

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO SECUENCIAL DE LA
TRANSICIÓN PALEOCENO / EOCENO EN EL BLOQUE III DE
LA CUENCA DEL LAGO DE MARACAIBO**

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela

Por el Ing. Paolo Discepola M.

Para optar al título de
Magister Scientiarum en Ciencias Geológicas

Caracas, 2018

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO SECUENCIAL DE LA TRANSICIÓN PALEOCENO / EOCENO EN EL BLOQUE III DE LA CUENCA DEL LAGO DE MARACAIBO

TUTOR ACADÉMICO: Profesor Francisco Barrios

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Ing. Paolo Discepola M.
Para optar al título de
Magister Scientiarum en Ciencias Geológicas

Caracas, 2018

© Discepola Mora Paolo 2018
Hecho el Depósito de Ley.
Depósito Legal: **ZU2018000215**



UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE INGENIERÍA
COMISIÓN DE ESTUDIOS DE POSTGRADO



Comisión de
Estudios de
Postgrado

VEREDICTO

Quienes suscriben, miembros del jurado designado por el Consejo de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela, para examinar el **Trabajo de Grado** presentado por el **ING. PAOLO DISCEPOLA M.**, portador de la Cédula de Identidad No **V-13.596.600**, bajo el título **“ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO SECUENCIAL DE LA TRANSICIÓN PELEOCENO– EOCENO EN EL BLOQUE III DE LA CUENCA DEL LAGO MARACAIBO”**, a fin de cumplir con el requisito legal para optar al grado académico de Magister en Ciencias Geológicas; dejan constancia de lo siguiente:

1.- Leído como fue dicho trabajo por cada uno de los miembros del jurado, se fijó el día 08 de octubre de 2018, a las 09:00 a.m., para que el autor lo defendiera en forma pública, lo que éste hizo en el salón de postgrado N° 312 de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica, 2do piso, FI-UCV, mediante un resumen oral de su contenido, luego de lo cual respondió a las preguntas que le fueron formuladas por el jurado, todo ello conforme con lo dispuesto en el Reglamento de Estudios de Postgrado.

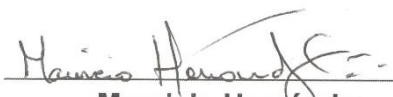
2.- Finalizada la defensa del trabajo, el jurado decidió aprobarlo, por considerar, sin hacerse solidario con las ideas expuestas por el autor, que se ajusta a lo dispuesto y exigido en el Reglamento de Estudios de Postgrado.

Para este veredicto, el Jurado, los profesores estimaron que la obra examinada representa en su conjunto un aporte importante en el área de estratigrafía secuencial de la cuenca del Lago de Maracaibo. Esta investigación presenta un enfoque novedoso y el jurado por unanimidad le asigna la calificación de **“APROBADO”**.

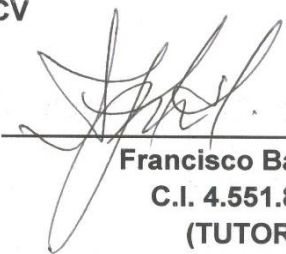
En fe de lo cual se levanta la presente ACTA, a los ocho días (08) días del mes de octubre del año 2018, conforme a lo dispuesto en el Reglamento de Estudios de Postgrado, actuó como Coordinador del Jurado el Msc. **Francisco Barrios**.



Jhonny Casas
C.I. 5.975.287
(JURADO)
FI-UCV



Mauricio Hernández
C.I. 13.608.024
(JURADO)
INTEVEP



Francisco Barrios
C.I. 4.551.816
(TUTOR)
FI-UCV



DEDICATORIA

...A mi hermosa y gran familia, mis padres y hermanos muy especialmente a mi esposa Ersy, y mis hijos, Franco & Fabrizio

AGRADECIMIENTOS

Existen tantas personas quienes han colaborado conmigo, no solo durante este trabajo, sino alrededor de mi desarrollo profesional y académico, que sería muy difícil nombrarlos a todos en tan pocas líneas. Aunque de manera particular es grato reconocer todo el apoyo brindado por diversas personas e instituciones, tales como:

- PDVSA – Exploración, por haberme brindado todas las oportunidades de desarrollo profesional y académico.
- La Gerencia de Laboratorios y Nucleotecas, la Sra. Ángela Lezama, el Sr. Delmiro Prieto y el Sr. Dennis Sánchez por su paciencia a apoyo durante mis estudios y durante esta investigación.
- La Universidad Central de Venezuela, y el personal administrativo en especial la Lic. Ana María Rodríguez, por abrirme siempre las puertas del programa de postgrado de la Facultad de Ingeniería.
- Al profesor Francisco Barrios, por su valioso apoyo y confianza al permitirme desarrollar este tema de investigación.
- A mi esposa y Bioestratigrafo preferido Ersy Guerrero, por su apoyo y paciencia tanto profesional, como de pareja durante el desarrollo de este trabajo.
- A todo el equipo del Laboratorio Geológico de Occidente por su apoyo y consejos durante este trabajo.
- Al personal de la Nucleoteca la Concepción por su apoyo en el despliegue de núcleos y ubicación de la información previa, en especial a los Sres. Quiterio Pineda, Ángel Suárez y Frank Timaure.
- Al personal de la Gerencia de Proyectos Exploratorios Occidente, muy especialmente a Lorena Núñez y Flexner Luzardo, por permitirme el uso de sus instalaciones y estaciones de trabajo para la ejecución de esta investigación.
- Al Ing. Javier Barreto y el equipo de Desarrollo de Yacimientos Ceuta, por brindarme la información necesaria para llevar a cabo este trabajo.
- A la Ing. Fabiola Aponte por sus consejos y orientación al momento de elaborar los mapas.
- Al MSc Jose A. Delgadillo, por todo su apoyo y consejos para la culminación de este trabajo.

RESUMEN

Discepola M., Paolo

ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO SECUENCIAL DE LA TRANSICIÓN PALEOCENO / EOCENO EN EL BLOQUE III DE LA CUENCA DEL LAGO DE MARACAIBO

Tutor Académico: Prof. Francisco Barrios. Tesis. Caracas, UCV Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. 2017, 267 p.

Palabras Claves: Facies Sedimentarias, Estratigrafía Secuencial, Formación Misoa, Formación Guasare, Cuenca de Maracaibo.

El análisis estratigráfico y secuencial de las distintas litologías ubicadas, entre la parte superior de la Formación Guasare y la base de la Formación Misoa, fundamentado en los análisis sedimentológicos, petrográficos, bioestratigráficos, y de diversos registros electro-acústicos de pozos, propone un conjunto de 28 litofacies para la caracterización sedimentológica, así como un marco cronoestratigráfico donde ocurre la depositación sedimentaria durante la transición Paleoceno / Eoceno en el área del Bloque III de la cuenca del Lago de Maracaibo.

A partir de la integración de datos, se definen las características sedimentológicas al tope de la Formación Guasare, como una secuencia conformada por un sistema encadenado de alto nivel (HST), en un margen de rampa carbonática interna influenciada por depósitos próximos costeros con tres (3) asociaciones de facies principales; Laguna interna, Bancos Carbonaticos y Anteplaya, para brindar un mejor entendimiento desde el punto de vista paleoambiental y estructural de los eventos que marcaron la historia geológica del área.

Al tope de la Formación Guasare destaca la presencia de un evento erosivo, Discordancia Tipo I, identificado como la discordancia del Paleoceno (SB_Guasare),

que provoca la exposición y erosión de la plataforma carbonática (de al menos 3.2 M.yr.) durante el Paleoceno Tardío (Thanetiense).

Este evento marca el contacto con la base de los sedimentos de la Formación Misoa, constituida por un sistema encadenado de bajo nivel (LST), en una planicie deltaica superior de influencia fluvial hacia la base gradando transicionalmente a depósitos con influencia de marea hacia el tope, limitado por una superficie transgresiva TS_C4-55, que representa el final del LST definido hacia la base de la Formación Misoa.

Dentro del intervalo analizado de la Formación Misoa se definieron cuatro unidades genéticas emparentadas de acuerdo, las cuales pueden ser extendidas a áreas vecinas, permitiendo una apropiada definición de la geometría de los yacimientos y en las cuales se identifica dos fuentes de aporte de sedimentos que controlan la depositación una de dirección SW – NE y otra NW – SE, las cuales están influenciadas por el rumbo preferencial de fallas principales y espacio de acomodo por efectos de origen tectónico junto a una posible fuente de aporte de hacia el Norte de la zona de estudio.

ÍNDICE GENERAL

DEDICATORIA	v
AGRADECIMIENTOS	v
RESUMEN	vi
ÍNDICE GENERAL	viii
ÍNDICE DE FIGURAS	x
ÍNDICE DE TABLAS	xiii
ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS	xiii
ÍNDICE DE ANEXOS	xvi
CAPITULO I	1
INTRODUCCIÓN	1
UBICACIÓN GEOGRÁFICA	2
PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	3
GENERALIDADES DEL CAMPO	5
JUSTIFICACIÓN Y DELIMITACIÓN DE LA INVESTIGACIÓN	6
OBJETIVO GENERAL	8
OBJETIVOS ESPECÍFICOS	9
CAPITULO II	11
MARCO REFERENCIAL	11
CONCEPTOS BASICOS	11
AMBIENTES SEDIMENTARIOS:	11
ANÁLISIS DE FACIES:	14
ROCAS SEDIMENTARIAS CLÁSTICAS:	17
ROCAS SEDIMENTARIAS DE ORIGEN CARBONÁTICO	18
ANÁLISIS PETROGRÁFICOS:	21
ANÁLISIS BIOESTRATIGRÁFICOS	23
ANÁLISIS DE PERFILES ELÉCTRICOS:	26
GENERALIDADES SOBRE ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL	29
JERARQUÍA DE LAS UNIDADES DE LA ESTRATIGRAFÍA POR SECUENCIA:	30
SUPERFICIES DE INTERÉS EN LA ESTRATIGRAFÍA POR SECUENCIAS:	30
TIPOS DE SECUENCIAS ESTRATIGRÁFICAS:	34
SISTEMAS ENCADENADOS:	37
MARCO GEOLOGICO Y EVOLUCIÓN TECTONO - ESTRATIGRÁFICA DE LA CUENCA DE MARACAIBO	44
EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DE LA CUENCA DE MARACAIBO:	45
MODELO DE SEDIMENTACIÓN DE LA CUENCA DE MARACAIBO:	57
ESTRATIGRAFÍA REGIONAL	71
ANTECEDENTES	78
TRABAJOS PREVIOS	79
CAPITULO III	84
METODOLOGÍA	84
PROPUESTA METODOLOGICA	84
TIPO DE INVESTIGACION:	84
ENFOQUE DE LA INVESTIGACION:	85
FUENTE O BASE DE DATOS:	85
TECNICAS PARA EL DESARROLLO DE LA INVESTIGACION:	87
PROCEDIMIENTOS PARA EL DESARROLLO DE LA INVESTIGACION:	95
MATERIALES	98
DESCRIPCION Y ANALISIS DE NUCLEOS:	98
DESCRIPCION Y ANALISIS PETROGRAFICOS:	98
ANALISIS BIOESTRATIGRAFICOS:	99
SOFTWARES ESPECIALIZADOS:	99

ESQUEMA PARA EL DESARROLLO DE LA INVESTIGACION	99
CAPITULO IV	101
ANÁLISIS DE NÚCLEOS Y ESTRATIGRAFÍA LOCAL	101
ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO Y ASOCIACIONES DE FACIES DE LA FORMACIÓN GUASARE	102
PALEOAMBIENTE DE LAGUNA INTERNA:	105
PALEOAMBIENTE DE BANCOS CARBONÁTICOS:	107
PALEOAMBIENTE DE ANTEPLAYA BAJA A MEDIA:	111
ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO Y ASOCIACIONES DE FACIES DE LA FORMACIÓN MISOA	115
PALEOAMBIENTE DE CANALES DISTRIBUTARIOS:	117
PALEOAMBIENTE DE CANALES DE MAREA:	122
PALEOAMBIENTE DE DIQUE NATURAL:	123
PALEOAMBIENTE DE ABANICO DE ROTURA:	124
PALEOAMBIENTE DE BAHÍA INTERDISTRIBUTARIA:	126
PALEOAMBIENTE DE PLANICIE DE MAREAS:	128
ANÁLISIS BIOESTRATIGRÁFICOS	132
BIOESTRATIGRAFIA DEL POZO BIII – A:	133
BIOESTRATIGRAFÍA DEL POZO BIII – B:	137
BIOESTRATIGRAFÍA DEL POZO BIII – C:	140
BIOESTRATIGRAFÍA DEL POZO BIII – D:	140
ANÁLISIS PETROGRÁFICOS.....	143
FORMACIÓN GUASARE – PALEOCENO:	143
FORMACIÓN MISOA – EOCENO:.....	179
CAPITULO V	196
DEFINICIÓN DE ELECTROFACIES Y UNIDADES SEDIMENTARIAS	196
ELECTROFACIES TÍPICAS DE LA FORMACIÓN GUASARE	196
ELECTROFACIES DE BANCOS CARBONÁTICOS:	196
ELECTROFACIES DE LAGUNA INTERNA:	197
ELECTROFACIES DE ANTEPLAYA:	198
ELECTROFACIES TÍPICAS DE LA FORMACIÓN MISOA	198
ELECTROFACIES DE CANALES:	199
ELECTROFACIES DE DIQUE NATURAL:	199
ELECTROFACIES DE ABANICO DE ROTURA:	200
ELECTROFACIES DE PLANICIE Y/O BAHÍA:	200
DEFINICIÓN DE SUPERFICIES ESTRATIGRÁFICAS.....	202
DEFINICIÓN DE UNIDADES SEDIMENTARIAS.....	203
PROPAGACIÓN DE ASOCIACIONES DE FACIES	208
CORRELACIONES Y TENDENCIAS DE SEDIMENTACIÓN.....	209
CAPITULO VI	214
MAPAS DE ESPESORES DE SEDIMENTOS Y MAPAS DE FACIES	214
MAPAS DE ESPESORES DE SEDIMENTOS	214
MAPA DE ESPESOR DE LA UNIDAD GENÉTICA 01 (FS_1 – SB_Guasare):	216
MAPA DE ESPESOR DE LA UNIDAD GENÉTICA 02 (FS_2 – FS_1):.....	217
MAPA DE ESPESOR DE LA UNIDAD GENÉTICA 03 (FS_3 – FS_2):.....	218
MAPA DE ESPESOR DE LA UNIDAD GENÉTICA 04 (TS_C4-55 – FS_3):.....	219
MAPAS DE DISTRIBUCIÓN DE AMBIENTES	221
MAPA DE DISTRIBUCIÓN DE AMBIENTES EN LA UNIDAD GENÉTICA 01:	221
MAPA DE DISTRIBUCIÓN DE AMBIENTES EN LA UNIDAD GENÉTICA 02:	222
MAPA DE DISTRIBUCIÓN DE AMBIENTES EN LA UNIDAD GENÉTICA 03:	223
MAPA DE DISTRIBUCIÓN DE AMBIENTES EN LA UNIDAD GENÉTICA 04:	224
MAPAS DE PROPORCIÓN DE ASOCIACIÓN DE FACIES	225
MAPAS DE PROPORCIÓN DE ASOCIACIONES DE FACIES PARA LA UNIDAD GENÉTICA 01:	225
MAPAS DE PROPORCIÓN DE ASOCIACIONES DE FACIES PARA LA UNIDAD GENÉTICA 02:	226
MAPAS DE PROPORCIÓN DE ASOCIACIONES DE FACIES PARA LA UNIDAD GENÉTICA 03:	227
MAPAS DE PROPORCIÓN DE ASOCIACIONES DE FACIES PARA LA UNIDAD GENÉTICA 04:	228
CAPITULO VII.....	230
INTERPRETACIÓN E INTEGRACIÓN DE RESULTADOS	230

INTERVALO PALEOCENO	230
DISCORDANCIA DEL PALEOCENO.....	235
INTERVALO EOCENO TEMPRANO	236
UNIDAD GENÉTICA 01:.....	237
UNIDAD GENÉTICA 02:.....	241
UNIDAD GENÉTICA 03:.....	244
UNIDAD GENÉTICA 04:.....	248
CAPITULO VIII	251
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	251
CONCLUSIONES	251
RECOMENDACIONES	260
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	262
ANEXOS.....	268

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Ubicación general del área de estudio	2
Figura 2: Esquema estratigráfico del yacimiento Eoceno C - Inferior VLC - 363	4
Figura 3: Registro tipo mostrando los límites verticales de este estudio.....	7
Figura 4: Delimitación areal de la investigación basada en la información disponible.....	8
Figura 5: Clasificación de los ambientes sedimentarios, tomado de Conti G., 2009	12
Figura 6: Estilos de Plataforma Carbonáticas, tomado y modificado de Tucker y Wright (2006).....	14
Figura 7: Esquema del Ciclo de las rocas, tomado y modificado de https://es.wikipedia.org/wiki/Roca	15
Figura 8: Biozonas más utilizadas en la Bioestratigrafía, tomado y modificado de Nichols G.; 2009	25
Figura 9: Esquema Grafico de correlación para análisis bioestratigráfico de una sección	25
Figura 10: Respuesta de los Registros de Rayos Gamma de acuerdo al medio depositacional, tomado y modificado de http://www.seddepeq.co.uk/SEQ_STRAT/Sequence_Stratigraphy/	27
Figura 11: Principio de las medidas de resistividad y Esquema de funcionamiento de la herramienta, tomado y modificado de www.es.scribd.com/doc	28
Figura 12: Esquema donde se muestran las principales superficies estratigráficas y su expresión en registro, tomado y modificado de Catuneanu <i>et. al.</i> (2006).....	33
Figura 13: Relación entre el espacio de acomodación y el flujo de sedimentos, tomado y modificado de Lugo (1997)	34
Figura 14: Esquema y características de una Secuencia Depositacional, tomado y modificado de Catuneanu O. (2006)	35
Figura 15: Comparación entre las secuencias Genéticas y T - R, tomado y modificado de Catuneanu O. (2006).....	36
Figura 16: Características principales del sistema encadenado de caída sostenida del nivel del mar - FSST, tomado y modificado de Catuneanu O.; (2006).....	38
Figura 17: Características principales del Sistema Encadenado de Nivel de Mar Bajo - LST, tomado y modificado de Catuneanu O. (2006).....	39
Figura 18: Características principales del Sistema Encadenado Transgresivo – TST, tomado y modificado de Catuneanu O.; (2006)	41
Figura 19: Características principales de los depósitos del Sistema Encadenado de Nivel Alto del Mar, tomado y modificado de Catuneanu O.; (2006).....	42
Figura 20: Orientación de los grabenes asociados a la fase rifting del Jurásico, tomado y modificado de Schlumberger – Síntesis Geológica de Venezuela (1997)	46
Figura 21: Esquema Paleogeográfico y sedimentación durante el Cretácico Temprano, tomado de Schlumberger - Síntesis Geológica de Venezuela (1997)	47
Figura 22: Paleogeografía del periodo Cretácico Temprano - Coniaciense, tomado y modificado de Mann <i>et. al.</i> (2006)	47
Figura 23: Paleogeografía del periodo Coniaciense – Paleoceno Medio, tomado y modificado de Mann <i>et. al.</i> (2006)	48
Figura 24: Paleogeografía del periodo Paleoceno Medio – Eoceno Temprano, tomado y modificado de http://jfbblueplanet.blogspot.com	49

Figura 25: Paleogeografía del Periodo Eoceno Temprano - Medio, tomado y modificado de Mann <i>et. al.</i> (2006).	50
Figura 26: Paleogeografía del periodo Eoceno Medio - Oligoceno, tomado y modificado de Mann <i>et. al.</i> (2006).	51
Figura 27: Paleogeografía del periodo Oligoceno - Mioceno Medio, tomado y modificado de Mann <i>et. al.</i> (2006)	52
Figura 28: Paleogeografía del periodo Mioceno Medio - Plioceno Temprano, tomado y modificado del Mann <i>et. al.</i> (2006)	53
Figura 29: Cuadro de Correlación de la Cuenca de Maracaibo, tomado y modificado de Mann <i>et. al.</i> (2006).	54
Figura 30: Mayores elementos estructurales de los depocentros ubicados al Oriente de Colombia y Occidente de Venezuela, tomado de Villamil T. (1999).	58
Figura 31: Esquema de depositación para el Campaniense, tomado y modificada de Villamil T. (1999).	61
Figura 32: Esquema de depositación para el Maastrichtiense, tomado y modificado de Villamil T. (1999)	62
Figura 33: Esquema de depositación para el Paleoceno, tomado y modificado de Villamil T. (1999)	63
Figura 34: Esquema de depositación para el Eoceno Temprano, tomado y modificado de Villamil T. (1999)	64
Figura 35: Esquema de depositación para el Eoceno Medio, tomado y modificado de Villamil T. (1999)	65
Figura 36: Esquema de depositación para el Eoceno Tardío, tomado y modificado de Villamil T. (1999)	66
Figura 37: Esquema de depositación para el Oligoceno Temprano, tomado y modificado de Villamil T. (1999)	67
Figura 38: Esquema de depositación para el Oligoceno Tardío, tomado y modificado de Villamil T. (1999)	69
Figura 39: Esquema de depositación para el Mioceno Medio, tomado y modificado de Villamil T. (1999)	70
Figura 40: Evolución de los ejes de los depocentros del Campaniense al Oligoceno, tomado y modificado de Villamil T. (1999)	71
Figura 41: Cuadro de correlación para la cuenca de Maracaibo, resaltando la columna analizada, tomado y modificado de www.pdvsa.com/lexico .	72
Figura 42: Mapa de calidad del dato de la zona	86
Figura 43: Esquema de Facies propuesto por Rodríguez A. (1988) tomado de Informe sedimentológico de los núcleos del pozo MFC - 26 (2007)	88
Figura 44: Clasificación de los Carbonatos de Dunham R.J. (1962), tomado de Pinto <i>et. al.</i> (2007)	89
Figura 45: Formato unificado para la descripción de núcleos	89
Figura 46: Formato de salida de las hojas sedimentológicas en el software WELL CAD	90
Figura 47: Calibraciones de las profundidades de gamma del núcleo y el gamma del pozo	91
Figura 48: Esquema de Clasificación textural de las areniscas tomado de Pettijhon <i>et al</i> (1972)	93
Figura 49: Patrones de apilamientos típicos observados en los registros de rayos gamma, tomado y modificado de www.sepmstrata.org	97
Figura 50: Distribución areal de los núcleos y su cobertura estratigráfica	101
Figura 51: Catalogo de Litofacies de la Formación Guasare (1/4)	103
Figura 52: Catalogo de Litofacies de la Formación Guasare (2/4)	104
Figura 53: Catalogo de Litofacies de la Formación Guasare (3/4)	104
Figura 54: Catalogo de Litofacies de la Formación Guasare (4/4)	105
Figura 55: Características sedimentológicas típicas del paleoambiente de Laguna Interna	106
Figura 56: Características típicas del paleoambiente de Laguna Abierta	107
Figura 57: Características del Paleoambiente de Bancos Carbonáticos	109
Figura 58: Características de los Bancos Carbonáticos Apilados	109
Figura 59: Características de las facies dominadas por Bioclásticos	110
Figura 60: Características de las facies dominadas por Ooides	110
Figura 61: Características de las facies dominadas por Peloides	111
Figura 62: Litofacies y patrones de apilamiento de la asociación de Anteplaya baja a media	112
Figura 63: Características típicas del paleoambiente de Anteplaya baja	112
Figura 64: Características del paleoambiente de Anteplaya media	113
Figura 65: Proporciones de facies en la Formación Guasare	114
Figura 66: Esquema de facies para un margen de Rampa Carbonática, tomado y modificado de Flügel E. (2004)	115
Figura 67: Catalogo de Litofacies de la Formación Misoa (1/3)	116
Figura 68: Catalogo de Litofacies de la Formación Misoa (2/3)	116
Figura 69: Catalogo de Litofacies de la Formación Misoa (3/3)	117
Figura 70: Litofacies y patrones de apilamiento para el paleoambiente de Canales Distributarios en el pozo BIII - B y los Canales Distributarios Apilados en el pozo BIII - A.	118
Figura 71: Estructuras sedimentarias presentes en los canales distributarios	119
Figura 72: Intervalos no bioturbados (A) y restos de plantas en los paleoambientes de Canales Distributarios (B - D)	119
Figura 73: Características típicas del paleoambiente de Canal Marginal	120
Figura 74: Características típicas del paleoambiente de Canal Abandonado	121

Figura 75: Estructuras de deformación sin-sedimentaria (A-C), Estructuras bidireccional (D) y Estratificación Cruzada Apilada (E y F) ubicadas en los canales distributarios	121
Figura 76: Características típicas del paleoambiente de Canal de Mareas	122
Figura 77: (A) Secuencia típica de Dique Natural, (B) Esquema idealizado de los depositos asociados a los canales distributarios, tomado y modificado de Nichols G.; (2009).....	124
Figura 78 : (A) Características del paleoambiente de Abanico de Rotura, (B) Estructuras sedimentarias y accesorios de los depositos de abanicos de rotura.....	125
Figura 79: Esquema de los depósitos asociados a canales distributarios y sus registros típicos, tomado y modificado de Nichols G. (2009)	126
Figura 80: Características típicas de los depósitos de Bahía Interdistributaria con influencia de mareas (A) y sin influencia de procesos maréales (B)	127
Figura 81: Estructuras sedimentarias presentes en los depositos de Bahía Interdistributaria.....	127
Figura 82: Características típicas y estructuras de asociadas al paleoambiente de Llanura de Mareas.....	128
Figura 83: Distribución de facies sedimentarias en los pozos analizados	129
Figura 84: Distribución de las asociaciones de facies en los pozos analizados.....	130
Figura 85: Tendencias generales de apilamiento en el pozo BIII - B, donde se observa un cambio hacia una tendencia grandecreciente hacia el tope que marca el cambio de un Sistema encadenado de bajo nivel (LST) a un sistema encadenado transgresivo (TST), cuyo contacto esta dado por una superficie transgresiva (TS) o una superficie de regresión máxima (MRS)	131
Figura 86: Bloque diagrama de un sistema deltaico, mostrando los elementos principales de una planicie deltaica y la zonificación de la zona de estudio, tomado y modificado de http://www.onegeology.org/extra/kids/earthprocesses/deltas.html	132
Figura 87: Grafico de correlación para el pozo BIII – A	137
Figura 88: Grafico de correlación del pozo BIII – B	139
Figura 89: Cuadro de correlación cronoestratigráfico propuesto para el área de estudio.....	142
Figura 90: Modelo Conceptual propuesto para los depósitos de la Formación Guasare, basado en el esquema de facies de una Rampa Carbonática propuesto por Flügel E. (2004), adaptado y modificado de www.zagrosmbm.blogspot.com.es	164
Figura 91: Distribución de los grupos de microfacies identificadas en la Formación Misoa, de acuerdo a Pettijohn <i>et. al.</i> (1972)	179
Figura 92: Clasificación de las muestras de la Formación Misoa, de acuerdo a Pettijohn <i>et. al.</i> (1972).....	180
Figura 93: Detalle de las electrofacies típicas de los depósitos de Bancos Carbonáticos, BIII - C, 14513' – 14545'	197
Figura 94: Detalle de las electrofacies típicas de los depósitos de Laguna interna, BIII - C, 14491'9" - 14513'	197
Figura 95: Detalle de las electrofacies típicas de los depósitos de Anteplaya, BIII – D, 13663' – 13750'	198
Figura 96: Detalle de las electrofacies típicas de los depósitos de Canales, BIII – C, 14440' – 14457'	199
Figura 97: Detalle de las electrofacies típicas de la Formación Misoa, BIII - D,.....	201
Figura 98: Registro tipo donde se observan las superficies estratigráficas mayores (SB_Guasare y TS_C4-55), tomadas en cuenta para este estudio	203
Figura 99: Patrones de Apilamiento identificados en los pozos BIII - A y BIII - B	204
Figura 100: Patrones de Apilamiento de identificados en los pozos BIII - C y BIII - D.....	204
Figura 101: Sección Estratigráfica entre los pozos BIII - A, BIII - B y BIII - C (SW - NE), mostrando la continuidad de la Unidades Genéticas, definidas.....	205
Figura 102: Sección Estratigráfica entre los pozos BIII – C y BIII – D (SE – NW), mostrando la continuidad de las Unidades Genéticas definidas	206
Figura 103: (A) Vista esquemática de una cuenca foreland (ante-país) y sus fuentes de aportes de sedimentos y parámetros dominantes, (B) Estructura estratigráfica ideal en una cuenca foreland y las variaciones laterales de los límites de secuencia, mostrando las zonas de aplicabilidad de las unidades tipo Vail y tipo Galloway, tomado y modificado de Escalona & Mann (2006).	207
Figura 104: (A) Catalogo de Asociaciones de facies definidas; (B) Facies discreta interpretado para el pozo BIII – 6.....	208
Figura 105: Orientación de las principales secciones estratigráficas	209
Figura 106: Sección Estratigráfica 1 - 1', Datum: TS_C4-55.....	210
Figura 107: Sección Estratigráfica 2 - 2'; Datum: TS_C4-55	211
Figura 108: Sección Estratigráfica 3 - 3'; Datum: TS_C4-55	212
Figura 109: Fallas Principales del área de estudio y zonas o bloques delimitados	215
Figura 110: (A) Mapas de Espesor de la Unidad Genética 01 (FS_1 – SB_Guasare) y (B) Visualización en 3D.....	217
Figura 111: (A) Mapa de Espesor de la Unidad Genética 02 (FS_2 - FS_1); (B) Visualización en 3D.....	218
Figura 112: (A) Mapa de Espesor de la Unidad Genética 03 (FS_3 - FS_2); (B) Visualización en 3D.....	219
Figura 113: (A) Mapa de Espesor de la Unidad Genética 04 (TS_C4-55 - FS_3); (B) Visualización en 3D	220

Figura 114: Mapa de Distribución de Paleoambientes en la Unidad Genética 01.....	222
Figura 115: Mapa de Distribución de Paleoambientes en la Unidad Genética 02.....	223
Figura 116: Mapa de Distribución de paleoambientes en la Unidad Genética 03.....	224
Figura 117: Mapa de Distribución de Paleoambientes en la Unidad Genética 04.....	225
Figura 118: Mapa de Proporción de Facies Arenosas en la Unidad Genética 01.....	226
Figura 119: Mapa de Proporción de Facies Arenosas en la Unidad Genética 02.....	227
Figura 120: Mapa de Proporción de Facies Arenosas en la Unidad Genética 03.....	228
Figura 121: Proporción de Facies Arenosas en la Unidad Genética 04.....	229
Figura 122: Sección sísmica N - S, horizontalizada sobre la discordancia del Eoceno, donde se observa la estructura de la Formación Guasare.....	234
Figura 123: Cuadro Cronoestratigráfico compuesto, que muestra la extensión de la discordancia del Paleoceno hacia el Norte.....	236
Figura 124: Sección Estratigráfica SW - NE, Datum: FS_1.....	238
Figura 125: Sección Estratigráfica SE - NW, Datum: FS_1.....	239
Figura 126: Sección Estratigráfica de rumbo SW - NE, Datum: FS_2.....	241
Figura 127: Sección Estratigráfica 2 - 2' de rumbo SE - NW, Datum: FS_2.....	242
Figura 128: Sección Estratigráfica SW - NE, Datum: FS_3.....	245
Figura 129: Sección Estratigráfica 2 - 2' de rumbo SE - NW, Datum: FS_3.....	246
Figura 130: Sección Estratigráfica SW - NE, Datum: TS_C4-55.....	248
Figura 131: Sección Estratigráfica SE - NW, Datum: TS_C4-55.....	249

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Resumen de los esquemas de modelos de secuencias estratigráficas, modificado de Catuneanu O.; 200644	
Tabla 2: Resumen de pies descritos por núcleo.....	87
Tabla 3: Asociación de polen para el Eoceno, modificado de Germeraad & De Haan (1964).....	136
Tabla 4: Resumen de las muestras analizadas por pozo – Formación Guasare.....	143
Tabla 5: Sumario de Microfacies Sedimentarias identificadas en la Formación Guasare.....	144
Tabla 6: Rangos batimétricos propuestos para la Formación Guasare (recuadro rojo), adaptado de Flügel E. (2004) en Méndez J. (2009).....	160
Tabla 7: Comparación de los estados diagenéticos de las rocas carbonáticas propuestos por distintos autores.....	165
Tabla 8: Secuencia Paragenética propuesta para la Formación Guasare en el área de estudio.....	166
Tabla 9: Resumen de muestras analizadas por pozo - Formación Misoa.....	179
Tabla 10: Cuadro Diagenético Propuesto para la Formación Misoa en la zona de estudio, adaptado de Surdam <i>et al.</i> 1989.....	195
Tabla 11: Resumen espesores promedio de las unidades genéticas definidas en la Fm. Misoa.....	214

ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS

Foto 1: MF1, BIII – A 13798'; (A) Escala macroscópica, (B) con lupa binocular, (C-D) bajo microscopio de luz reflejada NP. Ost= Ostreido, P= Peloides, Hor= Horadación, Cm= Cemento de calcita tipo mosaico.....	147
Foto 2: MF2, BIII - B, 13522'2'' (A) Escala macroscópica, (B-D) Bajo microscopio de luz reflejada NP; Qz= cuarzo, Sid= siderita, Bio= bioclásto, O= ooide, Mi= micrita, Geo= Estructura geopetal.....	148
Foto 3: Detalles de la MF2, BIII – B, 13522'2" NP, (A) Intra= Intraclastos de Caliza, Est= Estilolitas (B) Sid= Nivel Sideritizado, Qz= granos de cuarzo subangulares y Eq= espinas de equinodermos.....	149
Foto 4: MF3, BIII – A, 13786'7'' (A) Vista Macroscópica, (B) Vista bajo lupa binocular, (C - D) Vista bajo microscopio de luz reflejada NP, Ost= Ostreidos, P= Peloides, Geo= Estructura Geopetal, Mi= Micrita, Cm= Cemento tipo mosaico, P= Peloides, Ser= Serpulidos, Biv= Bivalvos recristalizados.....	150
Foto 5: Detalle de MF3 (A) BIII - A, 13786'7" NP Biv= Bivalvos recristalizados, Sid= Sideritización, Glau= Galuconita; (B) BIII - C, 14535'3" NP, Dol= Cristales de dolomita, P= Peloides.....	151
Foto 6: MF4, BIII – B, 13524'1'' (A) Vista macroscópica, (B) Vista bajo lupa binocular, (C-D) Vista bajo microscopio de luz reflejada NP, Bio= bioclásto, O= Ooides, Ost= Ostracodo, Eq= Equinodermo.....	151

Foto 7: Detalle MF4 (A) BIII - B, 13529' NP, Dol=cemento de dolomita, O=Ooides superficial, (B) BIII - C, 14484'4" NP, O=Ooides recristalizado por dolomita, Geo= Estructura Geopetal, Intra= intraclásto.....	152
Foto 8: MF5, BIII - D, 13459'2" - 13759'8" (A) Vista macroscópica, (B-E) Vista bajo microscopio de luz reflejada NP, Bio= bioclastos, O= Ooides, OD= Ooides dolomitizados, MD = Matriz dolomitizada.....	153
Foto 9: Detalle MF5, (A) BIII - D, 13759' NP, OD= Ooides dolomitizados, (B) BIII - C, 14476'3" NP, O= Ooides micritizado, Fp= Foraminífero planctónico, Fb = Foraminífero bentónico del tipo Miliolido	153
Foto 10: MF6, BIII - A, 13782' - 13782'6", (A) Vista Macroscópica, (B-D) Vista bajo microscopio de luz reflejada NP, Bio= Bioclásto, Sid= Siderita, Glau= Glauconita, P= Peloides, Gast= Gasterópodo, Eq= Equinodermos, Qz= Cuarzo	154
Foto 11: MF7, BIII - A, 13784' - 13784'6" (A) Vista macroscópica, (B-D) Vista bajo microscopio de luz reflejada NP, Bio= Bioclásto, Sid= Siderita, Eq= Equinodermo, Ost= Ostrácodo, Intra= Intraclásto, Fb= Foraminífero béntico, F= Foraminífero	155
Foto 12: MF8, BIII - C, 14525'3" - 14525'9", (A) Vista macroscópica, (B-D) Vista bajo microscopio de luz reflejada NP, F=Foraminífero, Eq= Equinodermo, Mi= Micrita	156
Foto 13: MF9, BIII - A, 13669'8" - 13770'3", (A) Vista macroscópica, (B-D) Vista bajo microscopio de luz reflejada NP, Oph= Ophiomorpha, Sid= Siderita, Glau= Glauconita, Eq= Equinodermo	157
Foto 14: MF10, BIII - B, 13532'2" - 13532'7", (A) Vista macroscópica, (B-D) Vista bajo microscopio de luz reflejada NP, Cla= Clástos, Sid= Siderita, Bio= Bioclástos.....	157
Foto 15: MF11, BIII - D, 13713'10" - 13714'6" (A) Vista macroscópica, (B-D) Vista bajo microscopio de luz reflejada, (B-NX; C-NP; D-NX) Ch= fragmento de roca tipo chert, Di= Disolución, Ps= Pseudomatriz, Ca= cemento de calcita	158
Foto 16: (A) BIII - D, 13750', NP, Ooides concéntricos; (B) BIII - C, 14476'3", NP, Ooides micritizados	161
Foto 17: (A) BIII - C, 14535'3" NP, Bioclástos con envoltorios micríticos, (B) BIII - D, 13771'9" NX, Abundantes placas de equinodermos	161
Foto 18: (A) BIII - A, 13782', NP, Pellets fecales; (B) BIII - A, 13782' NP, Pelets	162
Foto 19: (A-B) BIII - C, 14484'4" NP, Intraclástos	162
Foto 20: (A) BIII - A, 13798' NP, Bioturbación; (B) BIII - D, 13771'9" NP, Bioclásto horadado	168
Foto 21: (A) BIII - C, 14542'2" NP, Glauconita; (B) BIII - C, 13525'3" NP, Glauconita (G) y Siderita (S).....	169
Foto 22: (A - B) BIII - A, 13793' NP, Cemento Isópaco - fibroso.....	169
Foto 23: (A) BIII - A, 13798' NP, Fragmentos recristalizados, con envoltorios micríticos y horadaciones; (B) BIII - C, 14535'3" NP, Bioclástos recristalizados.....	169
Foto 24: (A) BIII - C, 14542'2" NP y (B) BIII - D, 13522'2" NP, Cemento granular - equidimensional.....	170
Foto 25: (A) BIII - C, 13522'2" NP y BIII - A, 13786'7" NP, Micrita recristalizada	171
Foto 26: (A) 13760' NP, Ooides recristalizados a calcita; (B) BIII - C, 14535'3" NP, Recristalización de fragmentos y desarrollo de cemento mosaico	171
Foto 27: (A) BIII - A, 13786'7" NP, Cemento tipo mosaico-grueso; (B) BIII - C, 14535'3" NX, Placa de equinodermo con desarrollo de cemento sintaxial	172
Foto 28: (A) BIII - B, 13529' NP Dolomitización de la micrita y (B) BIII - C, 14535'3" NP, Remplazo por dolomita.....	173

Foto 29: (A) BIII - C, 14525'3"NP, Deformación de peloides; (B) BIII - A, 13782' NP, Re-orientación de granos de cuarzo.....	174
Foto 30: (A) BIII - D, 13750' NP y (B) BIII - C, 14476'3" NX, Ooides deformados y compactados formando suturas.....	174
Foto 31: (A) BIII - C, 14476'3" NP, Microestilolitas y (B) BIII - B, 13522'2" NP, Fracturas de bioclasto y microestilolita.....	174
Foto 32: (A) BIII - B, 13529' NP Cemento de dolomita; (B) BIII - D, 13579' NP, Cemento de dolomita y ooides teñidos (O).....	175
Foto 33: (A) BIII - D, 13763' NP, Ooides dolomitizado, nótese el menor tamaño de los cristales de dolomita en el ooide en comparación con los del cemento, (B) BIII - D, 13764' NP, Ooides dolomitizados -no teñidos- y micrita teñida.....	176
Foto 34: (A - B) BIII - D, 13759' NP Disolución de ooides dolomitizados.....	176
Foto 35: (A) BIII - D, 13763' Ooides dolomitizados, (B) BIII - D NP, 13769' NP, Disolución parcial de fragmentos dolomitizados.....	177
Foto 36: (A) BIII - A, 13786'7" NP y (B) BIII - D, 13760' NP, Disolución parcial de fragmentos.....	178
Foto 37: BIII - D, 13769', Porosidad Oomoldica, (A) Vista bajo lupa binocular, (B) fotomicrografía, 2.5X NP, (C) fotomicrografía, 2.5X NP, (D) fotomicrografía, 10X NP.....	178
Foto 38: (A) BIII - A, 13417' NX; (B) BIII - A, 13326' NX Escogimiento.....	181
Foto 39: (A) BIII - D, 13398'4'' NP, Tamaño de grano fino y alta presencia de matriz; (B) BIII - C 14454'9'' NP, Tamaño de grano medio a grueso, con escogimiento moderado y baja proporción de matriz.....	181
Foto 40: (A) BIII - A, 13676' NX; (B) BIII - D, 13398'4" NX, Contactos predominantes Cóncavo/Convexos (C/C), Longitudinal/Planar (L/P), Grano/Cemento (G/C) y Tangencial/Puntual (T/P).....	182
Foto 41: (A) BIII - A, 13560' NX, Cuarzos monocristalinos; (B) BIII - D, 13585' NX, Cuarzo policristalino.....	182
Foto 42: (A) BIII - A, 13627' NP, Fragmentos de chert; (B) BIII - C, 14443'7", Fragmentos de arcilla en alteración.....	183
Foto 43: (A) BIII - A, 13764' NX, Cemento de calcita; (B) BIII - D, 13560' NX Cemento de minerales de arcilla.....	183
Foto 44: (A) BIII - A, 13429' NX; (B) BIII - D, 13331' NX; Sobrecrecimientos de cuarzo en continuidad optica.....	184
Foto 45: (A) BIII - D, 13614' NP, (B) BIII - A, 13499'; Presencia de pseudomatriz.....	185
Foto 46: (A) BIII - D, 13585' NX; Cemento temprano de calcita; (B) BIII - A, 13398'4" NX, Matriz carbonática.....	185
Foto 47: (A) BIII - D, 13662' NX, Calcita recristalizada; (B) BIII - D, 13503' NX, Cemento poikilotópico de calcita.....	185
Foto 48: (A) BIII - C, 14443'7" NX, Cemento de minerales de arcilla, posible Caolinita (K) y Esmectita (S); (B) BIII - D, 13579' NX, Cemento de minerales de arcilla, posible interestratificado de Esmectita/Illita (S/I).....	186
Foto 49: (A) BIII - D, 13243' NX, Contactos cóncavo/convexos; (B) BIII - A, 13722'5" NP, Estiloláminas.....	187
Foto 50: (A) BIII - A, 13499' NX; (B) BIII - B, 13715'9'' NX Micas deformadas y en alteración.....	187

Foto 51: (A) BIII - D, 13614' NP; (B) BIII - A, 13722'5"NP, Pseudomatriz	188
Foto 52: (A) BIII - D, 13483' NX; (B) BIII - D, 13409', NX, Sobrecrecimientos de cuarzo en continuidad óptica, donde se observa los restos insolubles adosados al borde antiguo de los granos	189
Foto 53: (A) BIII - A, 13764' NX Niveles de cementos de calcita; (B) BIII - D, 13622' NX, Cemento de calcita impidiendo el sobrecrecimiento de cuarzo.....	190
Foto 54: (A) BIII - D, 13622' NX, Reemplazo de Minerales de Arcilla por calcita; (B) BIII - A, 13764' Presencia de incipientes maclas en la calcita	190
Foto 55: (A) y (B) BIII - C, 14443'7"NX, Presencia de cementos de minerales de arcilla, posible Esmectita y/o interestratificado de Illita/Esmectita	191
Foto 56: (A) BIII - D, 13331' NX, Alteración de micas (M), Reemplazo de minerales de arcilla por calcita (R) e Illitización de cemento (I); (B) BIII - A, 13429' NX, Alteración de Pseudomatriz (Ps) y de micas (M)	192
Foto 57: (A) BIII - A, 13592' NX, Alteración de Micas (M), Feldespatos (F) y Fragmentos líticos (FL); (B) BIII - D, 13201' NX, Alteración de fragmentos líticos	193
Foto 58: (A) BIII - A, 13490' NP, Disolución parcial de Pseudomatriz; (B) BIII - C, 14454'9" NP, Disolución parcial de cemento de minerales de arcilla	193
Foto 59: (A) BIII - A, 13417' NP, Porosidad primaria (P) y secundaria (S); (B) BIII - D, 13633' NP, Porosidad secundaria.....	194
Foto 60: (A) BIII - A, 13326' NP; (B) BIII - A, 13560' NP, Porosidad secundaria por disolución.....	194
Foto 61: (A) BIII - A, 13417' NP; (B) BIII - D, 13633' NP, Presencia de Hidrocarburo residual.....	194

ÍNDICE DE ANEXOS

1. Hojas Sedimentológicas a escala 1:100 de los pozos BIII - A; BIII - B, BIII - C y BIII - D
2. Resumen Bioestratigráfico de los pozos BIII - A; BIII - B, BIII - D

CAPITULO I

INTRODUCCIÓN

En el Noroccidente de Venezuela, está la denominada Cuenca de Maracaibo, una de las provincias petrolíferas más importante del país, con un historial de producción petrolífera desde principios del siglo XX, esta presenta una extensión aproximada de 52000 Km² y donde se han acumulado aproximadamente 100000 metros de sedimentos. Esta ha sido la más prolífera de Venezuela, con un aporte estimado de producción cercano al 40%.

La Cuenca de Maracaibo está claramente delimitada al Oeste, por la Sierra de Perijá y el flanco occidental de Los Andes, y la Serranía de Trujillo al Este; su registro sedimentario va desde el Jurásico al Reciente, destacando en el Eoceno una acumulación de areniscas de entre 300 a 600 metros de espesor (1000 - 2000 pies) correspondientes a la Formación Misoa, las cuales se encuentran suprayacente a los carbonatos de la Formación Guasare, de edad Paleoceno, las mismas se encuentran en contacto por una discordancia de alcance regional

Las actividades de exploración y producción en la Cuenca de Maracaibo están relacionadas a los ricos yacimientos de crudos liviano, medio y condensado hallados desde la década de los 30-40 del siglo XX, con producción volumétricamente importante en rocas de edad Terciario. Delimitando así la cuenca en bloques y estos a su vez en yacimientos que permiten sometimientos y completaciones mecánicas confiables.

Actualmente, debido a la intensa actividad de extracción de hidrocarburos durante las últimas décadas, la cuenca está dentro de la denominación de cuenca madura y, por lo tanto, es necesario impulsar un proceso de re-exploración y producción detallado, y actualizado que permita, no solo prever con mayor exactitud el comportamiento de yacimientos actualmente productores, sino también expandir nuevas posibilidades

para aumentar el factor de recobro para optimizar las fases de desarrollo e identificación de nuevas oportunidades.

UBICACIÓN GEOGRÁFICA

El área de estudio se encuentra ubicada en la Cuenca de Maracaibo, Estado Zulia, la cual tiene como límite Norte el Golfo de Venezuela, entre la Península de la Guajira en la parte Oeste y la Península de Paraguaná al eEste, y hacia el Sur tiene por límites la Cordillera de los Andes (ver Figura 01).

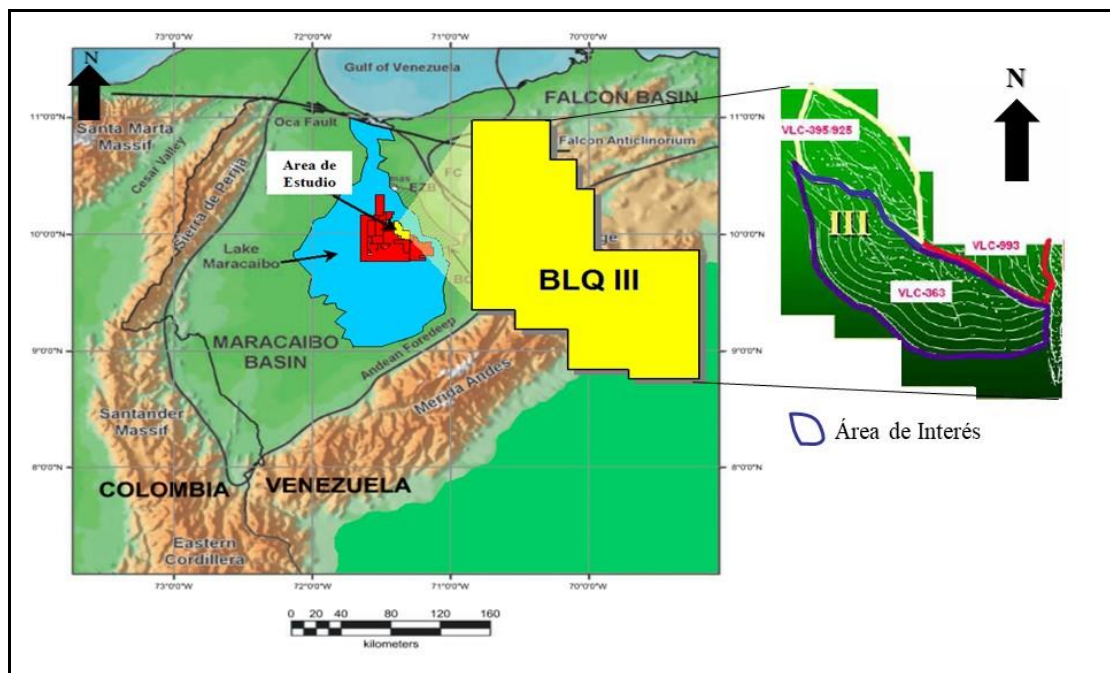


Figura 1: Ubicación general del área de estudio

De acuerdo a la clasificación realizada por PDVSA, el área de estudio está ubicada en el Bloque III del Lago de Maracaibo, en el yacimiento VLC – 363, perteneciente a la Unidad de Explotación Lagotreco el cual está localizado al SSO de los Campos petroleros Lagunillas – Bachaquero en la parte Centro Oriental del Lago de Maracaibo. El Bloque III, cubre un área de 258 Km² y es uno de los que presenta mayor extensión áreal entre sus homólogos vecinos. Concretamente se ubica al SE de

los Bloques I (Campo lagunillas y Lamar) y II (Campo Lagunillas). Tectónicamente, está ubicado entre el Alto de la Plataforma Central y el Lineamiento de Pueblo Viejo.

PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El área de interés para este estudio está ubicada en el Bloque III de Lago de Maracaibo y conforma el yacimiento VLC – 363, reservorio de petróleo localizado en las areniscas de la Formación Misoa en donde el cambio de las facies del Paleoceno (tope de la Formación Guasare) a las facies del Eoceno (base de la Formación Misoa), ha sido escasamente analizado desde el punto de vista estratigráfico, definiéndose oficialmente su contacto con base a criterios operacionales locales que obvian la evolución estratigráfica y estructural en esta parte de la cuenca.

Es importante destacar que este yacimiento está conformando por una serie de trampas estratigráficas y estructurales a lo largo de todo el Bloque III. Convirtiéndolo en una trampa combinada de complejidad geológica.

Desde el punto de vista estratigráfico la parte inferior de la Formación Misoa ha sido definida informalmente como miembro C – Inferior, y dado que esta representa una columna de sedimentos de alrededor de 1500 pies, y que en cada uno de los compartimentos y/o yacimientos en los cuales ha sido dividido el Bloque III, se han definido un conjunto de unidades de flujo definidas por las operadoras del campo, resultando ocho (08) unidades de flujo nombradas desde tope a base como Arenas C4 – 40, C4 – 46, C4 – 47, C4 – 48, C4 – 52, C4 – 53, C4 – 55 y C4 – 60 tal como se observa en la figura 02, con distintas características, y cuyo límite inferior es dado con base a criterios operacionales. Por lo tanto, es imprescindible realizar un estudio para caracterizar en base a criterios de índole estratigráfico (bioestratigráficos y sedimentológicos) el contacto y entre la Formación Guasare y la Formación Misoa, al igual que una unificación de las unidades informales para la Formación Misoa basadas en criterios genéticos que sean de aplicación tanto local como regional.

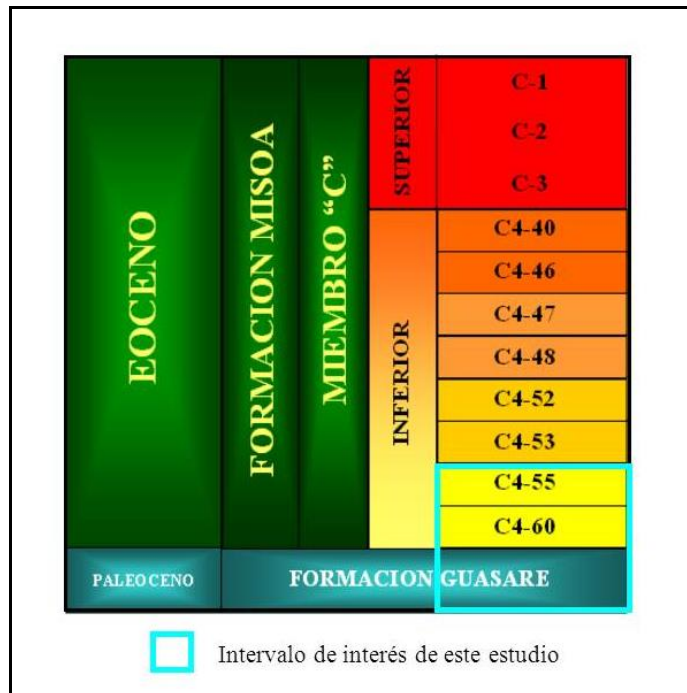


Figura 2: Esquema estratigráfico del yacimiento Eoceno C - Inferior VLC - 363

Durante el transcurso de las fases de exploración y producción este yacimiento ha sido sometido a diferentes fases de explotación y técnicas de recuperación, debido a bruscos cambios en las tasas de producción e incrementos en los cortes de agua principalmente en sus unidades inferiores lo que origino que el Ministerio de Energía y Petróleo a partir del año 1999 no permitiera la perforación de esta unidad hasta aplicar una apropiada técnica de recuperación mejorada.

De esta manera la caracterización estratigráfica y secuencial del yacimiento Eoceno C - Inferior VLC-363 servirá de referencia para el desarrollo del estudio integrado del yacimiento. Lo que conllevara al análisis y aplicación de nuevas técnicas de recuperación. De esta manera optimizar su explotación para maximizar el recobro de las reservas remanentes.

GENERALIDADES DEL CAMPO

El Yacimiento Eoceno C-Inferior VLC-363 es un reservorio de petróleo localizado en el Bloque III en los Campos Bachaquero y Centro del Lago de Maracaibo a unos 100 Kilómetros al Sureste de la ciudad de Maracaibo, el cual fue descubierto en el año 1960 por la compañía SHELL de Venezuela S.A, con el pozo VLC-363 resultó productor de 6800 BPPD (barriles de petróleo por día) de crudo volátil (45° API) a nivel de las arenas inferiores de la Formación Misoa (Eoceno C – Inferior). Estas areniscas están asociadas a depósitos de origen fluvio deltaico, constituido por areniscas de distintos tamaños de granos y algunas intercalaciones de heterolitas y lutitas, las cuales se hacen más abundantes de la parte media hacia el tope (ver Figura 03).

Desde el punto de vista estructural, el área de interés ha sido interpretada como un monoclinial de suave buzamiento hacia el Suroeste que varía entre (4 a 7°), cortado por una serie de fallas normales de alto buzamiento orientadas en diversas direcciones y que han permitido caracterizar el yacimiento en cuatro (04) regiones diferentes.

Una de las regiones antes mencionada corresponde al yacimiento “Eoceno C – Inferior VLC – 363”, el cual estructuralmente se encuentra ligeramente desplazado al Este del área Centro-Sur del Lago, formando un suave monoclinial estructural al Oeste de la alineación Pueblo Viejo-Ceuta y al Sur de la Falla VLC-597/693 de rumbo Noroeste que la separa de los yacimientos VLC-395/925 y VLC-993. Los límites de la acumulación principal son al Norte la falla del VLC-597/693, la cual separa esta área principal (Sur) de las menos desarrolladas VLC-993 y VLC-395 ubicadas en la parte Norte del yacimiento. El límite oficial Sur, consiste de un límite arbitrario sin que se haya comprobado aún la existencia de un límite de roca o un contacto agua-petróleo neto (ver figura 01).

JUSTIFICACIÓN Y DELIMITACIÓN DE LA INVESTIGACIÓN

Dado el interés, como yacimiento de hidrocarburos que representan las arenas de la base de la Formación Misoa, su continuidad lateral, desarrollo vertical a todo lo largo del Bloque III de la cuenca del Lago de Maracaibo, y a la necesidad de incorporar nuevas reservas de hidrocarburos con la aplicación de técnicas de recuperación mejorada para los yacimientos ya existentes. Se hace necesario un estudio estratigráfico detallado del contacto entre las rocas depositadas durante el Paleoceno y el Eoceno, ya que actualmente carece de un irrefutable entendimiento de los límites verticales y areales de los yacimientos de este bloque, considerando que los mismos han sido definidos en base a criterios operacionales, así como, una comprensión de los procesos que afectaron y marcaron su depositación y calidad de roca, los cuales son de interés para el establecimiento de patrones de correlación de validez tanto local como regional para así unificar bajo un mismo esquema todos los yacimientos de este bloque.

Este tipo de investigación fundamenta el desarrollo de una caracterización geológica completa, comprendida en un estudio integrado para el establecimiento de un modelo de yacimiento bajo nuevos parámetros que modifiquen los modelos estáticos y dinámicos en actualización continua, para la implementación de nuevos planes de explotación óptimos que permitan un mejor drenaje del yacimiento.

Este trabajo considera y redefine los límites tanto verticales como horizontales establecidos por diversos trabajos de investigación de alcance regional, los cuales se describen a continuación:

- El límite inferior, lo constituye la discordancia del Paleoceno, que marca el cambio de los sedimentos de origen calcáreo de la Formación Guasare (Paleoceno) a los sedimentos de origen clástico de la Formación Misoa (Eoceno), la correcta definición de esta superficie atendiendo a parámetros sedimentológicos y bioestratigráficos constituye uno de los objetivos de este trabajo, considerando que este ha sido definido en base a criterios operacionales.

- El límite superior está representado por un cambio en el sistema depositacional dentro de la Formación Misoa, la cual pasa de un sistema encadenado de bajo nivel (Lowstand System Tract - LST), a un sistema encadenado transgresivo (Transgressive System Tract - TST), el cambio entre ambos sistemas depositacionales es marcado por una superficie, definida como superficie transgresiva, (Transgressive Surface - TS), tal como se observa en la figura 03, la cual ha sido propuesta por diversos estudios de alcance regional (Sneider & Sneider, 1996), siendo la correcta definición de esta superficie en los pozos analizados es uno de los objetivos de este trabajo.

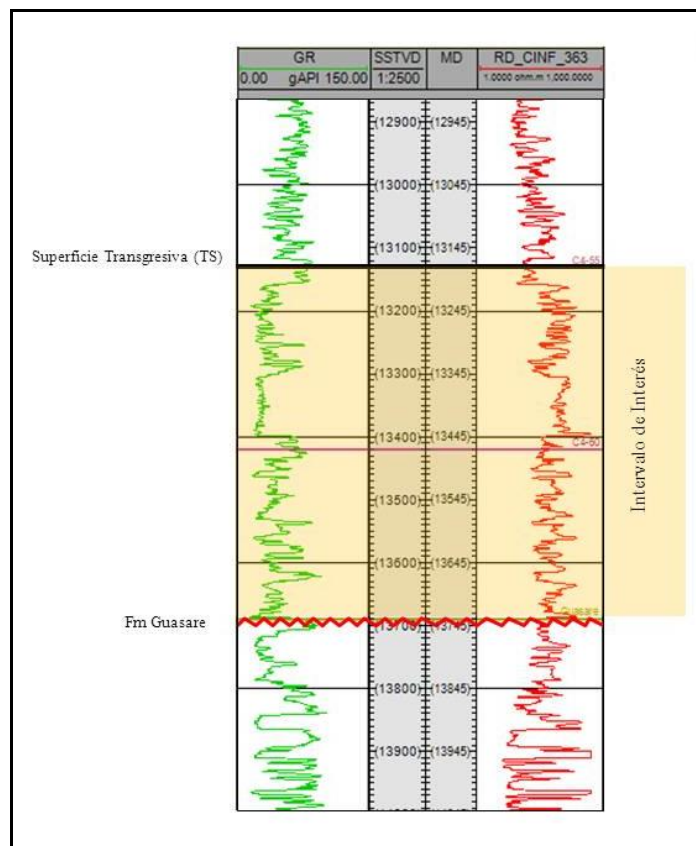


Figura 3: Registro tipo mostrando los límites verticales de este estudio

- La extensión areal de este estudio viene dado por la distribución de los pozos perforados, los cuales hayan atravesado completamente las arenas del miembro C

– Inferior de la Formación Misoa, y que hayan alcanzado el contacto con los carbonatos de la Formación Guasare, así como portadores de información consistente de registros eléctricos, muestras de núcleos y/o canal (ver figura 04).

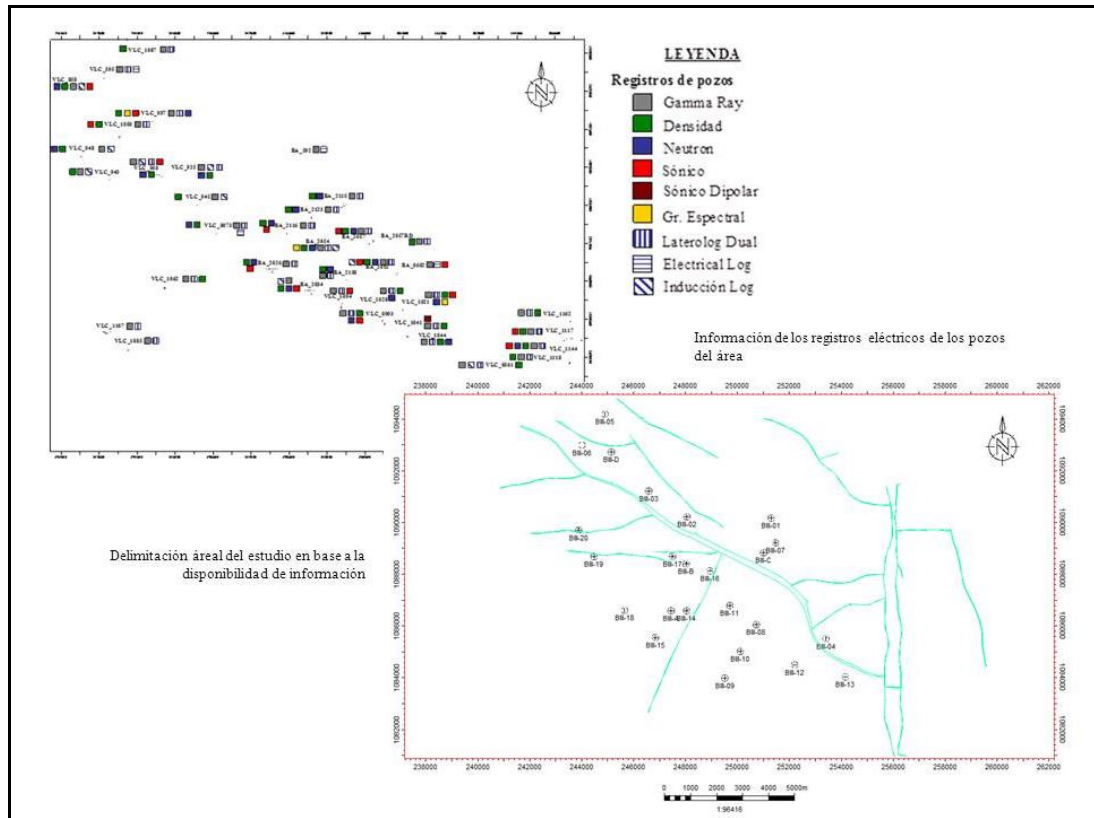


Figura 4: Delimitación áreal de la investigación basada en la información disponible

OBJETIVO GENERAL

Realizar un análisis estratigráfico y secuencial de las litofacies de la base de la Formación Misoa y el tope de la Formación Guasare, para definir las unidades estratigráficas y sus parámetros de depositación, tales como; dirección de aporte de sedimentos, distribución y geometría de los cuerpos arenosos y/o carbonáticos, durante la transición Paleoceno / Eoceno en el área del Bloque III, Cuenca del Lago de Maracaibo, estado Zulia.

OBJETIVOS ESPECÍFICOS

1. Recopilar y validar de toda la información oficial (desde 1996 hasta septiembre 2016) disponible en el área, que pueda contribuir en la determinación de las unidades estratigráficas y facies sedimentarias asociadas.
2. Validar la información petrofísica de los registros eléctricos de 70 pozos seleccionados para el mencionado estudio.
3. Realizar la descripción sedimentológica macro y microscópica de 1431 pies de núcleo cortados en diferentes pozos, entre las unidades estratigráficas datadas como Eoceno-Paleoceno en los pozos BIII - A (489,6 pies) y BIII – B (411,5 pies), BIII – C (110 pies) y BIII – D (420 pies) ubicados dentro del área.
4. Determinar a través de análisis petrográficos la composición mineralógica, parámetros texturales, procesos diagenéticos y aspectos relacionados con la calidad física de la roca.
5. Utilizar la información disponible y confiable por autores reconocidos de análisis bioestratigráficos (palinología) para la definición de correlaciones estratigráficas y su ubicación en el marco regional y local.
6. Definir las facies sedimentarias de las unidades estratigráficas que sirven de almacén a las rocas reservorios y sello del sistema petrolero eficiente.
7. Redefinir los topes estratigráficos de las superficies de control (límites de secuencias y superficies transgresivas) a partir de la información descrita en los núcleos, registros eléctricos y la información aportada por los análisis bioestratigráficos.
8. Determinar las unidades sedimentarias de las rocas con porosidad; permeabilidad y saturación de crudo que conforman los yacimientos drenados, con la finalidad de establecer una subdivisión consistente y de alcance regional que responda a parámetros tanto de origen estratigráfico como petrofísico.
9. Usar la información obtenida de la descripción de núcleos y propagarla con discreción considerando los rangos de certidumbre propuestos a través de perfiles eléctricos editados.

