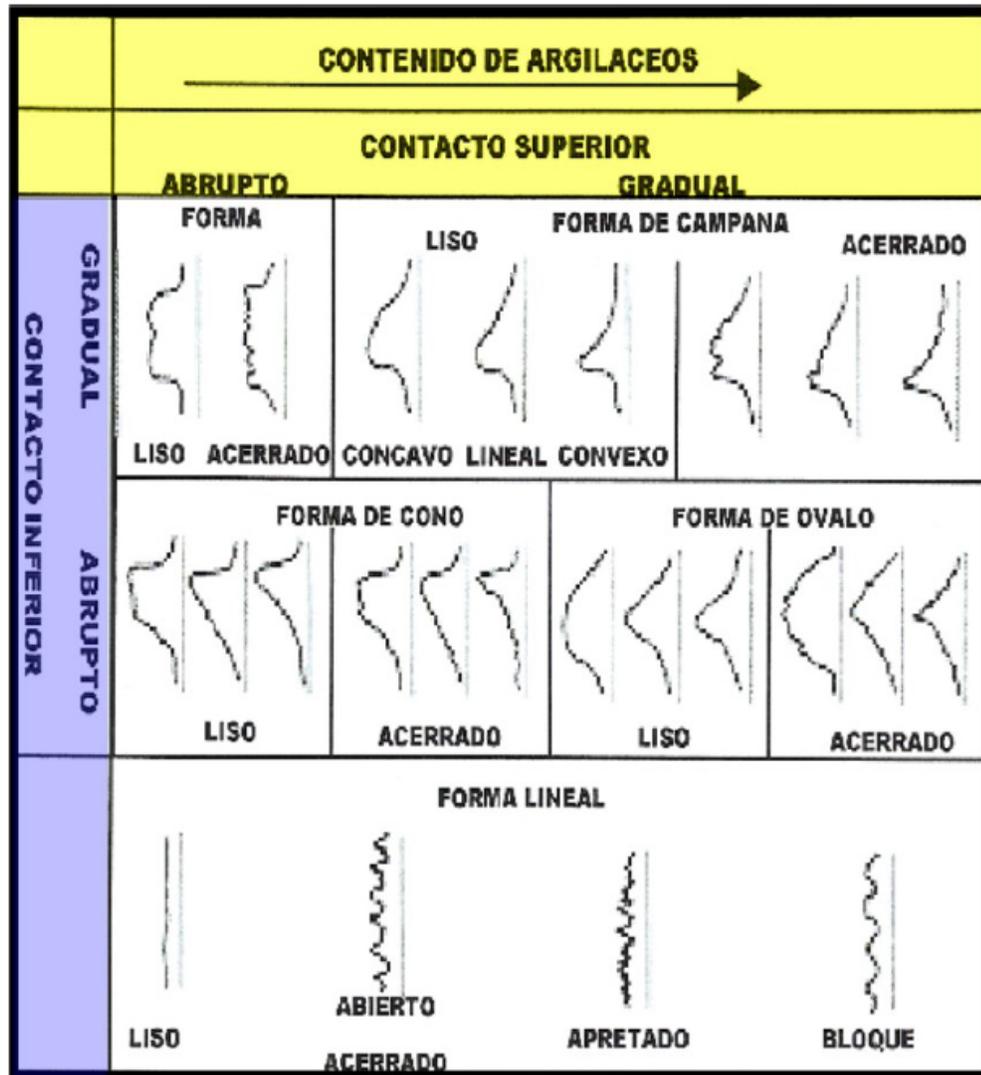


Figura 19.- Cuadro de forma de curvas (Tomado y modificado de Sedimentary Environments and Facies, Reading and Elliot, 1986)

A pesar de que estas formas de curvas descritas anteriormente son características de ciertos ambientes de depositación no se puede interpretar un ambiente depositacional de una zona en base solo a dicho criterio ya que el resultado sería muy impreciso.

4.5.- AMBIENTES FLUVIALES

4.5.1.- Ambiente fluvial (Ríos) y aluviones

El ambiente fluvial posiblemente es el ambiente continental más importante. La vida de un río desde su manantial hasta la desembocadura es un sistema altamente complejo con un sinnúmero de fenómenos, factores y dependencias. El ambiente se define por la acción de agua en movimiento, por la energía del agua y por el conjunto de erosión, transporte y sedimentación en el mismo ambiente. Además los sistemas fluviales dependen fuertemente de las condiciones climáticas. Los ríos siempre están en cambios. No solamente cambios estacionales como sequías y deshielos, también cambios de mediano y largo plazo.

4.5.2.- CLASIFICACIÓN DE LOS SISTEMAS FLUVIALES

Una clasificación preliminar de los sistemas fluviales puede efectuarse teniendo en cuenta el número de canales activos y su sinuosidad. Así pueden distinguirse los sistemas multicanalizados de los sistemas de un solo canal, y por el otro los formados por canales de alta y baja sinuosidad. A los fines descriptivos podemos definir a la sinuosidad (S) del canal en un tramo determinado como el cociente entre la distancia entre dos puntos medida a lo largo del canal (d) sobre la distancia en línea recta (D, por lo tanto $S = d/D$). Entonces en función de la sinuosidad de los canales y su número pueden distinguirse cuatro tipos básicos de ríos (Tabla 1).

Tabla 1.- Clasificación de los sistemas fluviales sobre la base de su sinuosidad y el número de canales activos.

NC S	UNICANAL	MULTICANAL
Baja	Rectos	Entrelazados (braided)
Alta	Meandriiformes (meandering)	Anastomosados (anastomosing)

La sinuosidad del canal es función de varios factores entre los que pueden citarse: la pendiente, el tamaño de grano del sedimento transportado, la presencia de vegetación, el tipo de sustrato atravesado, la existencia de estructuras geológicas, etc. La figura 20 muestra la morfología de los canales en función del tipo de carga transportada, la velocidad del flujo y la pendiente.

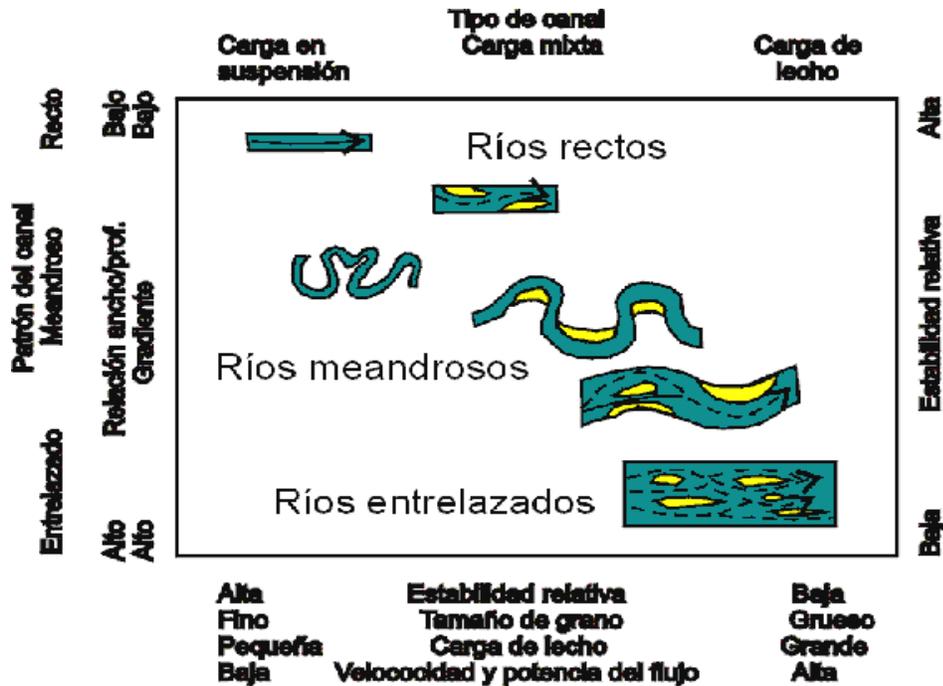


Figura 20.- Diseños de canales modificado de Schumm (1977).

Los ríos rectos a menudo resultan del control de estructuras geológicas (fallas, pliegues, etc.) y no son frecuentes en la naturaleza. Por el contrario, los ríos meandriformes son muy comunes y por lo general se encuentran en áreas de llanura o baja pendiente (figura 21).

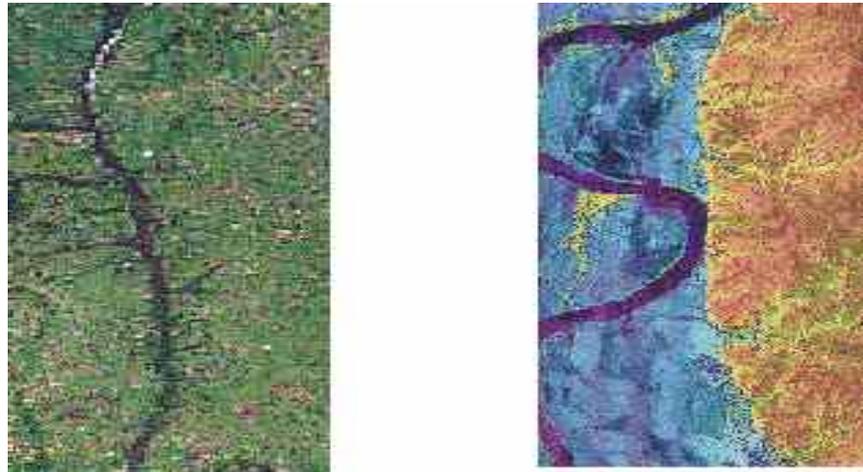


Figura 21.- Imagen satelital correspondiente a un río recto (a la izquierda) y uno meandriforme (a la derecha).

Los ríos anastomosados (figura 22) y entrelazados (figura 23) pertenecen a la categoría de sistemas multicanalizados (tabla 1). Los ríos entrelazados se caracterizan por no desarrollar amplias planicies de inundación, encontrarse frecuentemente en áreas de alta pendiente y presentar canales con moderada migración lateral. Por el contrario, los sistemas anastomosados suelen exhibir amplias áreas de planicies de inundación e islas vegetadas, generalmente se presentan en regiones de menor gradiente y los canales suelen mostrar significativa migración lateral.



Figura 22.- Imagen satelital correspondientes a un río anastomosado (río Mississippi).



Figura 23.- Imagen satelital correspondiente a un río entrelazado.

Una clasificación de los sistemas fluviales basada en la cantidad de sedimento transportado como carga de lecho versus material en suspensión ha sido presentada por Galloway (1981). En la tabla 2 se señalan las características de los tres tipos de canales reconocidos por el autor.

Tabla 2.- Características correspondientes a los tres tipos de canales reconocidos por Galloway (1981). El cuadro ha sido sintetizado y modificado del originalmente presentado por el autor.

Tipo de canal	Composición del canal	Sección transversal	Diseño del canal	Secuencia vertical	Relaciones laterales
Dominado por carga de lecho	Dominantemente arenoso o gravoso	Alta relación A/P, relieve bajo a moderado	Recto a ligeramente sinuoso	Irregular, granodecreciente pobremente definido	Fajas de canales soldados lateralmente
Dominado por carga mixta	Mezcla, arcilla, limo y arena	Moderada relación A/P, relieve moderado	Sinuoso	Ciclos granodecrecientes	Canales multihistóricos, en ocasiones aislados
Dominado por carga en suspensión	Dominantemente arcilla y limo	Baja relación A/P, alto relieve	Altamente sinuoso a anastomosado	Variable	Canales multihistóricos aislados

4.5.2.1.- Subambientes de los sistemas fluviales

Básicamente se reconocen dentro de los sistemas fluviales dos tipos principales de subambientes, aquellos emplazados en áreas de canal y los correspondientes a planicies de inundación (tabla 3).

Tabla 3.- Principales subambientes reconocidos en sistemas fluviales.

Subambientes principales	Subambientes menores
Canal	<ul style="list-style-type: none"> - Barras (incluyendo islas y formas menores como barras espiraladas) - Núcleos de barras - Piso de canal
Planicie de inundación	<ul style="list-style-type: none"> - Albardón - Lóbulos y canales de desbordamiento - Cuenca de inundación - Lagunas y pantanos

Dentro del ambiente de canal las principales formas de acumulación son las barras. Una clasificación preliminar de los distintos tipos de barras, sobre la base de su ubicación dentro del canal es mostrada en la tabla 4. En el esquema de la tabla 3 los núcleos de barras representan pequeñas acumulaciones, generalmente de grava y arena, que corresponden a las etapas iniciales de generación de las barras.

Tabla 4.- Principales tipos de barras fluviales.

Ubicación dentro de los canales	Tipo de barra
Adosadas al margen de los canales	<ul style="list-style-type: none"> -Barras en espolón (<i>point bars</i>) -Barras laterales (<i>side bars</i>)
En el interior de los canales	<ul style="list-style-type: none"> - Transversales - Longitudinales - Diagonales

Las barras en espolón son características de sistemas fluviales meandriformes y frecuentes en sistemas anastomosados. Se caracterizan por su disposición sobre el margen interno de los meandros y su crecimiento en dirección perpendicular a los canales (Fig. 42). Las barras laterales incluyen a las “*side bars*” y a las “*attached bars*” de diferentes autores y se caracterizan por presentarse anexadas a los bordes de los canales, al menos durante períodos de descarga normal. El crecimiento de este tipo de barras, a diferencia de lo que ocurre con las barras en espolón se produce mayormente en dirección aguas abajo.



Figura 24.- Ejemplo de una barra en espolón dispuesta sobre el margen interno de un meandro (B en la foto). Obsérvese en C restos de barras en espiral (*scroll bars*). El canal muestra también una barra interna longitudinal.

Las barras ubicadas en el interior de los canales (también llamadas barras centrales) son frecuentes en ríos entrelazados, anastomosado y rectos. En el caso particular de las longitudinales (figuras 23, 24 y 25) se presentan con mayor asiduidad en sistemas entrelazados, especialmente cuando resultan gravosas.

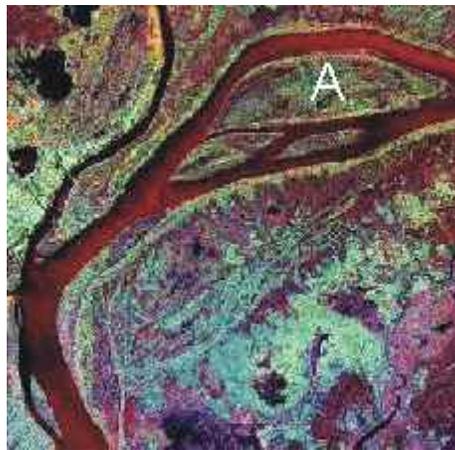


Figura 25.- Ejemplo de barra longitudinal en un sistema multicanalizado. Obsérvese como la existencia de barras espiraladas (A en la foto) indica que la barra longitudinal ha tenido cierta migración lateral.

En lo que respecta a la planicie de inundación, corresponde a todos los subambientes que constituyen áreas de depositación activa pero sólo durante períodos de creciente de los ríos. Incluye a los albardones, los canales y lóbulos de desbordamiento y el área de cuenca de inundación que, según el tipo de río, puede contener zonas pantanosas y lagunares.

El diseño geomorfológico y la distribución de subambientes de un río meandriforme es mostrado en la figura 26. Como allí puede verse los canales discurren sobre amplias planicies de inundación, de los que son separados por acumulaciones cordoniformes denominadas albardones. El tipo más frecuente de acumulación en los canales son las barras en espolón (“*point bars*”) que muestran en su superficie el desarrollo de barras espiraladas (“*scroll bars*”). Aunque con menos frecuencia algunos ríos meandriformes muestran también barras internas de canal. La figura 27 muestra un ejemplo de canales meandriformes correspondiente al río San Juan.

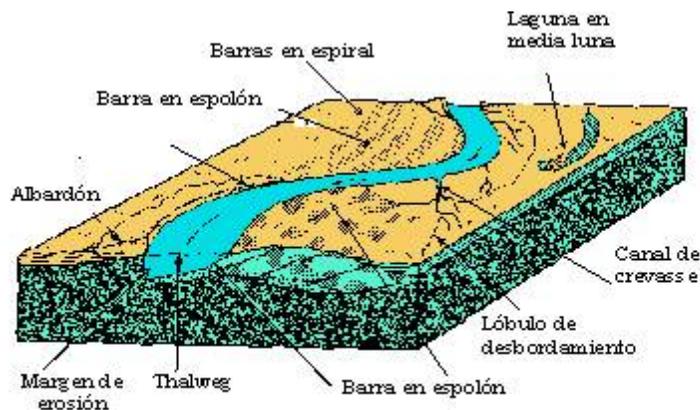


Figura 26.- Representación esquemática de los subambientes observados en ríos meandriformes.

El albardón conforma una acumulación discontinua que separa los canales del área de cuenca de inundación. Se genera como resultado de la rápida depositación de sedimentos alrededor de los cursos durante las crecientes. En ocasiones los albardones son seccionados, formándose canales de desbordamiento (“*crevasse channels*”) que alimentan pequeños lóbulos de desbordamiento (“*crevasse splay*”). Finalmente, lagunas y pantanos son frecuentes en el área de cuenca de inundación y que, en muchos casos, representan meandros abandonados súbitamente durante el desplazamiento lateral de los canales.

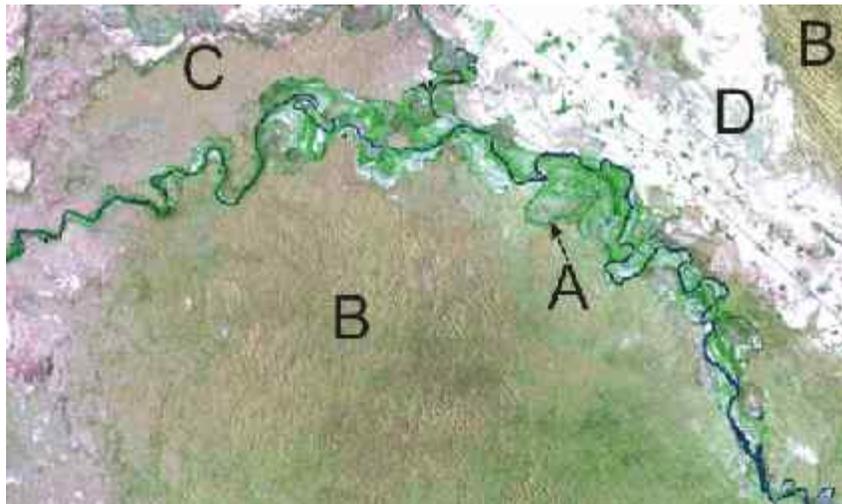


Figura 27.- Un ejemplo de río meandriforme, el Río San Juan a la latitud de la localidad de Encón (provincia de San Juan, Argentina). Obsérvese al carácter sinuoso de los canales y el ancho de la faja de meandros. La textura rugosa (B) representa depósitos de dunas de baja y moderada altura. En A se señala un meandro abandonado y en C un antiguo curso del río San Juan que generó la planicie aluvial D, en la que aún son visibles pequeños canales abandonados.

Los ríos anastomosados (Figura 28) presentan una distribución de subambientes en muchos aspectos similar a los ríos meandriformes, aunque difieren de ellos en el carácter multicanalizado del sistema, en la existencia de islas, en la amplia diversidad de tipos de barras y en el carácter más estable de los canales.



Figura 28.- Representación esquemática de los subambientes identificados en ríos anastomosados.

Los ríos rectos (figura 29) no son frecuentes y en muchas ocasiones resultan del control que estructuras geológicas (tales como fallas, pliegues, fracturas, etc.) ejercen sobre el diseño de los canales. Con asiduidad muestran barras laterales y pueden desarrollar o no albardones y extensas planicies de inundación.

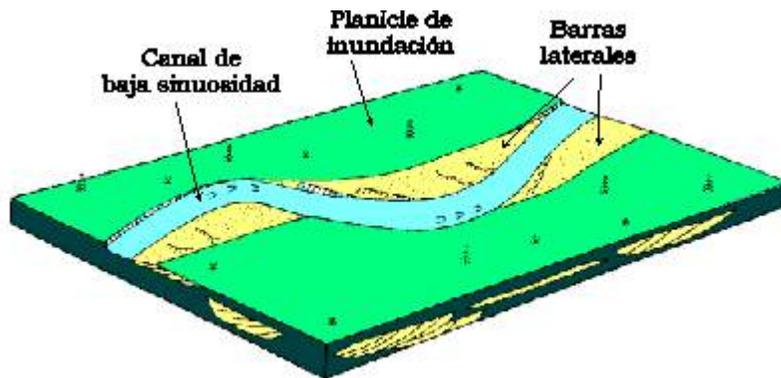


Figura 29.- Representación esquemática de los subambientes identificados en ríos rectos.

Finalmente, los ríos entrelazados presentan un diseño multicanalizado de baja sinuosidad (figura 30). En este caso es poco frecuente el desarrollo de extensas planicies y barras en espolón y por lo general no se forman albardones. Barras internas de canal del tipo longitudinal dominan en los sistemas entrelazados proximales y barras transversales en los distales.

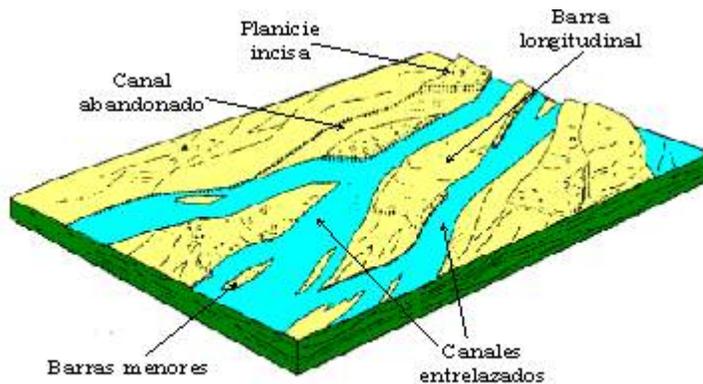


Figura 30.- Representación esquemática de los subambientes identificados en ríos entrelazados.

4.6.- LOS DELTAS: MORFOLOGIA, TIPOLOGIA Y DINAMICA SEDIMENTARIA

4.6.1.- Morfología de un delta

Los deltas se forman en la desembocadura de las cuencas de vertientes fluviales. Dichas cuencas abastecen el delta en agua, sedimentos y elementos químicos, que llegan a la zona costera de un mar o de un lago. Una cuenca vertiente esta generalmente limitada por relieves empinados, caracterizados por depósitos conglomeráticos de conos aluviales o de ríos en entrelazados.

En las partes más distales de la cuenca vertiente, el relieve es menos pronunciado, y se desarrollan llanuras aluviales que pueden ser la sede de importantes acumulaciones fluviales por agradación vertical en períodos de subsidencia (figura 31). En dicha zona se encuentran los depósitos fluviales clásicos, sea bajo la forma de canales arenosos meandriformes en llanuras arcillosas o bajo la forma de canales entrelazados, si el gradiente topográfico es importante y/o dominan los aportes arenosos.

Cuando los ríos desembocan en el mar, las corrientes fluviales desaceleran bruscamente, debido a su dispersión. Eso provoca el depósito de la mayor parte de los sedimentos cargados por el río, edificando el delta (figura 31). A medida que se acumulan sedimentos, el delta progresa hacia el mar, adquiriendo así una organización morfológica característica con tres medios principales, que son de arriba hacia abajo la llanura deltáica, el frente deltáico y el prodelta.

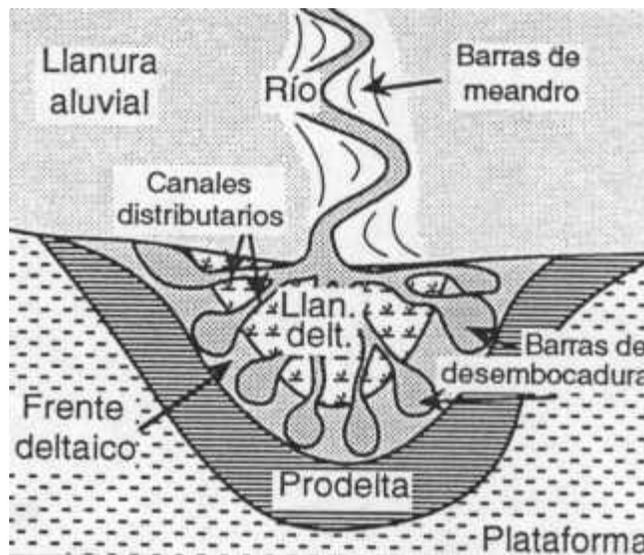


Figura 31.- Principales componentes morfológicos y sedimentarios comunes a todos los deltas. Tomado de Galloway, W et al; 1975.

La llanura deltáica es una llanura aluvial baja, que constituye el tope emergido del edificio deltáico (figura 31). La llanura deltáica está cortada por una red de brazos

fluviales más o menos bifurcados, llamados canales distributarios, que irradian desde el río principal (figura 31). Transportan el agua y los sedimentos fluviales hacia las desembocaduras del delta, y están caracterizados por depósitos arenosos cuyo espesor alcanza la profundidad del canal (5 a 20 m). Dichos canales erosionan más o menos profundamente los depósitos fluviales subyacentes y se superponen a los sedimentos más antiguos y marinos del frente deltáico.

En zonas con clima húmedo, la llanura deltáica está cubierta por una vegetación densa. Entre los canales se depositan sedimentos arcillosos, a menudo ricos en materia orgánica vegetal, hasta generar vetas de lignito y carbón en sectores protegidos de los aportes fluviales. En zonas con clima árido, la vegetación es más escasa o aún ausente y la llanura deltáica intercanal está compuesta de arcilla y evaporitas.

El frente deltáico es una plataforma marina somera que bordea la llanura deltáica, donde se acumula una gran parte de los sedimentos llevados por los ríos distributarios (figura 31). En las zonas de desembocadura, los sedimentos son generalmente arenosos y forman barras de desembocadura que progradan sobre las arcillas más externas del prodelta. Las facies y la geometría de dichas barras varían con el tipo y la intensidad de los procesos sedimentológicos costeros dominantes. Hacia el mar y entre las desembocaduras, los sedimentos se vuelven más finos y arcillosos.

El prodelta constituye la parte más externa y profunda del delta (figura 31). La sedimentación está caracterizada por depósitos finos (límoltas y arcillas) con carácter marino. El prodelta forma la base del edificio deltáico y descansa sobre la plataforma continental. Cuando un delta prograda mucho, el prodelta descansa sobre el talud continental (Mississippi actual).

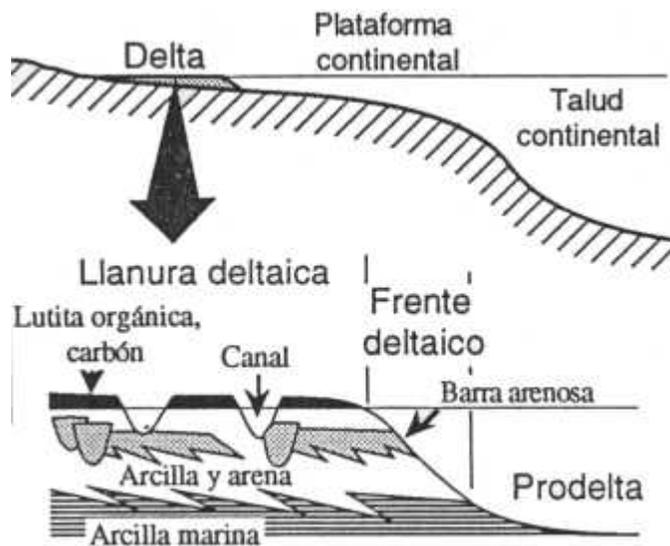


Figura 32.- Escala relativa de los deltas respecto a la plataforma continental, y organización interna. Es importante notar que, mientras el desnivel del talud continental puede alcanzar unos miles de metros, el del frente deltáico no pasa de unas decenas de metros. Por lo tanto, a la escala de la plataforma continental, una secuencia deltáica solo forma una delgada capa horizontal, de unos 20 a 80 m de espesor (según Galloway, en Broussard 1975).

4.6.2.- Los Tipos de Deltas:

En los años 1960-70, el estudio de los medios sedimentarios recientes reveló las relaciones entre los mecanismos de transporte, las facies y la geometría de los depósitos, y demostró que la morfología de las costas, y particularmente de los deltas varía en función de la importancia relativa de tres factores: (1) la importancia de los aportes y de los procesos fluviales, (2) la energía del oleaje, y (3) la de las mareas. Cada tipo de delta está caracterizado por una morfología distinta, y por geometrías y propiedades diferentes de los cuerpos arenosos. En realidad, en la mayoría de los deltas, las facies revelan influencias combinadas de los tres factores (figura 33).

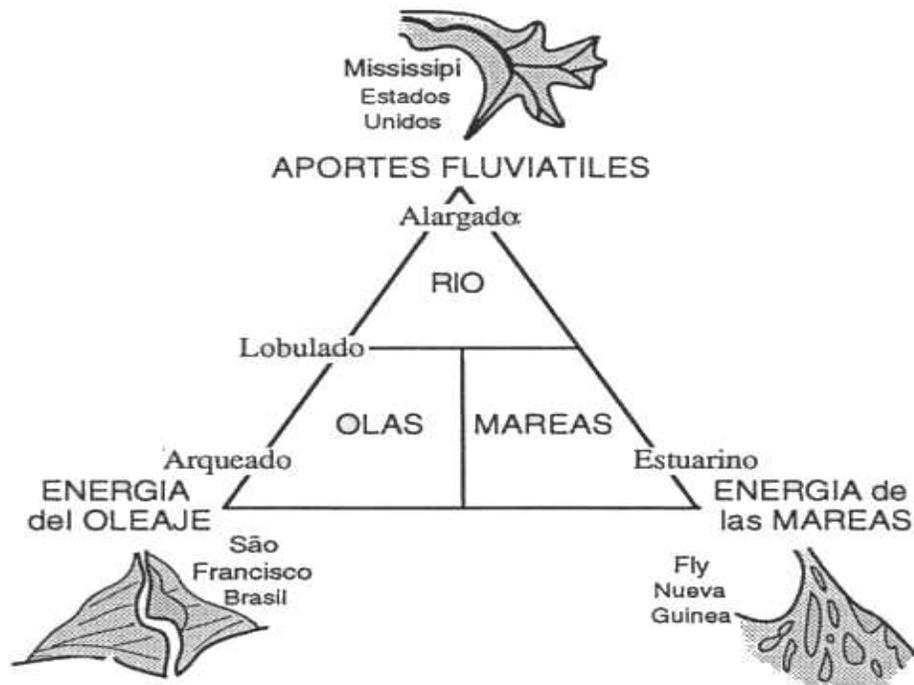


Figura 33.- Clasificación genética de los deltas en función del proceso sedimentario dominante (según Galloway, en Broussard 1975).

4.6.2.1.- Deltas de dominación fluvial:

Estos deltas fueron los primeros estudiados, gracias a los numerosos trabajos iniciados en los años 1950 sobre el delta del Missisipi (Fisk et al. 1955). Durante mucho tiempo, dicho delta fue considerado como el ejemplo típico de delta, y todos los demás le fueron comparados.

a. La morfología.- Los deltas con predominancia fluvial son generalmente lobulados (más común) cuando se acumulan en zonas costaneras someras, o alargados (forma de pata de gallina o “birdfoot”) cuando se edifican en aguas más profundas, por ejemplo en el borde de la plataforma continental. La mayoría de los deltas antiguos parecen ser más bien de tipo lobulado. A pesar de sus

diferencias morfológicas, dichos deltas presentan características sedimentológicas comunes (figura 34)

b. Los canales distributarios.- Forman una red ramificada a partir del río principal, son estrechos y de sinuosidad débil, lo que contrasta con el río principal, frecuentemente más meandriforme. Cuando el río cambia de cauce y abandona un canal distributivo, este último es rellenado por arenas fluviales, que forman un cuerpo estrecho y alargado con espesores que alcanzan 15-20 m y un ancho máximo de 1 a 2 Km. (figura 36). Una secuencia característica de canal presenta una base erosiva, un relleno de arenas limpias con estratificación oblicua y termina por depósitos más finos, tal como arcillas y arenas finas con ondulitas de corriente y huellas de raíces.

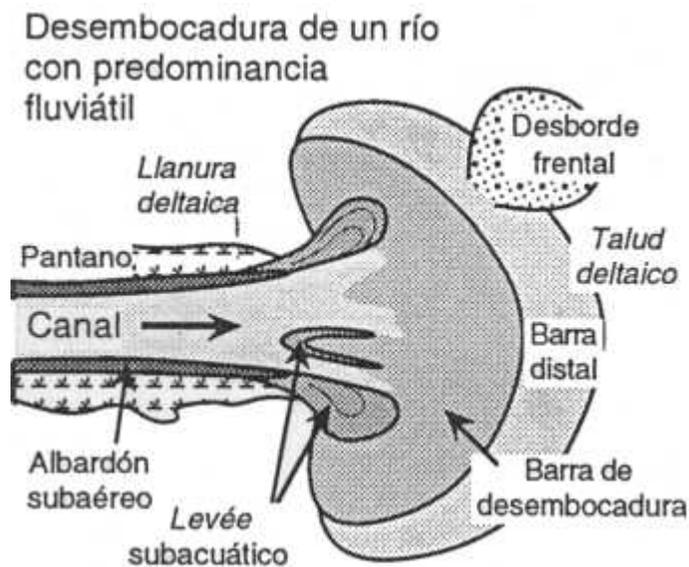


Figura 34.- Organización de las desembocaduras deltaicas dominadas por procesos sedimentarios fluviales. Tomado de Galloway, en Broussard 1975.

c. Las zonas intercanales.- Los canales distributarios están bordeados por albardones (“levées”), construidos por el depósito de sedimentos limosos y arenosos

en suspensión, durante los desbordes por crecida. Las zonas intercanales son topográficamente más bajas y forman pantanos o bahías. Durante las crecidas, reciben sedimentos arcillosos que alternan con lechos arenosos. Estos proceden del esparcimiento de material grueso llevado por el agua que sale del cauce del río durante las crecidas, a través de brechas (“crevasse”, figuras 36). Dichos depósitos de desembalse (crevasse splay) pueden formar abanicos arenosos de varias decenas, o aún centenas de km² de superficie.

d. En las desembocaduras de los canales distributarios, se depositan las barras de desembocadura (figuras 34 y 36). Son cuerpos arenosos en forma de abanico que progradan sobre las arcillas del prodelta. La secuencia que resulta es granocreciente y gradual. Las arenas de dichas barras son generalmente más sucias y finas que las de los canales, pero tienen una extensión geográfica más amplia (varios Km.) con una potencia de 2 hasta 10-15 m.

En resumen, la identificación de los deltas con dominio fluvial reside en la abundancia de facies características de los ríos: depósitos de crecida (albardones, abanicos de desembocadura), asociados con evidencias de buena energía y de decantación rápida (ondulitas de corriente, láminas paralelas, capas granoclasificadas, figuras de escape de agua, etc.).

4.6.2.2.- Deltas de dominación mareal

Varios deltas y desembocaduras actuales fueron estudiados y descritos en el mundo: el Colorado (Méjico), el Ord (Australia, Coleman 1982), el Klang (Malasia) o el Mekong (Vietnam).

a. La morfología.- Está caracterizada por canales distributarios de tipo estuarino, desembocadura ensanchada (las desembocaduras fluviales son estrechas),

bordeadas por llanuras mareales arcillosas (“tidal fiat”, “mud fiat”), y canales meandríformes aguas arriba (figura 35).



Figura 35.- Organización de la desembocadura de un río, en una costa dominada por la acción de las mareas. Tomado de Galloway, en Broussard 1975.

b. Los canales distributarios generalmente carecen de albardones (“levées”). En el canal se acumulan arenas, a menudo bajo la forma de barras de meandros. Dichos depósitos son más extensos que los de los deltas fluviales.

e. Las zonas intercanales de la llanura deltaica están constituidas por llanuras limosas mareales y pantanos. En las zonas con clima semiárido, se encuentran evaporitas.

d. En las desembocaduras, la arena es depositada bajo la forma de barras de mareas, cuya forma depende de la acción de las corrientes de flujo y refluo que a veces están alargadas, otras veces lobuladas (figuras 35 y 36). Contienen figuras de corriente con sentidos opuestos traduciendo las direcciones opuestas del flujo y refluo. Progradan sobre las arcillas marinas del prodelta, formando secuencias granocrecientes con base gradacional.

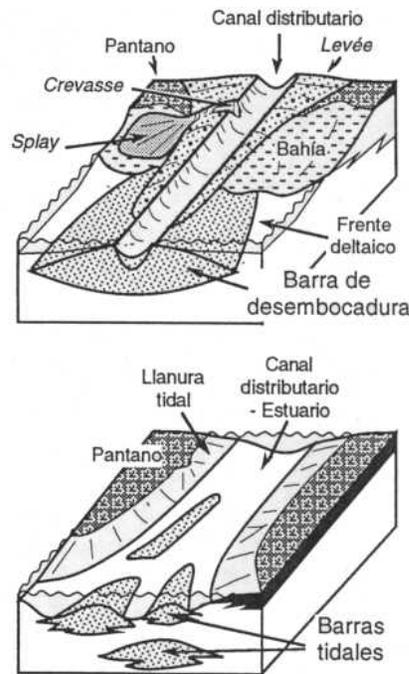


Figura 36.- Comparación de la morfología y de los cuerpos sedimentarios en las desembocaduras con predominancia fluvial (arriba) y mareal (abajo). Tomado y modificado de J.A.Agueda-2004

Las características de dichos deltas son inducidas por las mareas, que generan el retrabajo de los sedimentos por corrientes alternativas y cíclicas. Esta acción continua contrasta con los eventos de carácter más brusco y catastrófico de las crecidas fluviales, y se traduce por la presencia de capas repetidas de ciclos de marea (“tidal bundles”), de laminaciones arcillosas en las arenas, y por estratificaciones sigmoidales.

4.6.2.3.- Deltas de Dominación de olas

Entre los numerosos deltas sometidos al oleaje, algunos experimentan solo este efecto, como el del Senegal (África, Coleman 1982), otros están sometidos a efectos mixtos del oleaje y del río como el Ródano (Francia, Oomkens 1967) o el Po (Italia), o a los efectos mixtos del oleaje y de las mareas el Irrawaddy (Birmania) o el Ogeechee (EEUU, Georgia).

El oleaje se hace sentir más que todo en la parte externa de la llanura deltaica y en el frente deltaico. En estas zonas, la turbulencia de la rompiente y el vaivén de las olas impide el depósito de los sedimentos finos, que son dispersados hacia el mar, y provoca el retrabajo continuo de las arenas fluviales y su transporte lateral, si existe una deriva litoral (figura 37).

a. La morfología es arqueada (“cuscate”).- La deriva litoral transporta la mayor parte de la arena fluvial fuera de las desembocaduras, formando cordones litorales y playas (figura 37). Si la acción del oleaje es más débil, los cordones de playa no son adheridos a la costa, y forman cordones litorales que limitan lagunas.

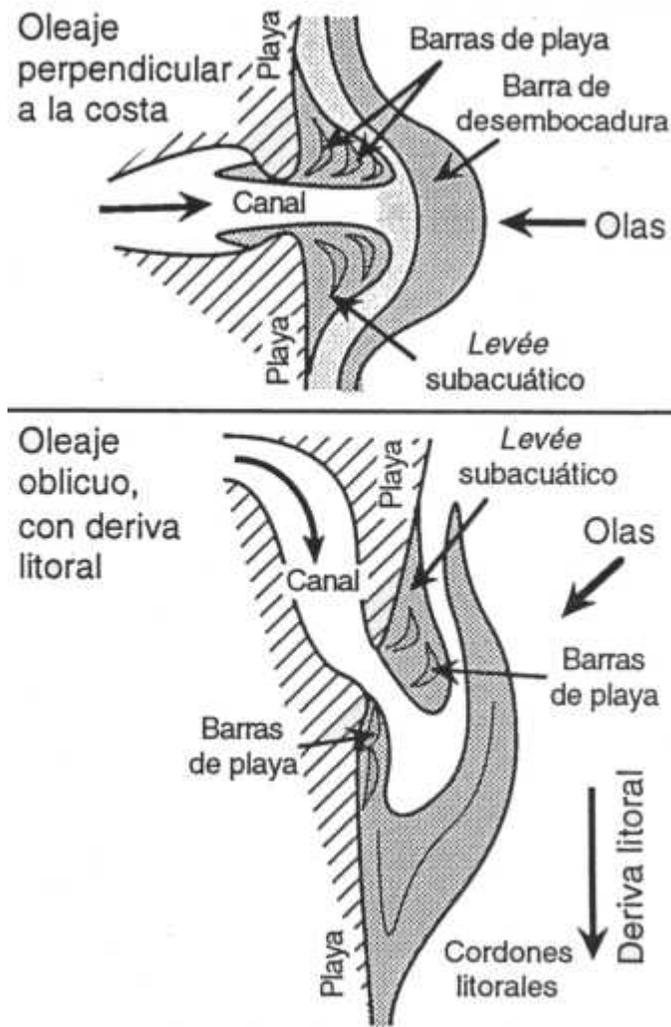


Figura 37.- Organización de la desembocadura de un río en una costa dominada por el oleaje. Las olas pueden llegar perpendicularmente a la costa (arriba), o oblicuamente (abajo), induciendo una deriva litoral. Tomado y modificado de J.A.Agueda-2004.

b. Los canales distributarios.- Si la acción de las olas es muy fuerte, el delta solo tendrá pocos distributarios principales, ya que los cordones litorales tapan los canales secundarios.

c. Las zonas intercanales y la llanura deltaica están casi enteramente constituidas por arenas de playa, cortadas por los canales distributarios. Si la acción

de las olas es menor, la llanura deltaica está constituida por lutitas de laguna o de pantano depositadas detrás de los cordones arenosos.

d. Las barras de desembocadura son poco desarrolladas, ya que la arena es retrabajada y transportada (figura 37).

Las características mayores de los deltas dominados por el oleaje son la presencia de arenas de playa y de ante-playa, organizadas en cordones progradantes. Dichos depósitos pueden ser muy extensos y son paralelos a la costa, mientras que en los otros deltas, los cuerpos arenosos tienen ejes mayores perpendiculares a la costa (barras de marea, canales fluviales). Los canales de desembocadura son más escasos, pero pueden cortar las secuencias de playa.

4.6.3.- Variabilidad de los tipos de delta

La mayoría de los deltas observados actualmente como en los tiempos geológicos representan tipos intermedios entre estos tres tipos. El papel del sedimentólogo es reconocer el papel respectivo de cada factor predominante (río, oleaje, marea) para ubicar el delta estudiado en la clasificación de Galloway (in Broussard 1975, figura 33, publicada anteriormente).

Por otro lado, varios tipos de deltas pueden coexistir en una misma zona, según la morfología de la costa o la dirección del movimiento de las olas. Por fin, el papel respectivo de esos tres factores, y, por tanto el tipo de delta, pueden variar con el tiempo.

4.6.4.- Ciclos deltáicos

4.6.4.1.- Progradación y abandono del delta

Los deltas están caracterizados por una vida relativamente breve, durante la cual progradan muy rápidamente. Durante la transgresión del Holoceno, la subida del

nivel marino era tan rápida que los ríos no pudieron edificar deltas. Hace 6000 ó 7000 años, la velocidad de alza eustática se volvió inferior a la tasa de sedimentación, y los deltas actuales se formaron y empezaron a progradar. Desde entonces, el Mississippi edificó 7 lóbulos deltáicos, y el más joven solo tiene 800 años (figura 38). Por lo tanto, la época de actividad de un delta puede ser muy breve, casi instantánea, y una secuencia regresiva deltáica puede acumularse en pocos miles de años.

Cuando prograda un delta, la longitud de los canales distributarios aumenta (figura 39), lo que induce una disminución de la pendiente promedio (gradiente hidráulico) y una pérdida de su capacidad de transporte (capacidad). Si sobreviene una crecida, el río puede aprovecharse de un “crevasse” (brecha en los diques) para seguir un nuevo cauce más parado. Además, a medida que prograda el delta, aumentan su superficie y el número de distributarios (figura 39). Por lo tanto, la cantidad de sedimento transportada por cada uno disminuye, y tiene que ser repartida sobre una mayor superficie, lo que provoca la disminución de la tasa de progradación.

La conjunción de estos fenómenos, más rápidos en los deltas con predominancia fluvial o mareal, provoca la migración lateral de los canales distributarios principales del río, la creación de un nuevo lóbulo deltáico, y finalmente el abandono del delta (figura 39).