10. Elaborar mapas de facies a escala de trabajo ideal para cada una de unidades propuestas en este trabajo, en las formaciones Guasare y Misoa.
11. Determinar cuáles factores influyen los parámetros de control estratigráficos (subsistencia tectónica, nivel eustático del mar, suministro de sedimento y clima) en la depositación de las facies sedimentarias correspondientes al Miembro Informal C-Inferior de la Formación Misoa en el área del Bloque III, dado que dicho miembro representa los intervalos con mayor predominancia de facies reservorio.

CAPITULO II

MARCO REFERENCIAL

En este capítulo se describirán y analizarán los diferentes aspectos teóricos e históricos junto a una serie de elementos conceptuales alrededor de los cuales girara todo lo relacionado al tema de la investigación.

Para ejecutar esta investigación es necesario comprender una serie de conceptos asociados a las herramientas de trabajo. En este trabajo se utilizaron varias herramientas de la sedimentología y estratigrafía a distintas escalas, entre las cuales destacan:

CONCEPTOS BÁSICOS

AMBIENTES SEDIMENTARIOS:

Un ambiente sedimentario se puede definir, de manera amplia, como un lugar de la superficie terrestre en que se realizan procesos sedimentarios que pueden individualizarse por sus características físicas, químicas y biológicas, que van también a determinar las propiedades del sedimento.

Desde el punto de vista estratigráfico, los ambientes sedimentarios adquieren importancia, al ser el lugar con un conjunto de condiciones físicas, químicas y biológicas en que se realiza la acumulación de sedimentos.

Clasificación de los Ambientes Sedimentarios: Se podría suponer que existe un sinnúmero de ambientes sedimentarios, esto considerando todas las combinaciones posibles de los procesos físicos, químicos y biológicos, sin embargo, debido a la fuerte interdependencia de todos estos procesos y factores, se han reconocido un

número determinado de ambientes de sedimentación. Así bien, los ambientes sedimentarios pueden clasificarse en continentales, transicionales y marinos, de acuerdo a su influencia geográfica (ver Figura 05).

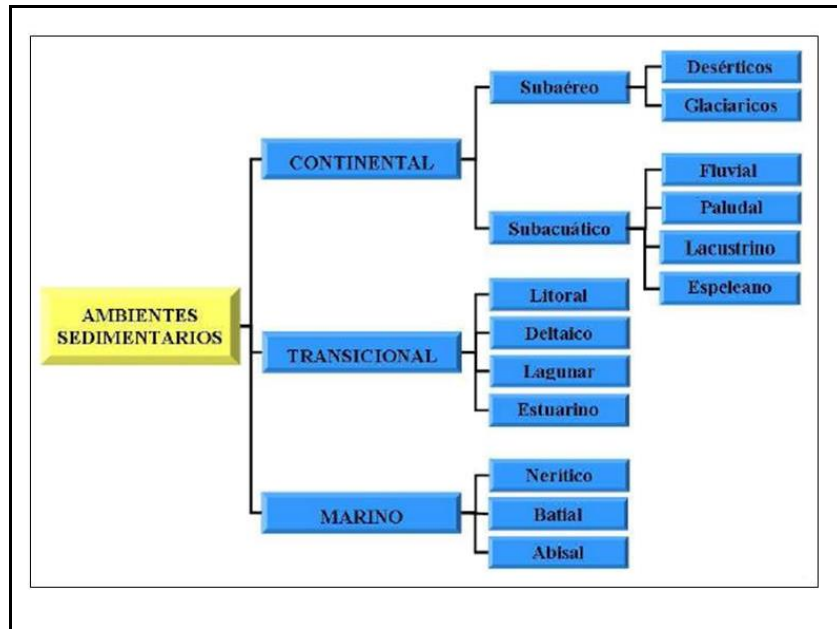


Figura 5: Clasificación de los ambientes sedimentarios, tomado de Conti G., 2009

Ambientes Transicionales:

- **Litoral:** Se extiende desde la zona de marea alta hasta las de marea baja, e incluye las playas y las llanuras de marea. La energía es principalmente mecánica (olas, corrientes litorales), y los materiales pueden variar desde grava hasta arcilla.
- **Deltaico:** Incluye los canales distributarios, llanuras deltaicas, pantanos, playas, laguna, frente deltaico y prodelta. La energía del ambiente es principalmente mecánica. Los materiales varían de grueso a finos.
- **Lagunar:** Una laguna es un cuerpo de agua relativamente quieto, separada del mar por una barra o restinga, recibe agua dulce y sedimentos de los ríos que

desembocan en ella, y agua marina a través de los pasajes de la restinga, por donde fluye la marea.

Ambientes Marinos:

- **Nerítico:** Se extiende desde el límite de la marea baja hasta los 200 m de profundidad. La energía es principalmente mecánica debido a la acción de olas y corrientes; su intensidad decrece hacia las zonas más profundas. Los materiales pueden ser esencialmente clásticos, desde grava hasta arcilla.
- **Batial:** Se extiende desde 200 hasta 2000 m de profundidad. La energía mecánica es despreciable, salvo el caso de la corriente de densidad y de los derrumbes. Los materiales incluyen clásticos finos originados por sedimentación de las partículas en suspensión, y detritos gruesos.
- **Abisal:** Comprende las zonas del ambiente marino con profundidades superiores a los 2000 m. La energía mecánica representada por la acción de las corrientes marinas está reducida a su mínima expresión. Los materiales incluyen sedimentos finos originalmente en suspensión.

Ambientes Sedimentarios Carbonáticos: Los ambientes sedimentarios donde se producen y presentan los carbonatos son variados desde continentales hasta marinos, y son afectados en distinta manera por procesos sedimentarios, que se pueden agrupar en tres categorías; biológicos, físicos, y químicos, los cuales actúan con distinta intensidad controlando la depositación de los carbonatos. De acuerdo al alcance de este trabajo los ambientes en donde se presentan los carbonatos estudiados son, ambientes transicionales y marinos en los cuales existe influencia de las mareas y el oleaje y tiene poca o escasa influencia de influjos clásticos de ambientes terrestre.

Casi la totalidad de los carbonatos están relacionados con el medio marino los cuales tienen un origen derivado de procesos biológicos, bioquímicos y químicos. De acuerdo a la configuración de la plataforma estas se pueden clasificar, tal como se observa en la Figura 06. Los procesos antes mencionados interactúan en todas las etapas del desarrollo de los carbonatos, generando distintas formas como; arrecifes,

plataformas, atolones, rampas, depósitos pelágicos. Estas geformas requieren un conjunto de condiciones que determinan su precipitación y preservación, como; latitudes de entre 30°N y 30°S; temperaturas entre 18° - 30° C; aguas claras saturadas en CaCO₃, condiciones fluctuantes de energía que influyen en el desarrollo de organismos sésiles, condiciones particulares de pH y presión de CO₂.

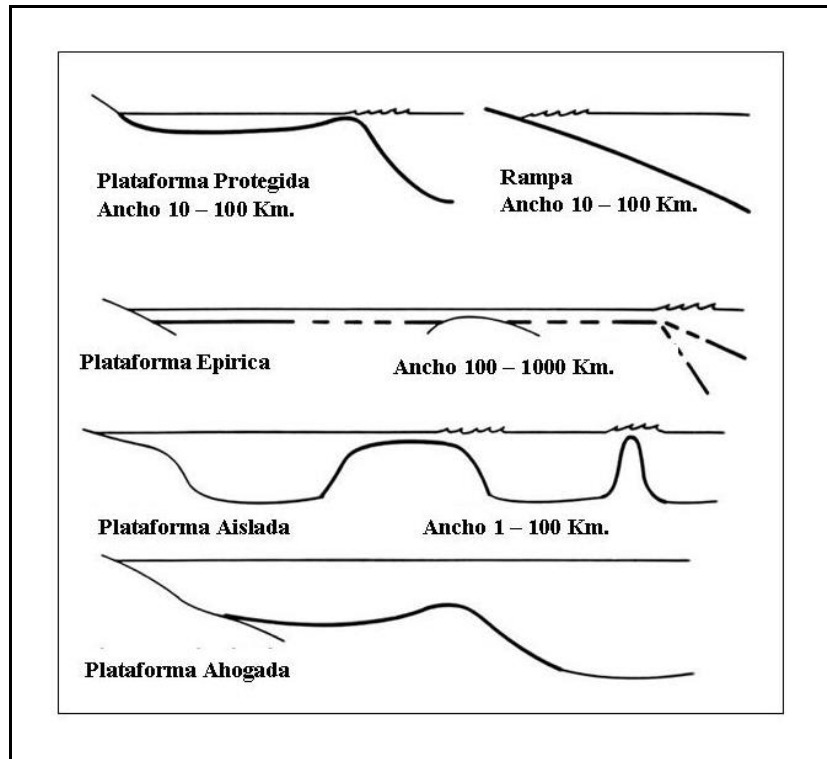


Figura 6: Estilos de Plataforma Carbonáticas, tomado y modificado de Tucker y Wright (2006)

ANÁLISIS DE FACIES: Se definen como facies al conjunto de elementos que presentan características similares entre sí, y pueden agruparse en un conjunto determinado de facies. El análisis de facies involucra varias técnicas asociadas a la sedimentología, entre las cuales destacan:

- **Litología:** Estudia las características de las rocas que aparecen constituyendo una determinada unidad geológica a escala macroscópica. De acuerdo a su origen y composición estas pueden ser: Ígnea, formada por la solidificación del magma en procesos lentos (intrusivas) o rápida (extrusivas) y está compuesta por minerales

inestables, gases y algunos volátiles. Metamórfica, es cualquier roca que se ha producido por la evolución de otra anterior, al quedar sometida a un ambiente energéticamente muy distinto de su formación. Sedimentaria, son todas aquellas rocas que se originan a partir de otras rocas las cuales sufrieron los efectos de los agentes externos (meteorización y erosión) y fueron sometidos a procesos de transporte, depositación, litificación y diagénesis hasta convertirse en una roca sedimentaria, estas representan el núcleo central a partir del cual desarrollaremos el método científico. Estos tipos litológicos están asociados en lo que se denomina como ciclo de las rocas (ver Figura 07).

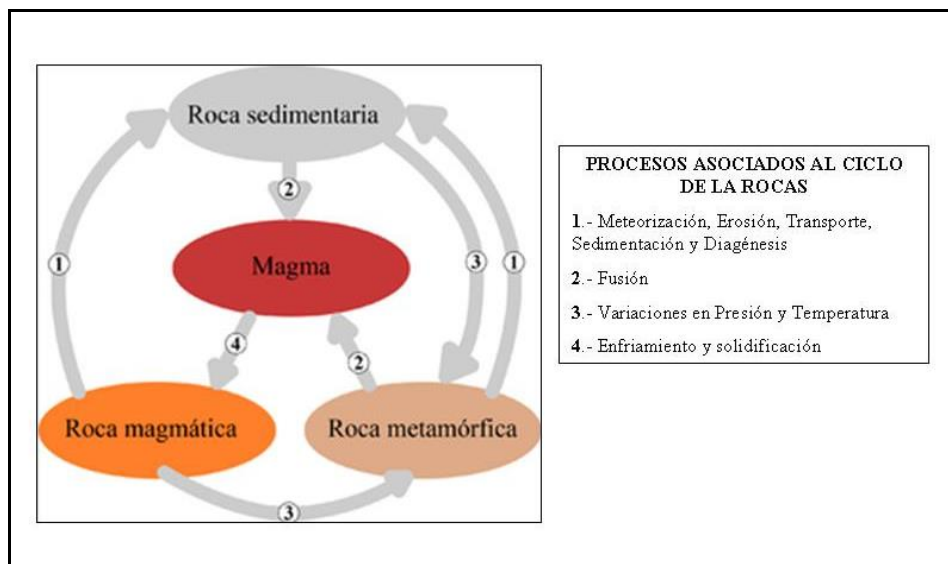


Figura 7: Esquema del Ciclo de las rocas, tomado y modificado de <https://es.wikipedia.org/wiki/Roca>

- **Litofacies:** Es un volumen de roca que puede ser caracterizado por un conjunto de propiedades, tales como, litología, tamaño de grano, geometría, estructuras sedimentarias, icnofósiles que distinguen una unidad sedimentaria de la otra, las litofacies se pueden utilizar para definir o interpretar un ambiente de sedimentación.
- **Tipos de Rocas Sedimentarias:** De acuerdo a su composición las rocas sedimentarias se agrupan en diferentes clases:

- Rocas Clásticas, conformadas por procesos de acarreo y depositación de sedimentos, de acuerdo a su tamaño estas se clasifican como: Conglomerados, cuyo tamaño de grano o partícula es mayor a 2 mm; Areniscas, cuyo tamaño de grano está en el rango de 2 – 1/16 mm, Limolitas tamaño de grano en el rango de 1/16 – 1/256 mm y Lutitas cuyo rango de tamaño es menor a 1/256 mm.
- Rocas No – Clásticas, generadas por procesos de origen químico con poco acarreo, entre este tipo destacan los Carbonatos, formada por precipitación química a partir de elementos disueltos en el agua y las Evaporitas por la evaporación de aguas sobresaturada en diversos elementos.
- **Estructuras Sedimentarias:** Es el arreglo interno entre los granos y/o constituyentes de una capa o cuerpo sedimentario (Mahmoudi M., 2014), los procesos de formación de las estructuras sedimentarias dependen de varios factores, como el transporte de los sedimentos, medios de sedimentación, actividad biológica, y diagenética.
- **Geometría:** Atiende a la forma de las capas, las cuales pueden ser; tabulares, lenticulares o en cuña.
- **Contactos:** Está relacionado a los límites entre capas, los cuales pueden ser, netos, erosivos, por carga y transicionales.
- **Contenido Fósil:** Relacionado a la presencia de organismos que vivieron durante el periodo en que se depositaron esas rocas, entre los cuales podemos destacar la presencia de cuerpo fósiles, trazas fósiles, microfauna, microflora y megafloa, los cuales están altamente relacionados a las condiciones de depositación.

A partir de todos estos elementos, se realizará el análisis de facies con la finalidad de determinar, mediante asociaciones, los principales mecanismos de depositación involucrados y los ambientes de depositación. Esta técnica se aplicó en este trabajo a partir de análisis macroscópicos de muestras de núcleo.

ROCAS SEDIMENTARIAS CLÁSTICAS: Son aquellas que están conformadas por partículas o clastos de distintos tamaños, tomando en cuenta el tamaño y proporción de las partículas o clastos, estas se pueden diferenciar en Arcillas, Limolitas, Areniscas y Conglomerados.

Además, existen otro tipo de clasificación que atienden a la naturaleza y origen de los clastos, ya que los mismos provienen de otras rocas preexistentes que se han degradado debido a procesos de meteorización, erosión y depositación.

Los componentes fundamentales de las rocas clásticas son:

- Elementos Heredados, es la fracción clástica, toda la gama de tamaño que muestren los fragmentos. Son partículas de rocas, minerales o sustancias orgánicas que ha sufrido mayor o menor cambio hasta acumularse formando un sedimento que luego se convertirá en roca (Scasso y Limarino, 1997).
- Elementos Autigénicos: Son aquellos que se han formado *in situ*, durante la diagénesis, como por ejemplo los cementos (Scasso y Limarino, 1997).

Como la mayor parte de los depósitos sedimentarios clásticos están formados por partículas, es lógico definir a las propiedades de la roca total en términos de las propiedades de las partes y de la forma en que estas están distribuidas, así se reconocen cinco propiedades fundamentales:

1. Composición
2. Tamaño de grano
3. Forma de los granos
4. Orientación de los granos
5. Empaquetamiento de los granos

La orientación y el empaquetamiento de los granos se incluyen en la fábrica. Esta a su vez, junto con el tamaño y forma de los granos constituyen la textura de un sedimento.

Clasificaciones de las rocas sedimentarias clásticas: De acuerdo a Scasso y Limarino (1997) existen dos tipos fundamentales de clasificación, atendiendo a diversos criterios:

- Criterios descriptivos, que consiste en agrupar todos los elementos que tengan rasgos en común sin definir cuáles de estos parámetros y sus procesos la originaron.
- Criterios genéticos, pretenden agrupar a las rocas por su origen. En este caso, se debe tomar en cuenta algún aspecto del origen sobre otros, por ejemplo, tipo de meteorización, mecanismo de sedimentación, ambiente de formación entre otros). Este tipo de clasificación tiene un fuerte componente interpretativo, dado que algunos de los procesos que formaron la roca en algunos casos no pueden ser completamente develados y pueden dar interpretaciones erróneas.

Un aspecto importante de las clasificaciones de cualquier tipo es que proponen un lenguaje en común para facilitar la comunicación, por lo tanto, deben ser lo suficientemente amplias y de valor general, para que su uso sea práctico y extendido.

ROCAS SEDIMENTARIAS DE ORIGEN CARBONÁTICO: Son aquellas rocas sedimentarias conformadas por un alto porcentaje de sedimentos carbonáticos cuyos materiales son formados cerca del sitio de depositación y por procesos bioquímicos (Zapata & Padrón, 2005). Los sedimentos y rocas carbonáticas contienen más del 50% de minerales de carbonatos los cuales están compuestos por el radical carbonato $(\text{CO}_3)^{-2}$ y uno o más cationes.

La calcita (CaCO_3) es el mineral más común y el componente principal de las calizas, seguido de la dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$). En conjunto estos minerales forman más del 90% de los minerales de carbonato formadores de roca. Las calizas y dolomías pueden contener cantidades variables de cuarzo y minerales de arcilla, en cantidades menores pueden contener minerales autigénicos como chert, yeso y pirita (Méndez J. 2007).

Factores que influyen en la depositación de Carbonatos: Los minerales y rocas carbonáticas se presentan en distintos ambientes sedimentarios marinos y algunos terrestres, pero son más abundantes en ambientes marinos de condiciones tropicales tanto actualmente como en el registro geológico, para la depositación y precipitación de estas minerales y rocas, existen diversas condiciones que la controlan, entre los cuales destacan:

- Contenido de Dióxido de Carbono (CO_2): Cada proceso, que aumenta el contenido en CO_2 , apoya la disolución de CaCO_3 , la disminución de la cantidad de CO_2 favorece la precipitación de CaCO_3 .
- El pH: Influye en la disolución y la precipitación. Un valor bajo de pH favorece la disolución de CaCO_3 , un valor alto de pH favorece la precipitación de CaCO_3 .
- Presión: El aumento de la presión apoya levemente la disolución de CaCO_3 . La influencia de la presión se nota en profundidades altas.
- Temperatura: La disolución de CaCO_3 en agua pura disminuye, con el aumento de la temperatura. Las aguas tibias superficiales de las áreas tropicales están supersaturadas con carbonato de calcio, ahí se forman calizas por precipitación. Los sedimentos carbonatados se forman solo en mares tropicales y subtropicales, más que en latitudes frías o cerca de las regiones polares, o en las profundidades marinas.
- Salinidad: El dióxido de carbono es menos soluble en aguas salinas que en agua dulce, por lo tanto, al aumentar la salinidad por evaporación, aumenta la inhibición de la precipitación del carbonato de calcio.

Dolomita y Dolomías: La dolomita es un mineral del grupo de los oxisales (carbonatos) que cristaliza en el sistema trigonal, clase romboédrica (Klein & Hulburt; 2000), denominado de esa manera en honor al geólogo francés Deodat de Dolomieu. Este mineral es un carbonato doble de Calcio y Magnesio ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), presenta colores variados de gris a rosado, tiene brillo vítreo y es transparente o traslucido con un peso específico de 2,85.

Se diferencia de la calcita por tener una reacción lenta al HCl al 10% en temperatura ambiente, normalmente este mineral puede contener algunas impurezas entre las que destacan el hierro (Fe) y el manganeso (Mn).

Las dolomías son rocas sedimentarias de origen químico compuestas básicamente por dolomita, considerándose una dolomía pura cuando contiene menos del 10% de calcita. Cuando presenta valores de entre 10-50% de calcita se denomina dolomía calcárea, cuando el porcentaje de calcita supera el 50% se denomina calcita dolomitizada.

Clasificación de las Rocas Carbonáticas: Los criterios de clasificación de las rocas carbonáticas, son:

- Descriptivos, permiten agrupar las rocas carbonáticas con base a sus características observables, de acuerdo a criterios mineralógicos, texturales y/o biológicos.
- Genéticos basados en el reconocimiento de aspectos que son inherentes al origen de la roca.
- Químicos que atienden a los porcentajes de los minerales constituyentes de la roca.
- Texturales que toman en cuenta la naturaleza y diferencias de los componentes de la roca, relaciones y su empaquetamiento. Este tipo de clasificaciones permiten una mayor definición del ambiente y facies donde se agruparon los elementos formados de la roca (Méndez J., 2007).

Existen variadas clasificaciones para las rocas carbonáticas, sin embargo, las más utilizadas actualmente son las propuestas por Folk (1962); Dunham (1962), las cuales han sufrido modificaciones y extensiones sugeridas por Embry & Klovan (1971), Wright (1992), las cuales se basan en criterios de reconocimiento textural. De acuerdo al alcance de este trabajo se seleccionó la clasificación de Dunham (1962)

como la más óptima para la descripción de las rocas carbonáticas analizadas (ver figura 44).

ANÁLISIS PETROGRÁFICOS: La petrografía es el estudio de las rocas a escala microscópica a través de un microscopio de luz reflejada, la petrografía sedimentaria permite el análisis de diversas características de las rocas, identificables a partir de sus propiedades ópticas, tales como; composición mineralógica, tipos de fases de unión (matriz y/o cemento), porosidad, permeabilidad y ordenamiento y tamaño de los granos. Tomando en cuenta estas características se pueden establecer microfacies que pueden servir para definir las características de un ambiente sedimentario particular o enriquecer la caracterización de un grupo de rocas.

Existen varias clasificaciones petrográficas de las rocas sedimentarias clásticas, en especial de las areniscas, todas basadas en sus características ópticas, siendo la más extendida actualmente, la clasificación de Pettijhon *et. al.*; 1971 (ver Figura 48), la cual está basada en la identificación de los contenidos mayoritarios, tales como; Cuarzo, Feldespatos, Fragmentos de Rocas y porcentaje de matriz.

Esta clasificación tiene la particularidad de separar las areniscas de acuerdo a su grado de madurez textural (presencia de matriz), en dos grandes grupos; “Arenitas” y “Wackas”, y estas subdivididas de acuerdo a la proporción de los granos mayoritarios, antes mencionados los cuales dan indicios de su madurez mineralógica, se categorizan en otros grupos, tal como se observa en la figura 48.

Este tipo de clasificación es origen composicional y textural, aunque existen otras características relevantes para entender la naturaleza de las areniscas, como, por ejemplo:

- La proporción y naturaleza de los minerales accesorios ya que estos pueden dar indicios de su madurez mineralógica y textural al igual que la composición de la roca fuente.

- Las características diagenéticas engloban todos los procesos posteriores a la depositación que afectan a los componentes detríticos desde el punto de vista físico, químico o biológico. Dichos procesos pueden ser constructivos o destructivos dependiendo si mejoran o desmejoran la calidad de yacimiento de la roca.
- La Porosidad, es uno de los factores de mayor importancia en los análisis petrográficos, ya que su correcta identificación mediante técnicas de teñido (ver metodología de elaboración de secciones delgadas), es muy importante para entender la naturaleza y propiedades de los yacimientos.

Para el caso de las rocas sedimentarias carbonáticas, normalmente se utiliza la clasificación de Dunham (1962), la cual está basada en la abundancia de aloquímicos y proporción de lodo carbonáticos, clasificándose en cuatro grandes grupos (ver Figura 44):

- Las soportadas por lodo, en las cuales es más abundante el contenido de lodo carbonático, seguido por la presencia de aloquímicos flotando en la matriz o con pocos contactos, como es el caso de los Mudstone y Wackestone.
- Contiene lodo y donde los componentes predominantes son los granos los cuales están en contacto y forman el esqueleto de la roca, dentro de este grupo se ubican los Packstone.
- Soportada por granos, no presenta lodo, o el mismo fue recristalizado formando cemento de calcita, en estas rocas los granos están en contacto formando el esqueleto de la roca, se denominan Grainstone.
- Las de textura no reconocible, en las cuales no se identifican los componentes originales debido a los efectos de recristalización de la roca.

En general, es recomendable el uso de un subfijo a la roca el cual indica su componente mayoritario, el uso de esta metodología ayuda a la definición de microfacies y la génesis de la roca.

ANÁLISIS BIOESTRATIGRÁFICOS: (Nichols G.; 2009) La bioestratigrafía es el estudio del contenido fósil de las rocas, la importancia de los fósiles con presencia de endo - exoesqueletos y restos de plantas fosilizados como indicadores de procesos y ambientes de depositación, constituyen una evidencia acerca de los cambios y la evolución de la vida en la tierra.

Los primeros estudiosos de los restos fosilizados notaron que diferentes unidades de rocas contenían restos fósiles y asociaciones similares y por lo tanto algunas unidades con mismo contenido fósil podían ser relacionadas lateralmente, estableciéndose de esta manera los fundamentos de la correlación, mientras que aquellas con distinto contenido fósil atendían al principio estratigráfico de ser más jóvenes o más antiguas una de las otros.

Zonas Bioestratigráficas: También denominada Biozona, es la unidad básica de la Bioestratigrafía y representa un conjunto de rocas sedimentarias con una presencia particular de fósiles de determinado taxón o taxones (grupo de organismos emparentados).

Una biozona puede definirse sobre la base de la presencia de un solo taxón (primera o última aparición), la combinación de varios, la abundancia relativa o variaciones en las características relacionadas con la distribución de los fósiles (<https://es.wikipedia.org/wiki/Biozona>), de acuerdo a esto, las biozonas más utilizadas son (ver Figura 08):

- Zona de Rango Total: Definida por la primera y última aparición de un taxón.
- Zona de Rango Consecutivos: Se define por la parte concurrente de las biozonas de extensión de dos taxones.
- Zona de Rango Parcial: Es definida por dos (02) taxones que no coexisten y está definida por la última aparición de un taxón y la primera aparición de otro.
- Zona de Asociación: O biozonas de conjunto, son definidas por la asociación concurrente de fósiles de varios taxones determinados que forman una asociación

tal que la diferencia de los estratos adyacentes. Sin embargo, la distribución de los taxones individuales puede ser mayor que la de la biozona.

- Zona Acme: O biozonas de apogeo, se definen por la máxima abundancia relativa de determinado taxón, y no por la extensión total del mismo.

Tomando en cuenta estos tipos de asociaciones, se pueden realizar otros tipos de representación graficas de la distribución de los fósiles en el registro sedimentario, atendiendo a su rango en edad y su ubicación en la columna sedimentaria (Correlación Grafica), donde los espesores del rango de extensión de un taxón son una función directa de la tasa de depositación además las apariciones y desapariciones de diversas taxas pueden ser asociadas en una línea envolvente brindando indicios acerca de la continuidad del registro sedimentario, cambios bruscos en la pendiente pueden ser asociados a cambios en la tasa de sedimentación o a la presencia de discontinuidades, tales como hiatos o lagunas (ver Figura 09).

Con base a la información y rango obtenido existen diferentes tipos de fósiles susceptibles a estudios entre estos destacan; los restos de polen y esporas terrestres que son de gran utilidad para calibrar depósitos continentales, estos están constituidos por materia orgánica, la cual es altamente resistente a las condiciones de sedimentación y al ataque químico ($\text{HF} + \text{HCl}$) utilizado para su separación, este tipo de partículas (palinomorfos) pueden viajar en el aire, dado su alta expansión en varios medios, siendo este de utilidad cuando se requiere realizar correlación en cuerpos sedimentarios de origen marino y continental (Nichols G.; 2009). Otros son, los quistes de dinoflagelados, que son organismos primitivos encontrados a todo lo largo del Phanerozoico y los cuales constituyen una excelente herramienta de calibración en ambientes marinos no – carbonáticos en el Mesozoico y Cenozoico.

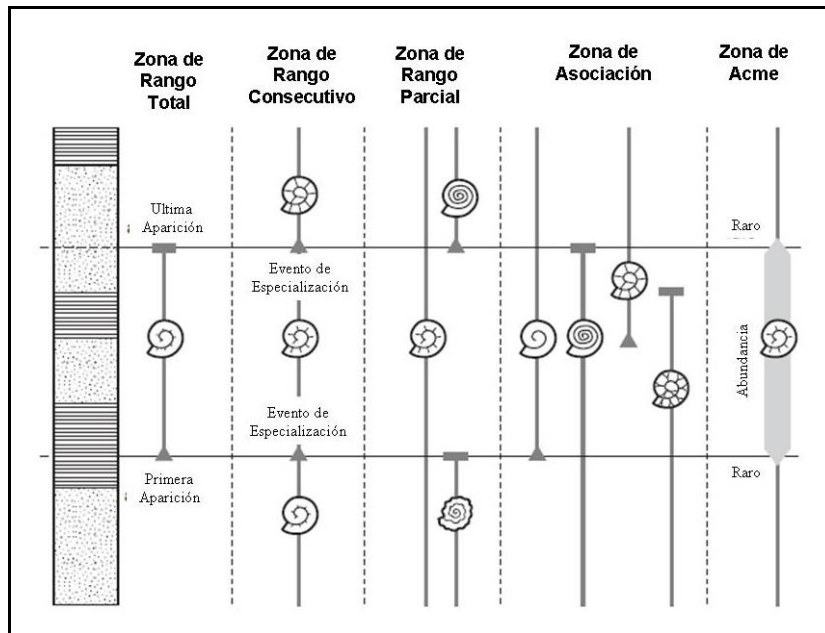


Figura 8: Biozonas más utilizadas en la Bioestratigrafía, tomado y modificado de Nichols G., 2009

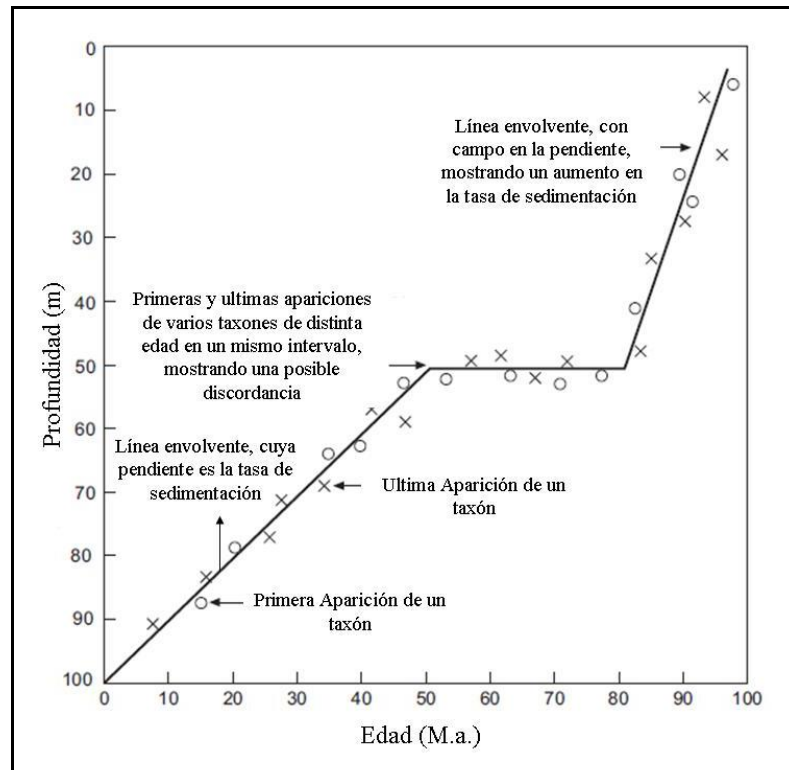


Figura 9: Esquema Grafico de correlación para análisis bioestratigráfico de una sección

ANÁLISIS DE PERFILES ELÉCTRICOS: Los perfiles eléctricos, son medidas que se realizan a los pozos perforados (revestidos o no), donde se miden las propiedades eléctricas, radioactivas y acústicas de la roca registrada por una herramienta, a diversos niveles de profundidad, cuando estas lecturas son continuas se obtiene un perfil que es el registro continuo de la información requerida.

El análisis de los registros eléctricos tiene varias ventajas y desventajas, entre las cuales destaca, el aporte de información acerca de diversas propiedades de las rocas, brinda un registro continuo del intervalo de interés, entre las desventajas destaca las incertidumbres que arroja ya que estos son una respuesta indirecta de la información, por lo tanto, es recomendable corroborar todas estas informaciones a través de calibraciones con núcleos y/o muestras de roca. Los registros eléctricos más utilizados son; rayos gamma, rayos gamma espectrales, resistividad, densidad, neutrónico, calibre (caliper), buzamiento (dipmeter) y los registros de imágenes. De acuerdo a los objetivos del análisis es recomendable su utilización de manera conjunta, de acuerdo al tipo de información que se desea obtener.