Cuando la subsidencia es rápida, el lóbulo deltáico abandonado es invadido por el mar, que deposita sedimentos marinos (arcillas, carbonatos), y re TRABAJA una parte de los sedimentos deltáicos bajo la forma de barras arenosas transgresivas, barras de mareas o de playa según el proceso dominante (figura 40). Al mismo tiempo, espesas capas de carbón pueden ser depositadas en la llanura deltáica (figura 40). Estos depósitos transgresivos constituyen buenos niveles guía locales (figura 41), y forman una secuencia transgresiva que sobreyace a la secuencia regresiva. Después, el río migra nuevamente y una nueva secuencia de progradación deltáica sobreyace a los sedimentos marinos.

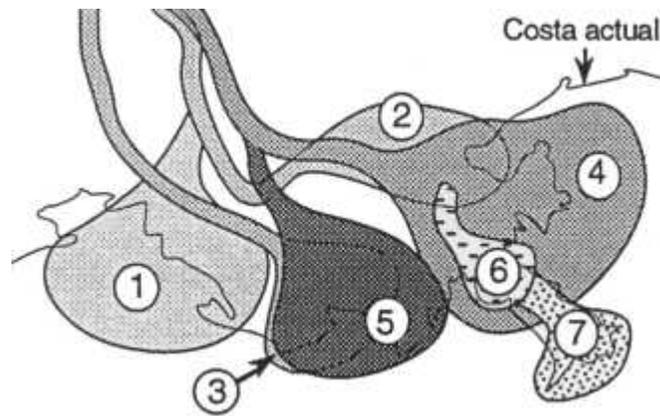


Figura 38.- Posición de los 7 lóbulos del Mississippi depositados desde 7000 años. El último (7) tiene 800 años. Los lóbulos abandonados están en curso de transgresión, debido a la alza eustática y a la subsidencia por compensación isostática del sobrepeso sedimentario. Tomado y modificado de J.A.Agueda-2004.

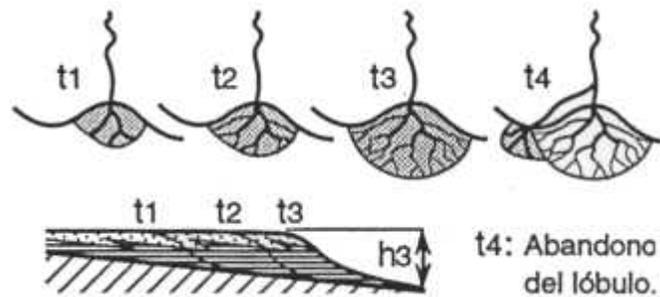


Figura 39.- Progradación y abandono de un lóbulo deltáico. El aumento del número de los distributarios, de la superficie del lóbulo, y de la profundidad del agua en la cual progresa, provoca el abandono del lóbulo. Tomado y modificado de J.A.Agueda-2004.

Dicha sedimentación cíclica es una de las características de los depósitos deltáicos. Las secuencias unitarias pueden ser organizadas en megasecuencias globalmente regresivas si los aportes sobrepasan la subsidencia, separadas por discontinuidades regionales de origen tectónico o eustático (figura 41).

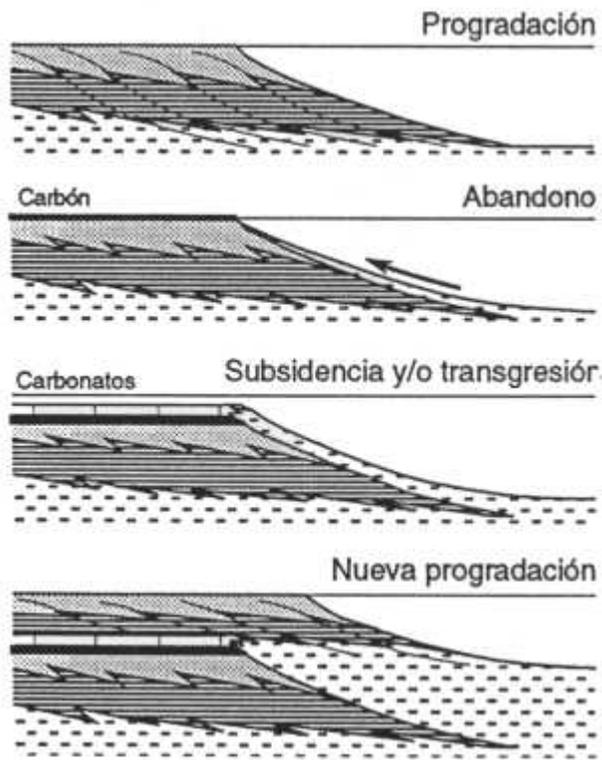


Figura 40.- Superposición de secuencias deltáicas por progradación (regresión) y abandono (transgresión) de un delta sobre una plataforma subsidente. Tomado y modificado de J.A.Agueda-2004

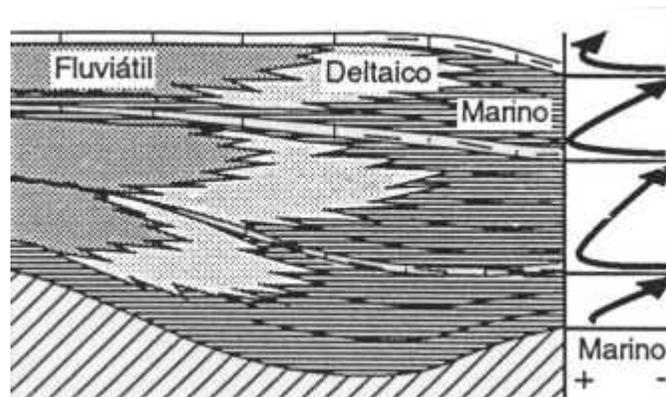


Figura 41.- Cuenca sedimentaria rellena por secuencias deltáicas controladas por el eustatismo. Tomado y modificado de J.A.Agueda-2004

La fase de abandono de un lóbulo generalmente demora más que la fase de progradación. Sin embargo, los depósitos correspondientes son mucho más delgados, ya que la tasa de sedimentación disminuye drásticamente por falta de aporte fluvial.

4.6.4.2.- La secuencia deltáica:

A medida que progresa el delta, los depósitos de los tres medios sedimentarios principales se van a sobreponer verticalmente, dando lugar a secuencias regresivas de progradación. Dicha secuencia se caracteriza por su granocrecencia (figura 42). Presenta en la base sedimentos finos del prodelta, sobreyacidos por las arcillas arenosas del frente deltáico, y luego por los sedimentos de la llanura deltáica con las arenas de canales, y las arcillas y el carbón de las zonas intercanales. El tope de la secuencia está frecuentemente caracterizada por extensos depósitos de carbón, a veces potentes (figura 42).

El espesor de una secuencia deltáica, formada por la progradación de un solo delta es equivalente al espesor del mismo delta. En deltas muy grandes, como el del Misisipi, una secuencia deltáica no pasa los 100 m. Después de la compactación, la potencia de las secuencias deltáicas antiguas generalmente varía entre 10 y 100 m (figura 42). Sin embargo, los depósitos deltáicos antiguos alcanzan a menudo miles de metros, implicando que se formaron por la superposición de numerosas secuencias.

Los principales reservorios de hidrocarburos en los deltas son las arenas de los canales distributarios y de las barras de desembocaduras (figura 42), siendo las últimas generalmente más arcillosas y de menor calidad.

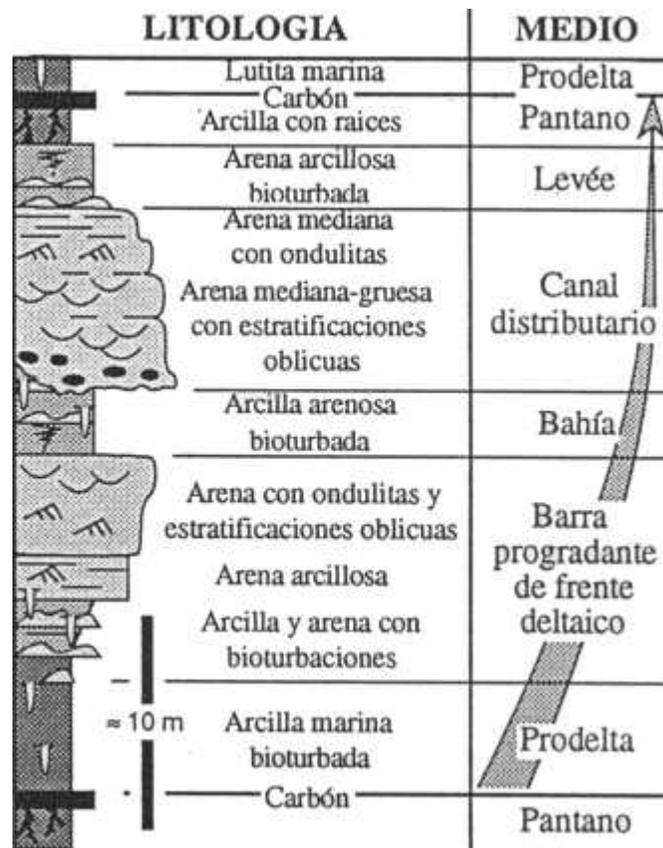


Figura 42.- Secuencia litológica formada por un ciclo deltáico. Antes de la compactación, el espesor de la secuencia equivalía a la profundidad del agua en la cual progradaba el delta. Tomado y modificado de J.A.Agueda-2004

4.6.5.- Factores Sedimentarios actuando en las cuencas deltáicas

Las centenas o miles de metros frecuentemente observados en las cuencas deltáicas, solo pueden ser explicados por una subsidencia activa, ya que las secuencias unitarias deltáicas generalmente tienen solo unas decenas de metros de espesor. La subsidencia puede estar ligada a la tectónica (distensión, fenómenos térmicos, etc.).

En las cuencas deltáicas, la subsidencia puede resultar de la sedimentación deltáica misma.

4.6.5.1.- La subsidencia por compensación isostática.

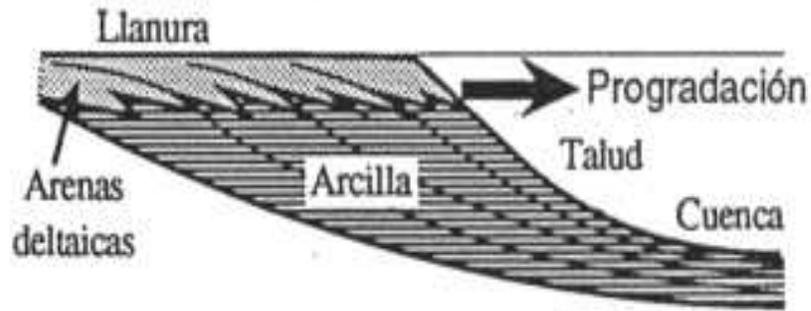
El peso de los sedimentos acumulados puede generar una subsidencia por compensación isostática, a veces asociada con la flexura elástica de la corteza. La importancia de dicha subsidencia depende del espesor acumulado, y por lo tanto, del espacio disponible para la sedimentación. Por ejemplo, sobre una plataforma continental, una acumulación de 200 m de sedimentos provoca una subsidencia de 60 m. Para una acumulación de 4000 m sobre el talud continental, la subsidencia es de más de 1000 m.

Esta subsidencia incrementa el espacio disponible y permite la superposición de numerosas secuencias (agradación, figura 43), provocando un engrosamiento notable de los sedimentos, al mismo tiempo que prograda el delta.

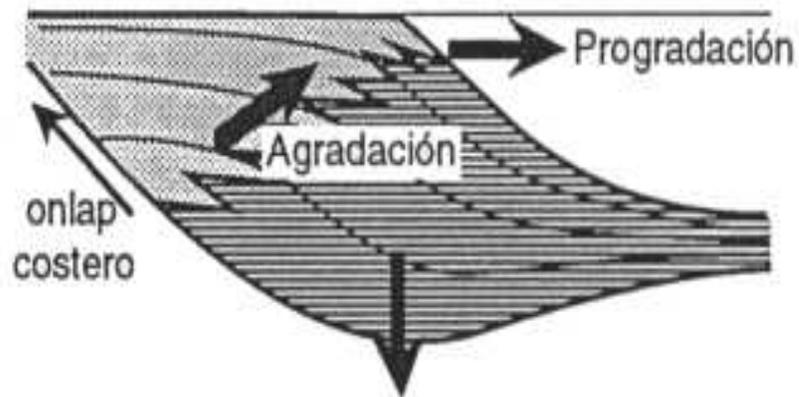
4.6.5.2.- Las deformaciones sinsedimentarias.

a. La arcillogenesis.- Una acumulación importante de arcillas de prodelta sobre el talud continental, por la acción combinada del sobrepeso y de la pendiente, puede generar fenómenos de flujo en las arcillas, que llevan a la formación de domos y diapiros arcillosos (“*diapirs*”, “*mudlumps*”), separados por depocentros locales pero a veces muy subsidentes (figura 44). La subida de dichos diapiros puede ser muy rápida (hasta 100 m en 20 años), y está a menudo asociada con fallas inversas, y el colapso de las areniscas sobreyacentes. Dichos fenómenos son acentuados cuando la depositación es muy rápida, ya que la arcilla no pierde el agua intersticial, se vuelve subcompactada y conserva así las características de un líquido viscoso.

1. Subsistencia nula



2. Subsistencia importante



3. Fallas de crecimiento

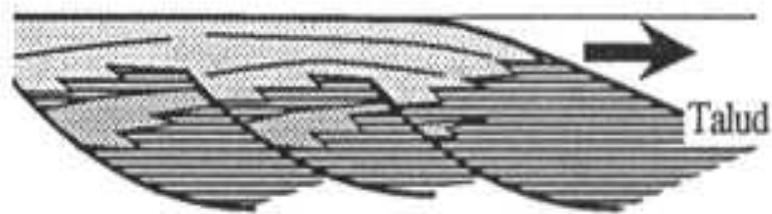


Figura 43.- Efecto del peso de los sedimentos deltaicos. 1: Si no hay subsidencia, solo ocurre la progradación, el espesor del prisma sedimentario equivale a la profundidad de la plataforma continental. 2: Si hay subsidencia, el espesor de los sedimentos sobrepasa la profundidad de la plataforma. Se observa una agradación y un onlap costero. 3: Las fallas de crecimiento crean zonas de engrosamiento. Tomado y modificado de J.A.Agueda-2004

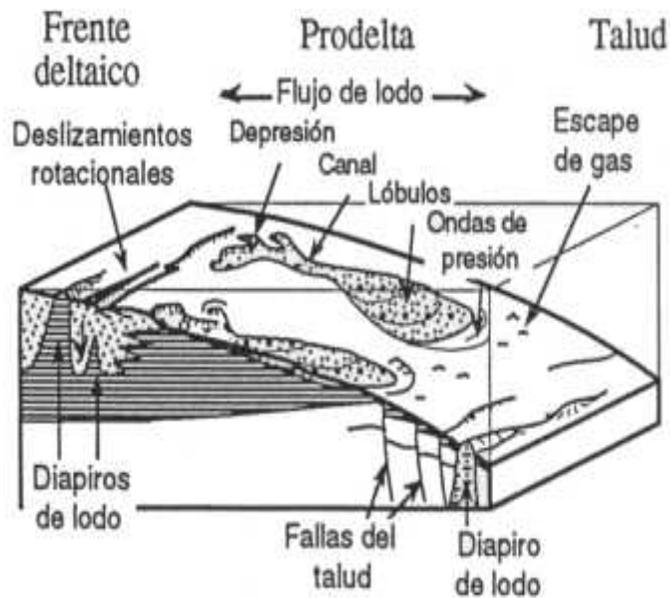


Figura 44.- Principales deformaciones sinsedimentarias debidas a la pendiente, el sobrepeso y la subcompactación de las arcillas en un delta. Tomado y modificado de J.A.Agueda-2004

b. Los deslizamientos rotacionales.- Ocurren en el frente deltaico, a lo largo de fallas superficiales (planos de cizalla) con rumbo paralelo a la costa, muy poco inclinados ($\sim 5^\circ$), que se paralelizan con la pendiente. Los cuerpos deslizados tienen poca deformación interna, experimentan una rotación de hasta 30° y pueden medir varias decenas de metros de ancho, varios Km. de largo, y su movimiento puede ser importante.

c. Los flujos de lodo.- En el prodelta, la pendiente, el sobrepeso y la naturaleza arcillosa de los sedimentos favorecen los deslizamientos de masa (“mudflow”). Presentan generalmente una depresión circular por encima, un canal intermedio y lóbulos de acumulación por debajo, que pueden generar ondas de presión ubicadas al frente (figura 44). Los flujos de lodo presentan importantes deformaciones internas y pueden tener varios kilómetros de largo, varias centenas de metros de ancho y hasta 30 m de espesor. Los lóbulos inferiores pueden contener bloques grandes de sedimentos.

Los deslizamientos rotacionales y los flujos de lodo son mecanismos importantes en la progradación de los deltas, y pueden ser observados frecuentemente en depósitos antiguos.

d. La degradación bioquímica rápida de la materia orgánica produce grandes volúmenes de gas (metano, CO₂), que contribuyen al aumento de la presión intersticial en las arcillas, y pueden escaparse hacia la superficie, formando volcanes de gas y lodo (figura 44).

e. Las fallas de crecimiento.- Si el delta progresa rápido, las arenas descansan sobre las arcillas blandas y subcompactadas del talud o del prodelta, amplificando los movimientos gravitatorios. La compactación diferencial de las arcillas (a menudo asociada con diapiros de lodo) genera fallas sinsedimentarias, cuyo juego aumenta a medida de la acumulación. Dichas fallas de crecimiento son fallas normales con geometría lítrica, que provocan la rotación del paquete colapsado. Ya que este último juega el papel de sobrepeso sobre los sedimentos infrayacentes, las fallas progresan hacia costafuera y forman depocentros localizados, con espesores mayores cerca de la falla (figura 43). Las fallas de crecimiento son frecuentes en los deltas con alta tasa de progradación (Mississippi, Níger), donde juegan un papel importante en la sedimentación.

4.7.- TASA DE SEDIMENTACIÓN

La cantidad de material depositado en una determinada zona de la cuenca de sedimentación y durante un cierto intervalo de tiempo, es un parámetro de gran interés que permite cuantificar el proceso y establecer comparaciones entre las diferentes zonas de sedimentación.

Este concepto se expresa mediante los términos de “tasa de sedimentación” y de “velocidad de sedimentación” (sinónimos ambos del término “*sedimentation rate*”).

Entendemos por tasa de sedimentación: “el espesor de sedimentos (o de rocas estratificadas) depositado por unidad de tiempo, en un intervalo determinado del registro estratigráfico”. Mientras que el concepto de velocidad de sedimentación se debería utilizar para designar a “*la medida del proceso de depósito real exclusivamente en los intervalos de tiempo en los que éste ha tenido lugar*”. Sólo en el caso de sedimentación continua ambos valores coincidirían, en el resto de las situaciones las velocidades de sedimentación serán mucho más altas que las tasas de sedimentación. Ambas medidas se expresan en mm/1.000 años o en m/millón de años (*unidad Buhoff*).

Para calcular la tasa de sedimentación correspondiente a un intervalo estratigráfico concreto, necesitamos conocer el espesor del intervalo seleccionado y la diferencia de tiempo entre los niveles superior e inferior. En sedimentación actual se expresa mediante la relación entre el espesor medido directamente (afloramientos, sondeos, etc.) y la diferencia de tiempo por datación radiométrica. En sedimentos antiguos, el espesor se mide directamente en campo o por sondeos y para conocer la diferencia de tiempo es necesario disponer de datos de edades absolutas del intervalo seleccionado.

En zonas marinas la sedimentación tiene lugar preferentemente en áreas adyacentes a los continentes, destacando las tasas en deltas y llanuras mareales (decenas de miles de milímetros cada mil años). En plataformas los valores son muy variables, según la subsidencia (decenas de milímetros cada mil años) y los valores mínimos aparecen en zonas pelágicas (1-2 mm/mil años).

En general, se puede concluir diciendo, que: los materiales procedentes de la erosión de los continentes, se acumulan preferentemente en los bordes de los mismos

(márgenes continentales) donde la subsidencia es mayor. Tanto por medidas directas sobre márgenes deformados (cadenas montañosas), como por medidas indirectas (perfiles sísmicos) en márgenes sin deformar, se ha comprobado que el espesor sedimentario en márgenes continentales estables puede alcanzar hasta 10 Km.

4.7.1.- Factores que controlan la sedimentación

Como concepto previo e inherente a la sedimentación, es necesario recordar el que contempla la capacidad de recepción de sedimentos de un medio receptor o cuenca. En cualquier medio hay una “superficie ideal” (nivel de equilibrio) que regula la capacidad de depósito del mismo (Barrel, 1917); sólo en el caso de que el nivel de equilibrio esté situado por encima de la superficie del fondo de la cuenca, habrá un volumen disponible para un posible depósito. En la actualidad (Jersey, 1988) se ha definido este volumen disponible, en medios marinos, con el término de “acomodación” y está controlado por los aportes, la subsidencia y los cambios del nivel del mar.

Los principales factores que controlan la sedimentación (capacidad de depósito, características de los sedimentos y tasa de sedimentación) son: los aportes (entrada de masa, procedente de la denudación), la subsidencia (movimientos tectónicos verticales) y los cambios del nivel del mar (eustatismo) (figura 45).

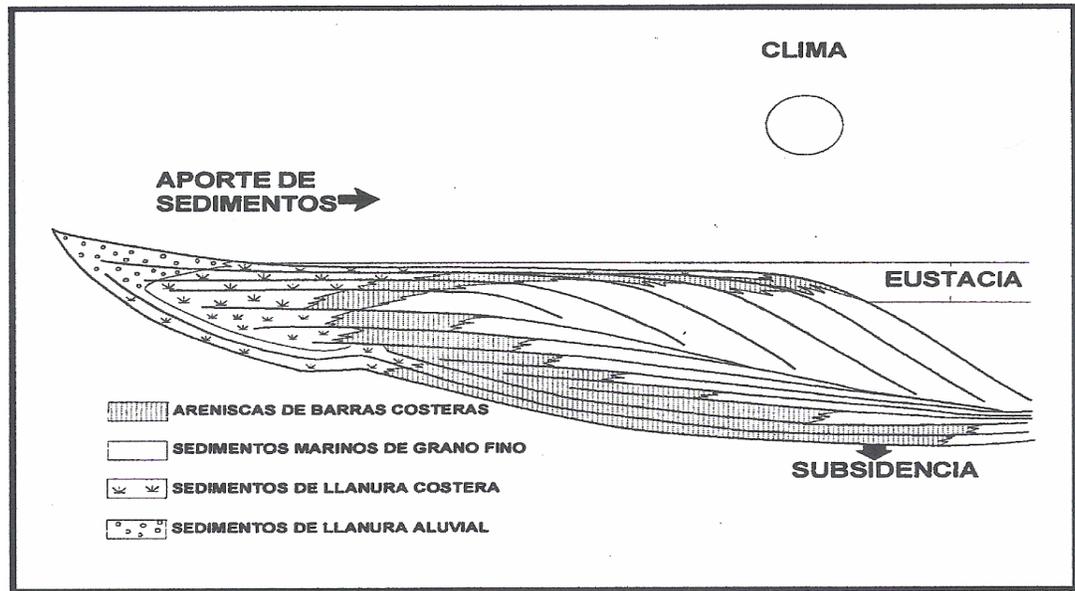


Figura 45.- Principales controles que afectan la estratigrafía y la distribución de litofacies según Vail (1987).

4.7.1.1.- Aportes

Corresponden al conjunto de materiales que llegan al medio “receptor” (cuenca) procedentes del medio “generador” (área madre o fuente de sedimentos) y que potencialmente pueden depositarse. La naturaleza de los aportes dependerá de la composición original de las “rocas madres”, de los procesos de meteorización-erosión y del tipo e intensidad de transporte.

4.7.1.2.- Subsistencia y movimientos tectónicos verticales

La dinámica terrestre ocasiona, además de los grandes desplazamientos laterales (movimiento de las placas), movimientos en la vertical que pueden alcanzar hasta 15 Km. y que son capaces de crear por una parte altas cadenas plegadas y por otra parte profundas depresiones, en las que se pueden acumular grandes espesores de sedimentos. El tipo de movimiento en la vertical descendente, más conocido y de mayor interés en la sedimentación es la subsistencia. Con este término se designa el

proceso tectónico de hundimiento del fondo de una cuenca sedimentaria, simultáneo a la sedimentación durante un largo período de tiempo.

La subsidencia se mide valorando el hundimiento por unidad de tiempo (tasa de subsidencia) y se expresan en las mismas unidades que la tasa de sedimentación (mm/1.000 años o m/Millón años). Esta tasa se refiere al hundimiento medio de una cuenca durante un intervalo de tiempo; valores puntuales de hundimiento se expresarían como velocidad de subsidencia.

La subsidencia puede ser regular, con tasas uniformes, o ser intermitente. Una subsidencia regular, origina grandes espesores de sedimentos de una misma profundidad (llanuras de marea, llanuras deltáicas, etc.) en largos intervalos de tiempo. Una subsidencia intermitente de cierta importancia, es la responsable del enterramiento brusco de acumulaciones vegetales, como ocurre en el caso de formación de carbón. Si no existiera subsidencia no sería posible la sedimentación continua en una zona concreta ya que la llegada de aportes sucesivos colmataría rápidamente el volumen disponible para la sedimentación (acomodación).

Los principales tipos de subsidencia en relación con su origen, son:

4.7.1.2.1.- Subsidencia tectónica:

Parte de la subsidencia total, ocasionada por factores tectónicos como hundimiento de fallas, estiramientos, movimientos transcurrentes, etc.

4.7.1.2.2.- Subsidencia térmica

Otra parte de la subsidencia total debida a reajustes isostáticos producidos por cambios de temperatura en los niveles inferiores de la corteza terrestre.

4.7.1.2.3.- Subsistencia total

Hundimiento real de una cuenca simultáneo al depósito, durante un largo período de tiempo.

4.7.1.2.4.- Subsistencia de carga o compactación

Está inducida por la carga de sedimentos depositados y es un proceso secundario, no primario como las de causas tectónicas y térmicas.

4.7.1.3.- CAMBIOS DEL NIVEL DEL MAR Y EUSTATISMO

Un factor fundamental de control de la sedimentación marina es el nivel relativo del mar (distancia entre la superficie del agua y el fondo) y sus variaciones (figura 45). Los cambios de nivel del mar, a lo largo del tiempo, se deben a los siguientes factores:

4.7.1.3.1.- Relación aportes/subsistencia.

Los aportes van rellenando la cuenca y hacen descender el nivel relativo del mar, efecto contrario al de la subsistencia que tiende a elevarlo. En los intervalos de tiempo en los que los aportes superen en volumen el espacio dejado por la subsistencia, el nivel relativo del mar descenderá; mientras que en los períodos donde la subsistencia sea superior a los aportes el nivel del mar aumentará.

4.7.1.3.2.- Levantamientos tectónicos

Cuando el fondo de una cuenca sedimentaria está sometido a un levantamiento tectónico, el nivel del mar disminuirá. Incluso si el levantamiento tectónico supera en magnitud a la batimetría, se llega a una emersión.

4.7.1.3.3.- Cambios eustáticos.

Cambios globales del nivel del mar, son los que modifican el nivel absoluto del mar, es decir el nivel medio de todos los océanos a lo largo del tiempo. El eustatismo es la teoría que explica las fluctuaciones del nivel del mar por procesos climáticos (glaciarismo, cambios de hasta 100 m.) o tectónicos globales (crecimiento desigual de las dorsales, etapas de colisión y las inundaciones de nuevos océanos por fragmentación continental, se calculan cambios de nivel del mar de varios centenares de metros).

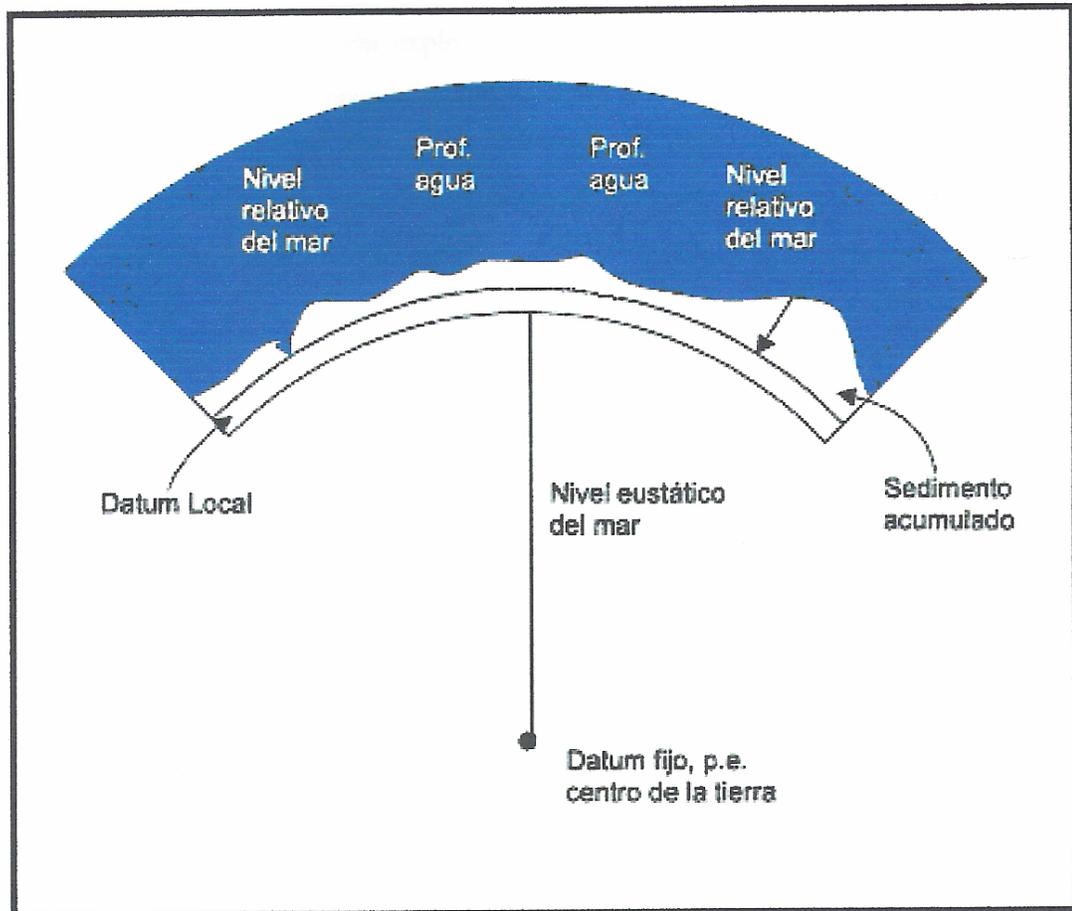


Figura 46.- Nivel eustático y nivel relativo del mar (Posamentier et al., 1988).

CAPITULO V

ESTRATIGRAFÍA LOCAL

5.1.- GENERALIDADES

En el marco de la estratigrafía local, la secuencia estudiada corresponde a dos tramos de los registros eléctricos uno el intervalo entre U4-U1; y el otro el intervalo entre J3-J1, de una sección completa que esta compuesta por 22 unidades. En total fueron objeto de estudio 7 unidades las cuales están comprendidas por U4, U3, U2 (U, M, L), U1 (U, M, L), J3 (U, M, L), J2 y J1; y representan arenas petrolíferas y gasíferas del campo Socororo Este; dicho campo forma parte del plan de desarrollo de la empresa operadora PetroUCV en el Área Mayor de Socororo.

La columna estratigráfica esta caracterizada por una secuencia de areniscas que van disminuyendo en espesor y limpieza, de base a tope. Las respuestas de las curvas de Potencial Espontáneo (SP) y de Rayos Gamma (GR) son bastante uniformes en las secciones básales U4 y U3. En la figura 4 se muestra el registro tipo de campo Socororo Este, el cual corresponde al pozo ES- 443.

En el registro tipo se observa que los espesores de las arenas subsiguientes a U4 y U3 van disminuyendo de espesor en la parte media, la cual hace referencia a un cambio en los niveles de energía, y por consiguiente al ambiente depositacional presente. Estos cambios son transicionales y en algunos casos discordantes producto de la erosión, esto se ve confirmado en la zona media y hacia el tope de la Formación Oficina donde se observa una litología menos arenosa, esto se evidencia en la figura 47 (Sección estilizada) donde se presenta una sección estilizada de cuatro pozos del campo. También se presenta un gran porcentaje de espesores litología limosa con poco desarrollo de arenas.



Figura 47.- Sección Estilizada donde se muestra la sección omitida en este estudio correspondiente a los niveles estratigráficos entre TL y K (Tomado de Soto, 2004).

Entre los niveles estratigráficos J3L y J1, la influencia es deltáica con un dominio mareal, lo cual genera pequeños cuerpos arenosos de poco desarrollo lateral y con una disposición subparalela a la dirección del buzamiento de la sedimentación; evidenciando que la relación acomodación/sedimentación es mayor en esta secuencia.

Para obtener una columna estratigráfica representativa, se realizaron evaluaron catorce secciones estratigráficas, siete en dirección del rumbo de la

sedimentación y las otras siete en dirección del buzamiento de la sedimentación. Ver figura 3.

Las secciones estratigráficas abarcan la mayor cantidad de espacio areal del campo Socororo Este y permiten determinar el desarrollo lateral de las facies. En el tope de U1U se encuentra el marcador estratigráfico **M1** representado por una **superficie de máxima inundación** la cual se utilizó como datum para la correlación de los niveles estratigráficos comprendidos entre U5 y U1U y que no solo es utilizable en el campo Socororo Este sino en todo el Área Mayor de Socororo como línea isócrona para la correlación de los pozos (figura 16). Para la secuencia de estratigráfica comprendida entre J3L y J1 se correlacionaron las arenas con el **marcador Radiactivo M2**, ubicado en la base de la unidad F8 y representado por una anomalía en la respuesta de la curva de rayos gamma (GR) la cual genera una superficie “Hot Streaks”, que se observa en los registros que poseen la curva de rayos gamma (GR) y también se puede determinar en los otros pozos del campo por correlación lateral (figura 17).

Las unidades de estudios correspondientes a la Formación Merecure (U4, U3, U2) y a la formación Oficina (U1, J3, J2, J1) de edad Oligo-Mioceno poseen lignitos, los cuales forma de lentes de poco espesor y extensión lateral limitada, pero muy útiles para la definición de ambientes depositacionales.

5.2.- DESCRIPCIÓN DE LAS FACIES

A continuación se describen las facies presentes en cada una de las unidades estudiadas de acuerdo a su variabilidad lateral, tipo de contacto con sus unidades infrayacentes y suprayacentes, características litológicas, comportamiento de la curva de potencial espontáneo (SP) y rayos gamma (GR), y la relación que existe entre la forma de la curva y el ambiente de depositación. También se toman en cuenta las

características de los mapas isópacos, net to gross, arena neta y el comportamiento granocreciente o grado decreciente de las secuencia para la descripción y análisis de las facies.

UNIDAD ESTRATIGRÁFICA U4

La unidad U4 esta compuesta por un conjunto de canales entrelazados, representados por un comportamiento cilíndrico en las curvas de SP y GR y de espesores considerables. La presencia de lutitas en esta unidad es muy poca con respecto a la gran abundancia de arenas, además se encuentran presenten algunas capas de poca continuidad lateral y lentes de carbón de poco espesor. Se encuentra un espesor máximo de esta unidad de 165' en los pozos ES-413 y ES-415 y un espesor mínimo de arena de 50' en el pozo SOC- 05.

En esta unidad estratigráfica se presenta un canal fluvial de un ancho aproximado de 3,2 Km. que posee una orientación preferencial SW – NE. A su vez esta unidad esta dividida operacionalmente por en subintervalos (U4U, U4M, U4L) principalmente por las características petrofísicas de las arenas de la secuencia U4 .

La continuidad lateral de U4 se ve limitada por zonas limosas correspondientes a la llanura de inundación que no han sido cortadas por el grupo de canales entrelazados, donde se encuentran capas de lignitos de 2' de espesor aproximadamente, lo que evidencia un ambiente fluvial de canales entrelazados con dominio continental. El comportamiento en los mapas isópacos, Net to Gross y arena neta poseen la tendencia del canal, sin embargo en el borde sur y sureste se observa que las curvas de los registros de los pozos que se encuentran en esta zona, las arenas se presentan un poco más sucias; lo cual puede ser producto de zonas de abandono de canal y de bordes de canal.

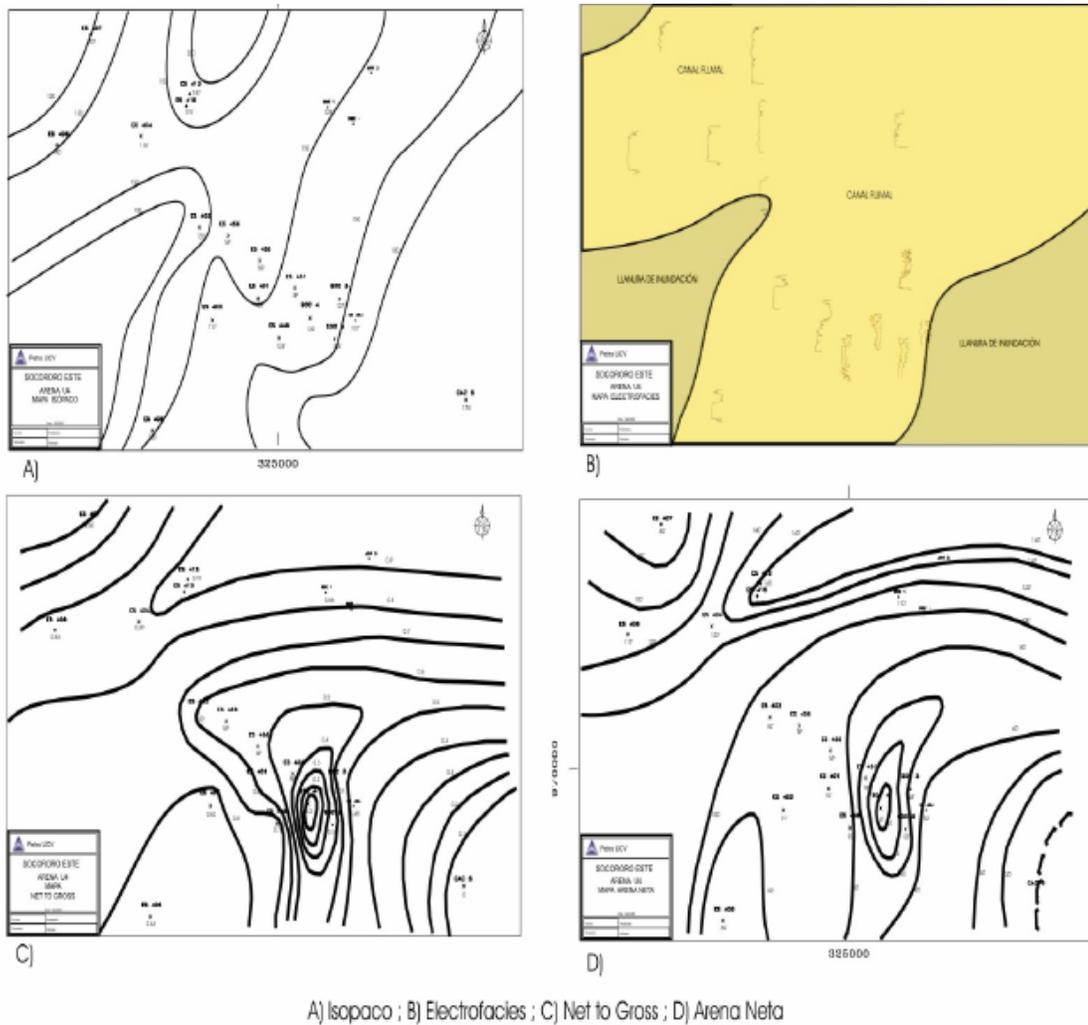


Figura 48.- Mapas A) Isópaco, B) Electrofacies, C) Net to Gross y D) Arena Neta pertenecientes a la unidad estratigráfica U4

Análisis Ambiental

La representación mostrada en el mapa de electrofacies (figura 48) nos indica un ambiente de sedimentación fluvial desarrollado dentro de un conjunto de canales entrelazados. Se puede observar la confluencia de dos canales principales los cuales se interceptan cerca del pozo ES- 402.

La facies de llanura de inundación esta representada por las zonas de desborde de los canales fluviales y abarca el 25% del área total del mapa.

UNIDAD ESTRATIGRÁFICA U3

Esta unidad presenta una heterogeneidad de facies típicas de ambientes fluvio-deltáicos donde se encuentra distintas facies como son: canales distributarios, barras de desembocadura, llanuras de inundación y abanicos de rotura.

Facies de Canales Distributarios

En esta facies se presentan dos canales independientes con una dirección N20E, separados por una llanura de inundación. El canal distributario que se encuentra en la zona sur del mapa de electrofacies corta a un conjunto de barras de desembocadura. Las facies de canales distributarios presentan curvas con forma de campana. El espesor promedio del canal norte es de 20' en los pozos ES- 415 y ES- 413 y un ancho aproximado de 800m. El canal sur tiene un ancho indeterminado debido a que se encuentra hacia el borde del mapa y posee un espesor promedio de 135' de arena neta.

Facies de Barras de Desembocadura

En esta facies los espesores promedio son de 15' de arena neta y se presentan subparalelos al canal que corta dichas barras. Tiene un ancho aproximado de un Km. aproximadamente en su parte mas amplia. El comportamiento de la curva de GR y SP es de forma de embudo, y los máximos niveles de arenas y relación de net to gross se corresponden con el desarrollo de esta facies junto con el canal distributario.

Facies de Llanura de Inundación

Esta facies ocupa el 40% del área total del mapa y en ella se presentan múltiples capas de lignitos que tienen poca extensión lateral, pero nos permiten identificar ambientes de depositación. Los lignitos son identificados fácilmente con la curva de RHOB o registro de densidad, donde se reflejan con valores menores a 1.9 g/cm^3 .

Abanicos de Rotura

Los abanicos de rotura presentes en esta unidad tienen una disposición lobular con espesores aproximados de 8' y con poca extensión areal dentro de la llanura de inundación. Podemos encontrar la facies de abanico de rotura en el pozo ES- 404.

Análisis Ambiental

Esta unidad se caracteriza por encontrarse en un ambiente fluvio-deltáico, con canales distributarios que cortan barras de desembocadura que fueron depositadas anteriormente en el avance del delta hacia la línea de costa. El ambiente se encuentra dominado por una fuerte influencia de sedimentos continentales y la relación acomodación/sedimentación sigue siendo baja, lo cual sugiere una inclinación favorable al aporte de sedimentos y a la programación.

Mapas Unidad Estratigráfica U4

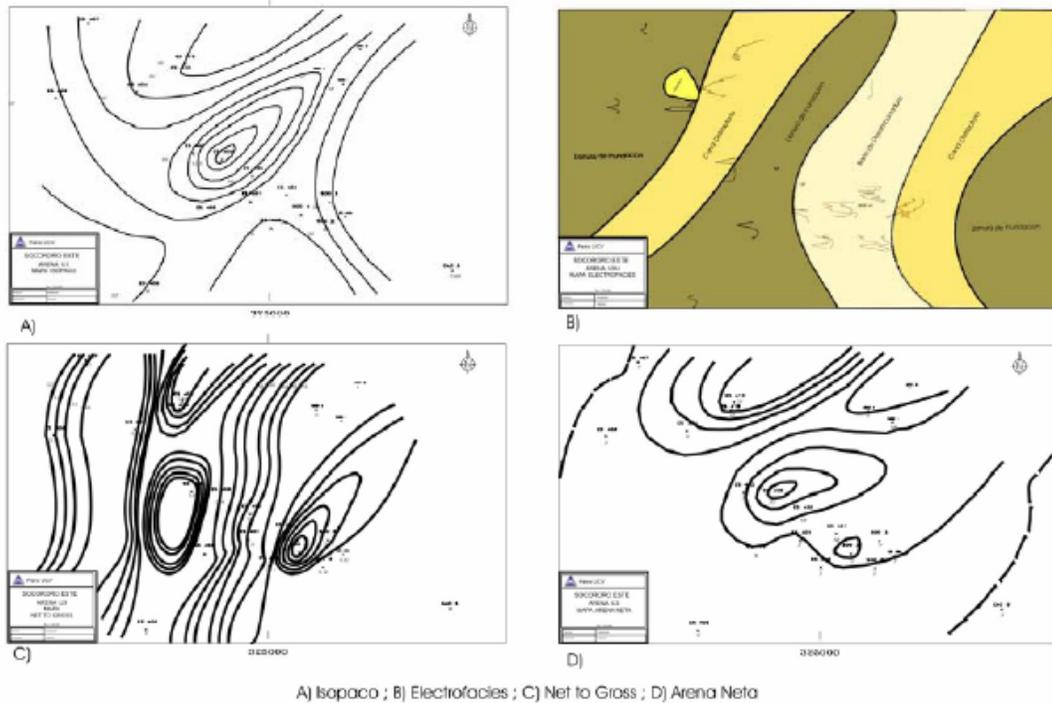


Figura 49.- Mapas A) Isópaco, B) Electrofacies, C) Net to Gross y D) Arena Neta pertenecientes a la unidad estratigráfica U3.