Tomando en cuenta los objetivos de este trabajo se utilizarán los perfiles de Rayos Gamma y Resistividad, los cuales se describen a continuación:

Perfiles de Rayos Gamma: (Tomado y modificado de <http://www.lizneg.net> y www.glossary.oilfield.slb.com). Es un método para medir la radiación gamma natural de las rocas o sedimentos en un pozo, emitidos por los isotopos radioactivos del Potasio, Torio y Uranio contenidos en las rocas. La diferencia en la radioactividad hace posible distinguir las formaciones arcillosas de las no arcillosas, las formaciones no arcillosas generalmente tienen un nivel muy bajo de radioactividad, en comparación de las rocas arcillosas.

La sonda de rayos gamma contiene un detector para medir la radiación gamma que se originan en el volumen de roca cerca de la sonda. Para estas mediciones se emplean

contadores de centelleo, los cuales debido a su eficacia sólo necesitan unas cuantas pulgadas de longitud. Un registro común de rayos gamma no distingue los elementos radiactivos mientras que el gamma espectral si puede hacerlo diferenciando las longitudes de onda de sus radiaciones gamma.

Los datos de gamma ayudan a interpretar ambientes de depositación (ver Figura 10), y es útil para calcular cuantitativamente volúmenes de calizas, sugerir cambios en la litología. Sus tendencias y valores indican cambios en los ambientes depositacionales y sugiere zonas de fracturas o de roca madre. Además, dentro de sus usos más extendidos esta; la definición y correlación de estratos, indicador del contenido de minerales radioactivos, determinar la presencia de capas de carbón, correlación de pozos, entre otros.

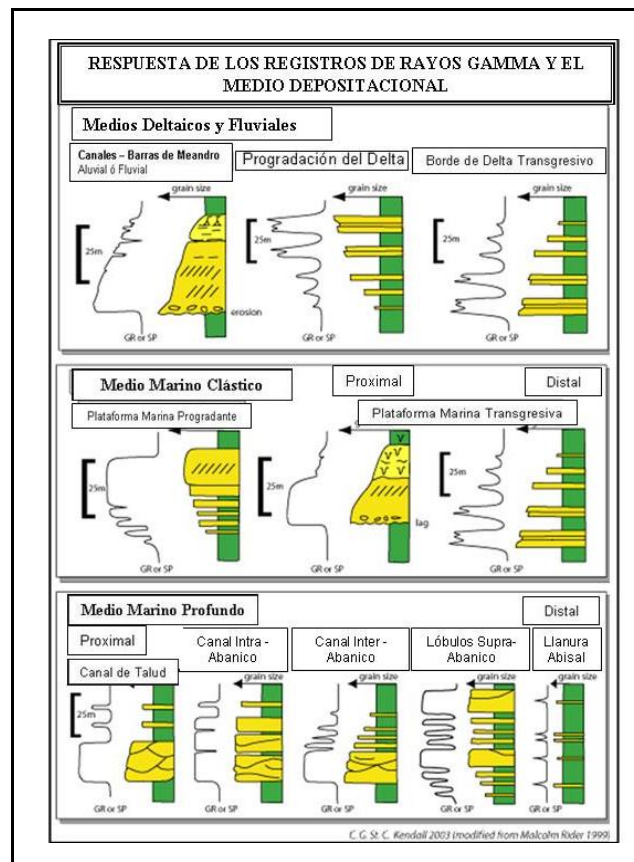


Figura 10: Respuesta de los Registros de Rayos Gamma de acuerdo al medio depositacional, tomado y modificado de http://www.seddepeq.co.uk/SEQ_STRAT/Sequence_Stratigraphy/

Perfiles de Resistividad: (tomado y modificado de www.glossary.oildfield.slb.com)
 Registra la resistencia eléctrica por unidad de volumen que presenta un cierto material al paso de la corriente eléctrica, estos fueron los primeros en ser utilizados en la industria petrolera. El principio fundamental de este registro consiste en enviar una corriente a la formación a través de un electrodo, midiendo el potencial eléctrico con otro electrodo, las mediciones de estos potenciales permiten determinar las resistividades y son expresados en ohm-m.

El principio de funcionamiento de la herramienta de resistividad, se puede ver en la figura 11, y consiste en una corriente constante emitida que circula entre dos electrodos, “A” y “B”, midiendo la diferencia de potencial resultante entre otros dos electrodos M y N. Los electrodos “A” y “M” están en la sonda, “B” es la armadura del cable y “N” es el electrodo en la brida, la parte inferior del cable recubierta con material aislante, colocado lejos de “A” y “M”. La distancia “AM” es llamada espaciamiento y “O” representa el punto evaluado. Estas medidas suelen ser afectadas por diferentes factores como la geometría del hoyo, tipo de fluido, zona de invadida entre otras.

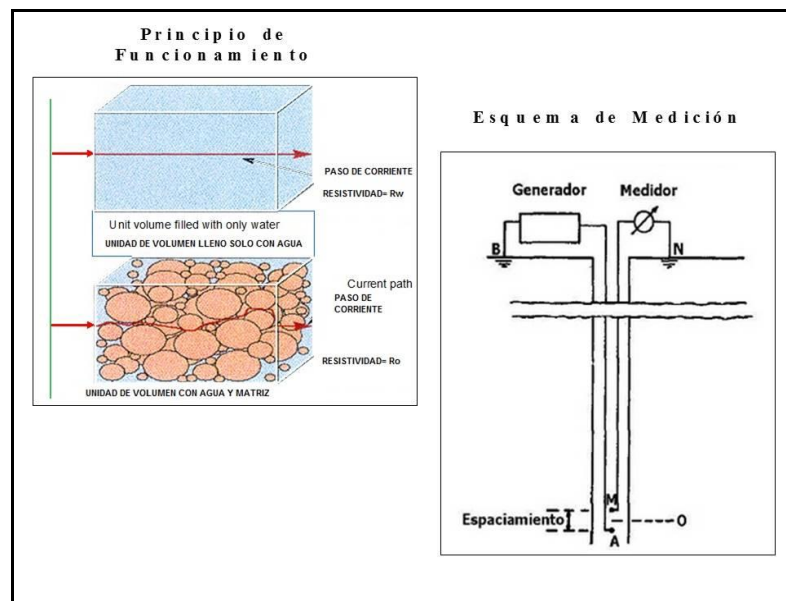


Figura 11: Principio de las medidas de resistividad y Esquema de funcionamiento de la herramienta, tomado y modificado de www.es.scribd.com/doc

Las medidas de resistividad son de importancia en la industria petrolera ya que las mismas brindan información acerca del fluido que contiene la roca, y dado que los hidrocarburos son poco conductores de electricidad, mientras que otros fluidos como el agua son buenos conductores de electricidad. Además, ofrecen indicios de litologías, ya que las rocas de origen arcilloso y ricas en materia orgánica son pobres conductores de electricidad. Debido a los diferentes valores obtenidos pueden tomar una amplia gama de medidas por lo tanto estos registros suelen ser representados en escala logarítmica.

GENERALIDADES SOBRE ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL

Los mecanismos que controlan los patrones estratigráficos corresponden a la tectónica y la eustasia. Dentro de los mecanismos tectónicos se incluyen; flexura bajo la carga de sedimentos durante las fases termales de subsidencia, el fallamiento de pre-rift, cuencas de márgenes pasivos, flexura por el movimiento de cargas tectónicas en cuencas de antepaís y la generación de espacio durante la evolución del arreglo de fallas en régimen extensional y compresional.

Por otra parte, los cambios eustáticos (cambios absolutos del nivel del mar), pueden ser causados por cambios en el volumen de agua de los océanos o por cambios en el volumen de cuencas oceánicas. La expansión y/o contracción termal de los depósitos oceánicos causan pequeños cambios en el nivel del mar absoluto (eustasia). La glaciación - desglaciación son procesos muy rápidos cambiantes del volumen de agua en los océanos. Los cambios climáticos también afectan el funcionamiento de sistemas oceánicos, principalmente a través de los efectos sobre la vegetación, desgaste - erosión y transporte de sedimentos hacia la cuenca.

JERARQUÍA DE LAS UNIDADES DE LA ESTRATIGRAFÍA POR SECUENCIA:

La estratigrafía por secuencia se basa en el reconocimiento de unidades, las cuales tienen diversas jerarquías, descritas de menor a mayor como:

- **Lamina:** Estrato más pequeño que puede reconocer megascópicamente.
- **Set de Láminas:** Grupo de láminas concordantes que forman una estructura distintiva dentro de una capa.
- **Capa:** Estrato que revela la estratificación principal de la roca.
- **Set de Capas:** Grupo de capas similares superpuestas.
- **Secuencias:** Unidad fundamental de la secuencia estratigráfica, mejor conocida como Secuencia depositacional y está conformada por un conjunto de capas asociadas y limitadas por discontinuidades y sus superficies correlativas.
- **Parasecuencia:** Sucesión de estratos genéticamente relacionados, relativamente concordantes, limitados en base y techo por una superficie de inundación
- **Set o Conjunto de Parasecuencias:** Sucesión de parasecuencias genéticamente relacionadas y con un patrón de apilamiento distintivo, generalmente limitados por superficies de orden mayor.
- **Sistemas Encadenados:** Sucesión de conjunto de parasecuencias genéticamente relacionadas, limitado al tope y a la base por superficies de orden mayor.

SUPERFICIES DE INTERÉS EN LA ESTRATIGRAFÍA POR SECUENCIAS:

Estas superficies marcan cambios significativos en los patrones de sedimentación debido a diversos factores, las cuales sirven en parte como límites de los sistemas encadenados. De acuerdo a lo planteado por Catuneanu *et. al.* (2011), las superficies de estratigráficas de mayor interés de acuerdo a su origen son: (ver Figura 12).

- **Discordancia Subaérea – “Subareal Unconformity”:** (Catuneanu O.; 2006) Es una inconformidad formada en condiciones subaéreas como resultado de la erosión fluvial o bypass, y formación de paleosuelos, generalmente esta superficie se extiende hacia la cuenca durante un proceso de regresión forzada alcanzado su

clímax al final de la misma. Este tipo de superficies constituyen el hiato estratigráfico más extendido en las rocas sedimentarias, marcando el cambio entre dos periodos depositacionales no relacionados y de acuerdo a su afectación y extensión áreal pueden constituir límites de secuencias (Sequences Boundary - SB).

- **Superficie de Concordancia Correlativa – “Correlative Conformity”:** Para autores como Hunt & Tucker; 1992. Este tipo de superficies son exclusivas de medios marinos al final de un evento de caída del nivel mar y corresponde aproximadamente al fondo del mar durante una regresión forzada y representa la extensión hacia la cuenca de una superficie de discordancia subaérea. Para Posamentier *et. al.* (1988), la significación de esta superficie es distinta (aunque su génesis sigue siendo la misma), ya que la concepción de esta superficie es susceptible a procesos de erosión tanto en ambientes someros como profundos dado que la caída del nivel base puede generar retrabajo del oleaje, así como inestabilidad al borde de la plataforma que pudiera generar flujos de material hacia la cuenca, por lo tanto bajo estos preceptos este tipo de superficie tiene menos potencial a ser preservada en el registro geológico.
- **Superficie de Máxima Inundación – “Maximum Flooding Surface”:** Esta superficie representa el momento máximo de una transgresión marina sobre la plataforma, se trata de un paleosuelo marino al final de la transgresión, esta superficie está asociada a depósitos arcillosos hacia la cuenca, mientras que hacia la plataforma muestra una superficie correlativa. En general esta marca el final de sistema transgresivo y el inicio de un sistema de mar alto, en la sismica esta superficie se reconoce fácilmente hacia la plataforma porque las clinoformas hacen “downlap” sobre los sedimentos del sistema de sistema transgresivo.
- **Superficie de Regresión Máxima – “Maximun Regresive Surface”:** Es una superficie estratigráfica que muestra un cambio en los patrones de depositación

desde una regresión normal a una transgresión. Esta superficie muestra el cambio de los patrones progradacionales a retrogradacionales, se produce durante un aumento del nivel del mar cuando el aporte de sedimentario no puede igualar a la creación de espacio, y por lo tanto la finalización de un sistema regresivo. En algunos casos donde no existe preservación de las facies marinas, la superficie de máxima regresión es reemplazada por la superficie de máxima inundación (Catuneanu O.; 2006).

- **Superficie Transgresiva de Ravinamiento – “Transgressive Ravinement Surface”**: Es una superficie diacrónica erosiva, subacuática, asociada a la erosión que se produce en la línea de costa y áreas cercanas, cuando se produce un ascenso del nivel del mar. Esta superficie se mueve paralela a la línea de costa y literalmente rasura los depósitos costeros preexistentes. Estas superficies son comúnmente atribuidas al movimiento transgresivo de la porción hacia tierra firme del sistema transgresivo.
- **Superficie Regresiva de Erosión Marina – “Regressive Surface of Marine Erosion”**: Es una superficie de erosión originada comúnmente a través de la socavación del oleaje durante la regresión forzada en aguas poco profundas dominadas por el oleaje, donde la pendiente es baja durante la caída del nivel del mar, como la anteplaya intenta preservar su perfil cóncavo para mantener el equilibrio de la energía del oleaje, se produce una socavación y por ende el retrabajo de los sedimentos (Catuneanu O.; 2006).
- **Superficie de Inundación o Superficie Transgresiva – “Flooding Surfaces – Transgressive Surface”**: Es una superficie que indica un hundimiento o profundización abrupta del nivel del mar, es común en los topes de las parasecuencias progradantes, este tipo de superficie está asociado a una erosión submarina, esta se diferencia de la superficie de máxima inundación ya que no

representa el momento de la máxima transgresión, y no está fosilizada por una superficie de progradación.

- **Sección Condensada – “Condensed Section”**: Consiste en un delgado intervalo cronoestratigráfico compuesto por sedimentos marinos pelágicos y hemipelágicos con muy poca influencia terrígena, depositado en un largo periodo de tiempo con muy baja tasa de sedimentación sobre la plataforma, talud y llanura abisal durante un periodo de nivel alto del mar, generalmente asociada a una superficie de máxima inundación.

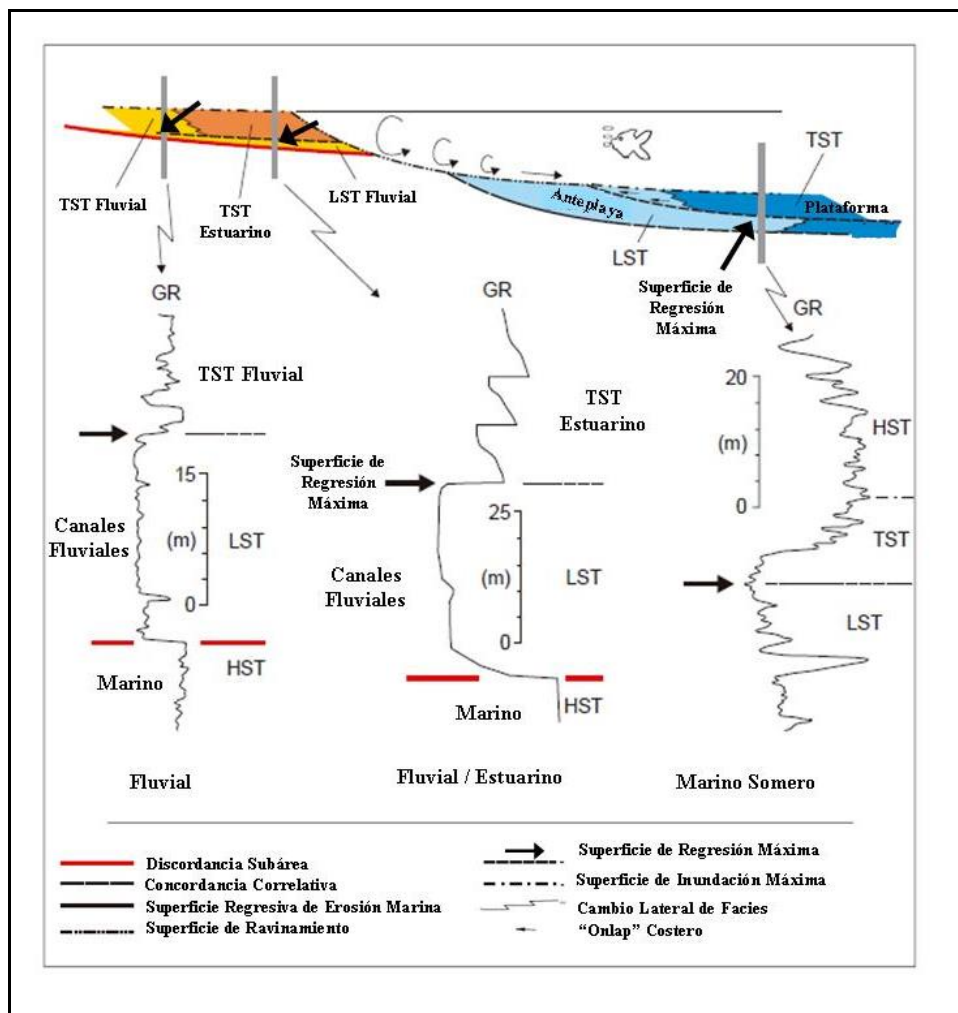


Figura 12: Esquema donde se muestran las principales superficies estratigráficas y su expresión en registro, tomado y modificado de Catuneanu *et. al.* (2006)

TIPOS DE SECUENCIAS ESTRATIGRÁFICAS:

Dentro de las unidades de la estratigrafía secuencial, la secuencia es definida como la unidad fundamental. Para la definición de los tipos de secuencias se debe tomar en cuenta, varios procesos relacionados a los estilos de depositación, tasa de aporte y espacio de acomodación, quienes marcan la arquitectura de la estratigrafía por secuencias, los cuales se resumen en la figura 13.

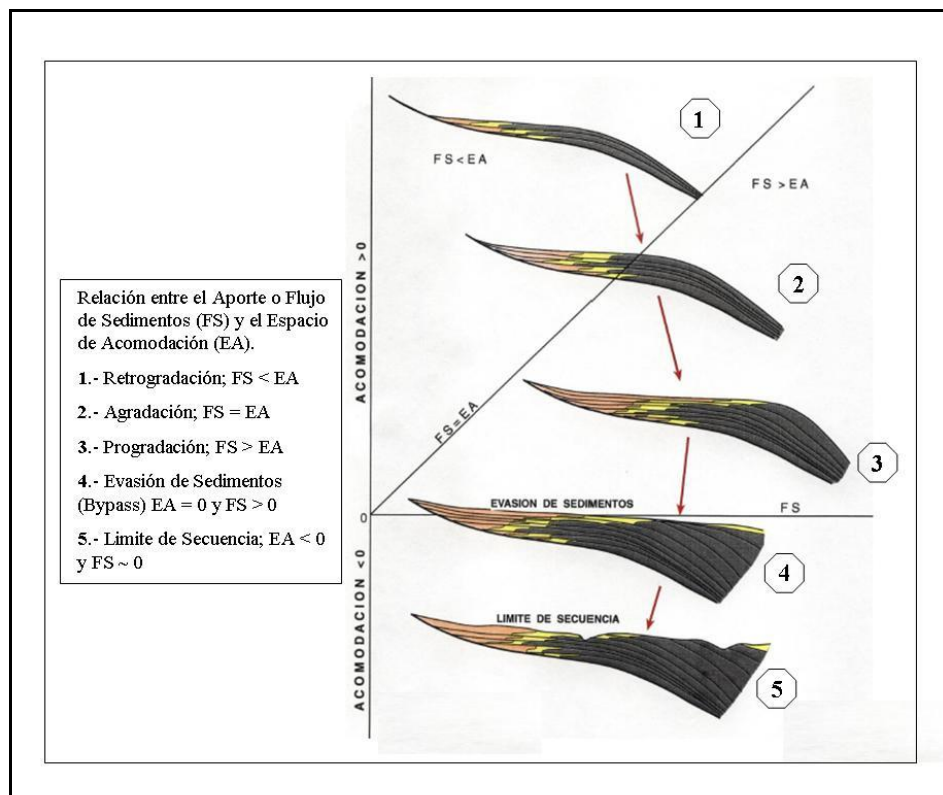


Figura 13: Relación entre el espacio de acomodación y el flujo de sedimentos, tomado y modificado de Lugo (1997)

De acuerdo a su origen y definición, las secuencias estratigráficas se pueden definir de la siguiente manera:

- **Secuencias Depositacionales:** Se forma durante un ciclo completo de cambios en el acomodamiento, que incluye tanto un aumento (positivo) como una disminución (negativo) en el espacio disponible para el relleno de sedimentos (ver Figura 13), sus límites están establecidos por límites de secuencias (SB) y sus

superficies correlativas tanto al tope como a la base (ver Figura 14). Las secuencias definidas bajo este concepto tienen varias críticas asociadas a que una discordancia subaérea es una superficie bien definida en zonas continentales y ambientes próximos costeros, mientras que hacia la cuenca esta superficie se convierte en una concordancia correlativa, la cual es difícil de ser ubicada (Escalona & Mann; 2006).

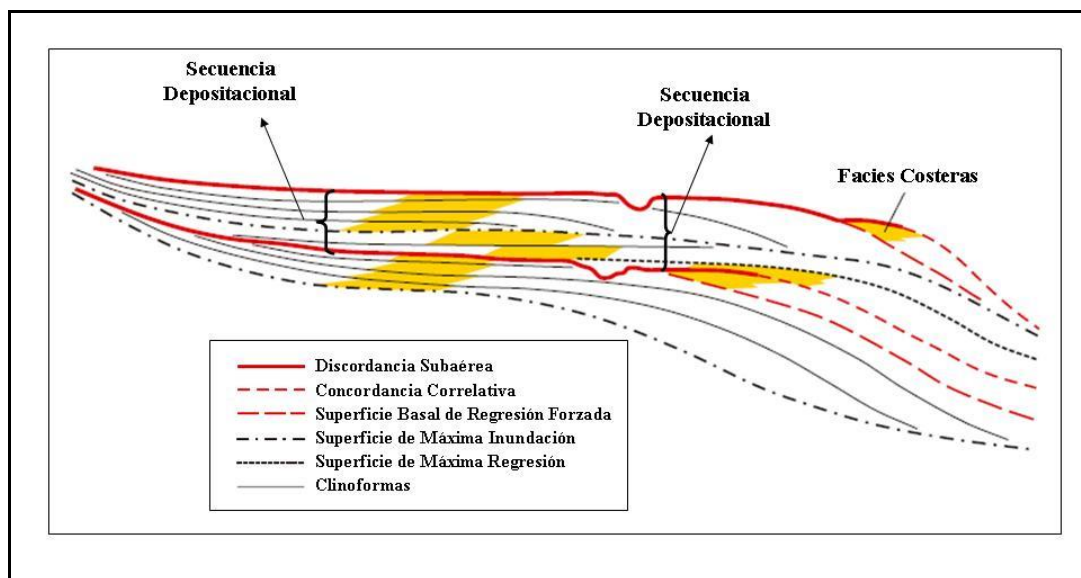


Figura 14: Esquema y características de una Secuencia Depositacional, tomado y modificado de Catuneanu O. (2006)

- **Secuencias Genéticas:** Este esquema propone secuencias limitadas hacia la base y hacia el tope por superficies de máxima inundación (ver Figura 15), es decir, formadas durante etapas de acomodamiento positivo (ver Figura 13), tanto hacia la parte continental como hacia la parte marina de la cuenca, a su vez se pueden formar durante un ciclo completo de cambios en el acomodamiento. Por consiguiente, una secuencia estratigráfica genética puede o no incluir una discordancia interna subaérea, en función de si el correspondiente ciclo incluye o no una etapa de acomodación negativa (Catuneanu, *et al.* 2011). La definición de

este tipo de secuencias tiene el beneficio que sus superficies límites son fácilmente reconocibles.

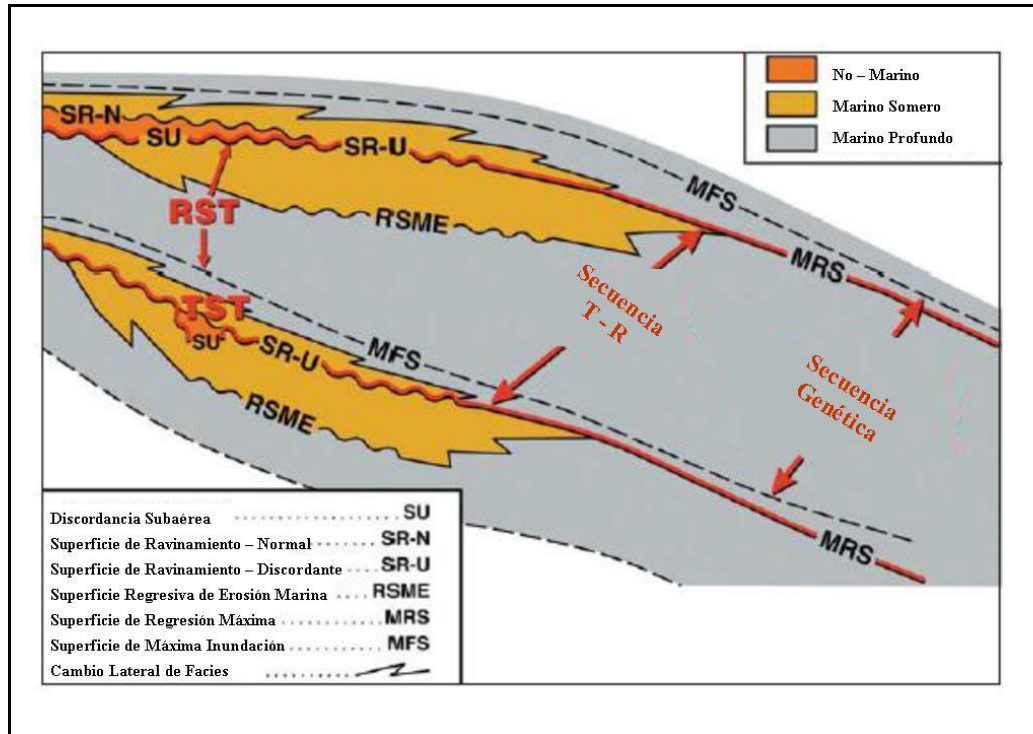


Figura 15: Comparación entre las secuencias Genéticas y T - R, tomado y modificado de Catuneanu O. (2006)

- **Secuencia Transgresiva – Regresiva (T – R):** Este tipo de secuencias está definida en la base por la presencia de superficie de regresión máxima (ver Figura 15). Este tipo de secuencias, al igual que las secuencias genéticas, se pueden formar durante un ciclo completo de cambio de acomodamiento, así como en períodos de acomodamiento positivo como resultado de las fluctuaciones en el suministro de sedimentos. Dentro de las limitaciones existentes para este tipo de secuencias esta, que la superficie de máxima regresión puede ser diacrónica, otro de los problemas, es que, en las zonas continentales de la cuenca, la discordancia subaérea es utilizada como límite de secuencia, y esta no está asociada a la duración real del ciclo regresivo, debido a los procesos de erosión asociados.

SISTEMAS ENCADENADOS:

Estos son definidos como sistemas depositacionales genéticamente relacionados entre sí y vinculados por un medio de dispersión de sedimentos el cual describe la manera en que los sedimentos son distribuidos. Los cambios en los medios de dispersión y distribución de sedimentos marcan los cambios de tipo de sistema encadenado, estos corresponden a las principales variaciones del nivel de base. A partir de estos cambios se han definido cuatro tipos de sistemas encadenados, establecidos por un patrón de apilamiento vinculado con los cambios en la línea de costa y mostrando una respuesta específica a la interacción entre el influjo de sedimentos, fisiográfica, ambiente y cambios en la acomodación (Catuneanu O.; 2006)

Tipos de Sistemas Encadenados:

Sistema Encadenado de Caída Sostenida del Nivel del Mar (Falling Stage Systems Tract - FSST): Este sistema incluye todos los depósitos regresivos acumulados después de la aparición de una caída relativa del nivel del mar, y todos los sedimentos del abanico de sistema de mar bajo (Lowstand Fan), producto de una regresión forzada, la cual puede ser definida como una disminución del nivel eustático debido a procesos de índole tectónico (ver Figura 16).

Los depósitos de este sistema consisten de facies de ambientes someros y profundos los cuales se acumulan en un mismo periodo de tiempo y espacio, como los abanicos de fondo de cuenca (basin floor fan), el desarrollo de una discordancia subaérea hacia la parte más somera de la cuenca, y el desarrollo de valles incisos hacia la parte alta de la plataforma, debido a los rápidos cambios en el nivel de base producto de la actividad tectónica y la acción de una regresión forzada (ver Figura 16).

Este tipo de depósitos son de importancia para la exploración de hidrocarburos en ambientes continentales y marinos profundos, debido al desarrollo de valles incisos y depósitos turbidíticos, los cuales representan un excelente yacimiento, debido a que estos son cuerpos aislados de arenas que representan rocas yacimiento.

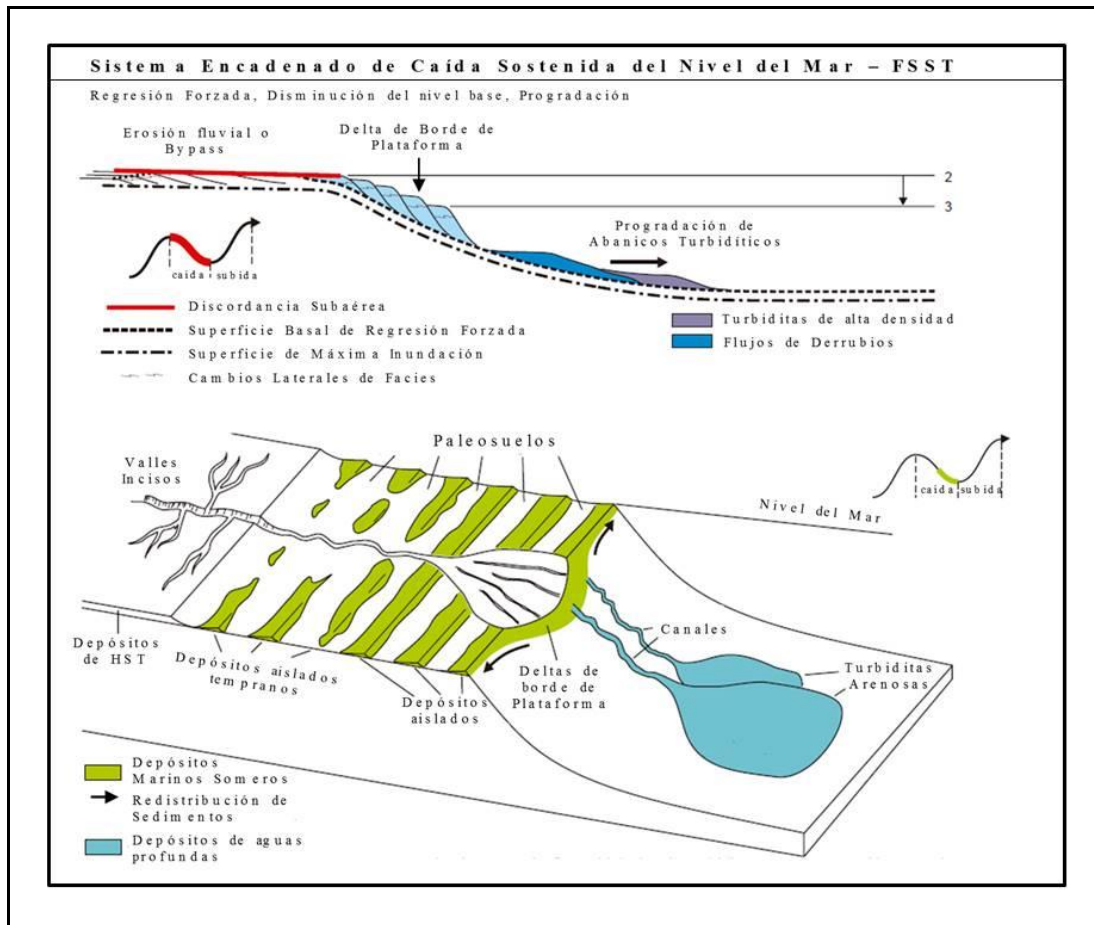


Figura 16: Características principales del sistema encadenado de caída sostenida del nivel del mar - FSST, tomado y modificado de Catuneanu O.; (2006)

Sistema Encadenado de Nivel del Mar Bajo (Lowstand Systems Tract – LST):

En este, se incluyen todos los depósitos acumulados durante el inicio de un periodo de aumento del nivel del mar, está limitado en la base por una discordancia y su superficie correlativa hacia la zona de la cuenca, mientras que hacia el tope por la superficie de regresión máxima hacia o una superficie transgresiva. Estos depósitos se desarrollan cuando la tasa de sedimentación supera la tasa de aumento del nivel del mar (regresión normal), siendo estos altamente progradantes.

Normalmente se desarrollan depósitos en ambientes fluviales a marino someros, por lo tanto, la tasa de aporte de sedimentos arenosos en los ambientes profundos es

mínima. Adicionalmente, debido a los procesos de progradación se desarrollan deltas de borde de plataforma (ver Figura 16). Durante este periodo se produce el relleno de los valles excavados durante la anterior caída del nivel del mar por depósitos de ambientes fluviales a estuarinos, en general durante el inicio del aumento del nivel de mar en el periodo de regresión normal, los sedimentos están mejor distribuidos en la plataforma, dado el suficiente espacio de acomodación creado y la tasa de aporte, por lo tanto en los ambientes fluviales y en la planicie deltaica ocurren procesos de agradación, mientras que en el frente deltaico se generan procesos de progradación, en combinación estos procesos genera la denominada cuña de nivel de mar bajo (Lowstand Wedge), la cual se expande gradualmente sobre la plataforma (ver Figura 17).