UNIDAD ESTRATIGRÁFICA U2

El intervalo estratigráfico U2 esta dividido en las subunidades U2L, U2M y U2U las cuales presentan las siguientes características:

Subunidad U2L

La subunidad U2L se caracteriza por presentar dos canales fluviales que poseen una dirección SW – NE, en estas se observa el dominio del aporte de sedimentos ya que los mayores espesores de arena neta en los mapas coinciden con la ubicación de los canales. El ancho del canal norte es de unos 800 m. mientras que el

ancho del canal sur, producto de que en la parte meridional del canal se interfecta con otro canal de menor amplitud llega a medir unos 1600 m. de ancho aproximadamente. Los espesores de ambos canales son constantes y su promedio es aproximadamente de 15', cabe destacar que en los pozos SOC- 03, ES- 454 y SOC- 05 poseen espesores anómalos ya que se encuentran coalescentes con las unidades suprayacentes. La facies de abanicos de rotura se encuentra en los pozos SOC- 04 y ES- 446 y presentan una capa de lignito de 1pie de espesor que se extiende lateralmente hasta el pozo SOC- 05 donde esta siendo cortado por un canal. En el pozo SOC- 01 se encuentra un abanico de rotura.

En la parte Sureste de los mapas de arena neta, isópaco y net to gross, se encuentra una discordancia producto de la erosión ocurrida por avance de la facies de canal presente en el pozo CAC- 05, donde se haya una coalescencia de las unidades estratigráficas U2L, U3 y U4. El espesor promedio de los abanicos de rotura es de 9'.

Análisis Ambiental

La subunidad se U2L se encuentra dentro de un ambiente fluvio-deltaico con predominancia continental, con la presencia de importantes canales que cortan los sedimentos más finos de llanuras de inundación, con la presencia de capas de lignitos. Se evidencia una zona subaérea con materia orgánica que se ubican dentro de la llanura de inundación, donde ocurre desbordamiento de canales generando abanicos de rotura ó “*crevasse splay*”.

Mapas Unidad Estratigráfica U2L

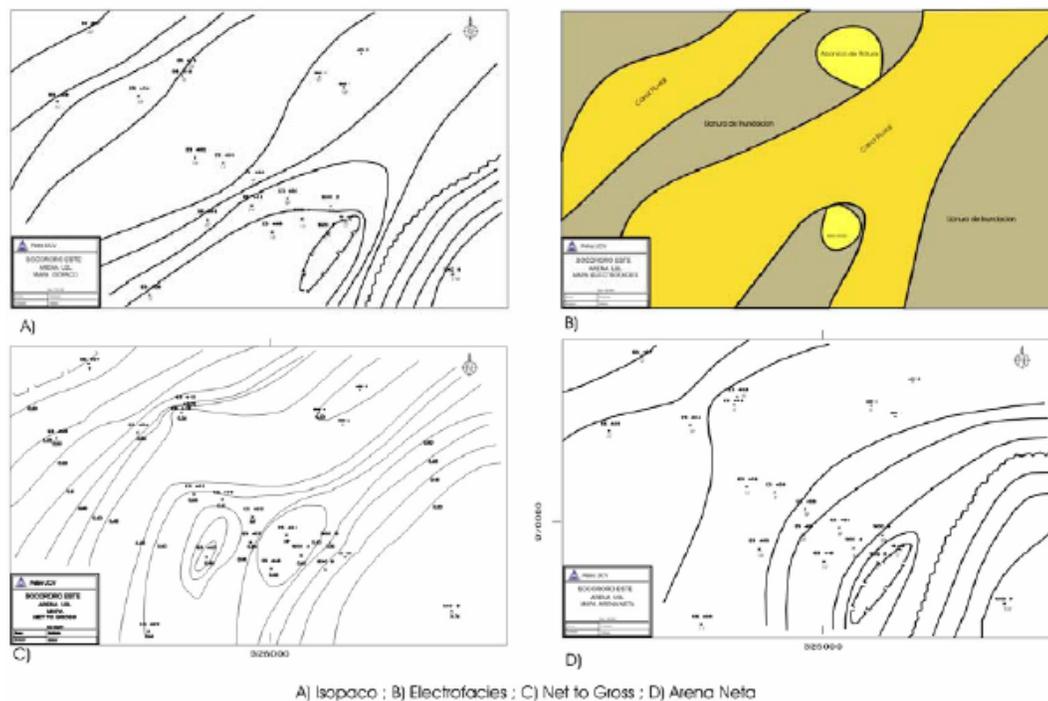


Figura 50.- Mapas A) Isópaco, B) Electrofacies, C) Net to Gross y D) Arena Neta pertenecientes a la subunidad estratigráfica U2L.

Subunidad U2M

En esta subunidad se encuentran presentes las facies de canales fluviales y canales distributarios con abundante abanicos de rotura, lo cuales se formaron debido a un pulso depositacional importante que produjo que la depositación fluvial avance sobre la deltáica, generando el desbordamiento de los canales dando origen a los abanicos de rotura. Esta subunidad es de altísima importancia en la explotación de petróleo en el campo Socororo Este ya que en conjunto con la subunidad U2L representan un importante yacimiento. El espesor máximo del canal fluvial esta representado de el pozo SOC- 05 donde posee 37' de arena neta y una relación net to gross de 92,5%.

El canal distributivo esta representado por el pozo ES- 406 donde se observa un espesor de 13' con una relación de net to gross de 35%. El resto del mapa corresponde en un 45% a llanura de inundación y un 20% de abanicos de rotura.

Mapas Unidad Estratigrafica U2M

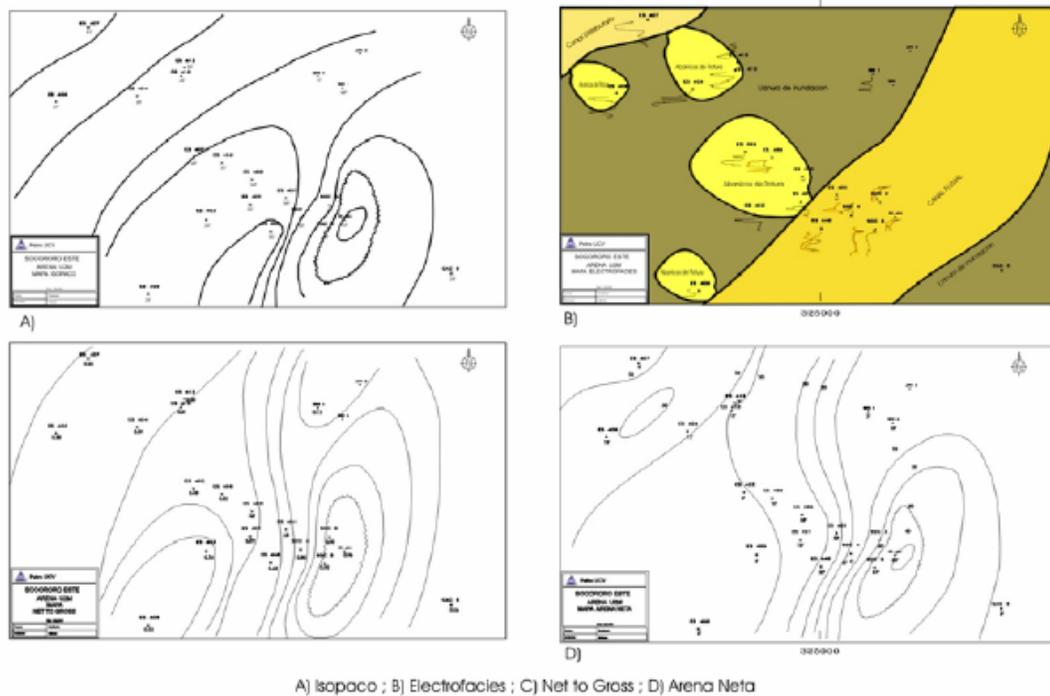


Figura 51.- Mapas A) Isópaco, B) Electrofacies, C) Net to Gross y D) Arena Neta pertenecientes a la subunidad estratigráfica U2M.

Análisis Ambiental

Esta facies representa un sistema fluvio-deltaico con canales distributarios que avanzan debido a un pulso depositacional generando canales fluviales sobre la planicie deltaica; estos canales poseen un geometría alargada, un perfil simétrico u constante. Entre los canales que se observan en el mapa de electrofacies (figura 51) se distinguen las llanuras de inundación impactadas por grandes desbordamientos continuos sobre áreas emergidas, donde se presentan mayores porcentajes de arcillas hacia los bordes del canal en el pozo ES- 446. Con respecto a la relación de net to

gross en esta subunidad, encontramos que el valor máximo se refleja en el pozo SOC-05 con un 95% y en valor mínimo es de 52% en el pozo ES- 446. La tendencia general de los canales se corresponde con la mostrada en los mapas de Isopropiedades y posee un dirección de rumbo N50E; con abanicos de rotura subortogonales a la línea de los canales.

Subunidad U2U

Esta unidad marca el final del sistema de depositación fluvial característica de la Formación Merecure. Se encuentran canales fluviales de espesores promedios de 28' y relación de net to gross de 93% en el pozo ES- 402, como valore máximos, y 38% como valor mínimo en el pozo ES- 401; notándose claramente la presencia de lignitos en los canales.

El canal alcanza un ancho aproximado de 2100 m. y corta lateralmente una facies de barra de desembocadura la cual posee espesores de arena neta de unos 10' y cubre un área aproximada del 25% de área total del mapa. Las relaciones de net to gross alcanzan un valor máximo de 72% en el pozo SOC- 01 y un valor mínimo de 20% en el pozo ES- 446.

La facies de llanura de inundación también se encuentra presente y afectada por el desbordamiento del canal en el pozo ES- 405 donde se hay espesores de arena neta de 19' con un alto porcentaje de sedimentos finos lo que reduce su relación de net to gross a 40%.

Análisis Ambiental

La disposición espacial de las facies muestra que estas se encuentran en la zona de planicie deltáica, y que ocurre un evento depositacional de mayor jerarquía formando canales fluviales los cuales avanzan sobre el delta hacia la línea de costa cortando las facies anteriormente depositadas. La facies de llanura de inundación corresponde a la zona interdistributaria del delta y ocupa un área de solo el 20% del

total del mapa. El ambiente depositacional de esta subunidad es deltáico con dominio fluvial.

Mapas Unidad Estratigrafica U2U

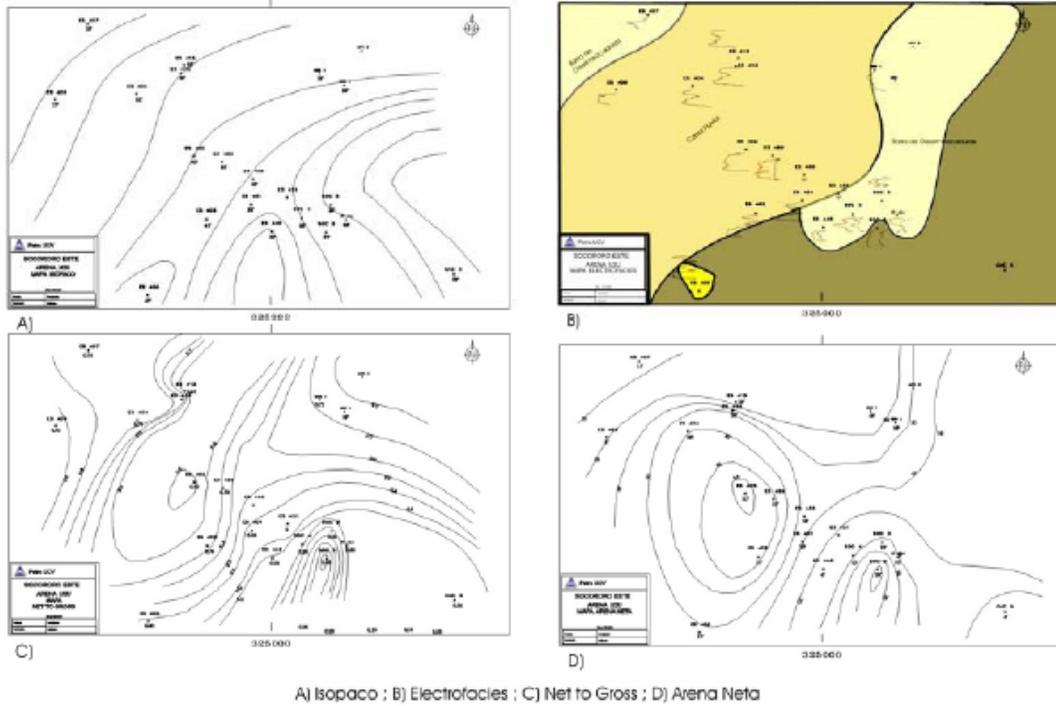


Figura 52.- Mapas A) Isópaco, B) Electrofacies, C) Net to Gross y D) Arena Neta pertenecientes a la subunidad estratigráfica U2U.

UNIDAD ESTRATIGRÁFICA U1

Subunidad U1L

Esta unidad se corresponde con la base de la Formación Oficina y donde se marca una depositación deltáica con la presencia de canales distributarios con espesores promedios de 17' a lo largo de todo el campo. El ancho de estos canales

distributarios aunque no se puede definir de manera precisa debido a que se encuentran hacia los bordes del mapa se pueden inferir que poseen un ancho superior a los 1600 m. También de evidencia que la facies de llanura de inundación, es invadida por grandes áreas representadas por abanicos de rotura de espesores aproximados de 8' producto del desborde de canales.

En los mapas de net to gross y de arena neta muestran como en la zona del pozo ES- 402 coalesce con la unidad suprayacente y presenta una zona de erosión, los máximos espesores de arena neta se ubican en la zona correspondiente a los canales distributarios.

Mapas Unidad Estratigrafica U1L

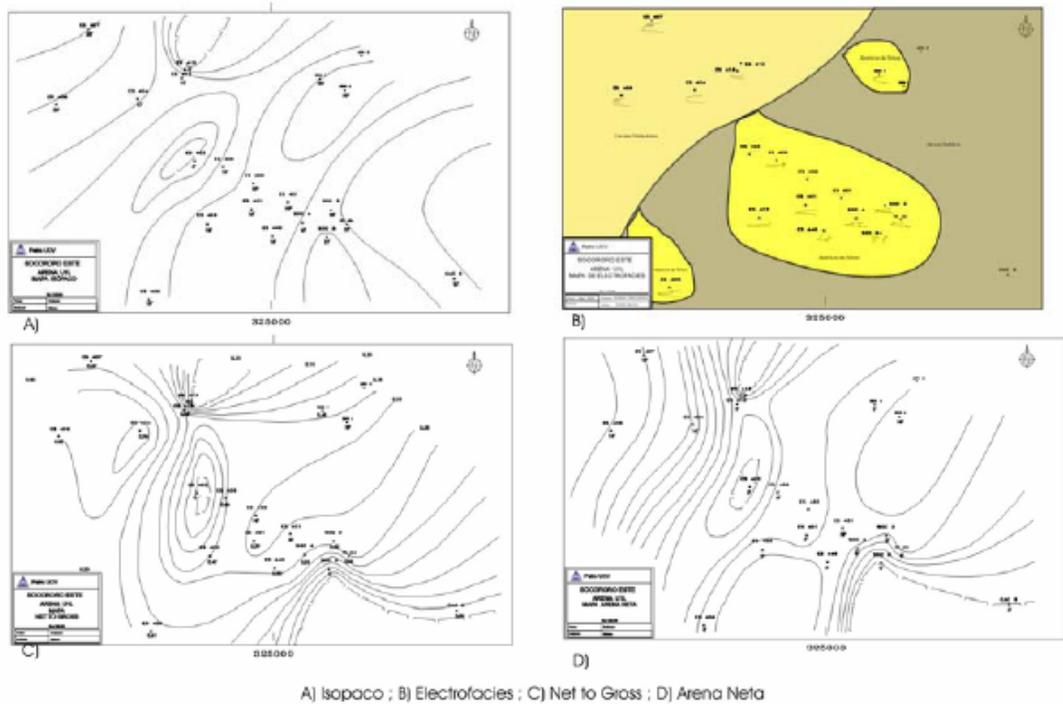


Figura 53.- Mapas A) Isópaco, B) Electrofacies, C) Net to Gross y D) Arena Neta pertenecientes a la subunidad estratigráfica U1L.

Análisis Ambiental

Esta unidad se encuentra en un ambiente deltáico donde se ubican canales distributarios, con menor energía que la unidad infrayacente, donde se desarrollan extensas planicies deltáicas representadas por sedimentos limosos sobre los cuales los abanicos de rotura “*crevesse splay*” se superponen por eventos sucesivos de desbordamiento. Como se puede observar en el grafico wtqw, esta subunidad disminuye el aporte de sedimentos arenosos.

Subunidad U1M

Esta subunidad esta conformada por un conjunto de canales distributarios con una dirección aproximada N10E constituida por dos ramales laterales, el más occidental con un ancho de canal de 700 m. y en el oriental 400 m; ambos están unidos en la parte central. Estos canales cortan una barra de desembocadura que se encuentra en la parte sur del mapa. El máximo espesor de los canales es de 44' en el pozo ES- 413 y el mínimo es de 11' en el pozo SOC- 01.

En la parte sur la facies de barras de desembocadura con un espesor máximo de 19' de arena en el pozo SOC- 04 y un espeso mínimo de 12' en el pozo ES- 446. En los pozos ES- 403, ES- 406 y ES- 407 se depositan abanicos de rotura debido a la rotura de los borde de canales. La llanura de inundación no esta representada por ningún pozo pero se infiere por los borde del canal que atraviesan las llanuras interdistributarias.

En los mapas de arena neta y net to gross se muestra que los mayores espesores de arena se encuentran en los canales y disminuyen en las zonas de barras de desembocadura y llanura de inundación. La relación de net to gross en esta subunidad se ve afectada por la coalescencia con la unidad suprayacente donde se presentan zonas erosivas. En la confluencia de los canales los valores de net to gross toman valores elevados con promedios superiores a los 85%.

Mapas Unidad Estratigráfica U1M

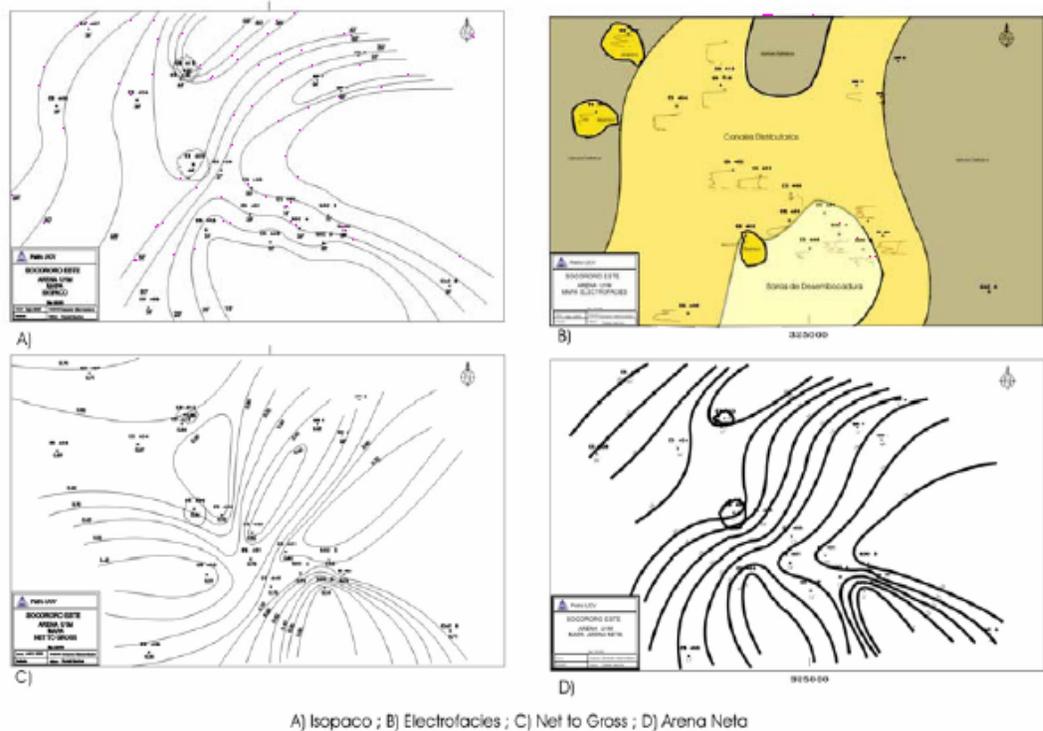


Figura 54.- Mapas A) Isópaco, B) Electrofacies, C) Net to Gross y D) Arena Neta pertenecientes a la subunidad estratigráfica U1M.

Análisis Ambiental

Esta unidad se desarrolla sobre la planicie deltáica, marcando el último evento fluvio deltáico de la zona de estudio, los niveles de porcentajes de relación de net to gross, indican un ambiente de energía media con eventos erosivos a las facies interdistributarias caracterizados por canales cortando barras y la presencia de abanicos de rotura, que invaden la llanura de inundación.

Subunidad U1U

Esta unidad representa las características propias de una barra litoral de una gran extensión lateral, incluso apreciable a nivel regional en toda el Área Mayor de Socororo. Esta subunidad esta limitada en su tope por una superficie de máxima inundación (M1) la cual es utilizada en toda el Área Mayor de Oficina e incluso en toda la Cuenca Oriental de Venezuela. Esta barra presenta un espesor promedio de 20' a todo lo largo de su extensión; a su vez esta ubicada paralela a la paleolínea de costa, con una orientación N45O, y esta disposición es generada debido a la influencia de las olas; el retrabajo y redistribución de los sedimentos arenáceos le dan a la curva de SP y GR una forma de embudo.

El análisis de los mapas isópacos, arena neta y net to gross, son consistentes con el mapa de electrofacies, sin embargo se presenta una zona lobular en la parte suroeste del mapa, la cual se puede explicar con la existencia de abanicos de tormentas o “*washover fan*” donde se encuentran los principales espesores de arenas.

Análisis Ambiental

Esta subunidad limita las antecedentes unidades, que previamente fueron descritas como fluviales o fluvio-deltáicas y con mayor dominio continental de una unidad de dominio marino producto del avance de la línea de costa. Entre estas dos parasecuencias encontramos la subunidad U1U representada por una barra litoral, uniforme y constante a todo lo largo del campo con una dirección subortogonal al buzamiento de la sedimentación. La acción del oleaje genera de los sedimentos, lavando los sedimentos arcillosos y permitiendo la generación de grandes barras litorales.

Adicionalmente y sobre la barra litoral, agentes externos como lluvias intensas o tormentas produjeron el colapso de los bordes de la barra y forman los abanicos de

tormentas o “ *washover fan* ”; es por esto que la subunidad U1U se encuentra dentro de un delta de dominación por olas.

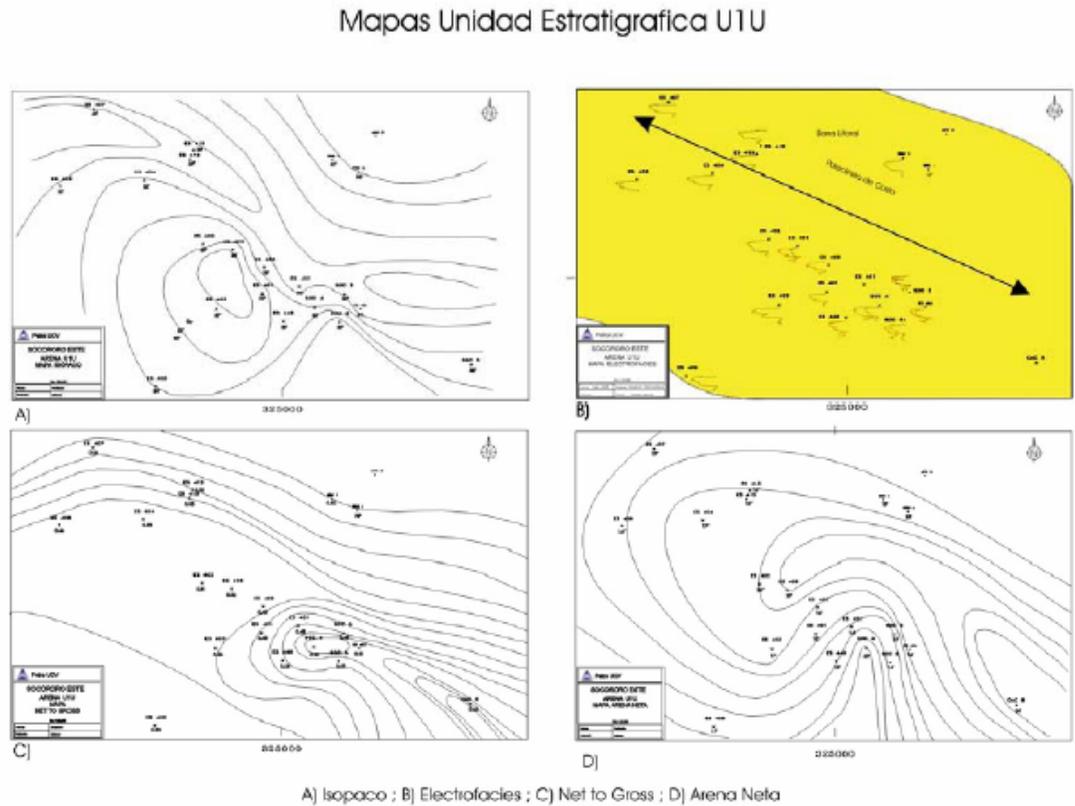


Figura 55.- Mapas A) Isópaco, B) Electrofacies, C) Net to Gross y D) Arena Neta pertenecientes a la subunidad estratigráfica U1U.

UNIDAD ESTRATIGRÁFICA J3

Subunidad J3L

Esta caracterizada por una alta influencia de sedimentos lutíticos y barras subparalelas a la dirección del buzamiento de la sedimentación y son independientes entre sí misma, por lo tanto poseen espesores variables entre 15’ y 20’ de arena neta y

una relación de net to gross variable de acuerdo a la cantidad de arena presente en cada barra; siendo en los pozos ES- 404, ES- 415 y ES- 413 los que representan las arenas más limpias del mapa. En SOC- 05 y ES- 451 hay presencia de un lignito de 1' de espesor aproximadamente lo que demuestra la presencia de materia orgánica en un ambiente subaéreo.

También esta presente la facies de canales estuarinos representado por los pozos ES- 406 y ES- 407 con espesores de arenas de 15' y un ancho del canal de 800 m.

La facies de llanura mareal representa el 80% del mapa y con un gran aporte de sedimentos marinos.

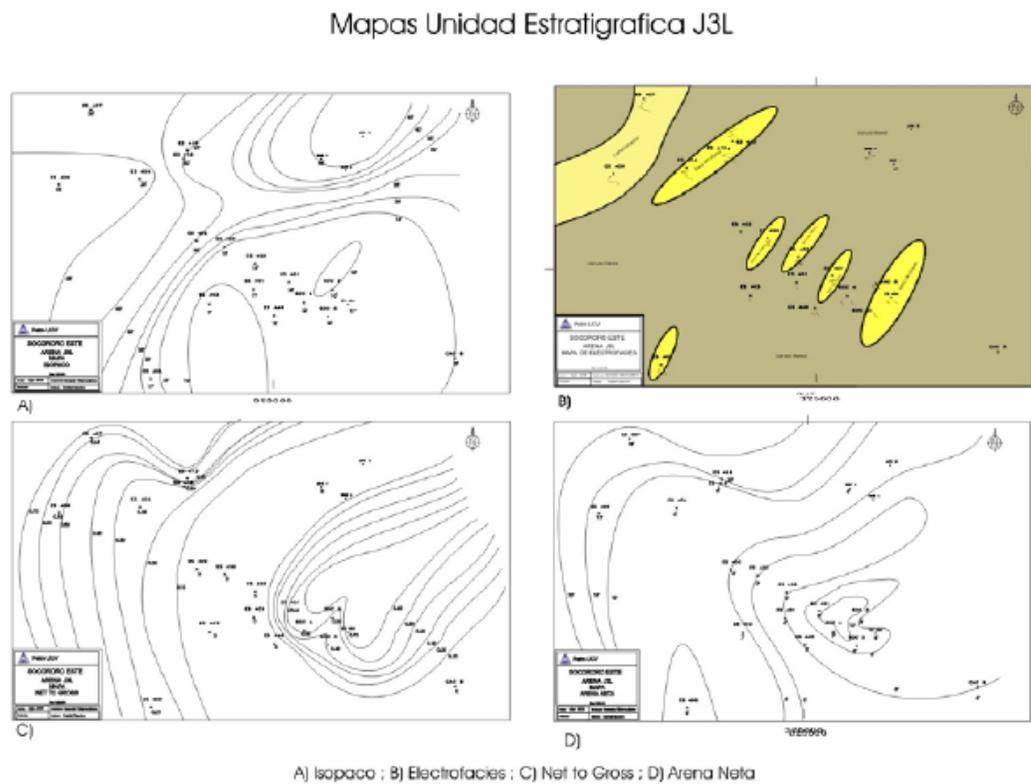


Figura 56.- Mapas A) Isópaco, B) Electrofacies, C) Net to Gross y D) Arena Neta pertenecientes a la subunidad estratigráfica J3L.

Análisis Ambiental

Esta subunidad se encuentra dentro de la zona de influencia de las mareas, las cuales distribuyen las arenas en barras longitudinales y alargadas con dirección al flujo y reflujo producido por la entrada y salidas de las mareas a las llanuras o planicies deltáicas produciendo canales estuarinos con influencia salobre producto de la pleamar y depósitos de marismas durante la bajamar. Esta redistribución orienta las barras y los canales en dirección perpendicular a la paleolínea de costa.

Subunidad de J3M

Esta representada por canales estuarinos, uno al oeste con unos 250 m. de ancho y un espesor de arena neta de 5' y el otro canal se encuentra más al este del mapa con unos 600 m. de ancho y un promedio de 5', ambos en dirección N20E, estas cortan la llanura mareal, estas llanuras mareales representan el 80% del area total del mapa; también se presentan barras de desembocadura alongadas y en dirección del flujo de los corrientes mareales las cuales redistribuyen los sedimentos más gruesos formando espesores de 9'.

Los mapas de arena neta y net to gross; son consistentes en la tendencia general de los depósitos de arena. El mapa isópaco muestra una paleotopografía llana donde la pendiente es mínima con una zona elevada en el pozo ES- 402 que separa los canales.

Análisis Ambiental

En esta unidad se incrementa el aporte de sedimentos clásticos más gruesos producto del desarrollo de los canales estuarinos y sugieren un evento depositacional que hace progradar a la parasecuencia.

La subunidad se encuentra ubicada dentro de una zona de llanura mareal, en un delta de dominación de mareas; en el gráfico Nro. Hwdg se observa como esta

subunidad es la base de una secuencia retrogradante con las unidades suprayacentes, ya que disminuye el aporte de clásticos del sistema deltáico y las mareas dispersan los sedimentos, además aumenta la relación acomodación/sedimentación.

Mapas Unidad Estratigrafica J3M

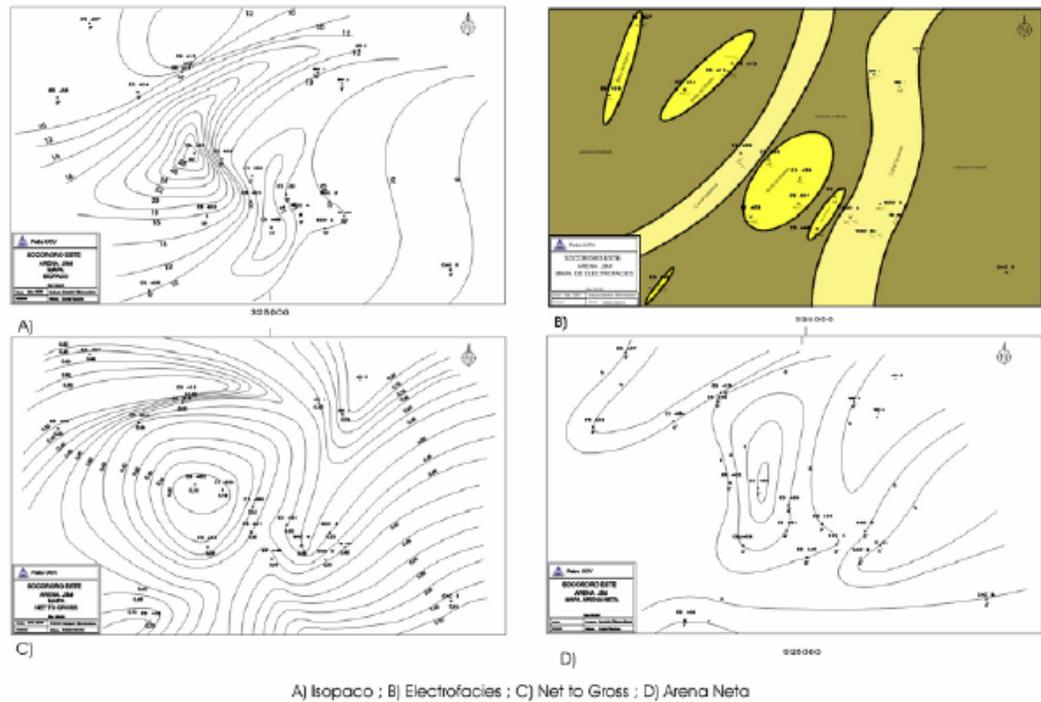


Figura 57.- Mapas A) Isópaco, B) Electrofacies, C) Net to Gross y D) Arena Neta pertenecientes a la subunidad estratigráfica J3M.

Subunidad J3U

La principal facies que se encuentra en esta subunidad es la del canales estuarinos donde se acumulan los mayores espesores de arenas con un promedio aproximado de 8', este espesor se observa en el pozo ES- 455. El canal estuarino

principal posee un ancho aproximado de 2400 m., fue formado por la unión de varios canales estuarinos más pequeños. La dirección preferencial de este canal es N20E aproximadamente.

Existen barras de marea bordeando los límites del canal que no fueron erosionadas; estas barras tienen espesores comprendidos entre 19' y 4', poseen forma elongada, simétrica y se ubican sobre la llanura mareal.

Los mapas isópaco, arena neta y net to gross corresponden con la parte más ancha de los canales, la paleotopografía es pseudoparalela con pequeñas elevaciones en el pozo ES- 403 dando una tendencia y dirección N30E a los canales estuarinos.

Mapas Unidad Estratigráfica J3U

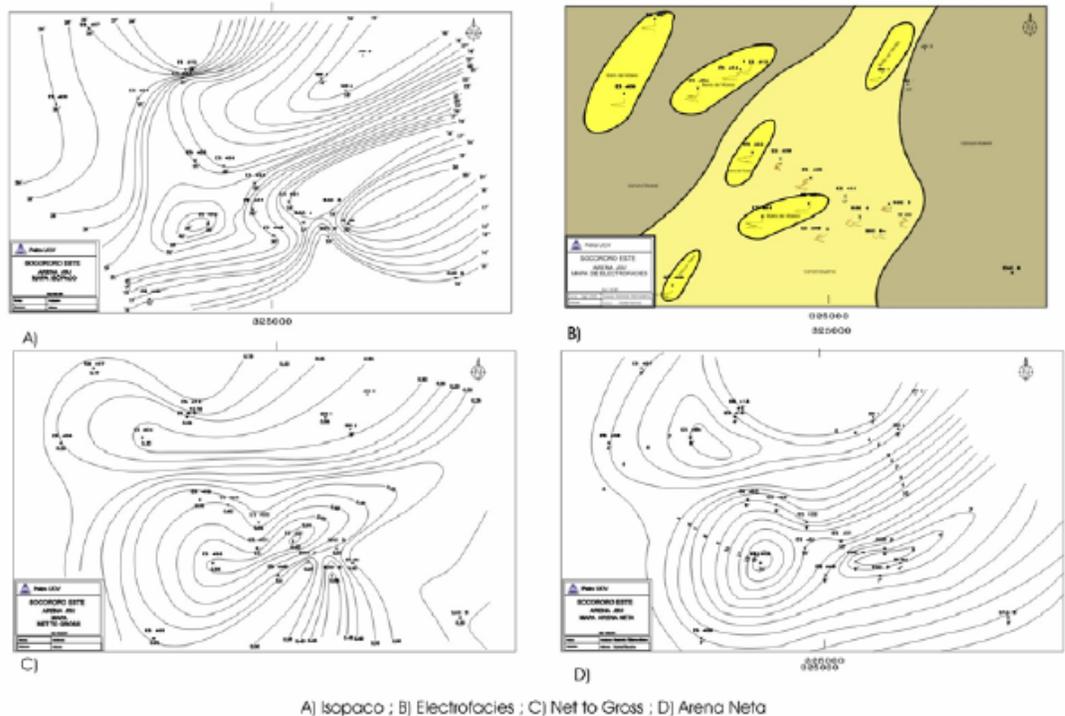


Figura 58.- Mapas A) Isópaco, B) Electrofacies, C) Net to Gross y D) Arena Neta pertenecientes a la subunidad estratigráfica J3U.

Análisis Ambiental

Esta subunidad representa una secuencia retrogradante donde los aportes de sedimentos arenáceos se distribuyen por efecto del flujo y reflujo de las mareas que penetran en el delta y orientan los cuerpos de arenas en barras longitudinales en dirección del flujo.

UNIDAD ESTRATIGRÁFICA J2

La secuencia de esta unidad esta representada en un 90% por una extensa llanura mareal, consecuencia del avance de la línea de costa sobre el continente y el aumento de la relación acomodación/sedimentación, donde se muestran respuestas de las curvas de GR y SP de muy poco espesor y de forma irregular. Esta llanura esta cortada por un canal poco profundo de unos 9' de espesor, un ancho aproximado de 400 m y una orientación N15E. Las facies de barras mareales se presentan aisladas e independientes con espesores que varían entre 6' y 3' y con poco desarrollo lateral.

Análisis Ambiental

Esta unidad se desarrolla en una gran llanura mareal con muy poca presencia de clastos gruesos lo que la ubica en una secuencia retrogradante de un delta de dominación de mareas. Las pocas barras mareales que se observan están muy poco desarrolladas y domina la litología arcillosa y marina típica de ambientes marinos.

Mapas Unidad Estratigráfica J3M

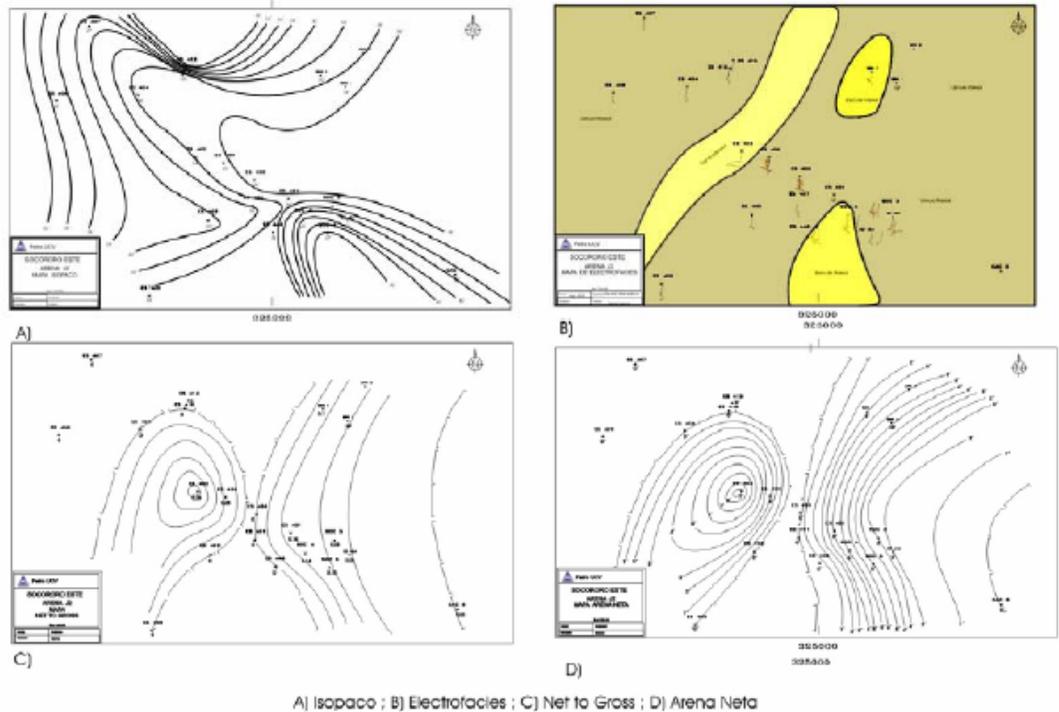


Figura 59.- Mapas A) Isópaco, B) Electrofacies, C) Net to Gross y D) Arena Neta pertenecientes a la unidad estratigráfica J2.

UNIDAD ESTRATIGRÁFICA J1

Esta unidad representa la zona más distal de delta de dominación de mareas, con barras dispersas y alargadas de espesores máximos de 7' en el pozo SOC- 04 y 3' de espesor mínimo en el pozo ES- 402. La dirección de las barras es N20E aproximadamente y estas representan el 10% del total del área del mapa. La facies de llanura mareal se encuentra en el 90% del área de estudio y es la facies predominante en esta unidad estratigráfica.

Análisis Ambiental

La unidad J1 se encuentra ubicada en ambiente de delta dominado por mareas donde la relación de acomodación/sedimentación es muy alta producto del avance de la línea de costa sobre el continente; como se muestra en el grafico xxx. El aporte de sedimentos clásticos es muy escaso por lo tanto en esta unidad predominan litología arcillosas y limosas de origen marino.

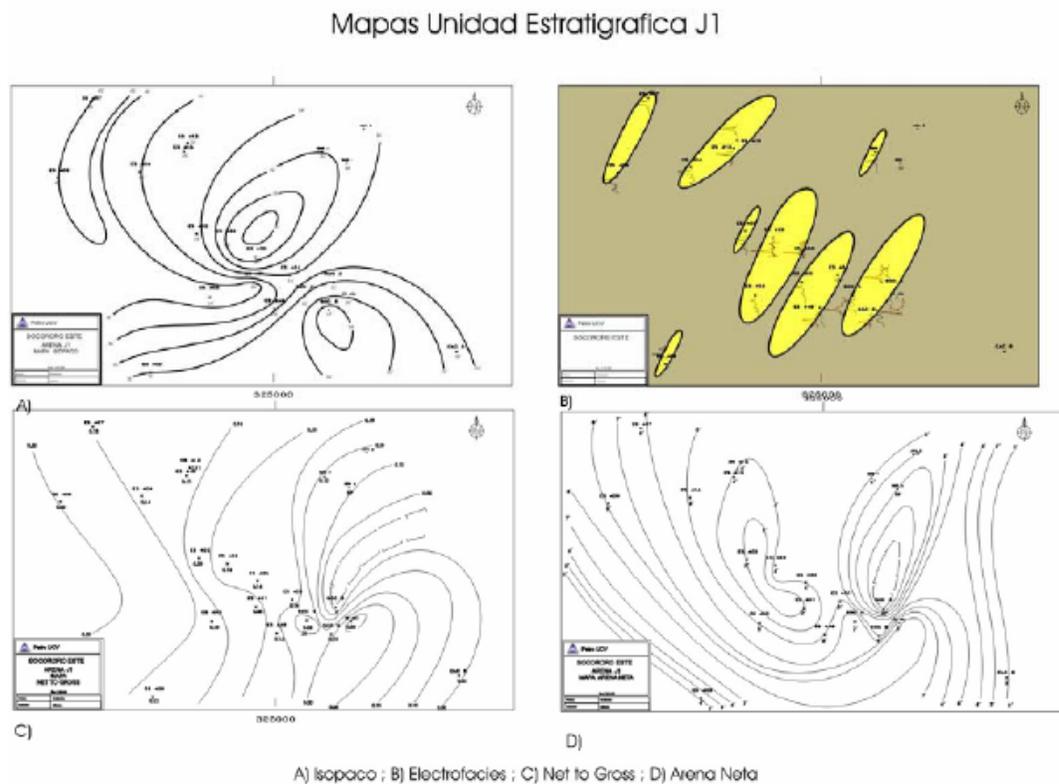


Figura 60.- Mapas A) Isópaco, B) Electrofacies, C) Net to Gross y D) Arena Neta pertenecientes a la unidad estratigráfica J1.