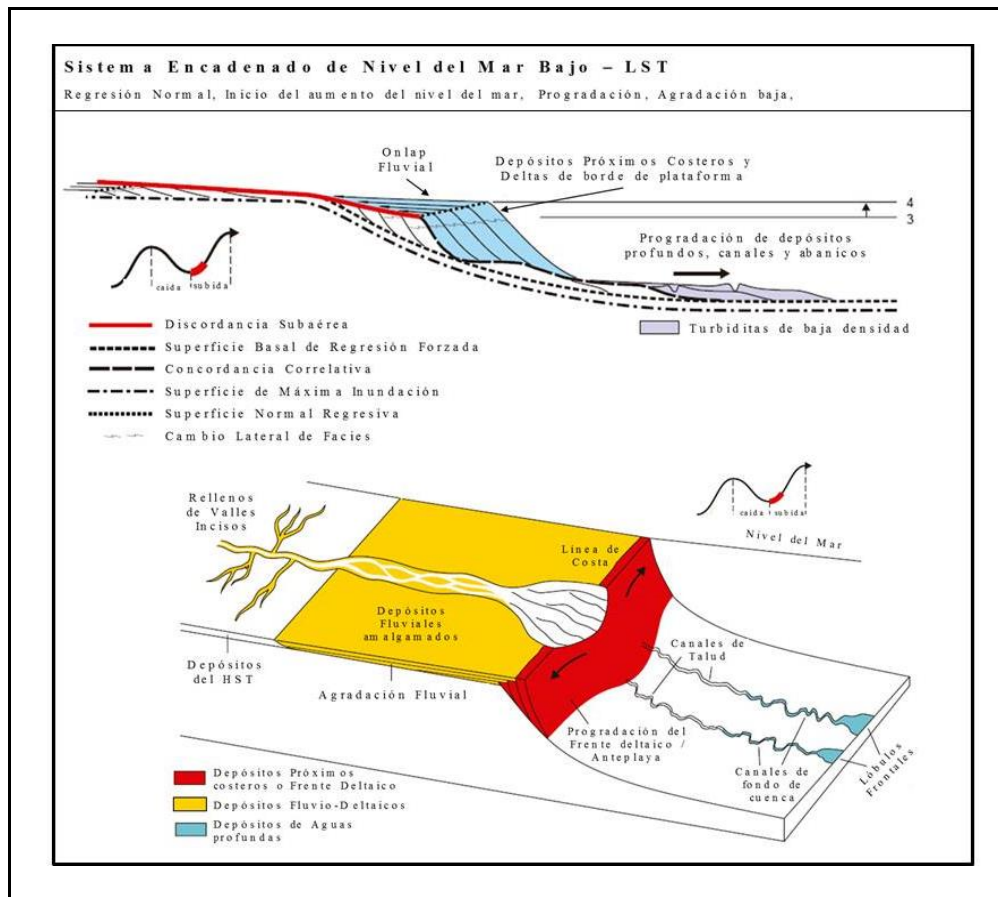


Figura 17: Características principales del Sistema Encadenado de Nivel de Mar Bajo - LST, tomado y modificado de Catuneanu O. (2006)

En este sistema encadenado, se presenta una relación $FS > EA$ (ver Figura 13) generando procesos de agradación y amalgamamiento de cuerpos arenosos, generando cuerpos arenosos bastantes continuos a lo largo de la plataforma, que debido a su continuidad lateral y extensión vertical (agradación) conforman prospectos para rocas reservorios. Durante los periodos de LST, existen varios posibles ambientes para el desarrollo de prospectos, los cuales deben ser cuidadosamente evaluados dentro de cualquier análisis de sistema petrolífero.

Sistema Encadenado Transgresivo (Transgressive Systems Tract – TST): En este sistema se incluyen todos los depósitos acumulados durante un periodo de aumento del nivel del mar, en el cual la tasa de aporte de sedimentos no logra alcanzar a la tasa de aumento de nivel del mar, generando una retrogradación de los sedimentos hacia la plataforma. Este sistema está limitado en su base por la superficie de regresión máxima (superficie de transgresiva) y por una superficie de máxima inundación al tope, ver figura 18. Este sistema es depositado en un medio transgresivo, reconocible debido a sus patrones de afinamiento hacia el tope, ya que durante este periodo ocurre una relación $FS < EA$ (ver Figura 13). Debido a esta configuración, es común esperar que este sistema presente depósitos a todo lo largo de la plataforma (fluvial – marino marginal) como hacia la cuenca (marino marginal – marino profundo).

En un medio transgresivo, la mayor cantidad de sedimentos terrígenos son depositados en la plataforma, generando agradación en los sistemas fluviales y medios costeros, lo que conlleva a que el aporte de sedimentos arenosos hacia los medios marinos sea casi nulo, permitiendo la formación de secciones condensadas. El rápido aumento del nivel del mar genera inestabilidad en las zonas de quiebre de plataforma donde se produce retrabajo de sedimentos o no depositación, que separa este sistema en dos cuñas sedimentarias; una, hacia la plataforma continental conformada por sedimentos fluviales a marinos someros y otra, hacia la cuenca que consiste en sedimentos pelágicos homogéneos con algunos flujos gravitacionales.

Hacia la cuenca debido al escaso aporte de sedimento, existe una alta tendencia a la preservación de la materia orgánica, condiciones óptimas para el desarrollo de rocas madre de hidrocarburos. Mientras que hacia la zona de la plataforma continental existen depósitos clásticos que pueden representar posibles reservorios, tales como medios estuarinos y próximos costeros (ver Figura 18).

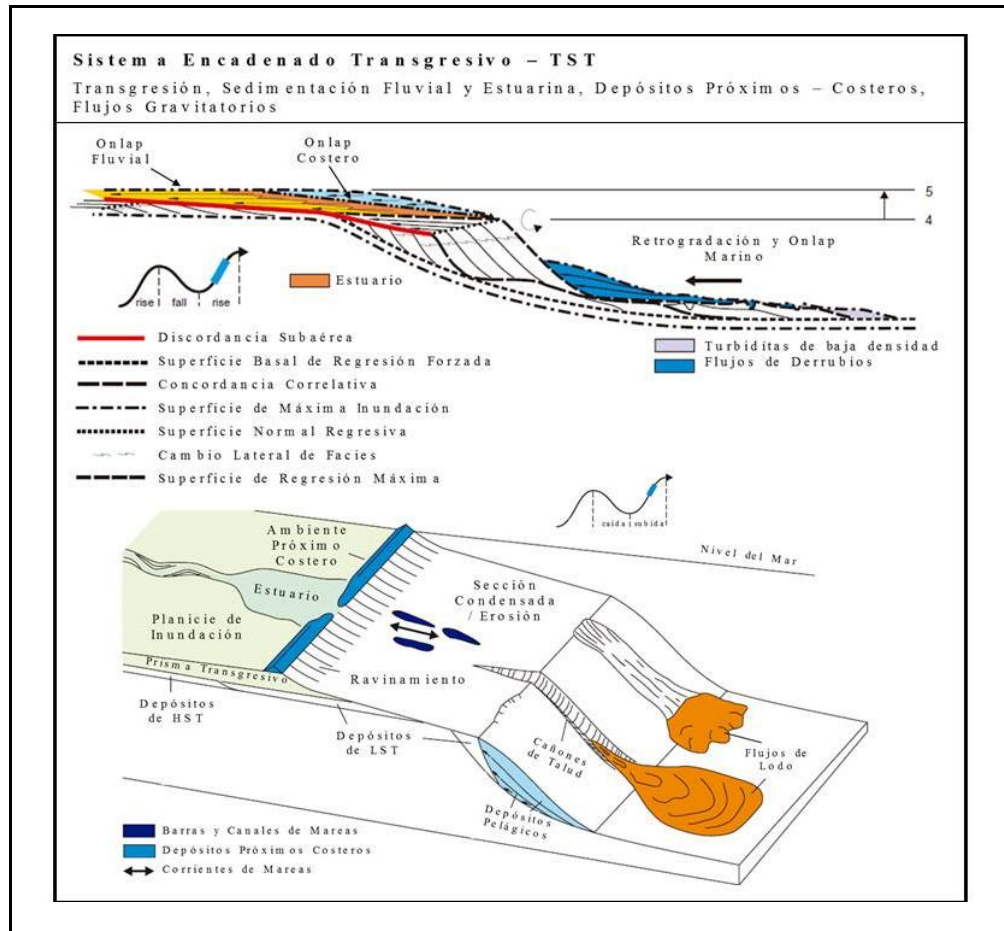


Figura 18: Características principales del Sistema Encadenado Transgresivo – TST, tomado y modificado de Catuneanu O.; (2006)

Sistema Encadenado de Nivel del Mar Alto (Highstand Systems Tract – HST):

En este sistema se incluyen todos los depósitos acumulados durante las etapas más tardías de un periodo de nivel del mar alto, cuando la tasa de ascenso del nivel del mar se hace menor a la tasa de aporte de sedimentos ($FS > EA$, ver Figura 13), este

sistema es limitado hacia la base por la superficie de máxima inundación y al tope por una combinación entre una discordancia subaérea y/o una superficie basal de regresión forzada.

En este periodo se presentarán tendencias depositacionales dominadas por procesos combinados de agradación y progradación, al existir espacio de acomodación, y por la desaceleración del aumento del nivel del mar se presentarán un conjunto completo de estilos sedimentarios, de fluvial hasta marino profundo, aunque en proporción la mayoría de los depósitos son de origen fluvial a próximos costeros (ver Figura 19).

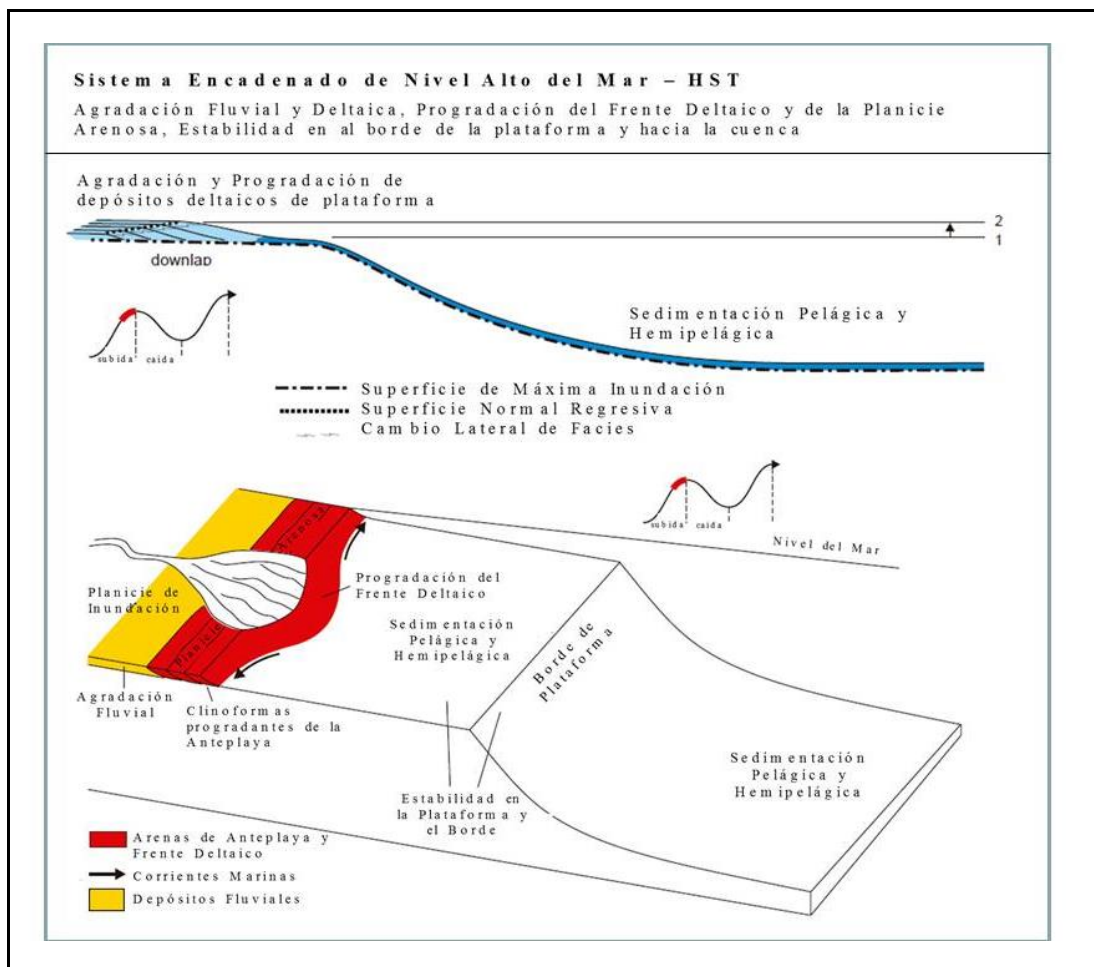


Figura 19: Características principales de los depósitos del Sistema Encadenado de Nivel Alto del Mar, tomado y modificado de Catuneanu O.; (2006)

Durante este sistema se desarrolla la cuña de nivel del mar alto (Highstand Wedge), caracterizada por la presencia de depósitos deltaicos próximos al continente, con elementos diagnóstico como agradación y progradación sobre la planicie deltaica. Mientras que los depósitos próximos costeros mostraran una tendencia progradante, estando, es característica durante este sistema la ausencia de depósitos marinos profundos, ya que debido a los procesos de progradación la gran mayoría de sedimentos reposan en la plataforma (ver Figura 19).

Asociado a los cambios de la tasa de aumento del nivel del mar y el aporte de sedimentos, se definen dos tipos de HST, uno temprano, de características similares al TST donde la tasa de aumento es lenta, uno tardío, donde la tasa de aumento se hace estacionaria y luego la tasa de aporte de sedimentos sobrepasa a la tasa de aumento de nivel del mar iniciando un proceso regresivo. Dentro de este sistema se presentan depósitos con características de potenciales reservorios tales como los asociados a ambientes de anteplaya y/o frente deltaico con volúmenes variables de arenas y considerable continuidad lateral y vertical.

Considerando las distintas superficies límites y los principales sistemas encadenados se pueden establecer diversos modelos de secuencias, basados en las superficies identificadas y la arquitectura sedimentaria observada en las rocas, estas pueden variar por simples consideraciones semánticas o por bases conceptuales planteadas por distintos autores (Catuneanu O.; 2006), las cuales deben ser adaptadas a los casos en análisis. Estos modelos se resumen en la Tabla 01.

En esta tabla se muestra de manera correlativa los diversos modelos de secuencias, de acuerdo a los eventos asociados a las variaciones del nivel eustático del mar, estos modelos se diferencian entre sí por cambios en los modelos de depositación de sedimentos y los límites de secuencias. En general no existe un modelo en particular

de uso extensivo, estos modelos deben adaptarse a las características de cada medio sedimentario.

Tabla 1: Resumen de los esquemas de modelos de secuencias estratigráficas, modificado de Catuneanu O.; 2006

Modelo de Sec. Eventos	SECUENCIAS DEPOSITACIONALES TIPO II	SECUENCIAS DEPOSITACIONALES TIPO III	SECUENCIAS DEPOSITACIONALES TIPO IV	SECUENCIAS GENÉTICAS	SECUENCIAS T - R
Fin de la Transgresión	HST	HST Temprano	HST	HST	RST
Fin de la Regresión	TST	TST	TST	TST	TST
Fin de la Caída del Nivel Base	LST Tardío (Cuña)	LST	LST	LST Tardío (Cuña)	RST
Desarrollo de la Caída del Nivel Base	LST Temprano (Abanico)	HST Tardío (Abanico)	FSST	LST Temprano (Abanico)	
	HST	HST Temprano (Cuña)	HST	HST	

— Limite de Secuencias

— Limite de Sistema Encadenado

- - - Superficie Interna del Sistema Encadenado

MARCO GEOLÓGICO Y EVOLUCIÓN TECTONO - ESTRATIGRÁFICA DE LA CUENCA DE MARACAIBO

Con la finalidad de entender la composición estratigráfica del área de estudio, así como su configuración estructural, es necesario comprender todos los procesos geodinámicos y eventos estructurales de alcance regional y global que actuaron sobre la cuenca, los cuales son los principales factores de control que marcaron el desarrollo de los cuerpos de roca analizados.

EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DE LA CUENCA DE MARACAIBO:

De acuerdo a diferentes autores sobre esta materia, los cuales coinciden en indicar que, actualmente el occidente de Venezuela se caracteriza por presentar unidades estructurales positivas, las cuales tienen una larga y compleja historia de evolución tectónica, estas son: los Andes de Mérida, Serranía de Perijá y Serranía de Trujillo (Parnaud *et al*; 1995). Tales unidades positivas limitan la denominada cuenca de Maracaibo que presenta una compleja evolución estructural a lo largo de todo el registro geológico.

Actualmente, existen otros modelos entre los cuales podemos mencionar el trabajo de Mann P., Escalona A, Castillo M.V. (2006), quienes hacen una reconstrucción de la cuenca, tomando en cuenta los momentos críticos de la evolución de la cuenca de Maracaibo, los cuales se describen a continuación:

Jurásico Tardío – Cretácico Temprano: La historia sedimentaria de la cuenca del Lago de Maracaibo, ocurrió durante el Jurásico Tardío con la depositación de los sedimentos “synrift” de la Formación La Quinta asociados en las zonas deprimidas de los grabenes generados por el periodo de expansión continental, de orientación Nor - Noreste, y subparalelos entre sí, ubicados a todo lo largo del margen Noroccidental de Venezuela y Oriental de Colombia (ver Figura 20). Durante este periodo se generó una sedimentación en un margen pasivo con sedimentos clásticos asociados a la erosión de los terrenos positivos del escudo Suramericano y carbonatos asociados a ambientes costeros y de plataforma del Grupo Cogollo (ver Figura 21). La continua sedimentación a lo largo de todo este periodo y la estabilidad tectónica generó una subsidencia de origen termal, produciendo que los sedimentos depositados estén muy poco deformados.

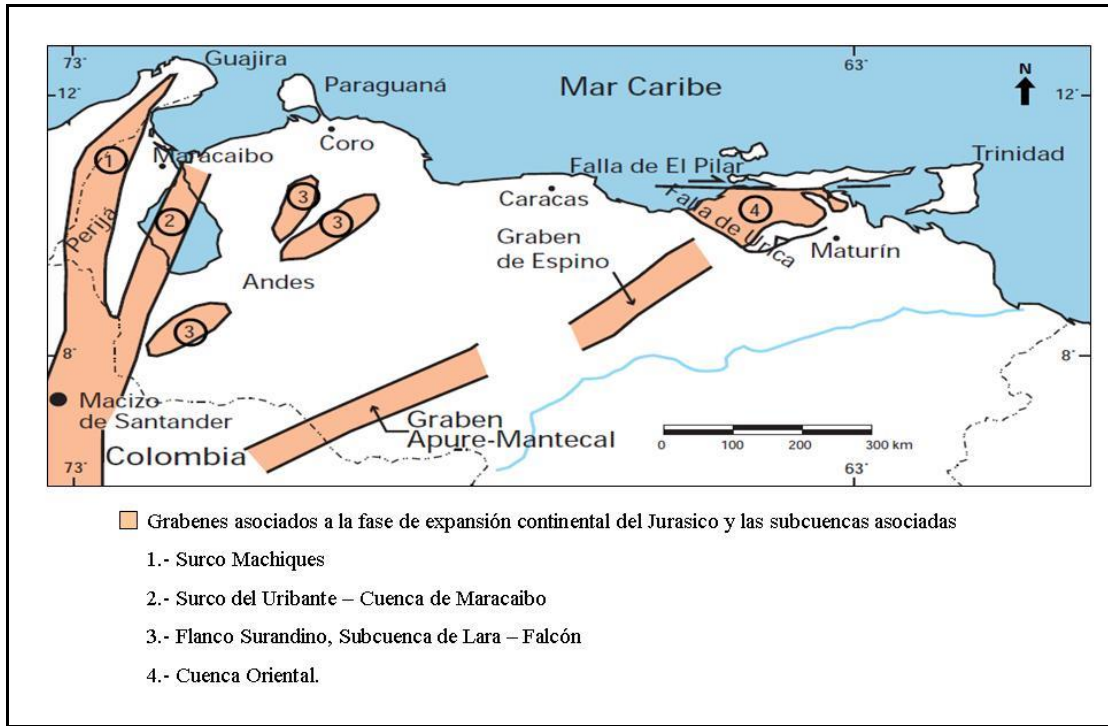


Figura 20: Orientación de los grabenes asociados a la fase rifting del Jurásico, tomado y modificado de Schlumberger – Síntesis Geológica de Venezuela (1997)

Cretácico Temprano – Coniaciense: Durante este periodo se continúa desarrollando el margen pasivo al borde Norte de Suramérica, caracterizada por una extensa sedimentación mixta de carbonatos y clásticos de plataforma, los cuales fueron depositados en un margen de plataforma interna a externa, creando condiciones para la depositación de la principal roca madre de los sistemas petroleros del Venezuela denominada como las formaciones La Luna en el Occidente de Venezuela y Querecual en el Oriente.

En el área de la cuenca del Lago de Maracaibo destaca el desarrollo de esta roca madre hacia el Oeste y Suroeste, lo cual indica una profundización de la cuenca en esa dirección, lo cual podría estar relacionado con la ubicación de los grabenes asociados a la fase de expansión continental de Jurásico, la paleogeografía y los

principales elementos estructurales asociados a este periodo se muestran en la figura 22.

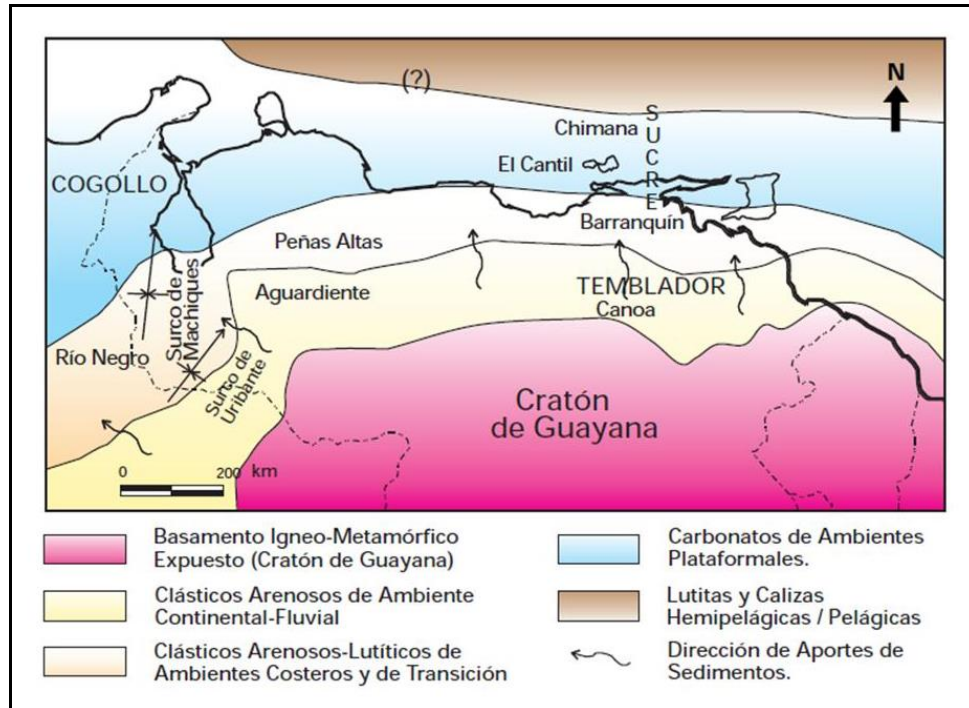


Figura 21: Esquema Paleogeográfico y sedimentación durante el Cretácico Temprano, tomado de Schlumberger - Síntesis Geológica de Venezuela (1997)

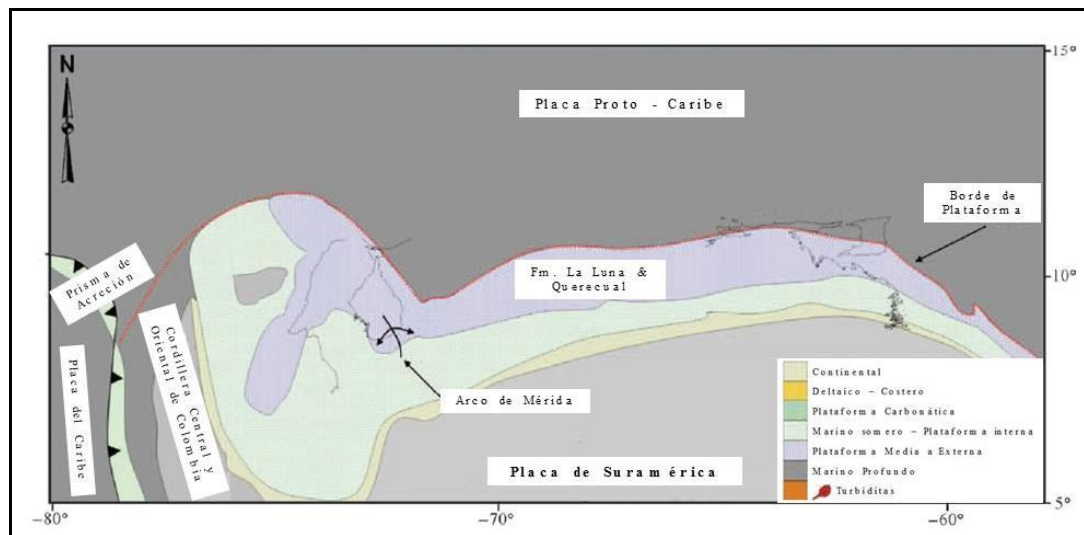


Figura 22: Paleogeografía del periodo Cretácico Temprano - Coniaciense, tomado y modificado de Mann *et. al.* (2006).

Coniaciense – Paleoceno Medio: Durante este periodo comenzó a influenciar de manera directa la colisión de la placa del Caribe con la placa Suramericana, afectando la configuración paleogeográfica y los patrones de sedimentación sobre el borde Norte de la placa Suramericana más específicamente sobre la cuenca de Maracaibo (ver Figura 22). Anterior a esta colisión, la mayor parte de la cuenca permaneció estable con una sedimentación dominada por carbonatos de plataforma somera.

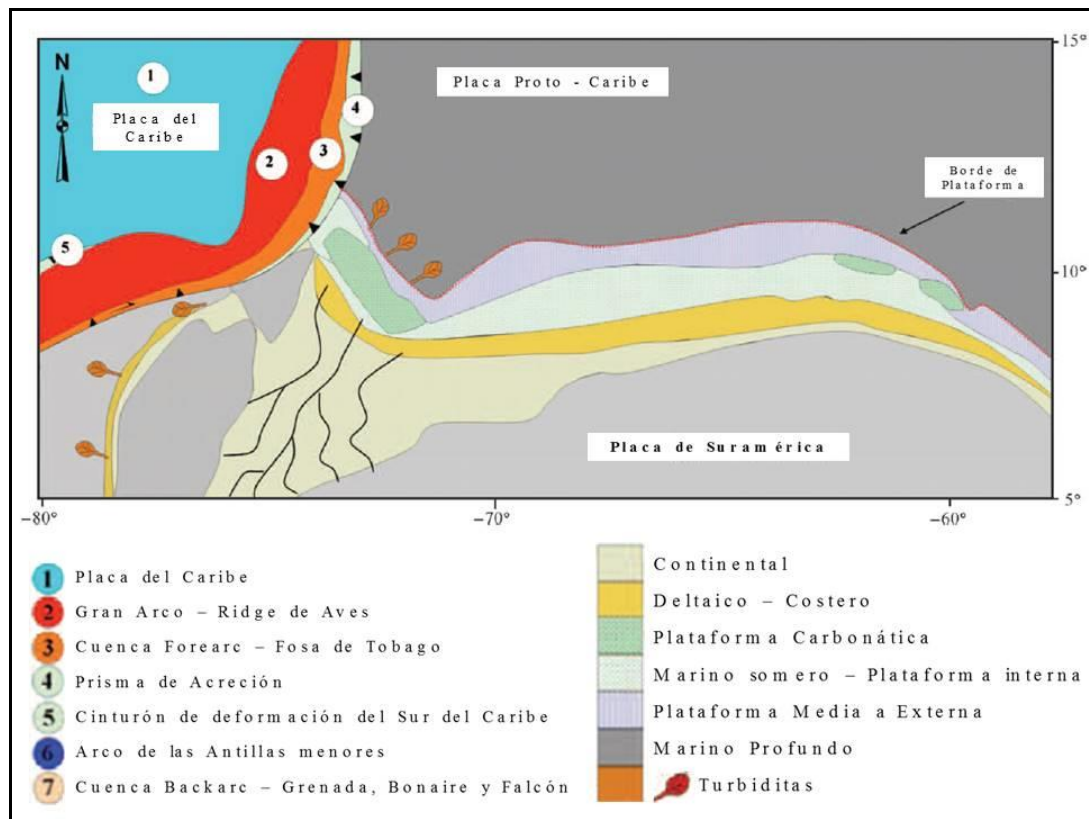


Figura 23: Paleogeografía del periodo Coniaciense – Paleoceno Medio, tomado y modificado de Mann *et. al.* (2006)

Los elementos geodinámicos principales que dieron origen al desarrollo de una cuenca tipo foreland en la cuenca del Lago de Maracaibo fue la interacción diacrónica del Arco de la placa Caribe en dirección Oeste – Este, sobre el margen pasivo del borde de la cuenca Suramericana, originando subsidencia flexural al Occidente de Venezuela, marcada por la sedimentación clástica del Paleógeno en la cuenca del Lago de Maracaibo.

Debido a la interacción de la placa Caribe sobre el borde Occidental de la placa Suramericana, se genera al Oeste de la actual cuenca de Maracaibo la influencia de sedimentación clástica Grupo Orocue, la cual gradaba hacia la zona del Lago de Maracaibo a una sedimentación de carbonatos someros de la Formación Guasare y hacia el Este y Noreste una sedimentación clástica en un ambiente de plataforma media a externa y turbiditas de la Formación Trujillo.

Paleoceno Medio – Eoceno Temprano: La Colisión del Arco del Caribe en contra de la placa Suramericana generara deformación sobre la parte Noreste de la plataforma de Maracaibo y posteriormente corrimientos, fallas inversas y de desgarre, desarrollándose la cuenca foreland del Paleoceno Tardío – Eoceno Temprano, la cual es rellenada por dos (02) fuentes principales de sedimentos clásticos arenosos; la primera de dirección Sur - Norte asociada al “Proto Río de Maracaibo” y otra de dirección Norte – Sur asociada a las áreas levantadas debido a la acción de los cabalgamientos de la interacción de la placa Caribe con el borde Noroeste de la placa Suramericana (Escalona *et. al.* 2003), tal como se observa en la figura 24.

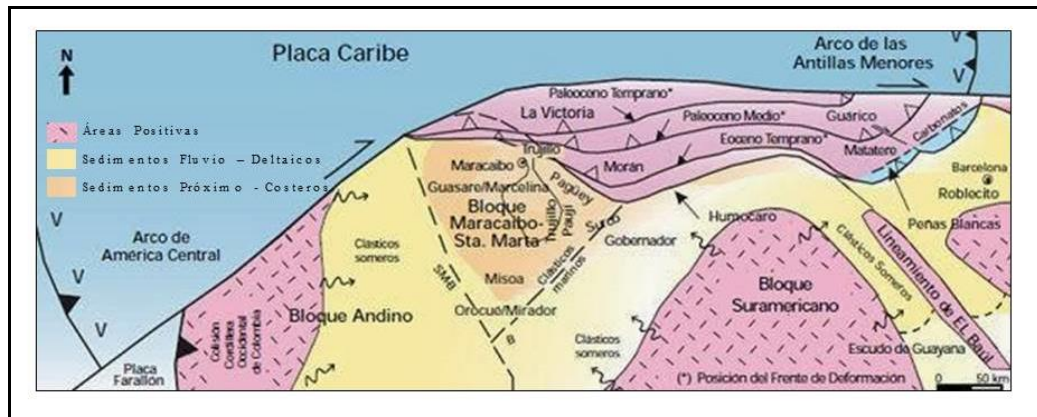


Figura 24: Paleogeografía del periodo Paleoceno Medio – Eoceno Temprano, tomado y modificado de <http://jfbblueplanet.blogspot.com>

Eoceno Temprano – Eoceno Medio: Durante este periodo el depocentro de la cuenca se ubica en el área del actual Lago de Maracaibo, donde se depositó una extensa columna sedimentaria de origen deltaico a próximo costero, algunos de los

cuales alimentaron las áreas del backarc (retro-arco) a forearc (ante-arco) asociados al paso del Gran Arco del Caribe (ver Figura 25).

En el Eoceno Medio, partes del Gran Arco del Caribe, sobrecorren el margen pasivo, al Este de la cuenca se produce acortamiento por compresión dando a lugar a las Napas de Lara.