5.3 MODELO ESTRATIGRAFICO – SEDIMENTOLOGICO PROPUESTO

Unidad	FACIES	AMBIENTE SEDIMENTARIO	FORMACION	
J1		<p>DELTA DE DOMINACION DE MAREAS</p>	FORMACION OFICINA	
J2				
J3U				
J3M				
J3L				
		SALTO DE SECCION TL - K		
U1U		<p>DELTA DE DOMINACION DE OLAS</p>		
U1M		<p>AMBIENTE FLUVIO - DELTAICO</p>		
U1L				
U2U				
U2M				
U2L				
U3		<p>AMBIENTE FLUVIAL</p>		
U4				
			FORMACION MEREURE	

Figura 61.- Modelo estratigráfico – sedimentológico de la secuencia de las arenas U y J en el Campo Socororo Este con sus respectivos ambientes de depositación.

La evolución estratigráfica – sedimentológica que se propone corresponde con lo mostrado en la figura 61, donde se observan la disposición de los ambientes y las Formaciones a las que pertenece cada una de las unidades estratigráficas.

Se presenta un salto de sección entre las unidades TL y K, el cual no formo parte de este estudio, sin embargo se muestra la Sección Estilizada de esta área para la comprensión de la misma. Ver figura 47.

Las unidades U4 y U3 se corresponden con importantes canales fluviales donde el aporte de sedimentos era superior al espacio de acomodación, la parasecuencia es progradante, la unidad U2L, U2M, U2U, U1I, U1M pertenece a una secuencia fluvio deltáicas de arenas progradantes (ver figura 66) donde se presentan las facies de canales, barras, abanicos de rotura y llanura de inundación, en esta secuencia se observa el paso de la Formación Merecure a la Formación Oficina, La unidad U1U se convierte en el limite de las secuencias continentales colocando una barra litoral que se dispone a lo largo de la paleolínea de costa, luego se observa un cambio drástico en el régimen depositacional, después del salto de sección donde observamos, un delta de dominación de mareas donde esta influye de manera importante en la redistribución de los sedimentos, y los dispone generalmente en barras de marea o “Tidal sand ridge” y canales subortogonales a la línea de costa, también se presenta ambientes estuarino y canales de marea de poco espesor y poca profundidad. Por lo que se ubica dentro de una secuencia retrogradante como se observan en la figura 62.

5.4 UBICACIÓN RELATIVA DE LAS FACIES SEGÚN EL REGIMEN DEPOSITACIONAL

En la figura 63, se muestra la ubicación de cada una de las facies respecto al ambiente sedimentario en el cual se desarrolla, también se muestran las relaciones de

la pendiente y el control que ejercen sobre la relación sedimentación – acomodación, nótese que las secuencias agradantes se corresponden con las inclinaciones de ángulo alto, las secuencias progradantes y retrogradantes con los ángulos mas bajos esto debido a que el régimen deposicional es inversamente proporcional al ángulo o pendiente.

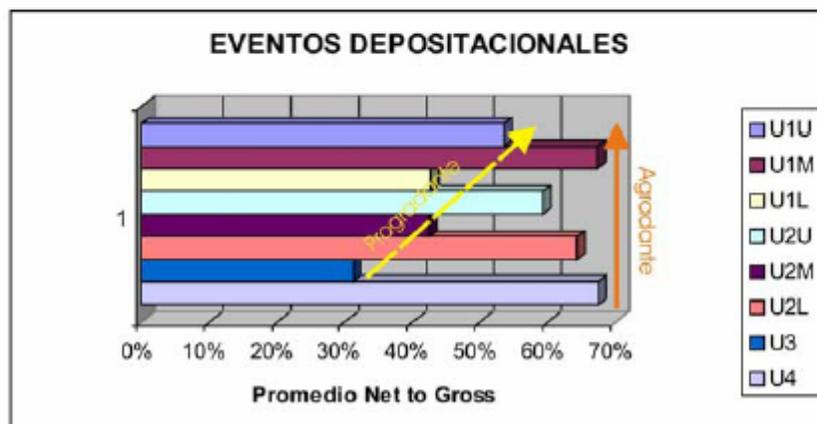
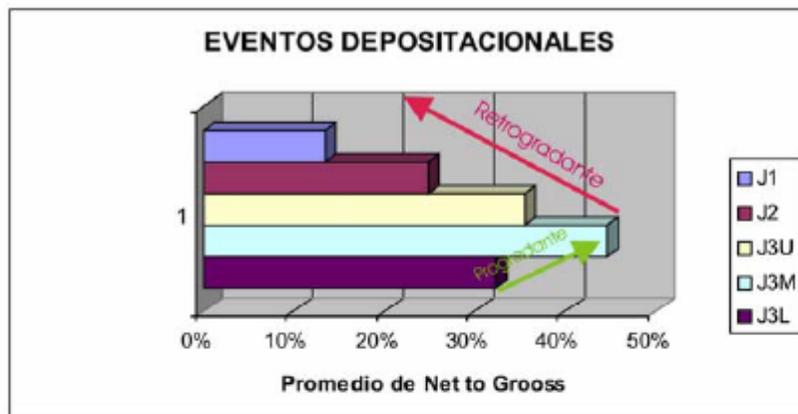
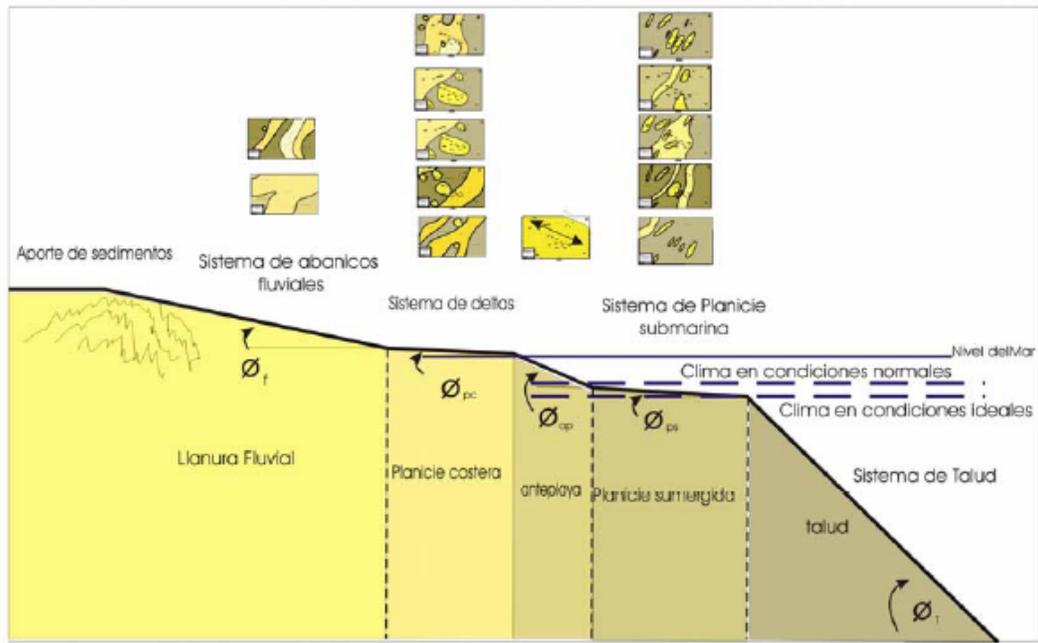


Figura 62.- Relación entre los eventos deposicionales de cada unidad estratigráfica y el porcentaje promedio de net to gross.

Regimen Depositacional



$$\Psi = \frac{\text{Acomodacion}}{\text{Sedimentacion}} \quad \varnothing = \frac{1}{\Psi}$$

$\Psi = \text{Regimen Depositacional}$

Figura 63.- Régimen depositacional influenciado por las relaciones de pendiente y la relación acomodación/sedimentación en una cuenca.

CAPITULO VI

SUMARIO, CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1.- SUMARIO Y CONCLUSIONES

- Se elaboro un modelo Estratigráfico – Sedimentológico de los niveles estratigráficos U y J del campo Socororo Este utilizando registros eléctricos de pozos; con el cual se definieron 7 unidades estratigráficas con sus respectivas subunidades. Las unidades U4, U3, U2 (L,M,U) pertenecientes a la Formación Merecure, y las unidades U1 (L,M,U), J3(L,M,U), J2 y J1 las cuales pertenecen o forman parte de la Formación Oficina.

- Se definieron dos marcadores estratigráficos regionales presentes en el campo el campo Socororo Este e incluso en toda el Área Mayor de Socororo. Estos dos marcadores estratigráficos son de distinta naturaleza; donde:

M1= Es un marcador estratigráfico representado por una superficie de máxima inundación ubicado en el tope de la arena U1U.

M2= Es un marcador estratigráfico radioactivo o “hot streaks” ubicado en la base de la arena F7, identificado por una anomalía de la curva de rayos gamma (GR) en esa zona debido a las grandes concentraciones de Uranio Autigénico lo cual evidencia que se esta en un ambiente reductor.

- Se realizo la correlación de las arenas U y J del campo Socororo Este definiendo los topes y bases de estas arenas, la geometría, variación lateral a lo largo del campo y la identificación de capas de lignitos presentes en la secuencia.

- Se generaron los mapas de Electrofacies, Isópacos, Net to Gross y Arena Neta para cada unidad y subunidad de los niveles estratigráficos U y J con lo cual se determinaron las distintas electrofacies, tendencias depositacionales y espesores de arena presentes en cada unidad.
- En las unidades y subunidades que comprenden las arenas U se identificaron cuatro diferentes tipos de electrofacies estas son:

Electrofacies de Canales: En esta electrofacies encontramos canales fluviales y canales distributarios, los cuales presentan tendencias grano decrecientes, y curvas de forma cilíndrica o de campana en los registros de GR y SP con espesores considerables de arenas en la secuencia.

Electrofacies de Llanuras de Inundación: Esta electrofacie se caracteriza por escasas de arenas en la secuencia y alto porcentajes de lutitas lo cual le da una tendencia irregular a la curva de SP y GR. La llanura de inundación delimita otras facies con mayores porcentajes de arenas como son las barras de desembocaduras y los canales fluviales y distributarios.

Electrofacies de Barras: Esta electrofacies presenta un comportamiento granocreciente y una forma de embudo o semicilíndrica en las curvas de SP y GR, pueden presentarse como barras de desembocadura o barras litorales.

Electrofacies de Abanicos de Rotura: Posee una tendencia de picos y embudos cercanos a los bordes de los canales, la cual representa espesores de arenas producto del desborde de un canal.

- En las unidades y subunidades que comprenden las arenas J se identificaron tres diferentes tipos de electrofacies estas son:

Electrofacies de Llanura de inundación: Posee un tendencia irregular en la curva producto del gran porcentaje de lutitas intercaladas con pequeñas capas de arena, es la electrofacies de mayor relevancia en las unidades J.

Electrofacies de Barras: Representadas en las unidades de J por barras de mareas las cuales se encuentran subparalelas a la dirección del buzamiento de la sedimentación, presentan un comportamiento en forma de embudo en las curvas de SP y GR se encuentran aisladas en dentro de canales y llanura de inundación.

Electrofacies de Canales: Tenemos en este nivel canales distributarios con influencia de mareas o canales estuarinos los cuales poseen un comportamiento granodecreciente y una curva de SP y GR en forma de Campana o forma cilíndrica.

- Se definió que el ambiente depositacional de unidades U4 y U3 es fluvial caracterizado por generación de canales entrelazados con una dirección preferencial SO-NE con el empaquetamiento de arenas espesas limitada por una llanura de inundación.
- Las unidades U2 (L,M,U), U1(L,M) fueron depositadas en un ambiente deltaico de dominio fluvial donde se formaron canales distributarios en dirección SO-NE con espesores menores de arenas que en las unidades U4 y U3, se observa la presencia de algunas barras de desembocadura y abanicos de rotura formadas en los canales y se observa una llanura de inundación más amplia que en las unidades basales.
- La subunidad U1U se caracteriza por ser una barra litoral típica de un ambiente deltaico de dominio de olas, el cual limpia las arenas de las lutitas depositándose estas arenas paralelas a la línea de costa y las arcillas en las plataforma debido a que la energía de las olas no dejan que se sedimenten.
- Por último las unidades J3(L,M,U), J2 y J1 se depositaron en un ambiente deltaico dominado por mareas, caracterizados por canales estuarinos con dirección SO-NE y barras aisladas depositadas paralelas al buzamiento de la sedimentación producto del flujo y reflujos de las mareas. En estas unidades la

electrofacies predominante es la llanura deltaica o mareal y las lutitas son bien abundantes con espesores considerables.

6.2.- RECOMENDACIONES

- Integrar la información obtenida en este trabajo con los datos estructurales y petrofísicos del campo con el objetivo de realizar el modelo estático de Socororo Este lo cual permita luego la simulación de los yacimientos y la generación de un modelo dinámico de la zona.
- Realizar el modelo Estratigráfico y Sedimentológico entre las unidades estratigráficas T y K para observar el comportamiento de las arenas en ese intervalo, integrar dicha información con la de este estudio para así determinar posibles arenas prospectivas a lo largo de toda la sección del tope de la Formación Merecure y de la Formación Oficina.
- Adquirir cortes de núcleos de las arenas U y J en el campo Socororo Este para determinar de manera directa las características de estas rocas y determinar con exactitud el ambiente de depositación mediante la elaboración de petrografía, descripción de núcleos, bioestratigrafía, etc.
- Extender las correlaciones con campos vecinos del Área Mayor de Socororo (Socororo Oeste, Socororo Noreste, Cachicamo) para determinar las condiciones depositacionales o ambientes de depositación de las arenas U y J en un marco regional.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ARSTEIN, R; CABRERA, E; RUSSOMANNO, F y SANCHEZ, H (1985). Revisión Estratigráfica de la Cuenca de Venezuela Oriental. VI Congreso Geológico Venezolano, Tomo I. 41-68 p.

AUDEMARD, F.; AZPIRITXAGA, I.; BAUMANN, P; ISEA, A y LATREILLE, M. (1985). Marco Geológico del Terciario de la Faja Petrolífera del Orinoco, Venezuela. VI Congreso Geológico Venezolano. 70-108 p.

AVENDAÑO, R. y CÁCERES, S. (2002) Evaluación del Sistema Petrolífero del Área Mayor de Socororo, Estado Anzoátegui, Venezuela y Elaboración de un Modelo Geológico, a partir de la Integración de Métodos Geoestadísticos y Petrofísicos. Tesis de grado. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela. Caracas.

BLATT, H.; MIDDLETON, G. y MURRAY, R. (1972) Origin of Sedimentary Rocks. Prentice Hall, New Jersey, USA. 634 p.

BOGSS, S. (1995). Principles of Sedimentology and Stratigraphy. Prentice Hall, New Jersey, USA. 774 p.

BRIDGE, J. y TYER, R. (2001). Interpreting the Dimensions of Ancient Fluvial Channel Bars, Channels, and Channel Belt from Wireline-logs and cores. The American Association Petroleum Geologists. Tulsa, Oklahoma, USA.

CAMPOS, V.; DE CABRERA, S. y LANDER, R. (1985). Estratigrafía del Noroeste de Anzoátegui. VI Congreso Geológico Venezolano. Caracas, Tomo I. 156-200 p.

CAMPOS, V.; DE CABRERA, S. y LANDER, R. (1985). Evolución Estructural en el Noroeste de Anzoátegui y su Relación con el Norte de Monagas. VI Congreso Geológico Venezolano. Caracas, Tomo IV. 2397-2414 p.

CANT, D. (1982). Fluvials Facies Model and Their Applications. Alberta Geological Survey. Edmonton, Canada. 115-149 p.

CORPOMENE C.A. (1998). Fase I del Estudio de Reactivación del Área Mayor de Socororo. Informe Técnico. 106 p.

CORPOMENE C.A. (1999). Estudio de Reactivación del Área Mayor de Socororo-Fase II. Informe Técnico. 84 p.

CORPOMENE C.A. (2001). Plan de Desarrollo Optimizado – Fase III. Informe Técnico. 90 p.

CORRALES, I. y ROSELL, J. (1977). Estratigrafía. Editorial Rueda. Madrid, España. 718 p.

CREOLE PETROLEUM CORPORATION y EXXON PRODUCTION RESEARCH COMPANY. (1976). Manual de Facies Clásticas. Editado por D.C. Swason-Eprco. USA.

DE SISTO, J. (1960). Distribución Geográfica de Arena Neta en la Formación Oficina en el Área de Gran Oficina en Venezuela Oriental. III Congreso Geológico Venezolano, Tomo III. 939-942 p.

DE SISTO, J. (1961). Stratigraphic relationships a Long the Southern Shelf Area oj Eastern Venezuela Basin, East of Greater Oficina Fields. Asociación Venezolana de Geología, Minas y Petróleo. Boletín Informativo 4 (3). 95-105 p.

DI CROCE, J.; BALLY, A. y VAIL, P. (1999). Sequence Stratigraphy fo the Eastern Venezuela Basin. En Mann, D. (ed) Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World, 4. Elsevier science. B.V, Amsterdam. 419- 476 p.

ERLICH, R. y BARRET, S. (1990). Cenozoic Plate Tectonic History of the Northern Venezuela-Trinidad Area. Tectonics, v. 9, No. 1. 161-184 p.

FRIEDMAN, G. y SANDERS, J. (1979). Principles of Sedimentology. John Wiley & Sons, New York, USA. 489 p.

FUNKHAUSER, H.; SASS, L. y HEDBERG, H. (1948). Santa Ana, San Joaquin, Guárico and Santa Rosa Oilfields (Anaco Fields), Central Anzoátegui, Venezuela. American Association of Petroleum Geologis, Bulletin V:32, No. 10. 1851-1908 p.

GALLOWAY, W. y HOBDDAY, D. (1996). Terrigenous Clastic Depositional Systems. Applications to Fossil Fuel and Groundwater Resources. Segunda Edición. Springer, New York. 490 p.

GALLOWAY, W. (1975). Process Framework for Describing the Morphologic and Stratigraphic Evcolution of Deltaic Depositional Systems. En: Deltas, Models for Exploration. Broussard, M et al., Houston Geological Society. 87-98 p.

GODDELIEETTE, A. (2000). Interpretación Sísmica Estructural Interactiva 2D del Proyecto Socororo a Partir de Datos Reprocesados. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo Especial de Grado. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela. Caracas. 78 p.

GONZÁLEZ DE JUANA, J.; ITURRALDE, J. y PICARD, X. (1980). Geología de Venezuela y sus Cuencas Petrolíferas. Ediciones Foninces, Caracas. 1031 p.

GUTIERREZ, R. (2005). Estratigrafía Secuencial del Cretácico Tardío-Oligoceno en los Campos Orocual y Charaguamal, Ubicados en el Área Noreste del Estado Monagas. Trabajo Especial de Grado. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela. Caracas. 166 p.

HAMILTON, D. y TADROS, N. (1994). Utility of Coal Seams as Genetic Stratigraphic Sequence Boundaries in Nonmarine Basins: An Example from the Gunnedah Basin, Australia. American Association of Petroleum Geologist, Bulletin, V. 78, No. 2. 267-286 p.

HEDBERG, H.; SASS, L. y FUNKHOUSER, H. (1947). Oil Fields of the Greater Oficina Area, Central Anzoátegui, Venezuela. American Association of Petroleum Geologist, Bulletin, V. 31, No. 12. 1089-2169 p.

KRUMBEIN, W. y SLOS, L. (1966). Stratigraphy and Sedimentation. Primera Edición. Unión Tipográfica Hispanoamericana. México. 497 p.

M.E.M. Dirección General de Servigiomin (1997). Léxico Estratigráfico De Venezuela (L.E.V.). Tomo I, II. Tercera edición. Dirección de Geología. Boletín de Geología. Publicación especial N12. 828 p.

MÉNDEZ, O. (1985). Historia Geológica Graficada de la Cuenca Oriental de Venezuela. Memoria VI, Congreso Geológico Venezolano. 1-26 p.

MENEVEN. (1985). Estudio Geológico Integrado de la Cuenca Oriental de Venezuela. Tecnigráfica San José, Caracas. 271 p.

MIALL, A. (1984). Principles of Sedimentary Basin Análisis. Springer- Verlag, New Cork, USA. 490 p.

MIALL, A. y TYLER, N. (1991). The Three-dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments and its Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery. Society for Sedimentary Geology. Concepts in Sedimentology and Paleontology, Vol. 3. Tulsa, Oklahoma, USA. 309 p.

MIALL, A. (1997). The Geology of Fluvial Deposits. Springer-Verlag, New York, USA. 479 p.

MORALES, E. (2002). Interpretación Estratigráfica del Área Socororo Oeste del Convenio Socororo, Operado por PetroUCV, Edo. Anzoátegui. Trabajo Especial de Grado. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela. Caracas. 114 p.

MUÑOS, N. (1985). Estudio Geológico Integrado de la Cuenca Oriental de Venezuela Resumen. Publicada por S.A. Meneven, filial de Petróleos de Venezuela S.A. Caracas. 271p.

ORSINI, C. (2004). Geología de la Arenas P1 a P3 de la Formación Oficina, Campo Dación. Estado Anzoátegui, Venezuela. Trabajo Especial de Grado. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela. Caracas. 143 p.

PARNAUD, F.; GOU, Y.; PACUAL, J.; TRUSKOWSKI, I.; GALLANGO, O. y PASSALCQUA, H. (1995). Petroleum Geology of the Central Part of The Eastern Venezuela Basin. In: Tankard, A; Suárez, R, y Welsink, H. Petroleum Basins of South America. (Eds.). American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62. 741-756 p.

READING, H. (1986). Sedimentary Environments and Facies. Segunda Edición. Blackwell Scientific Publications. Londres, Inglaterra. 615 p.

REINA, J. (2002). Interpretación Sísmica 3D Estructural y Estratigráfica del Proyecto Socororo al Sur del Estado Anzoátegui. Trabajo Especial de Grado. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela. Caracas.

REINECK, H. E. y SINGH, I. B. (1980). Depositional Sedimentary Environments. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, New York, USA. 549 p.

SCHOLLE, P.A. y SPEARING, D. (1998). Sandstone Depositional Environments. The American Association of Petroleum Geologist Tulsa, Oklahoma, USA. 82-246 p.

SCHLUMBERGER (1997). Evaluación de Pozos (WEC). Capítulo I. Cuencas Petrolíferas. Versión multimedia (CD).

SERRA, O. (S/A). Análisis de Ambientes Sedimentarios mediante Perfiles de Pozos. Schlumberger. 131-178 p.

SOTO, C.; PATIÑO, J.; CAPELLO, M.; RAMOS, L. (2003). Reservoir Description of the Area Mayor de Socororo, Eastern Venezuela. Society of Petroleum Engineers. Denver, Colorado, USA. 1-10 p.

VAN WAGONER, J. et al. (1990). Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High Resolution Correlation of Time and Facies. American Association of Petroleum Geologist, Methods in Exploration, Series, No. 7. 52 p.

VARELA, E. (2004). Estudio de Facies de las Unidades Estratigráficas Informales B-C-D en la Formación Oficina y su Relación con los Perfiles Eléctricos de Imagen, Campo Sincor, Zuata, Edo. Anzoátegui. Trabajo Especial de Grado. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela. Caracas. 178 p.

VILLALÓN, A. (2005). Transición de las Formaciones Oligomiocenas de la Subcuenca de Guárico al Sector Suroccidental de la Subcuenca de Maturín. Trabajo Especial de Grado. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela. Caracas.

VILLEGAS, L. (1985). Geología Regional en la Cuenca Oriental. VI Congreso Geológico Venezolano. 3643-3670 p.

WALKER, R.G. y JAMES, N.P. (1992). Facies Models Response to Sea Level Change. Geological Association of Canada. 1-245 p.

WEINER, R.J.; HOWARD, J.D. y LINDSAY, D.R. (1992). Tidal Flats. The American Association of Petroleum Geologists. AAPG, Memoria 31. 191-245 p.

APÉNDICE 1

TABLA No. 5

Análisis de los Registros Eléctricos del Nivel Estratigráfico "J1"

Pozo	E	N	Tope (ft)	Base (ft)	Espesor (ft)	Arena Neta (ft)	Net to Gross (%)
ES-401	324.778	969.796	3200	3238	38	3	0,079
ES-402	324.045	970.428	3145	3180	35	3	0,086
ES-403	324.207	969.634	3200	3239	39	5	0,128
ES-404	323.334	971203	3200	3236	36	5	0,139
ES-405	323493	968.702	3085	3117	32	4	0,125
ES-406	322.312	971128	3180	3220	40	8	0,200
ES-407	322.711	972074	3202	3242	40	6	0,150
ES-413	323.914	971.561	3230	3265	35	4	0,114
ES-415	323876	971458	3222	3257	35	4	0,114
ES-443	324.962	972.772	3270	3304	34	4	0,118
ES-446	325.016	969.495	3180	3215	35	5	0,143
ES-451	325.200	969.919	3175	3209	34	5	0,147
ES-454	325936	969647	3120	3150	30	8	0,267
ES-455	324778	970146	3189	3218	29	4	0,138
ES-456	324396	970360	3162	3192	30	4	0,133
SOC-1	325.577	971.460	3330	3362	32	4	0,125
SOC-3	325.745	969.826	3155	3187	32	0	0,000
SOC-4	325.387	969.664	3158	3190	32	7	0,219
SOC-5	325.686	969.487	3093	3120	27	5	0,185
CAC-05	327.274	968985	3157	3190	33	2	0,061

TABLA No. 6

Análisis de los Registros Eléctricos del Nivel Estratigráfico "J2"

Pozo	E	N	Tope (ft)	Base (ft)	Espesor (ft)	Arena Neta (ft)	Net to Gross (%)
ES-401	324.778	969.796	3238	3270	32	0	0,000
ES-402	324.045	970.428	3180	3214	34	9	0,265
ES-403	324.207	969.634	3239	3268	29	0	0,000
ES-404	323.334	971203	3236	3270	34	0	0,000
ES-405	323493	968.702	3117	3152	35	0	0,000
ES-406	322.312	971128	3220	3244	24	0	0,000
ES-407	322.711	972074	3242	3271	29	0	0,000
ES-413	323.914	971.561	3265	3287	22	0	0,000
ES-415	323876	971458	3257	3292	35	0	0,000
ES-443	324.962	972.772	3304	3338	34	0	0,000
ES-446	325.016	969.495	3215	3250	35	0	0,000
ES-451	325.200	969.919	3209	3244	35	5	0,143
ES-454	325936	969647	3150	3190	40	2	0,050
ES-455	324778	970146	3218	3256	38	0	0,000
ES-456	324396	970360	3192	3227	35	3	0,086
SOC-1	325.577	971.460	3362	3395	33	3	0,091
SOC-3	325.745	969.826	3187	3224	37	3	0,081
SOC-4	325.387	969.664	3190	3232	42	6	0,143
SOC-5	325.686	969.487	3120	3167	47	5	0,106
CAC-05	327.274	968985	3190	3230	40	0	0,000

TABLA No. 7

Análisis de los Registros Eléctricos del Nivel Estratigráfico "J3U"

Pozo	E	N	Tope (ft)	Base (ft)	Espesor (ft)	Arena Neta (ft)	Net to Gross (%)
ES-401	324.778	969.796	3270	3290	20	10	0,500
ES-402	324.045	970.428	3214	3235	21	8	0,381
ES-403	324.207	969.634	3268	3293	25	14	0,560
ES-404	323.334	971203	3270	3295	25	8	0,320
ES-405	323493	968.702	3152	3168	16	5	0,313
ES-406	322.312	971128	3244	3268	24	5	0,208
ES-407	322.711	972074	3271	3297	26	5	0,192
ES-413	323.914	971.561	3287	3315	28	5	0,179
ES-415	323876	971458	3292	3313	21	6	0,286
ES-443	324.962	972.772	3338	3355	17	5	0,294
ES-446	325.016	969.495	3250	3270	20	8	0,400
ES-451	325.200	969.919	3244	3260	16	10	0,625
ES-454	325936	969647	3190	3210	20	6	0,300
ES-455	324778	970146	3256	3278	22	8	0,364
ES-456	324396	970360	3227	3247	20	8	0,400
SOC-1	325.577	971.460	3395	3410	15	5	0,333
SOC-3	325.745	969.826	3224	3240	16	6	0,375
SOC-4	325.387	969.664	3232	3249	17	5	0,294
SOC-5	325.686	969.487	3167	3180	13	7	0,538
CAC-05	327.274	968985	3230	3243	13	3	0,231

TABLA No. 8

Análisis de los Registros Eléctricos del Nivel Estratigráfico "J3M"

Pozo	E	N	Tope (ft)	Base (ft)	Espesor (ft)	Arena Neta (ft)	Net to Gross (%)
ES-401	324.778	969.796	3290	3300	10	4	0,400
ES-402	324.045	970.428	3235	3265	30	5	0,167
ES-403	324.207	969.634	3293	3308	15	4	0,267
ES-404	323.334	971203	3295	3304	9	4	0,444
ES-405	323493	968.702	3168	3178	10	7	0,700
ES-406	322.312	971128	3268	3277	9	3	0,333
ES-407	322.711	972074	3297	3306	9	4	0,444
ES-413	323.914	971.561	3315	3328	13	4	0,308
ES-415	323876	971458	3313	3323	10	5	0,500
ES-443	324.962	972.772	3355	3402	47	38	0,809
ES-446	325.016	969.495	3270	3283	13	5	0,385
ES-451	325.200	969.919	3260	3270	10	5	0,500
ES-454	325936	969647	3210	3220	10	4	0,400
ES-455	324778	970146	3278	3289	11	4	0,364
ES-456	324396	970360	3247	3258	11	2	0,182
SOC-1	325.577	971.460	3410	3420	10	6	0,600
SOC-3	325.745	969.826	3240	3250	10	5	0,500
SOC-4	325.387	969.664	3249	3258	9	5	0,556
SOC-5	325.686	969.487	3180	3190	10	4	0,400
CAC-05	327.274	968985	3243	3252	9	6	0,667

TABLA No. 9

Análisis de los Registros Eléctricos del Nivel Estratigráfico "J3L"

Pozo	E	N	Tope (ft)	Base (ft)	Espesor (ft)	Arena Neta (ft)	Net to Gross (%)
ES-401	324.778	969.796	3300	3311	11	0	0,000
ES-402	324.045	970.428	3235	3265	30	5	0,167
ES-403	324.207	969.634	3308	3315	7	0	0,000
ES-404	323.334	971203	3304	3328	24	6	0,250
ES-405	323493	968.702	3178	3195	17	5	0,294
ES-406	322.312	971128	3277	3300	23	12	0,522
ES-407	322.711	972074	3306	3334	28	18	0,643
ES-413	323.914	971.561	3328	3355	27	15	0,556
ES-415	323876	971458	3323	3353	30	9	0,300
ES-443	324.962	972.772	3355	3402	47	40	0,851
ES-446	325.016	969.495	3283	3295	12	0	0,000
ES-451	325.200	969.919	3270	3284	14	9	0,643
ES-454	325936	969647	3220	3231	11	8	0,727
ES-455	324778	970146	3289	3302	13	0	0,000
ES-456	324396	970360	3258	3273	15	0	0,000
SOC-1	325.577	971.460	3420	3466	46	0	0,000
SOC-3	325.745	969.826	3250	3260	10	5	0,500
SOC-4	325.387	969.664	3258	3270	12	7	0,583
SOC-5	325.686	969.487	3190	3204	14	6	0,429
CAC-05	327.274	968985	3252	3267	15	0	0,000

TABLA No. 10

Análisis de los Registros Eléctricos del Nivel Estratigráfico "UIU"

Pozo	E	N	Tope (ft)	Base (ft)	Espesor (ft)	Arena Neta (ft)	Net to Gross (%)
ES-401	324.778	969.796	4341	4378	37	18	0,486
ES-402	324.045	970.428	4353	4388	35	18	0,514
ES-403	324.207	969.634	4423	4460	37	19	0,514
ES-404	323.334	971203	4402	4434	32	18	0,563
ES-405	323493	968.702	4288	4322	34	20	0,588
ES-406	322.312	971128	4376	4406	30	15	0,500
ES-407	322.711	972074	4437	4465	28	14	0,500
ES-413	323.914	971.561	4404	4433	29	16	0,552
ES-415	323876	971458	4397	4426	29	17	0,586
ES-443	324.962	972.772	4506	4540	34	20	0,588
ES-446	325.016	969.495	4316	4351	35	19	0,543
ES-451	325.200	969.919	4364	4395	31	16	0,516
ES-454	325936	969647	4290	4321	31	16	0,516
ES-455	324778	970146	4394	4427	33	16	0,485
ES-456	324396	970360	4375	4413	38	20	0,526
SOC-1	325.577	971.460	4553	4590	37	20	0,541
SOC-3	325.745	969.826	4334	4365	31	13	0,419
SOC-4	325.387	969.664	4320	4354	34	20	0,588
SOC-5	325.686	969.487	4250	4289	39	18	0,462
CAC-05	327.274	968985	4415	4450	35	24	0,686

TABLA No. 11

Análisis de los Registros Eléctricos del Nivel Estratigráfico "U1M"

Pozo	E	N	Tope (ft)	Base (ft)	Espesor (ft)	Arena Neta (ft)	Net to Gross (%)
ES-401	324.778	969.796	4378	4403	25	18	0,720
ES-402	324.045	970.428	4388	4432	44	37	0,841
ES-403	324.207	969.634	4460	4476	16	5	0,313
ES-404	323.334	971203	4434	4473	39	34	0,872
ES-405	323493	968.702	4322	4348	26	17	0,654
ES-406	322.312	971128	4406	4435	29	26	0,897
ES-407	322.711	972074	4465	4493	28	20	0,714
ES-413	323.914	971.561	4433	4488	55	44	0,800
ES-415	323876	971458	4426	4470	44	37	0,841
ES-443	324.962	972.772	4540	4561	21	6	0,286
ES-446	325.016	969.495	4351	4367	16	12	0,750
ES-451	325.200	969.919	4395	4423	28	23	0,821
ES-454	325936	969647	4321	4350	29	22	0,759
ES-455	324778	970146	4427	4457	30	11	0,367
ES-456	324396	970360	4413	4440	27	25	0,926
SOC-1	325.577	971.460	4590	4614	24	11	0,458
SOC-3	325.745	969.826	4365	4396	31	26	0,839
SOC-4	325.387	969.664	4354	4380	26	19	0,731
SOC-5	325.686	969.487	4289	4309	20	3	0,150
CAC-05	327.274	968985	4450	4478	28	20	0,714

TABLA No. 12

Análisis de los Registros Eléctricos del Nivel Estratigráfico "U1L"

Pozo	E	N	Tope (ft)	Base (ft)	Espesor (ft)	Arena Neta (ft)	Net to Gross (%)
ES-401	324.778	969.796	4403	4421	18	7	0,389
ES-402	324.045	970.428	4388	4432	44	0	0,000
ES-403	324.207	969.634	4476	4495	19	9	0,474
ES-404	323.334	971203	4473	4490	17	16	0,941
ES-405	323493	968.702	4348	4361	13	8	0,615
ES-406	322.312	971128	4435	4455	20	16	0,800
ES-407	322.711	972074	4493	4519	26	18	0,692
ES-413	323.914	971.561	4433	4488	55	0	0,000
ES-415	323876	971458	4470	4481	11	5	0,455
ES-443	324.962	972.772	4561	4580	19	6	0,316
ES-446	325.016	969.495	4367	4385	18	9	0,500
ES-451	325.200	969.919	SV	SV	SV	SV	SV
ES-454	325936	969647	4350	4365	15	8	0,533
ES-455	324778	970146	SV	SV	SV	SV	SV
ES-456	324396	970360	4440	4453	13	6	0,462
SOC-1	325.577	971.460	4614	4634	20	9	0,450
SOC-3	325.745	969.826	4396	4412	16	8	0,500
SOC-4	325.387	969.664	4380	4395	15	8	0,533
SOC-5	325.686	969.487	4309	4330	21	0	0,000
CAC-05	327.274	968985	4478	4491	13	0	0,000

TABLA No. 13

Análisis de los Registros Eléctricos del Nivel Estratigráfico "U2U"

Pozo	E	N	Tope (ft)	Base (ft)	Espesor (ft)	Arena Neta (ft)	Net to Gross (%)
ES-401	324.778	969.796	4421	4460	39	15	0,385
ES-402	324.045	970.428	4432	4472	40	37	0,925
ES-403	324.207	969.634	4495	4536	41	31	0,756
ES-404	323.334	971203	4490	4522	32	25	0,781
ES-405	323493	968.702	4361	4408	47	19	0,404
ES-406	322.312	971128	4455	4482	27	25	0,926
ES-407	322.711	972074	4519	4542	23	17	0,739
ES-413	323.914	971.561	4488	4520	32	26	0,813
ES-415	323876	971458	4481	4516	35	20	0,571
ES-443	324.962	972.772	4580	4613	33	22	0,667
ES-446	325.016	969.495	4385	4415	30	6	0,200
ES-451	325.200	969.919	NP	NP	NP	NP	NP
ES-454	325936	969647	4365	4398	33	10	0,303
ES-455	324778	970146	NP	NP	NP	NP	NP
ES-456	324396	970360	4453	4497	44	31	0,705
SOC-1	325.577	971.460	4634	4673	39	28	0,718
SOC-3	325.745	969.826	4412	4438	26	12	0,462
SOC-4	325.387	969.664	4395	4430	35	10	0,286
SOC-5	325.686	969.487	4330	4361	31	26	0,839
CAC-05	327.274	968985	4491	4513	23	4	0,178

TABLA No. 14

Análisis de los Registros Eléctricos del Nivel Estratigráfico "U2M"

Pozo	E	N	Tope (ft)	Base (ft)	Espesor (ft)	Arena Neta (ft)	Net to Gross (%)
ES-401	324.778	969.796	4460	4482	22	13	0,591
ES-402	324.045	970.428	4472	4492	20	9	0,450
ES-403	324.207	969.634	4536	4560	24	4	0,167
ES-404	323.334	971203	4522	4550	28	11	0,393
ES-405	323493	968.702	4408	4433	25	3	0,120
ES-406	322.312	971128	4482	4519	37	13	0,351
ES-407	322.711	972074	4542	4583	41	9	0,220
ES-413	323.914	971.561	4520	4548	28	7	0,250
ES-415	323876	971458	4516	4545	29	12	0,414
ES-443	324.962	972.772	4613	4648	35	5	0,143
ES-446	325.016	969.495	4415	4450	35	22	0,629
ES-451	325.200	969.919	NP	NP	NP	NP	NP
ES-454	325936	969647	4398	4450	52	50	0,962
ES-455	324778	970146	NP	NP	NP	NP	NP
ES-456	324396	970360	4497	4520	23	12	0,522
SOC-1	325.577	971.460	4673	4690	17	2	0,118
SOC-3	325.745	969.826	4438	4460	22	20	0,909
SOC-4	325.387	969.664	4430	4450	20	6	0,300
SOC-5	325.686	969.487	4361	4401	40	37	0,925
CAC-05	327.274	968985	4513	4542	29	5	0,172

TABLA No. 15

Análisis de los Registros Eléctricos del Nivel Estratigráfico "U2L"

Pozo	E	N	Tope (ft)	Base (ft)	Espesor (ft)	Arena Neta (ft)	Net to Gross (%)
ES-401	324.778	969.796	4482	4506	24	20	0,833
ES-402	324.045	970.428	4492	4510	18	12	0,667
ES-403	324.207	969.634	4560	4601	41	18	0,439
ES-404	323.334	971203	4550	4583	33	29	0,879
ES-405	323493	968.702	4433	4450	17	11	0,647
ES-406	322.312	971128	4519	4560	41	22	0,537
ES-407	322.711	972074	4583	4603	20	0	0,000
ES-413	323.914	971.561	4548	4568	20	15	0,750
ES-415	323876	971458	4545	4560	15	4	0,267
ES-443	324.962	972.772	4648	4673	25	25	1,000
ES-446	325.016	969.495	4450	4465	15	10	0,667
ES-451	325.200	969.919	NP	NP	NP	NP	NP
ES-454	325936	969647	4398	4450	52	48	0,923
ES-455	324778	970146	NP	NP	NP	NP	NP
ES-456	324396	970360	4520	4533	13	8	0,615
SOC-1	325.577	971.460	4690	4720	30	6	0,200
SOC-3	325.745	969.826	4460	4484	24	20	0,833
SOC-4	325.387	969.664	4450	4463	13	8	0,615
SOC-5	325.686	969.487	4361	4401	40	37	0,925
CAC-05	327.274	968985	4542	4720	178	135	0,758

TABLA No. 16

Análisis de los Registros Eléctricos del Nivel Estratigráfico "U3"

Pozo	E	N	Topo (ft)	Base (ft)	Espesor (ft)	Arena Neta (ft)	Net to Gross (%)
ES-401	324.778	969.796	4506	4527	21	4	0,190
ES-402	324.045	970.428	4510	4545	35	7	0,200
ES-403	324.207	969.634	SV	SV	SV	SV	SV
ES-404	323.334	971203	4583	4619	36	8	0,222
ES-405	323493	968.702	4450	4470	20	0	0,000
ES-406	322.312	971128	4560	4583	23	3	0,130
ES-407	322.711	972074	4603	4629	26	3	0,115
ES-413	323.914	971.561	4568	4603	35	23	0,657
ES-415	323876	971458	4560	4595	35	22	0,629
ES-443	324.962	972.772	4673	4808	135	115	0,852
ES-446	325.016	969.495	4465	4491	26	3	0,115
ES-451	325.200	969.919	NP	NP	NP	NP	NP
ES-454	325936	969647	4450	4484	34	7	0,206
ES-455	324778	970146	NP	NP	NP	NP	NP
ES-456	324396	970360	4533	4585,5	52,5	20	0,381
SOC-1	325.577	971.460	4720	4750	30	0	0,000
SOC-3	325.745	969.826	4484	4510	26	7	0,269
SOC-4	325.387	969.664	4463	4487	24	11	0,458
SOC-5	325.686	969.487	4401	4425	24	3	0,125
CAC-05	327.274	968985	4542	4720	178	135	0,758

TABLA No. 17

Análisis de los Registros Eléctricos del Nivel Estratigráfico "U4"

Pozo	E	N	Tope (ft)	Base (ft)	Espesor (ft)	Arena Neta (ft)	Net to Gross (%)
ES-401	324.778	969.796	4527	4680	153	92	0,601
ES-402	324.045	970.428	4545	4680	135	82	0,607
ES-403	324.207	969.634	4601	4712	111	91	0,820
ES-404	323.334	971203	4619	4755	136	122	0,897
ES-405	323493	968.702	4470	4575	105	66	0,629
ES-406	322.312	971128	4583	4723	140	117	0,836
ES-407	322.711	972074	4629	4729	100	60	0,600
ES-413	323.914	971.561	4603	4784	181	165	0,912
ES-415	323876	971458	4595	4770	175	165	0,943
ES-443	324.962	972.772	4673	4808	135	118	0,874
ES-446	325.016	969.495	4491	4619	128	92	0,719
ES-451	325.200	969.919	NP	NP	NP	NP	NP
ES-454	325936	969647	4484	4591	107	52	0,486
ES-455	324778	970146	NP	NP	NP	NP	NP
ES-456	324396	970360	NP	NP	NP	NP	NP
SOC-1	325.577	971.460	4750	4878	128	110	0,859
SOC-3	325.745	969.826	4510	4637	127	68	0,535
SOC-4	325.387	969.664	4487	5022	135	8	0,059
SOC-5	325.686	969.487	4425	4560	135	50	0,370
CAC-05	327.274	968985	4542	4720	178	135	0,758