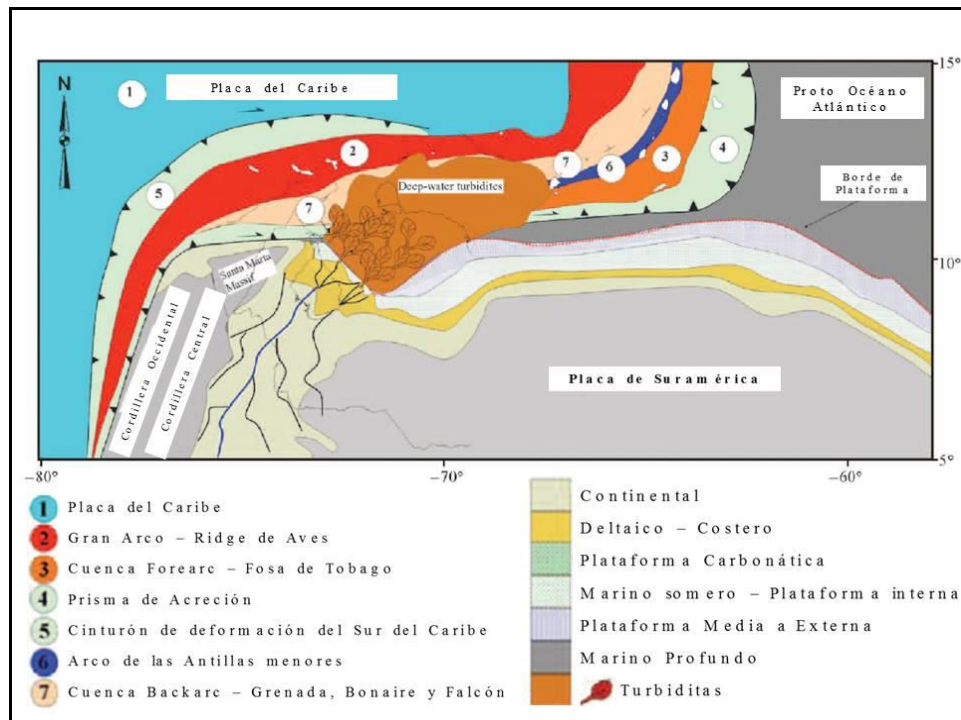


Figura 25: Paleogeografía del Periodo Eoceno Temprano - Medio, tomado y modificado de Mann et. al. (2006)

Eoceno Medio – Oligoceno: El acortamiento generado por la sucesiva interacción del Gran Arco del Caribe en contra de la placa Suramericana, produce durante este periodo el levantamiento y erosión de los sedimentos depositados en la zona del actual Lago de Maracaibo, lo que produce la Discordancia del Eoceno.

Se da inicio a la formación de la cuenca foreland al Este de Venezuela, debido a los mismos procesos que la originaron al Oeste, dado que la interacción de la placa del Caribe en contra de la placa Suramericana fue diacrónica de tipo transpresivo en sentido Oeste – Este.

En el área de la cuenca de Maracaibo, producto de la continua interacción entre ambas placas ocurre el levantamiento de elementos positivos como los Andes de Colombia, Macizo de Santa Marta y la Sierra de Perijá, lo que produjo una modificación de los patrones de drenaje y sedimentación existentes (Proto – Río Maracaibo), generando nuevos patrones hidrográficos como los del Proto – Río Magdalena y Proto – Río Orinoco (Mann *et. al.* 2003), ver figura 26. Con el levantamiento de la Sierra de Perijá se genera una nueva dirección de aporte de sedimentos hacia el depocentro de Maracaibo con dirección Oeste – Este. Adicionalmente, debido al efecto de rebote isostático se produce la somerización de la plataforma de cuenca de Maracaibo y por ende la migración del borde de la plataforma al Norte, tal como se observa en la figura 26.

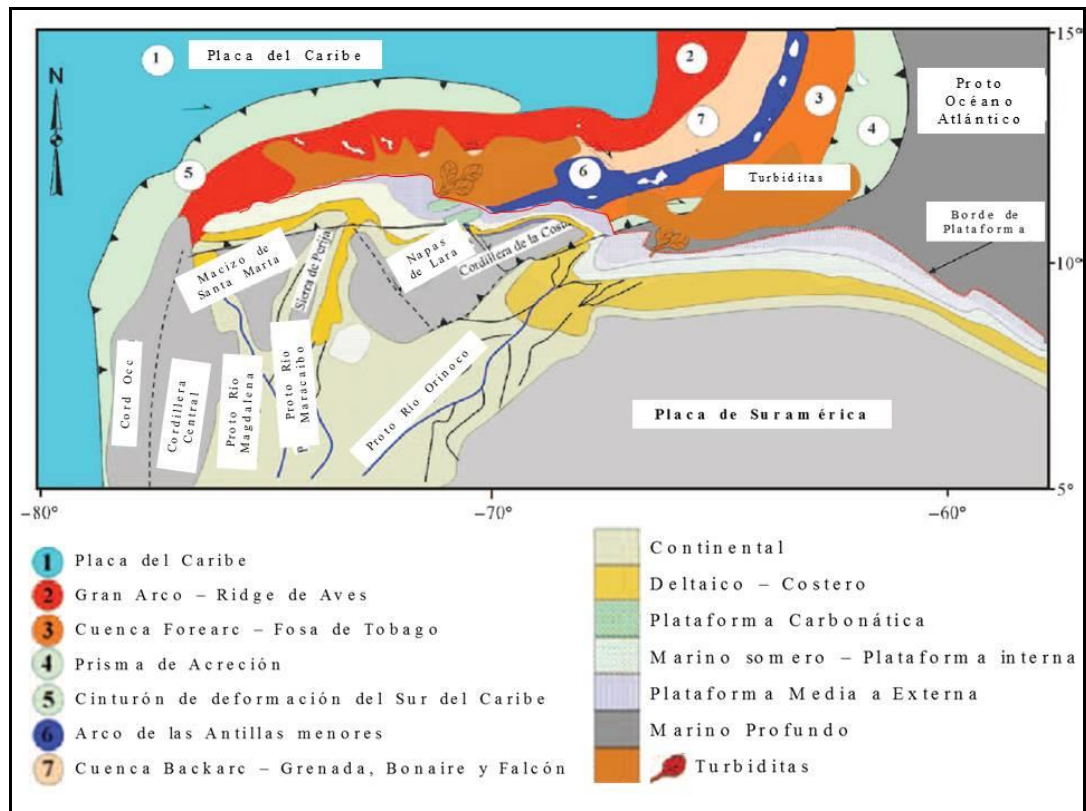


Figura 26: Paleogeografía del periodo Eoceno Medio - Oligoceno, tomado y modificado de Mann *et. al.* (2006).

Oligoceno – Mioceno Medio: Durante este periodo en la cuenca foreland ubicada al Este de Venezuela se produce el clímax de la subsidencia debido a la interacción oblicua del gran arco del Caribe en contra de la placa Suramericana y el emplazamiento del cinturón de corrimientos de la Serranía del Interior (Mann *et. al.* 2006), la deformación generada por este emplazamiento afecto hasta el Este de Trinidad generando una discordancia de alcance regional de edad Mioceno Medio.

Durante este periodo toda la cuenca de Maracaibo esta influenciada por una sedimentación de origen fluvio – deltaico, producto de la acción del Proto – Río de Maracaibo, adicionalmente hay indicios de una nueva fuente de aporte hacia el depocentro de la cuenca de Maracaibo producto del levantamiento de los Andes de Mérida al Sur Este de la cuenca (ver Figura 27).

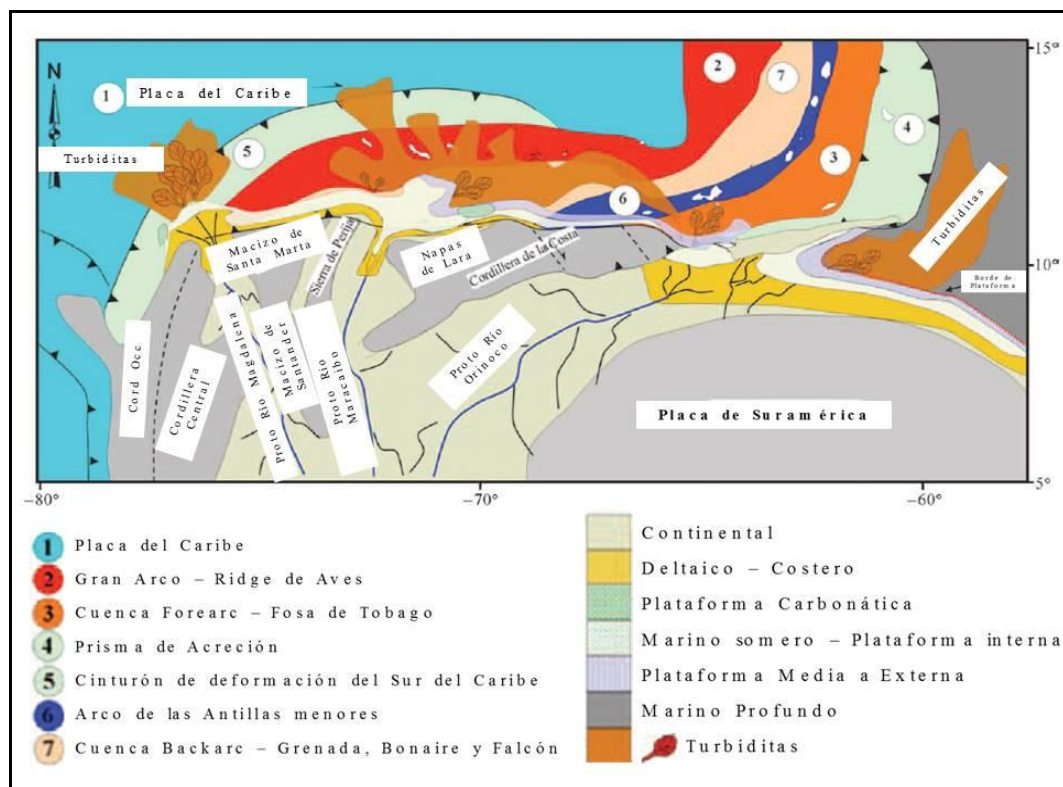


Figura 27: Paleogeografía del periodo Oligoceno - Mioceno Medio, tomado y modificado de Mann *et. al.* (2006)

Mioceno Medio – Plioceno Temprano: Durante este periodo la configuración paleogeográfica de la cuenca fue similar a su configuración actual. La deformación debido a la interacción de las placas del Caribe y Suramericana se hace más intensa hacia el Este de Trinidad, dando a lugar al actual arco volcánico de las Antillas. Durante este periodo el aporte de sedimentos de la cuenca Foreland ubicada al Sureste de Trinidad es aportado por el río Orinoco (ver Figura 28).

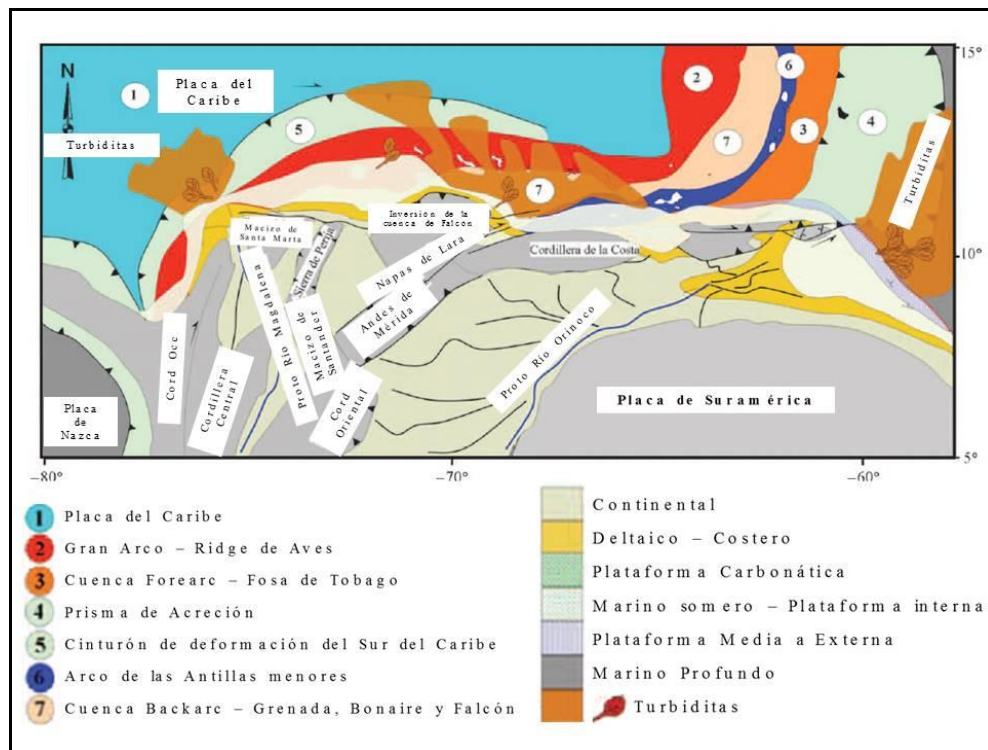


Figura 28: Paleogeografía del periodo Mioceno Medio - Plioceno Temprano, tomado y modificado del Mann *et. al.* (2006)

Teniendo como base la configuración estructural del borde Norte de Suramérica y su interacción con la placa del Caribe, al igual que los eventos que marcaron su evolución geodinámica, Mann *et. al.* (2006) realizó una reconstrucción de la estratigrafía tomando en cuenta dichos eventos, dividiendo la historia de la cuenca occidental en seis (06) Tectonosecuencias, cuyos límites están marcados por Límites de Secuencias (SB) de alcance regional (discordancias del Cretácico Temprano,

Paleoceno, Eoceno y Mioceno) tal como se observa en la figura 29, cuyas características se muestran a continuación:

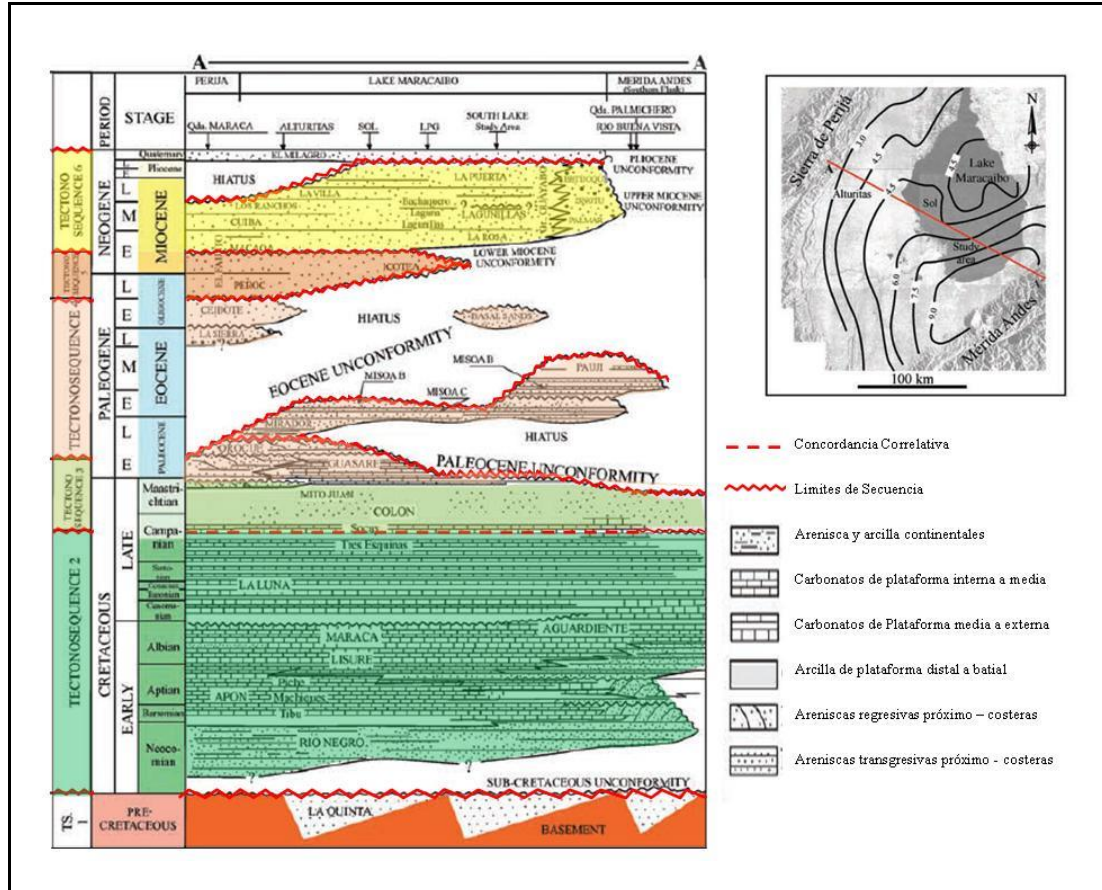


Figura 29: Cuadro de Correlación de la Cuenca de Maracaibo, tomado y modificado de Mann *et al.* (2006)

Tectonosecuencia 01 – Rifting del Jurásico Tardío: (ver Figura 29) Este tectonosecuencia se caracteriza por presentar rocas metasedimentarias del Paleozoico Superior y los depósitos de la Formación La Quinta, caracterizados por la presencia de capas rojas asociadas a la fase de expansión continental, donde las rocas metamórficas del Paleozoico fueron erosionadas y afectadas por el rifting, junto con depósitos piroclásticos (Grupo La Gé), dando inicio al relleno de los grabenes asociados al rifting.

Tectonosecuencia 02 – Margen Pasivo del Cretácico: (ver Figura 29) Caracterizada por los amplios depósitos de unidades de origen tanto carbonático (Grupo Cogollo) como siliciclásticos depositados sobre la discordancia de Cretácico, la cual separa estos de los sedimentos de la Tectonosecuencia 01.

Durante este periodo la depositación se llevó a cabo en una extensa zona caracterizada por la presencia de elementos subpositivos y amplias cuencas, en la parte occidental de Venezuela destaca la presencia del arco de Mérida, hacia el Sur de la cuenca de Maracaibo, el cual afecto los espesores de estos depósitos.

En esta tectonosecuencia los carbonatos someros del Grupo Cogollo fueron depositados en una amplia plataforma carbonática tipo rampa, caracterizada por dos estilos depositacionales; uno con tendencia granodecreciente durante el Aptiense – Albiense Medio y otro Granocreciente durante Albiense Superior (Azpirixaga I.; 1991). Suprayacente a estos se encuentra los depósitos de la Formación La Luna del Cretácico Tardío, roca madre por excelencia de los sistemas petrolíferos del Occidente de Venezuela, para Escalona & Mann (2006) consideran a las calizas del Miembro Socuy como el tope de la Formación La Luna, marcando el cambio entre esta tectonosecuencia y la suprayacente.

Tectonosecuencia 03 – Campaniense – Paleoceno, Inicios de la Cuenca Foreland: (ver Figura 29) Esta marca el inicio de los efectos tempranos de la colisión oblicua entre la placa Caribe y Suramericana, limitada en la base por la caliza del Miembro Socuy de la Formación Colón y al tope por la discordancia del Paleoceno.

Las rocas dentro de esta tectonosecuencia fueron depositadas bajo la posible influencia de una cuenca foreland y están compuestas por los sedimentos clásticos pelágicos de la Formación Colón (Cretácico Tardío), depositados en la parte distal de la cuenca foreland, en estos destaca la presencia de niveles de areniscas de tipo “Graywackas” y “Subgraywackas” que sugieren la influencia de la acreción de un arco al Oeste y Suroeste de la cuenca de Maracaibo, suprayacente de manera

transicional están los sedimentos marinos someros de la Formación Mito Juan (Cretácico Tardío), seguidamente se identifican los depósitos de carbonatos someros y carbonatos de mezcla de la Formación Guasare (Paleoceno), depositada en una paleo topografía relativamente plana y poco influenciada por la acción tectónica.

De acuerdo a Lugo (1991) estos depósitos son de carácter regresivos influenciados por una caída del nivel del mar que afecto la cuenca de Maracaibo durante el Cretácico Tardío al Paleoceno.

Tectonosecuencia 04 – Paleoceno – Oligoceno, Desarrollo de la Cuenca Foreland: (ver Figura 29): Esta limitada en su base por la discordancia del Paleoceno y al tope por la discordancia de Oligo – Mioceno al tope, está compuesta por sedimentos de origen lacustrino a fluvial que marcan la transición de una sedimentación bajo un régimen de margen pasivo a uno de margen activo, durante esta tectonosecuencia se produce el emplazamiento de las napas de Lara hacia el Este de la cuenca durante el Eoceno Medio a Tardío, estos eventos marcaran los patrones de sedimentación en la cuenca de Maracaibo.

Dentro de esta tectonosecuencia destaca la presencia de presencia de los sedimentos de origen fluvio – deltaicos de la Formación Misoa, la cual constituye el reservorio de hidrocarburos por excelencia en la cuenca, hacia el Este esta formación cambia lateralmente a la Formación Trujillo, conformada por sedimentos de tipo turbidítica influenciada por el emplazamiento de las napas de Lara, suprayacente a estas se ubican las arcillas de la Formación Paují de ambientes marinos de plataforma media a externa, la cual desaparece hacia el Oeste de la cuenca influenciada por el evento de levantamiento de la Sierra de Perijá

Tectonosecuencia 05 – Oligoceno, Levantamiento de la Sierra de Perijá: (ver Figura 29): Esta limitada en su base por la discordancia del Eoceno y al tope por la discordancia del Mioceno inferior, durante esta tectonosecuencia se depositan los

sedimentos de la Formación Icotea asociada a ambientes continentales a marino somero, estos representan una cuña clástica aportada durante el levantamiento principal de la Sierra de Perijá, la cual controló la subsidencia y el aporte de sedimentos hacia la cuenca.

Tectonosecuencia 06 – Mioceno Temprano – Cuaternario, Erosión de los Cinturones Montañoso: (ver Figura 29) Está limitada en la base por la discordancia del Mioceno inferior y al tope por los sedimentos actuales de la cuenca del Lago de Maracaibo, consiste en una asociación de sedimentos clásticos producto de la erosión de los frentes montañosos que limitan la cuenca (Sierra de Perijá, Andes de Mérida, Serranía de Trujillo). Las rocas de edad Mioceno Medio a Temprano consisten en sedimentos de ambientes marinos someros hacia el Norte y centro de la cuenca que gradacionalmente pasan a ambientes continentales hacia el Sur, destacando la presencia de la Formación Lagunillas la cual representa un yacimiento de hidrocarburos de importancia hacia la zona Suroriental de la cuenca. Durante el Plioceno al Holoceno destaca la presencia de sistemas fluvio – deltaicos como los de las formaciones El Milagro y Onia, hacia la zona Sur de la cuenca destaca la presencia de sedimentación molásica asociada a los procesos de erosión y sedimentación próximos a los cinturones montañosos.

MODELO DE SEDIMENTACIÓN DE LA CUENCA DE MARACAIBO:

Entendiendo la evolución geodinámica de la cuenca de Maracaibo desde el Jurásico hasta el presente, y los eventos que marcaron sus procesos de depositación, así como también los esquemas de evolución de la cuenca, es necesario tener en cuenta un modelo de sedimentación de alcance regional que se adapte a los eventos y esquemas antes descritos, son diferentes los autores que han realizado trabajos asociados a esta temática, pero considerando las premisas planteados por Parnaud *et. al.* (1995) y Mann *et. al.* (2006), el trabajo publicado por Villamil T. (1999), quien realizó una

reconstrucción de los mayores depocentros ubicados al Este de Colombia y al Oeste de Venezuela, siendo esto concordante con lo anteriormente expuesto (ver Figura 30).

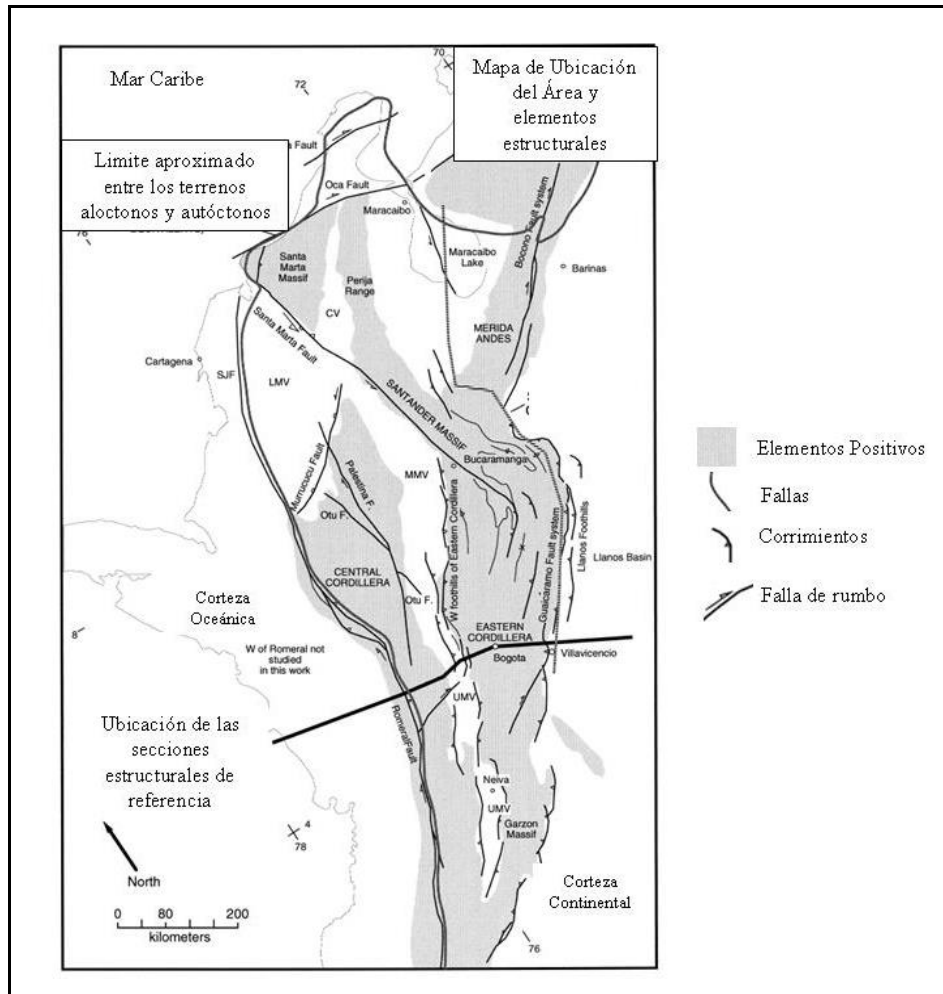


Figura 30: Mayores elementos estructurales de los depocentros ubicados al Oriente de Colombia y Occidente de Venezuela, tomado de Villamil T. (1999)

Esta reconstrucción se basa en el análisis de datos estratigráficos y estructurales, para analizar la evolución de los depocentros a partir del Campaniense hasta el Mioceno, entendiéndose que anterior al Campaniense, se desarrolló de manera extensa una sedimentación en un Margen Pasivo. En el depocentro de Maracaibo se depositaron

las formaciones Río Negro, Apón, Lisure y Maraca (Grupo Cogollo) y la Formación La Luna.

Este trabajo toma como base la presencia de los siguientes eventos tectónicos, descritos a continuación:

- Durante el Campaniense – Maastrichtiense se produjo el levantamiento de la primigenia Cordillera Central de Colombia.
- Durante el Limite Cretácico – Paleógeno, se produjo el levantamiento de la Cordillera Oriental y la reactivación del levantamiento de la Cordillera Central de Colombia, producto de la interacción de la placa del Caribe en contra de la placa Suramericana, estos eventos están reflejados por una paraconformidad en Colombia y una discordancia local en la cuenca de Barinas.
- Durante el Paleoceno Tardío – Eoceno Temprano, se produce en Colombia un evento de subsidencia que permitió la depositación de sedimentos clásticos en la cuenca de Llanos y en la parte central de Cordillera Oriental, mientras que hacia el depocentro de la cuenca de Maracaibo se depositaron sedimentos de origen marino y algunos carbonatos someros
- Durante el Eoceno Medio ocurrió la orogénesis Pre – Andina, caracterizada por una discordancia en las zonas de Colombia y la depositación de grandes cantidades de sedimentos en la cuenca de Maracaibo (foredeep o anticuenca de Maracaibo).
- Subsidencia durante el Eoceno Tardío, lo cual permitió la sedimentación de unidades de fluvio – deltaicas en el área de la cuenca de los Llanos y Valle del Magdalena (Colombia), mientras que en la cuenca de Maracaibo se produjo la depositación de la Formación Paují en ambiente marinos profundos producto del espacio creado por la carga tectónica de las Napas de Lara.
- Levantamiento del borde Oeste de la Cordillera Oriental de Colombia durante el Eoceno Tardío – Oligoceno Temprano.

- Generación de espacio de acomodo debido a la subsidencia durante el Oligoceno permitiendo incursiones marinas a todo lo largo del área de la cuenca de Maracaibo y la parte Centro-Oriental de Colombia.
- En el Oligoceno Tardío debido al levantamiento de la Cordillera Oriental de Colombia se produjo una división del eje de transporte de sedimentos, en dos sistemas una denominado Proto-Magdalena y el otro Proto-Orinoco, adicionalmente de manera local se produjo un levantamiento del área de la cuenca de Maracaibo generando una discordancia.
- Durante el Mioceno se desarrolló el proceso de Orogénesis de la Cordillera Oriental de Colombia y los Andes de Mérida.

Considerando estos eventos, se realizó una reconstrucción de los principales patrones de aporte de sedimentos que influenciaron las unidades litológicas en el área de estudio, las cuales se describen a continuación:

Campaniense: Durante este periodo, parte de Colombia y Venezuela estuvo cubierta por un mar epicontinental, hacia el Oeste se presenta un alto relacionado con la ancestral Cordillera Central de Colombia. El eje de depositación durante el Campaniense estaba ubicado a lo largo del piedemonte Este de la Cordillera Central de Colombia (ver Figura 31). La mayor parte de la sedimentación proviene del cratón de Guyana y está influenciada por eventos transgresivos y de upwelling (corrientes de surgencia), destacando hacia la zona del depocentro de Maracaibo la presencia de unidades asociadas a una sección condensada del Miembro Tres Esquinas de la Formación La Luna, los cuales son equivalente a las Ftanitas del Táchira.

Maastrichtiense: A partir de este periodo se inician los procesos de control tectónico de la sedimentación, debido a una influencia más directa de la convergencia transpresiva de la placa del Caribe en contra de la placa de Suramérica.

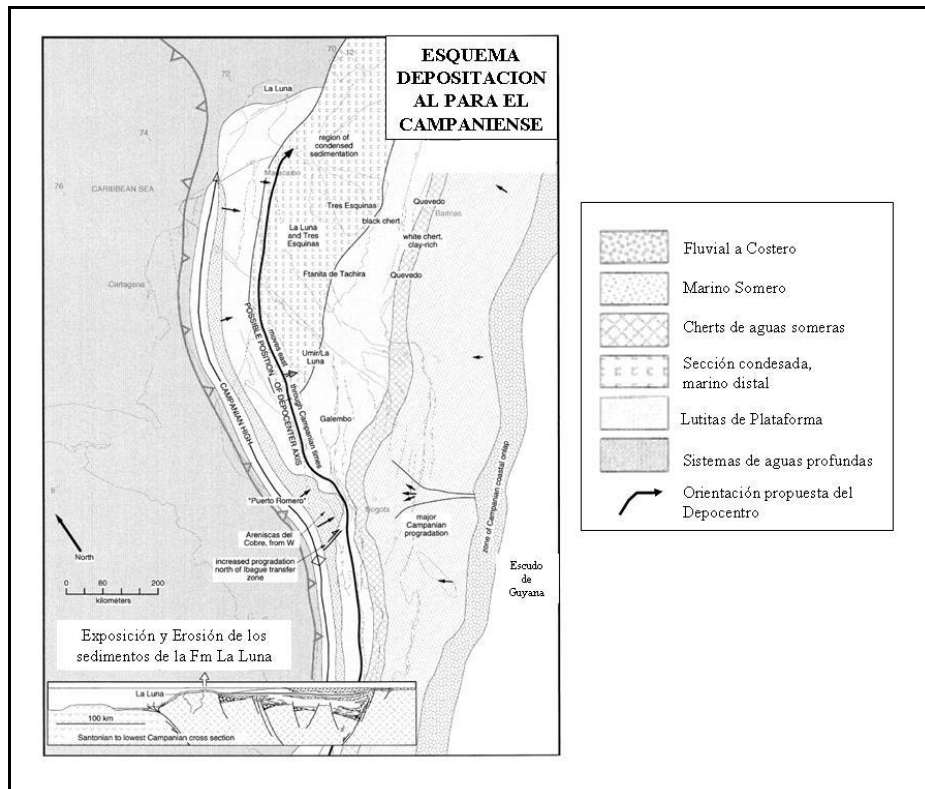


Figura 31: Esquema de depositación para el Campaniense, tomado y modificada de Villamil T. (1999).

Durante el Maastrichtiense se acelera el levantamiento de la ancestral Cordillera Central de Colombia, convirtiéndose una fuente de aporte de sedimentos, produciendo la migración al Este del eje de depositación a lo largo del actual piedemonte Oeste de la Cordillera Oriental de Colombia (ver Figura 32). Conforme continúa el levantamiento de la Cordillera Central y por ende la regresión del mar epicontinental, el eje central de depositación sigue migrando hacia el Este.

Hacia la zona de la cuenca de Maracaibo, durante el Maastrichtiense se produce la depositación de lutitas de plataforma de la Formación Colón y Mito Juan, las cuales están asociadas a la actividad tectónica debido a la interacción de la placa del Caribe con la placa de Suramérica que ocurre al Norte y al Este por el levantamiento de la cordillera central de Colombia.

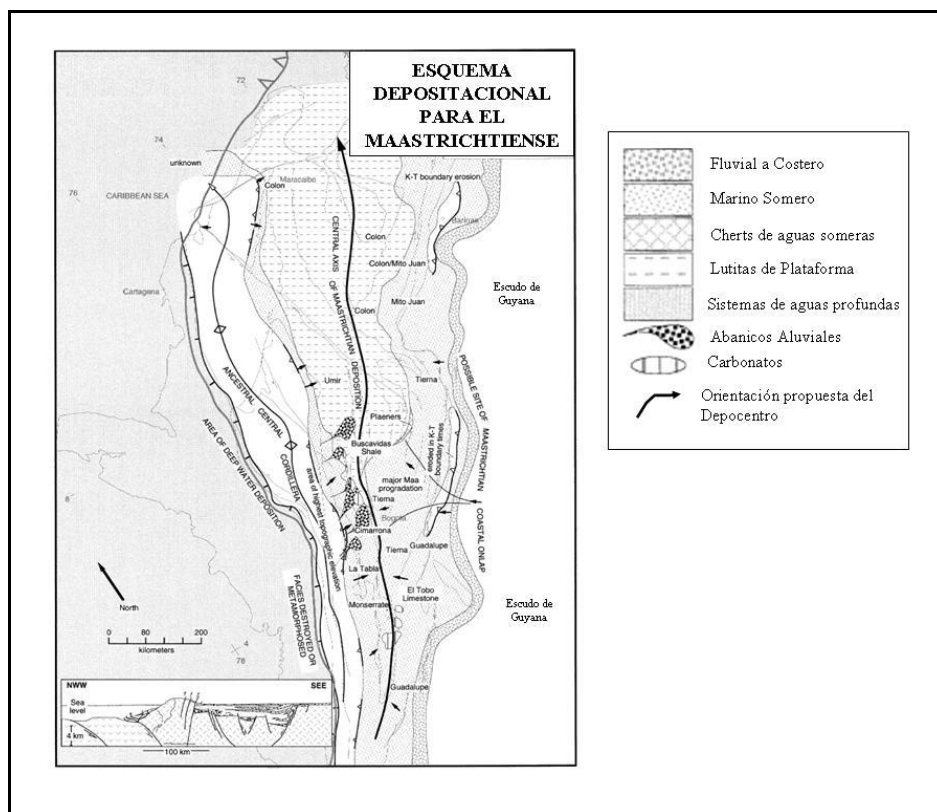


Figura 32: Esquema de deposición para el Maastrichtiense, tomado y modificado de Villamil T. (1999)

Maastrichtiense Tardío – Paleoceno: Durante este periodo continuo el levantamiento de la Cordillera Central de Colombia y se inicia el levantamiento de la Cordillera Occidental de Colombia, debido a la influencia del evento compresivo entre las placas del Caribe y Suramérica. Estas características del régimen tectónico, genera una somerización de los sistemas depositacionales, los cuales pasan a ambientes marinos someros, con aporte de sedimentos provenientes del Este y Oeste, produciendo a lo largo del tiempo una disminución de espacio de acomodación. Este evento regresivo genera una discordancia y/o paraconformidad que separa los sedimentos de origen marino del Maastrichtiense de los sedimentos de origen costero a fluviales del Maastrichtiense Tardío – Paleoceno.

En la cuenca de Maracaibo esto se traduce en la presencia de sedimentos de ambientes fluvio-deltaicos del Grupo Orocue hacia el Oeste y Suroeste, pasando a

carbonatos someros y sedimentos próximos costeros de la Formación Guasare, y más hacia el Este de la cuenca pasando el quiebre de la plataforma destaca la presencia de los sistemas de aguas profundas de la Formación Trujillo (ver Figura 33).

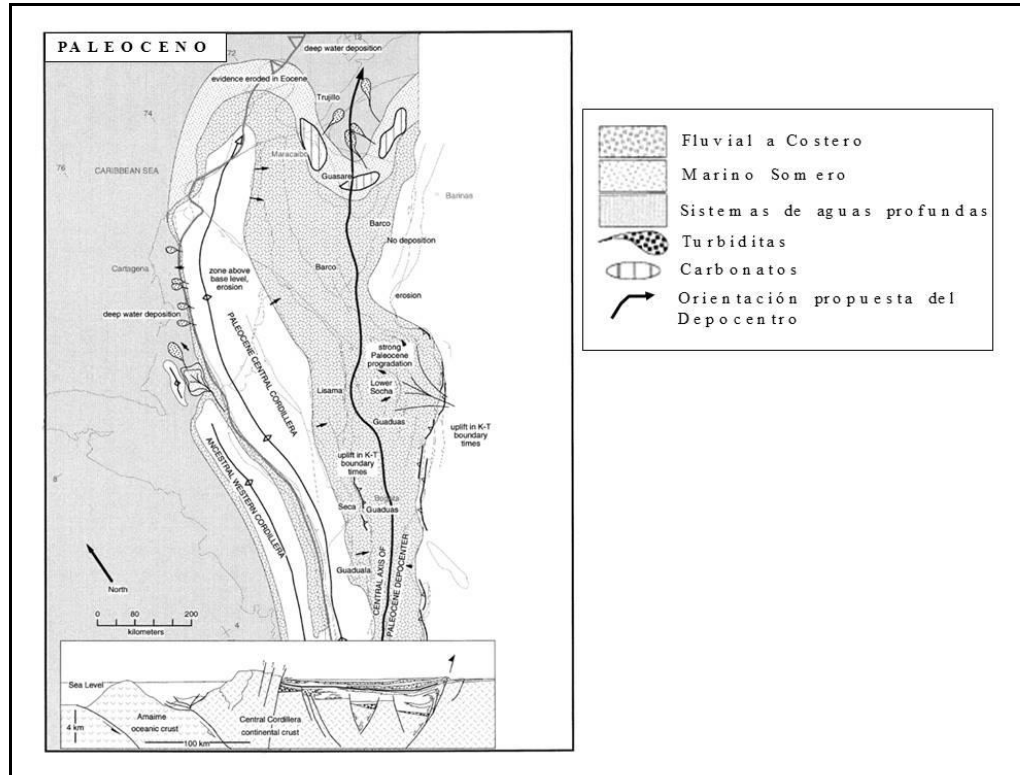


Figura 33: Esquema de depositación para el Paleoceno, tomado y modificado de Villamil T. (1999)

Paleoceno Tardío – Eoceno Temprano: Este periodo se caracteriza hacia la zona de Colombia por un evento de subsidencia tectónica, produciendo espacio de acomodación, esta subsidencia da a lugar a una transgresión que continua hasta el Eoceno Temprano cuando se deposita hacia la zona oriental y central de Colombia la Formación Los Cuervos, que representa la superficie de máximas inundación del sistema.

Posteriormente, se forma una discordancia que representa el pulso inicial de la orogénesis Pre – Andina, permitiendo sedimentación clástica de la Formación

Mirador, mientras que, hacia la cuenca de Maracaibo, se establece una cuenca tipo foreland, debido a los efectos del emplazamiento de las napas de Lara, cuyo foredeep se ubica hacia el Este de la cuenca de Maracaibo, y el forebulge (alto periférico).

Hacia el Oeste y Centro de la cuenca del Lago de Maracaibo, se produce un cambio en los patrones de sedimentación hacia facies más someras relacionadas a un evento regresivo, cuya expresión fueron las formaciones Gobernador hacia el Sur y Misoa al Norte, el aporte sedimentario provenía de dirección Sureste y del Norte asociada a la erosión generada por las napas de Lara (ver Figura 34). A continuación del quiebre de la plataforma se produjo una depositación de tipo turbidítica asociada a la Formación Trujillo, tal como se observa en la Figura 34.

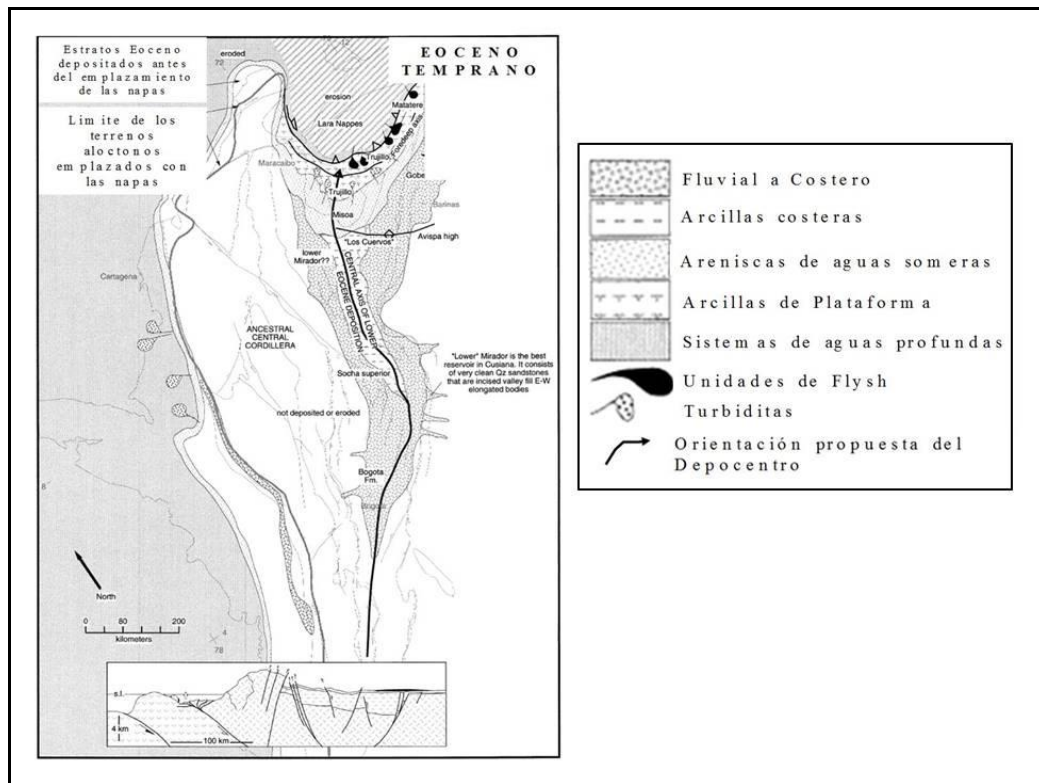


Figura 34: Esquema de depositación para el Eoceno Temprano, tomado y modificado de Villamil T. (1999)

Eoceno Medio: En este periodo se produce fuerte reducción del espacio de acomodación debido al aumento del levantamiento de las cordilleras, que grada de Oeste a Este, este levantamiento de tipo diacrónico produce una discordancia regional afectando de Oeste a Este, relacionado a la interacción de placa Caribe en contra de la placa de Suramérica. Debido al levantamiento diacrónico de las cordilleras se produce un aporte sedimentario hacia el Este en el área de la cuenca de Maracaibo.

Durante este periodo en la cuenca de Maracaibo se produce una subsidencia debido a la carga tectónica de las naps de Lara y al levantamiento de los Andes de Colombia, generando el suficiente espacio de acomodación permitiendo la recepción de los sedimentos provenientes de la erosión de los terrenos Colombianos, y hacia la zona Este de la cuenca, más allá del quiebre de la plataforma se produce la depositación de facies de aguas profundas de la Formación Paují al Norte y Pagüey al Sur, influenciadas por algunas unidades de flysh provenientes de la erosión de las naps de Lara (ver Figura 35).

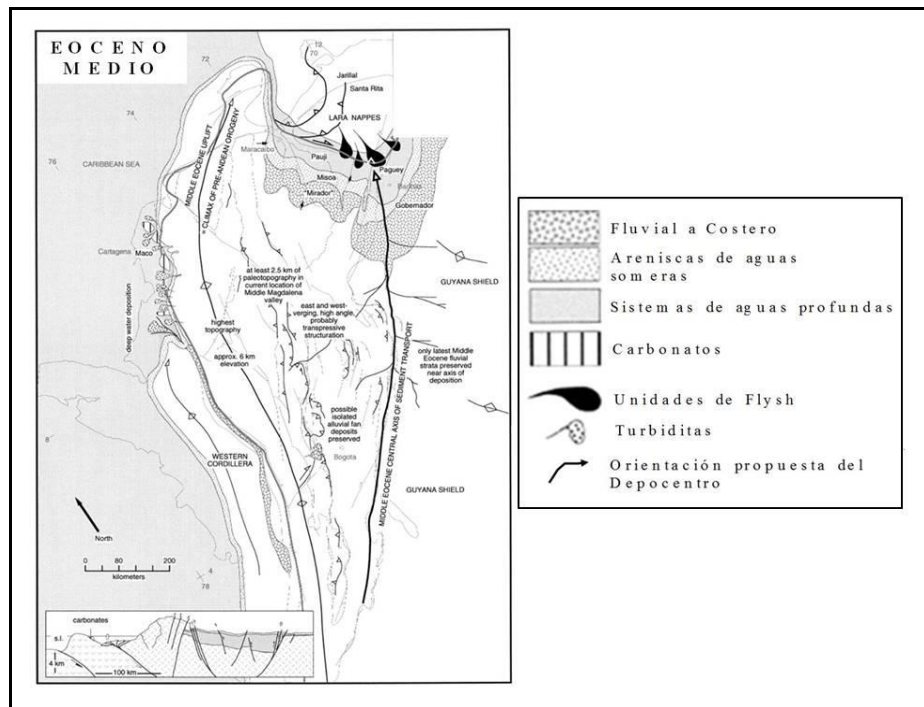


Figura 35: Esquema de depositación para el Eoceno Medio, tomado y modificado de Villamil T. (1999)

Eoceno Tardío: Durante este periodo se produce una subsidencia tectónica generando una transgresión que afectó los sistemas de depositación, tanto en Venezuela como en Colombia. El espacio de acomodación creado por la subsidencia permite incursiones marinas, con la depositación de formaciones tales como Carbonera y Paujé al Norte (ver Figura 36), que representa una superficie de máxima inundación en la cuenca de Maracaibo.

El eje central de la sedimentación está localizado aproximadamente a lo largo del piedemonte Este de la Cordillera Oriental de Colombia. El depocentro durante este periodo es asimétrico mostrando mayores pendientes al Este que al Oeste, debido a la carga tectónica generada por el emplazamiento de las napas de Lara. En la cuenca de Maracaibo y Barinas las formaciones Paujé y Pagüey, representan la ubicación del foredeep durante este periodo, ver figura 36.

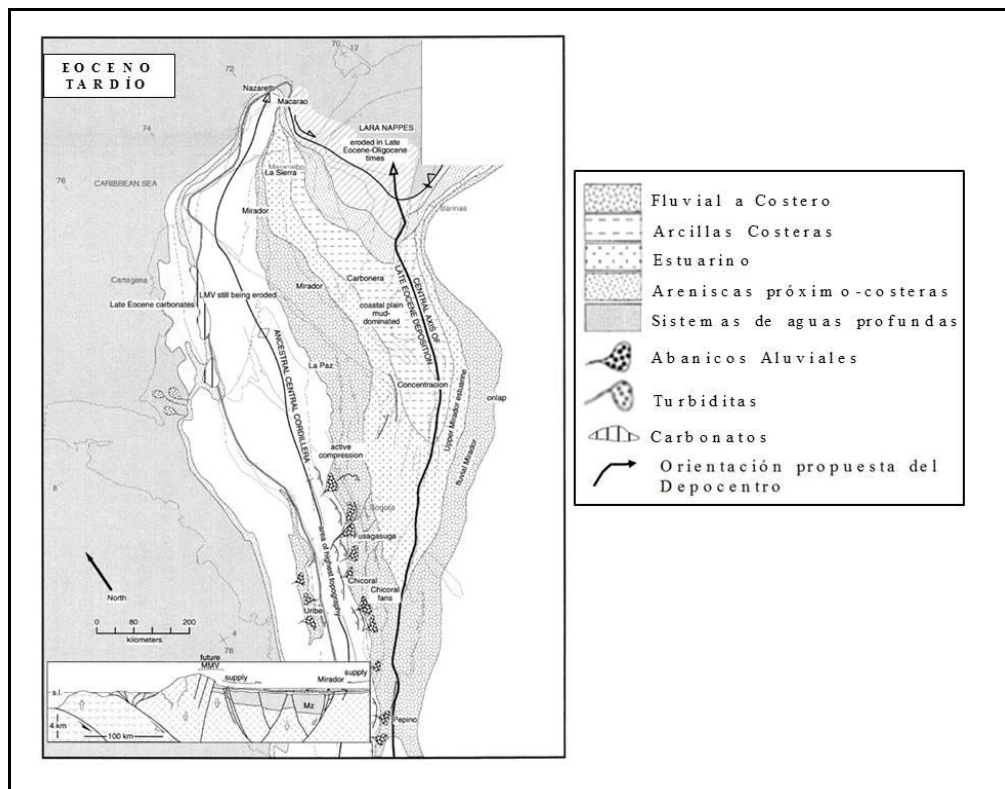


Figura 36: Esquema de depositación para el Eoceno Tardío, tomado y modificado de Villamil T. (1999)

Oligoceno Temprano: Durante este periodo se produce el levantamiento de parte de la cuenca de Maracaibo debido al rebote isostático producto de la carga tectónica de las napas de Lara, generando un hiato depositacional en la zona. El levantamiento de la cuenca de Maracaibo, y un colapso en el borde Oeste de la Cordillera Central de Colombia genera un elemento positivo que divide el eje central de depositación, uno con dirección Noroeste dando origen al Proto – Magdalena, donde se depositaron sedimentos fluviales a estuarinos al Noreste de Colombia, y otro eje de dirección Este, paralela a la actual posición del río Orinoco (ver Figura 37).

En el espacio generado por el colapso y la migración del eje depositacional al Este se depositan las formaciones Carbonera y León, esta ultima de condiciones semirestringidas asociada a una zona deprimida ubicada al Suroeste de Venezuela, las cuales gradan a ambientes estuarinos a próximos costeros (ver Figura 37).

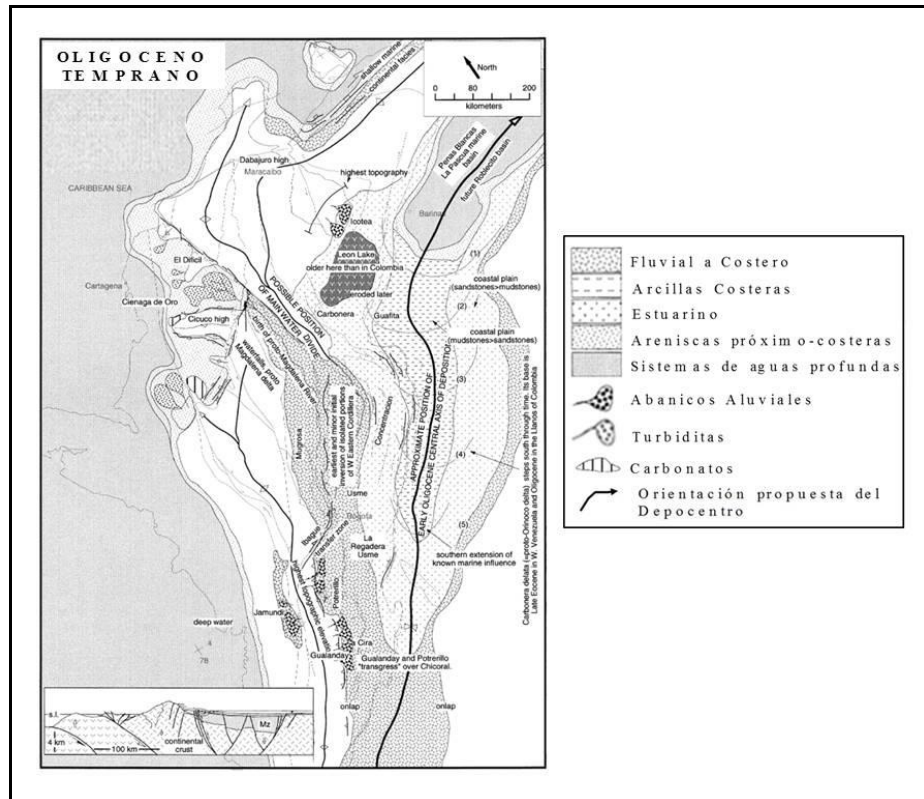


Figura 37: Esquema de depositación para el Oligoceno Temprano, tomado y modificado de Villamil T. (1999)

Oligoceno Tardío: Durante este periodo se produce la orogénesis Andina de la Cordillera Oriental y parte de la Central de Colombia, lo cual provoco una disminución del espacio de sedimentación asociado al Proto – Río Magdalena de dirección aproximada Norte – Sur. El eje asociado al Proto – Río Orinoco de dirección aproximada Oeste - Este, tiene una disminución gradual del espacio de acomodación asociada al levantamiento andino y la separación de las cuenca de Maracaibo y Barinas – Apure, en donde se presenta una sedimentación dominada por la presencia de clásticos fluviales y una zona más deprimida hacia el Occidente de Venezuela donde se presentan condiciones restringidas que generan la depositación de la Formación León asociada a sedimentos lagunares, mientras que hacia la cuenca de Maracaibo continua la ausencia de sedimentación debido a que durante esta época constituyo una zona positiva (ver Figura 38).

Además, debido a la disminución de la influencia de la interacción entre las placas del Caribe y Suramérica en la región, se genera un colapso en el área de Falcón debido a subsidencia de las napas de Lara, lo cual produce el establecimiento de condiciones de sedimentación marino costeros, tal como se observa en la figura 38.

Mioceno Medio: Se produce el levantamiento de los sistemas montañosos existentes, hasta alcanzar aproximadamente su configuración actual (ver Figura 39). Debido a este levantamiento se generan foredeeps como consecuencia de la carga ejercida por los cuerpos montañosos, generándose un nuevo depocentro en el área del Lago de Maracaibo, permitiendo el establecimiento de condiciones de ambientes fluviales a próximos costeros, generando la depositación de las formaciones La Villa, La Rosa y Lagunillas, esta última conforma un yacimiento de hidrocarburos clásicos de los sistemas petrolíferos de la cuenca de Maracaibo.

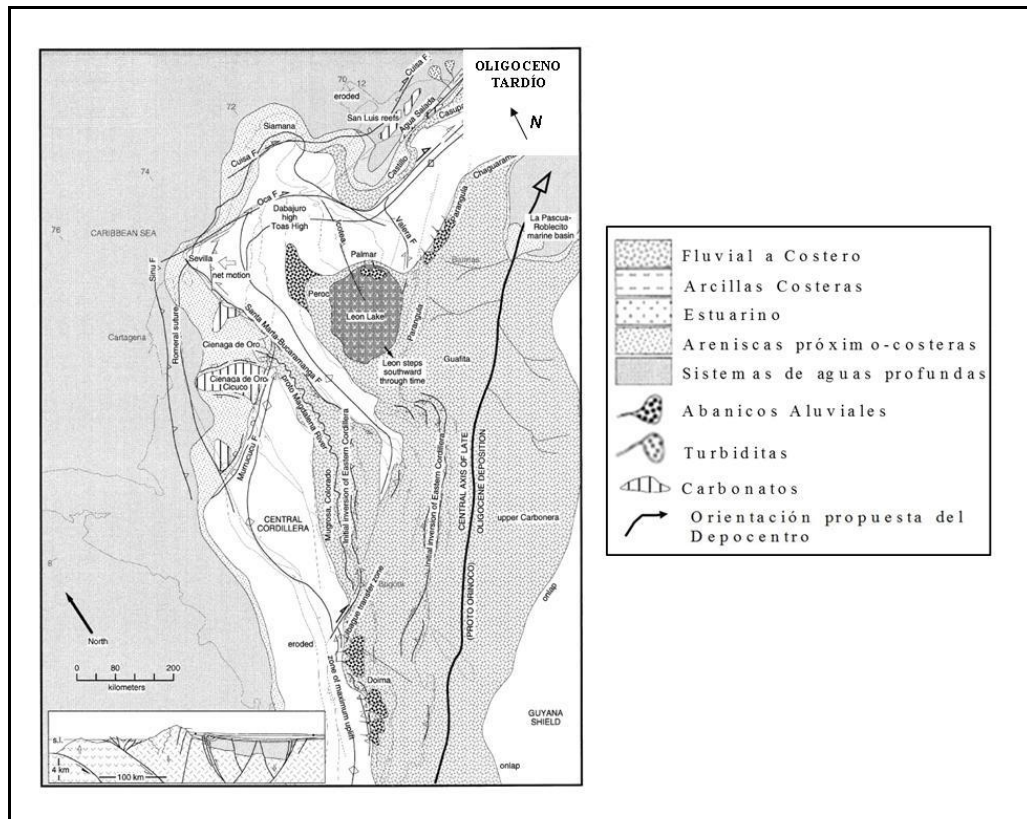


Figura 38: Esquema de depositación para el Oligoceno Tardío, tomado y modificado de Villamil T. (1999)

Hacia las zonas de los flancos montañosos destaca la deposición de abanicos aluviales de origen molásico producto del levantamiento de los frentes de montaña que limitan la Cuenca, tales como las formaciones Guayabo, Betijoque, La Puerta y Río Yuca (ver Figura 39), mientras que hacia la cuenca de Barinas – Apure domina la presencia de clásticos de origen continental con ocasionales invasiones marinas de bajo rango. A partir de Mioceno Medio, la configuración estructural de la Zona Oriental y Occidental de Venezuela, alcanzan sus características actuales, evidenciándose algunos cambios menores asociados a cambios eustáticos y rellenos de la cuenca.

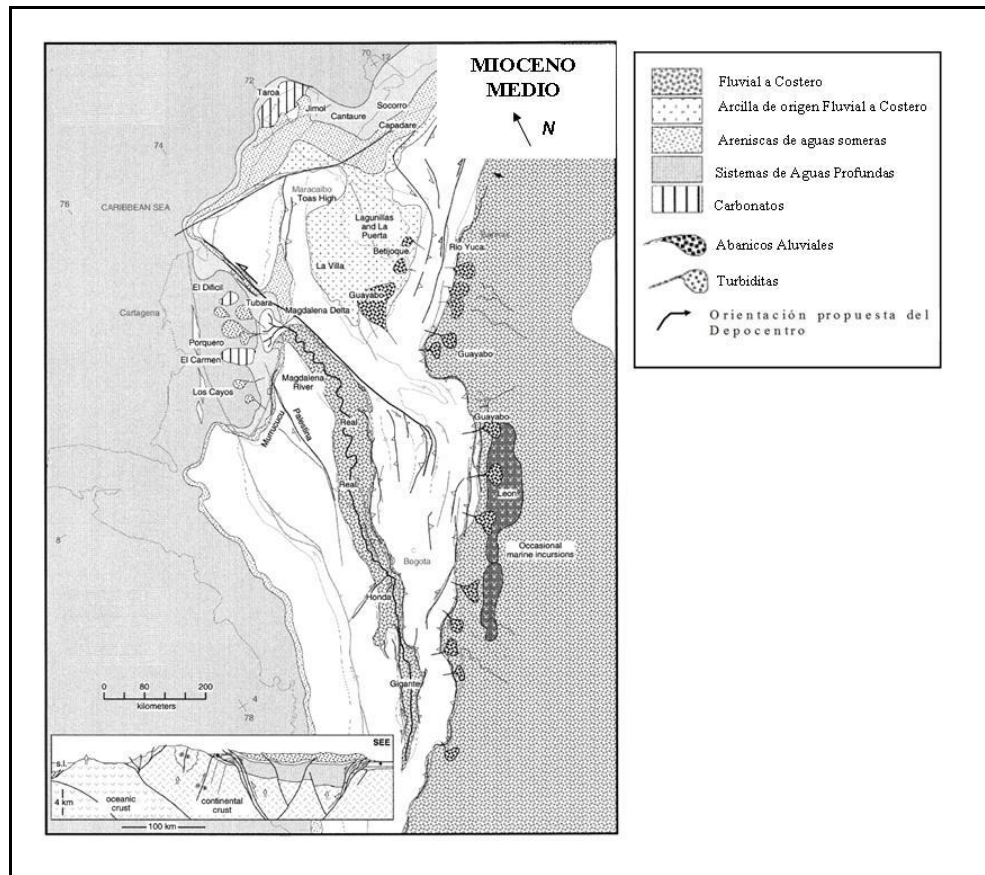


Figura 39: Esquema de deposición para el Mioceno Medio, tomado y modificado de Villamil T. (1999)

Este tipo de análisis paleogeográficos, en concordancia con los eventos tectónicos permite predecir de manera regional la ubicación de los cinturones de facies, prospectivos para la exploración de hidrocarburos.

En la Figura 40, se observa la evolución de los ejes de los depocentros desde el Cretácico Tardío hasta al Oligoceno, destaca como los mismos sufrieron una migración desde aproximadamente una dirección Norte – Sur hasta una posición Oeste – Este, siendo asociado a los diversos eventos orogénicos y modificación del estilo de la cuenca debido a la interacción de la placa del Caribe en contra de la placa Suramericana, originando los sistemas fluviales de mayor importancia tanto en Venezuela como en Colombia (ríos Orinoco y Magdalena, respectivamente).

Por lo tanto, se propone que no solo los tipos de cuencas, sino también su relleno, fuentes de aporte y patrones hidrográficos fueron dominados por los eventos geodinámicos que afectaron el borde Oriental de Colombia y Occidental de Venezuela, tal como se observa en la figura 40.

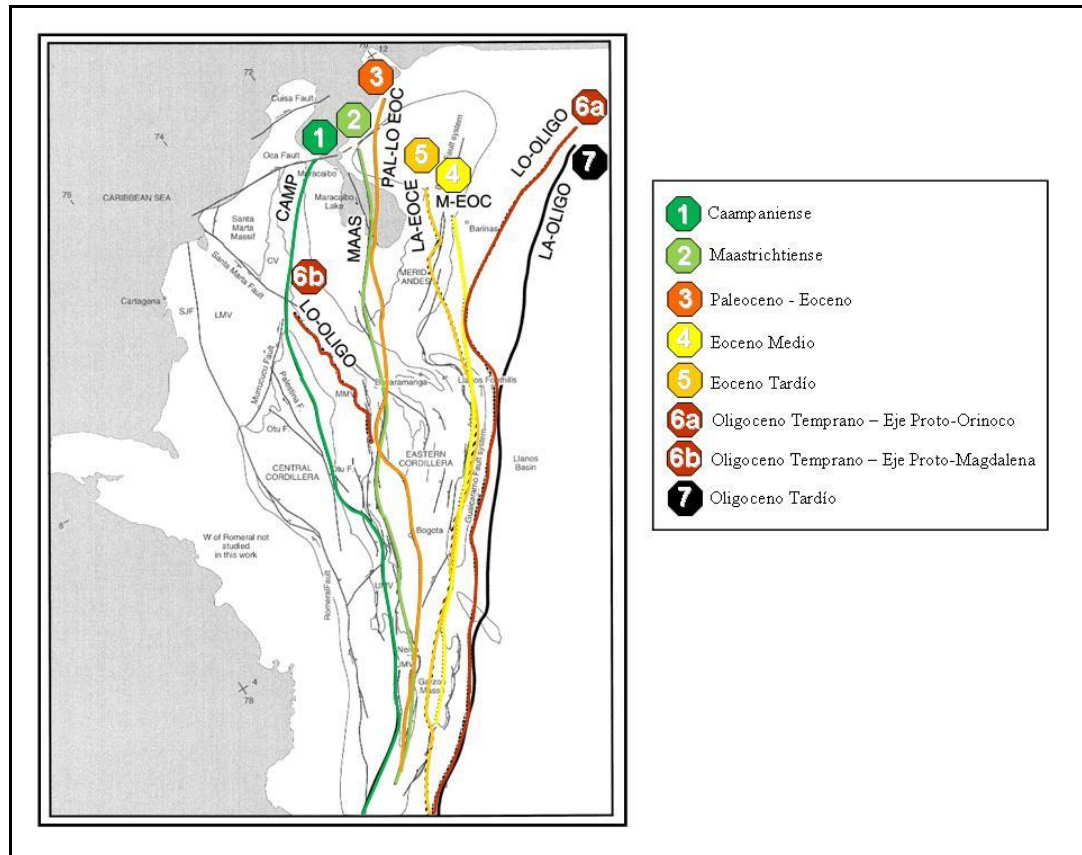


Figura 40: Evolución de los ejes de los depocentros del Campaniense al Oligoceno, tomado y modificado de Villamil T. (1999)

ESTRATIGRAFÍA REGIONAL

La edad de los depósitos de la cuenca de Maracaibo se extiende desde Jurásico hasta el Recientes (ver Figura 41), y representan una columna sedimentaria de alrededor de 10 Km de espesor, los cuales están limitados por diferentes elementos orográficos

tales como; la Sierra de Perijá al Oeste y el flanco occidental de Los Andes y la Serranía de Trujillo al Este, constituyendo la cuenca petrolífera más rica de América del Sur (Intevep-PDVSA, 1999).

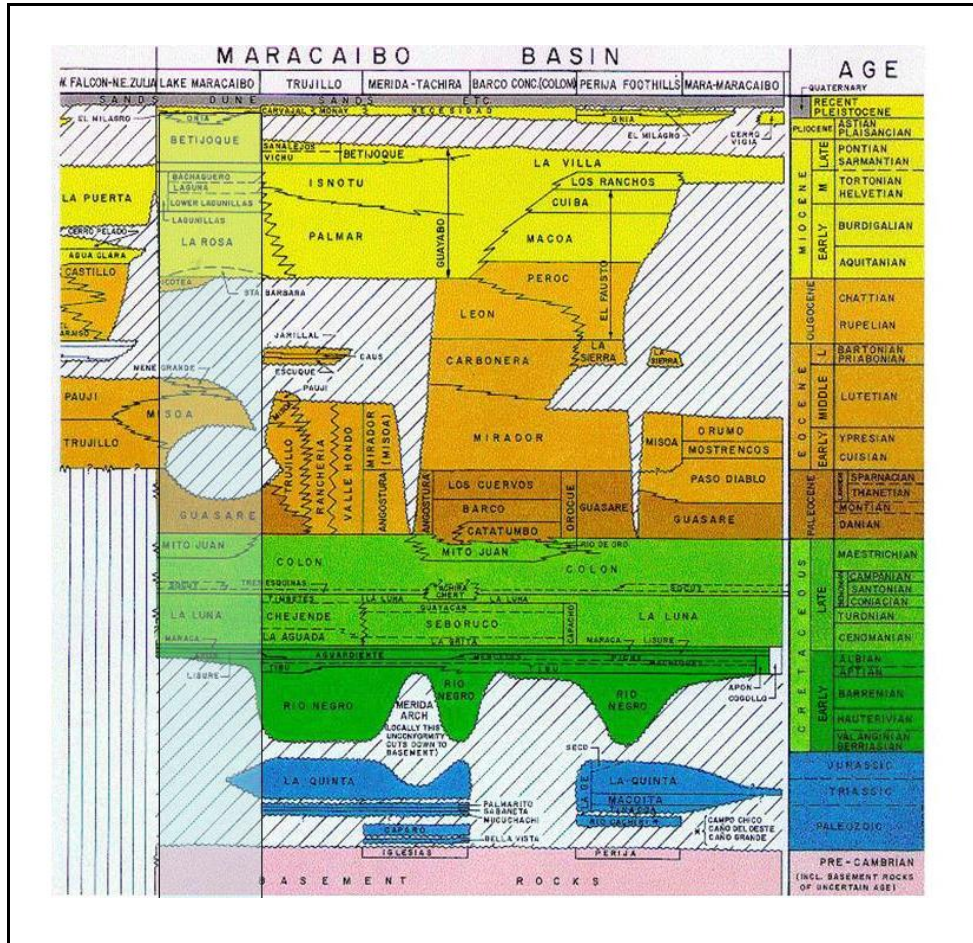


Figura 41: Cuadro de correlación para la cuenca de Maracaibo, resaltando la columna analizada, tomado y modificado de www.pdvsa.com/lexico

Periodo Jurásico: Durante este periodo el registro sedimentario es escaso, estando solo relacionado a los sedimentos asociados a las fases de apertura continental (rifting) junto con algunas rocas de origen volcanoclásticas (cenizas volcánicas).

Formación La Quinta: De acuerdo a LEV (1997) Consistente de una secuencia de tobas, areniscas gruesas y conglomerática, limolitas, en la sierra de Perijá, se definieron tres intervalos, uno inferior consistente de arcosa marrón a roja oscura,

fina a media, con pocas intercalaciones volcánicas, una zona de intermedia compuesta de capas de basalto-andesita, conglomerado tobáceo, y arcosa verde, con intercalaciones de arcosa marrón a rojo oscuro, y lutitas rojas a negra; y un intervalo superior (700-800 m), con rocas de grano más grueso, consistente principalmente de arcosa roja oscura a marrón oscura, de grano grueso, y capas finas de ceniza félsica roja a rosada. Esta secuencia cubre de manera discordante a las rocas metasedimentarias de la Formación Mucuchachi, el contacto superior es discordante con los conglomerados de la Formación Río Negro.

Periodo Cretácico:

Los sedimentos cretácicos fueron depositados sobre una plataforma estable cuya sedimentación estuvo controlada; por la subsidencia de la cuenca, la carga sedimentaria y los cambios eustáticos. Todo esto dentro de un largo periodo transgresivo, que comenzó en el Cretáceo temprano, y se extendió hasta Cretáceo tardío.

- **Formación Río Negro:** En el Cretácico Temprano probablemente pre-Aptiense, se presenta una depositación en los graben Jurásicos. Los sedimentos de esta edad son ciertamente conocidos solo en los Surcos de Machiques, Angaraveca, Uribante / San Lázaro. Consisten en arenas gruesas con estratificación cruzada y conglomerados con una matriz pobre en arcillas, de origen fluvial, representando las arenas basales, depositadas típicamente en ciclos transgresivos.
- **Grupo Cogollo (Aptiense – Albiense):** Se encuentra integrado por las formaciones Apón, Lisure y Maraca. Su depositación es parte del ciclo transgresivo Cretácico.

La Formación Apón, es la más antigua presentando un espesor promedio de 100 m, la misma está conformada por calizas grises y azulosas, las cuales son duras y se presentan en capas gruesas con intercalaciones menores de lutitas.

La Formación Lisure está compuesta por areniscas calcáreas cuarzosas glauconíticas grises o verdosas de grano medio a fino, areniscas micáceas

laminares, calizas arenosas y algunas lutitas. En el subsuelo del Lago de Maracaibo, esta formación tiene un espesor promedio de 120 m.

La Formación Maraca está compuesta mayormente por calizas masivas de color marrón, con espesores que, de 15 a 20 m, e intercalaciones menores de lutitas negras.

- **Formación La Luna (Cenomaniense – Santoniense):** La Formación La Luna consiste típicamente de calizas y lutitas calcáreas fértidas, con abundante materia orgánica laminada y finamente dispersa, de color gris oscuro a negro; ftanita negra, nódulos y concreciones elipsoidales a discoidales de 10 a 80 cm de diámetro, siendo estas las características típicas de la formación, que permiten reconocerla en cualquier afloramiento. Las capas de caliza varían en espesor de 1 - 2 cm hasta unos 50 cm, con estratificación uniforme y monótona. Fracturas frescas de las calizas tienen olor característico y fuerte a bitumen (LEV.; 1997)
- **Formación Colón (Campaniense – Maastrichtiense):** La base dicha unidad consiste en una delgada caliza micrítica con un espesor de 40 a 50 m (Miembro Socuy), el mismo representa un reflector sísmico muy bien definido y correlacionable a lo largo de toda la cuenca. Suprayacente a la caliza del Miembro Socuy se encuentra una espesa secuencia lutítica marina de color gris a negro, depositada como parte del ciclo regresivo durante la caída relativa del nivel del mar a finales del Cretácico (Lugo, 1991).
- **Formación Mito Juan (Maastrichtiense):** La litología de la Formación Mito Juan se caracteriza por arcillas grises, gris verdosas y negras, localmente arenosas, se encuentran a veces capas delgadas de calizas y areniscas, dentro de esta formación destaca la presencia de peloides de glauconita y restos de peces fosfatizados, normalmente este intervalo suele asociarse a una sección condensada (LEV; 1997).

Periodo Terciario: A finales del Cretácico hasta el Paleoceno se genera una regresión de alcance regional, esta regresión comienza a ser más pronunciada a inicios del Paleoceno, donde la retirada del mar hacia el noreste genera amplias costas deltáicas con cinturones litorales en el oeste y suroeste de la cuenca de Maracaibo. Sin embargo, sobre parte de la plataforma de Maracaibo, el Surco de Barquisimeto y hacia el borde de la zona este del Escudo de Guayana, las condiciones marinas todavía prevalecían.

- **Formación Guasare (Paleoceno):** Esta unidad se caracteriza por presentar algunas capas de calizas fosilíferas intercaladas entre areniscas y lutitas localmente glauconíticas. Su espesor varía entre 380 y 425 m, sobre plataforma de Maracaibo está truncada por erosión disminuyendo su espesor considerablemente. Al este entre la plataforma de Maracaibo y el Surco de Barquisimeto, se encuentran depósitos netamente marinos, los cuales están representados por espesas secuencias de lutitas pelágicas interestratificadas con arenas interpretadas como depósitos de corrientes de turbidez, conocidas formalmente como Formación Trujillo.
- **Formación Trujillo (Paleoceno - Eoceno):** La litología de la Formación Trujillo en su localidad tipo, está compuesta por lutitas gris azulado oscuro, a gris oscuro y negro y areniscas grises y pardas en menor proporción. Las lutitas son localmente micáceas y carbonosas; las areniscas son de grano fino a medio, micáceas y localmente carbonosas, estratificadas en capas de unos pocos centímetros hasta 2 m, también se han reconocido capas delgadas de carbón sub-bituminoso (LEV; 1997).
- **Formación Misoa (Eoceno Temprano a Medio):** Está definida como una unidad de areniscas cuarcíticas de color gris claro en capas potentes, con intercalaciones de lutitas laminadas, micáceas y carbonosas que se encuentra suprayacente a los depósitos del Paleoceno, y por debajo de la sección de lutitas

marinas de la Formación Paují, representa la roca yacimiento clásica del principal sistema petrolero de la cuenca de Maracaibo.

- **Formación Paují (Eoceno Medio):** Esta compuesta esencialmente por una secuencia de lutitas de aproximadamente 1000 metros, ricas en fósiles de ambientes batiales a nerítico externo, asociados al Eoceno Medio, estas tienen color gris medio a oscuro y exhiben fractura concoidal, pero meteorizan rápidamente a masas blandas y escamosas, hacia la zona Sureste de la cuenca de Maracaibo se reconocen algunas arenas definidas como las Arenas de Paují Medio y Arenas Basales (A9 y A10), debido a su localidad son catalogadas como miembros informales, y corresponden a excelentes yacimientos de hidrocarburos.
- **Formación La Rosa (Mioceno Temprano):** Está conformada por una secuencia de Areniscas de color gris verdoso fosilífera intercaladas con algunas arenas hacia la parte media y la base, de acuerdo a estas intercalaciones se han identificado diversos miembros operacionales, los cuales se describen a continuación:
 - Miembro Santa Bárbara (VALIDO): Está formado por areniscas arcillosas poco consolidadas, grises a marrones, que localmente pueden alcanzar espesores considerables, lutitas gris verdoso interlaminadas con areniscas. También se encuentran lignitos y nódulos de siderita.
 - Arenas Intermedias (INVALIDO): Arenas arcillosas en capas delgadas con lutitas verdosas fosilíferas y arcillitas arenosas.
 - Arena La Rosa (INFORMAL): Areniscas friables, macizas de grano fino, gris a marrón y lutitas gris verdoso con moluscos y foraminíferos (LEV 1997).
- **Formación Lagunillas (Mioceno Medio):** En términos generales, la formación consiste en areniscas poco consolidadas, arcillas, lutitas y algunos lignitos. La misma está conformada por los Miembros Lagunillas Inferior, Laguna y Bachaquero, cuyas características individuales reflejan el cambio de ambiente marino somero, a fluvio – deltaico.

El Miembro Lagunillas Inferior (Informal), está compuesto por areniscas friables, de grano fino, de color marrón a gris claro y blanco, intercaladas con lutitas gris claro, gris verdoso o gris oscuro, localmente se encuentran lignitos.

El Miembro Laguna (Informal) consiste principalmente en lutitas grises fosilíferas con areniscas color gris o marrón localmente glauconíticas, y arcillas arenosas moteadas.

El Miembro Bachaquero (Informal) está formado por areniscas arcillosas, de colores gris o marrón con arcillas gris, marrón o moteadas, lutitas gris a gris azulado y lignitos.

- **Formación Isnotú (Mioceno tardío - Plioceno):** Conformada predominantemente por arcillas, con numerosas areniscas intercaladas y capas de arcilla laminar, carbón y conglomerado. Las arcillas son macizas, de color gris claro, corrientemente abigarradas y localmente carbonáceas; las areniscas son de color variable, principalmente blancas a gris claro y en capas de 2 a 3 metros de espesor. (LEV; 1997).
- **Formación La Puerta (Plioceno):** Consiste en arcillas marrón rojizas, areniscas arcillosas y arcillas de color gris claro. El contacto inferior con la Formación Lagunillas se considera concordante. El tope se ha interpretado como concordante por debajo de la Formación Onia o discordante por debajo de la Formación El Milagro.
- **Formación Betijoque (Mioceno – Plioceno):** Se caracteriza por presentar abundantes capas de conglomerados macizos, de hasta 12 metros de espesor. La mayor parte de la unidad consiste de arcillas macizas de color gris verdoso oscuro que grada localmente a pardo y negro, generalmente arenosas, y localmente carbonáceas, en total esta unidad tiene entre 2000 – 4000 m de espesor, debido a su litología y abundante desarrollo hacia los flancos andinos se asocia a depósitos molásicos.

ANTECEDENTES

Desde su descubrimiento, este yacimiento ha producido básicamente por agotamiento natural, siendo esto causa de numerosos estudios para intentar detener la declinación. En marzo de 1986, se realizó un primer estudio convencional, utilizando técnicas de balance de materiales. Se estimó un recobro final de hidrocarburos de 23% por agotamiento natural a una presión de abandono de 1300 Lpc (libras por pulgada cuadrada). En agosto de 1986 se realizó una simulación bidimensional, para modelar una sección transversal de 17 capas y evaluar el comportamiento por inyección de agua y gas. De estos estudios se concluyó que la inyección de gas se presentaba como la opción más atractiva.

En enero de 1992, se desarrolló para todo el yacimiento un modelo de simulación 3D, el cual arrojó por resultado, que la inyección de 120 MMPCD (millones de pies cúbicos) de gas en condiciones de miscibilidad y con controles de producción, era la mejor alternativa técnico-económica de explotación para el yacimiento, que generaría un recobro adicional sobre el agotamiento natural, de 164 MMBN (millones de barriles netos) de petróleo. En enero de 1993 se inicia la inyección fallida sin alcanzar los volúmenes requeridos. A mediados del año 1993, se sometió a revisión el proyecto para reducir el volumen de gas a inyectar a 80 MMPCD.

A finales del año 1995 se alcanzaron tasas significativas de hasta 50 MMPCD. Para esa fecha, los resultados de un nuevo estudio (Sneider *et. al.*, 1996), revelaron que el modelo geológico presentaba una mayor complejidad estratigráfica y estructural que impedía la ejecución de los planes de inyección planificados.

Posteriormente, se analizó la inyección alternada de agua y gas (Proyecto AGA) por arreglos, estimándose un recobro de 36% POES (Petróleo original es sitio) mediante la inyección de 150 MBD (miles de barriles) de agua y 30 MMPCD de gas en las

arenas inferiores del yacimiento, durante las pruebas preliminares se observó inviabilidad técnico-económica de esta técnica.

Para el año 2005 se planificó la inyección de nitrógeno para las arenas inferiores y la perforación de pozos verticales e inclinados durante la etapa de agotamiento primario para el paquete de arenas superiores, siendo rechazado debido a factores de índole económico. En diciembre 2006, se realizó una revisión del yacimiento C-Inferior VLC-363 con un equipo conformado por personal Beicip Franlab – Intevep – PDVSA, donde se recomendó estudiar la factibilidad de implementar un proyecto de inyección de agua en las arenas inferiores (C4 – 55 y C4 – 60), generándose una expectativa de incrementar el factor de recobro en el orden de 10% que representarían unos 163 MMBLS adicionales. Dando como resultado la ejecución de un estudio integrado con el fin de generar una actualización del modelo estático del campo y proponer una cartera de nuevas oportunidades para los yacimientos de las arenas C – Inferior y C – Superior de la Formación Misoa.

TRABAJOS PREVIOS

La búsqueda de estudios previos se realizó en el Centro de Información Técnica de PDVSA, en los archivos de Estudios Integrados, Desarrollo de yacimientos de la Unidad de Explotación, y en los archivos de pozos de la Nucleoteca La Concepción. Encontrándose informes relacionados con las características estratigráficas y sedimentológicas del área de interés, de los cuales podemos resaltar:

A Study of the Performance and Prospects of the Eocene Lower C Sands in Lake Block III, de De Bruijn, E. G. (1966). En este estudio se presentaron los primeros análisis geológicos integrados para la definición de prospectos en las arenas C – Inferior de la Formación Misoa.

Eocene Lower 'C' Block III Reservoir Study, de Boer; E. T. de Breen; H. M. Van. (1976). En este trabajo se realiza uno de los primeros estudios integrados de yacimientos, a partir de la información obtenida de la perforación de los pozos existentes a la fecha y la definición de nuevos prospectos a ser perforados.

Eoceno "C" Integrated Reservoir Study VLC-363, Block III, Lake Maracaibo, Venezuela, de Sneider, R.; Sneider, J.; Loren, D.; Tulha, J.; Shaughnessy, D.; Van Riel, P.; Box, R.; Farina, J.; Todd, E.; Arzola, E.; Cortiula, B.; Gonzalez, G.; Zirit, J.L.; Araujo, M. Julio, (1996). Este trabajo conforma un estudio integrado del yacimiento incorporando nuevas técnicas de análisis estratigráfico y su influencia sobre las características del yacimiento, a partir de la incorporación de este estudio se establecieron los diversos comportamientos de las fallas en el campo y su influencia sobre la producción, así como también la definición de nuevos yacimientos con características estructurales, estratigráficas y de yacimientos contrastantes. Este estudio es de gran interés desde el punto de vista estratigráfico – secuencial, ya que el mismo estableció un marco secuencial de referencia a escala tanto local (yacimiento) como regional (cuenca), el cual se ha mantenido a lo largo del tiempo y ha sido utilizado como base por diversos autores sus trabajos.

Simupet, C.A. – Ingenieros & Asociados (1995), Estudio de los Yacimientos arena Eoceno C-Superior Bloque III. Este informe recoge los resultados de un esfuerzo multidisciplinario con el objetivo de describir un modelo integrado Estructural – Estratigráfico, y la caracterización de las propiedades de la roca y los fluidos de las arenas el grupo C-Superior, lo cual permitió definir el volumen de hidrocarburo almacenado en sitio. Así como también estableció estrategias de explotación, basados en el reacondicionamiento de pozos, localizaciones y optimización de la producción de los pozos.

La estructura en el área de estudio presenta un sistema complejo de fallas, principalmente de rumbo Noreste, con buzamiento hacia el Norte y saltos que varían

desde 50 a 700 pies. De la integración de la correlación de 83 pozos, Secciones Estratigráficas, Análisis de Electrofacies, Mapas de tendencia de Arena Total, Petrofísica, Geología de producción e Ingeniería de Yacimientos, permitió identificar 17 cuerpos de arena permeable con posibilidades de almacenar hidrocarburos. Como característica general se puede decir que las arenas del grupo C-Superior son lenticulares y el contenido de arcilla dificulta la interpretación petrofísica en vista que la resistividad es bastante disminuida por este efecto. El plan de acción recomendado para la explotación de estas reservas está destinado principalmente desde los pozos inactivos, igualmente se recomendaron trabajos de reacondicionamiento en pozos activos en otras arenas una vez que estos alcancen sus tasas de límite económico.

Guerrero E. (2009), Inferencias Paleoambientales en base a Dinoflagelados Marinos y Esporomorfo del Paleoceno en la Cuenca del Lago de Maracaibo. Se

realizó una reconstrucción de las características paleoambientales durante el Paleoceno Tardío en la parte Suroriental de la Cuenca del Lago de Maracaibo, proponiendo un nuevo esquema paleoambiental para el tope de la Formación Guasare, así como la redefinición de la línea cronoestratigráfica que marca la discordancia del Paleoceno en el área.

Beicip Franlab. (2009), Modelo estático del Yacimiento C-INF VLC0363. El

modelo estático del campo es el producto final de la integración de todas las disciplinas de las geociencias a través del análisis de los datos de estratigrafía, sísmica, sedimentología, petrofísica y de la aplicación de geoestadística. Destacando los siguientes resultados:

Se definieron 16 unidades estratigráficas informales dentro del Eoceno “C” con la interpretación de los topes de 120 pozos estudiados en el yacimiento y áreas vecinas. Interpretación estructural del campo dentro del marco regional, validando los límites estructurales y estratigráficos principales del yacimiento, generándose mapas

estructurales por cada uno de los horizontes interpretados entre la Discordancia del Eoceno y el tope de la Formación Guasare.

Se integró el modelo sedimentológico del campo dentro del modelo sedimentológico regional, interpretado como un sistema transgresivo en un ambiente próximo–costero con influencia marcada de marea, lo que implica mayor proporción de arena hacia la base de la secuencia. Se determinó que la dirección general de aporte de sedimentos va desde el Suroeste hacia el Noreste lo cual está asociado a un mayor contenido de facies arenosas en la zona Sur y Suroeste del yacimiento. Se desarrolló un modelo sedimentológico 3D utilizando técnicas geoestadísticas, que sirvió de base para el modelado de las propiedades petrofísicas del yacimiento, esta reconstrucción es de importancia para probar varios escenarios de recuperación mejorada, en particular para las unidades C4-40 y C4-60.

A raíz de este informe, se confirma el valor de POES de alrededor 1293 MMBN de las unidades productoras principales C4-55 y C4-60. Se confirma también que sus reservas primarias se agotaron, por lo que se deben simular varios escenarios de recuperación secundaria con el modelo de yacimiento para proponer la técnica más apropiada para recuperar las reservas secundarias. Con este trabajo queda en evidencia la prospectividad de los yacimientos superiores (C4-40 / C5-53) poco explotados y con potencial remanente atractivo. Sin embargo, se tratan de unidades que se caracterizan por una alta heterogeneidad. Se podrá probar en el modelo dinámico la factibilidad de producir desde estas arenas heterolíticas con pozos altamente inclinados.

La presencia de un contenido elevado de cemento de calcita de neoformación dentro del yacimiento tiene que ser considerada al momento de la producción por presentar alta movilidad y que su “transporte” por un flujo demasiado acelerado puede conducir al taponamiento de los poros por formación de escamas de calcita.

Estudio Sedimentológico y Bioestratigráfico del Yacimiento, Misoa C – Inferior, VLC -363, Campo Bachaquero - Centro, Bloque III, Cuenca del Lago de Maracaibo, Estado Zulia. Discepola P. et. al. (2010). En este estudio se realizó un análisis sedimentológico de los núcleos del área para la definición de un modelo sedimentológico consistente del área, basado en las interpretaciones paleoambientales de las muestras de núcleos, análisis petrográficos y los resultados de los análisis bioestratigráficos, mostrando como las arenas del miembro C – Inferior de la Formación Misoa fueron depositadas en un ambiente deltaico influenciado por marea hacia el tope (arenas C4 – 53, C4 – 52, C4 – 48, C4 – 47, C4 – 46, C4 – 40).

A partir de este estudio se propone un esquema de facies descriptivas que sean de uso extendido y las cuales sean respuestas a los procesos sedimentarios. A partir de los análisis petrográficos realizados se establecieron los procesos diagenéticos que caracterizan a cada una de las unidades previamente definidas y sus características como roca yacimiento.

Facies Sedimentarias asociadas a los Parámetros de Control Estratigráfico durante el Eoceno Medio en el Bloque III del lago de Maracaibo, Cuenca de Maracaibo, Estado Zulia. Delgadillo J. (2013). En este trabajo se definen las facies sedimentarias asociadas a los parámetros de control estratigráficos predominantes durante el Eoceno Medio en el área del Bloque III, basado en la descripción sedimentológica de núcleos para la determinación de asociaciones de facies y ambientes sedimentarios dominantes. Además, mediante el uso de análisis estratigráficos, se definieron las diferentes superficies estratigráficas representadas por una discordancia intraEoceno denominada SB 44 (B7/B6), una superficie transgresiva (B6/B5) y una superficie de máxima inundación designada MFS 43 (B5/B4), perteneciendo a dos (2) secuencias de tercer orden desde el punto de vista secuencial.

CAPITULO III

METODOLOGÍA

En este capítulo se describen el conjunto de procedimientos lógicos a través de los cuales se plantean los problemas científicos y se ponen a prueba las distintas etapas de la investigación, desde los materiales utilizados como base de este trabajo, así como los métodos para la ejecución de la investigación, hipótesis entre otros, los cuales serán descritos a detalle para el entendimiento de todos los procesos asociados y como su apropiada ejecución intervienen en los resultados obtenidos.

PROPUESTA METODOLÓGICA

De acuerdo al planteamiento del problema y los objetivos diseñados para llevar a cabo esta investigación se tendrán en cuenta los siguientes aspectos:

TIPO DE INVESTIGACIÓN:

Tomando en cuenta las características de este estudio se proponen dos fases o tipos de investigación:

- Fase Descriptiva: Basada en todos los análisis recopilatorios para la selección y control de calidad de la información a ser utilizada, junto a todas las interpretaciones realizadas a las muestras de núcleos, láminas de petrografía, entre otros.
- Fase Interpretativa o Explicativa: tomando en cuenta la información obtenida en la fase anterior se interpretan los diversos procesos que influenciaron el comportamiento de los ambientes de sedimentación y marcaron las características de las rocas analizadas, junto con la explicación de diversos procesos o fenómenos que actuaron sobre estas durante su larga y compleja historia geológica.

ENFOQUE DE LA INVESTIGACIÓN:

Tomando en cuenta este aspecto dentro de una propuesta metodológica, se plantea un enfoque de tipo cualitativo, ya que se toma en cuenta un análisis de tipo interpretativo e individual de un conjunto de datos e información preexistente, para realizar un análisis secuencial que explique la naturaleza de un conjunto de rocas en un marco paleoambiental que se adapte a las características observadas en las muestras de núcleo analizadas.

FUENTE O BASE DE DATOS:

Dados los objetivos y elementos antes planteados para llevar a cabo este trabajo, se deben tomar en cuenta fuentes primarias, producto de los análisis realizados a las muestras de núcleo y la creación de modelos depositacionales basados en esta, así como también fuentes secundarias las cuales son tomadas de una fase recopilatoria de la información preexistente.

De acuerdo, a los resultados de la información recopilada, revisada y validada, a partir de la base de datos del grupo de Estudios Integrados del yacimiento LAGOTRECO y la Unidad de Explotación CEUTATRECO, se encontraron un conjunto de pozos con diversidad de información tanto de muestras de roca (núcleo y canal) así como de registros eléctricos, realizando un filtrado de la información, teniendo como principal premisa, si los pozos analizados alcanzaron el nivel estratigráfico de interés, y la calidad de las curvas de estos pozos, obteniendo de esta forma un primer grupo de aproximadamente treinta y cinco pozos.

A partir de este primer grupo de pozos se realizó una clasificación detallada de la información en el archivo de pozos de la nucleoteca de PDVSA en La Concepción, tomando en cuenta la disponibilidad de información en el intervalo de interés, tales como: muestras de canal, muestras de núcleo, análisis litológicos y análisis bioestratigráficos.

Como resultado de estas recopilaciones se seleccionaron un total de veinticuatro pozos, los cuales cumplieron con todos los criterios antes mencionados (atravesaron la zona de interés, cuentan con registros eléctricos validados, poseen muestras de canal y/o núcleo), tal como se observa en la Figura 42.

Destaca la existencia de cuatro (04) pozos con núcleos en el área de interés, considerados como pozos claves de este estudio, y serán utilizados para la ejecución de análisis sedimentológicos, petrográficos y bioestratigráficos, cuyos resultados sirvieron como punto de comparación para los demás pozos, la ubicación areal de los mismos y su extensión vertical se muestran en la Tabla 02.

Adicionalmente, se trabajó con una sísmica 3D que abarca un área de 629 Km² y cuenta con un cubo de amplitud sísmica, presentando una resolución sísmica vertical de aproximadamente 250 pies en el área.

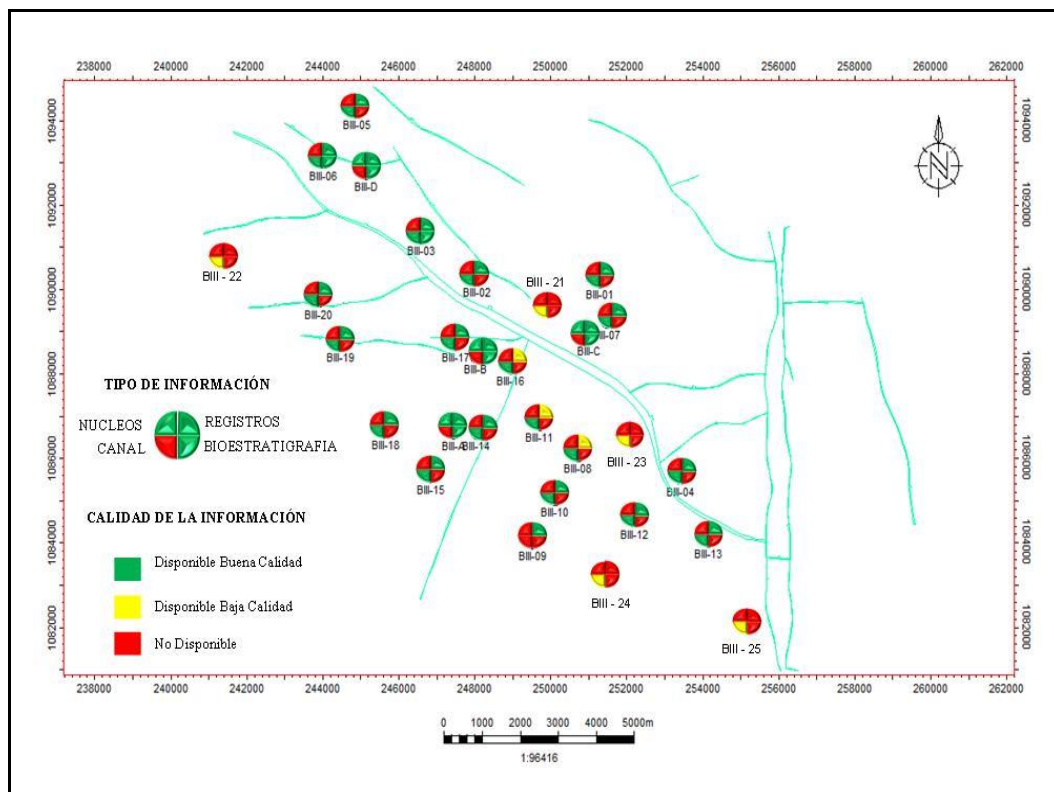


Figura 42: Mapa de calidad del dato de la zona

Tabla 2: Resumen de pies descritos por núcleo

			BIII - D	BIII - B	BIII - A	BIII - C
FORMACIÓN MISOA	ARENAS C - INFERIOR	C4 - 40				
		C4 - 46				
		C4 - 47				
		C4 - 48				
		C4 - 52				
		C4 - 53		114	34.3	
		C4 - 55	251.8	111.9	213.4	
		C4 - 60	280	243.5	256.4	16.6
FORMACIÓN GUASARE			56.6	43	21	92.4
PIES CORTADOS			588.4	512.4	525.1	109

TÉCNICAS PARA EL DESARROLLO DE LA INVESTIGACIÓN:

Basándonos en los objetivos de este trabajo y en la información recopilada y validada se tomaron en cuenta un conjunto de técnicas para llevar a cabo este trabajo, entre estas resaltan:

Descripción de Núcleos: Esta actividad consistió en la descripción sedimentológica de los núcleos cortados en los pozos BIII – A; BIII – B; BIII – C y BIII – D, para un total de 1586 pies, distribuidos tal como se muestra en la Tabla 02.

Para la descripción sedimentológica de los núcleos fueron consideradas las características macroscópicas observadas tales como; color, tamaño de grano, escogimiento, contactos, estructuras sedimentarias primarias (físicas), estructuras de deformación, estructuras orgánicas (trazas fósiles), estructuras diagenéticas, índice de bioturbación, fósiles, fracturas, entre otras, las cuales al ser asociadas son útiles para la definición del ambiente de depositación y complejo depositacional asociado al origen a estas rocas, estas características se asociaron, provocando un sistema de asociación definido como Facies Descriptivas, el cual facilita la descripción de los diversos núcleos ubicados en un mismo campo o área geográfica.

Las facies de origen clástico definidas para los pozos analizado, fueron codificadas, tomando como base las establecidas por Rodríguez, A. (1988) para el Eoceno “C”, en el Bloque III del campo Bachaquero del Lago de Maracaibo (ver Figura 43). Para la descripción de las rocas de origen carbonático, se tomó en cuenta la clasificación de facies establecida por Dunham R.J. (1962), agregando el nombre del componente aloquímico mayoritario (ver Figura 44).



Figura 43: Esquema de Facies propuesto por Rodríguez A. (1988) tomado de Informe sedimentológico de los núcleos del pozo MFC - 26 (2007)

Todas estas características son plasmadas en físico sobre formatos de descripción (ver Figura 45), para luego ser cargadas junto a los registros eléctricos (gamma del núcleo, gamma del pozo, resistividad del pozo) en el programa WELL CAD, para la generación de las hojas sedimentológicas (ver figura 46).

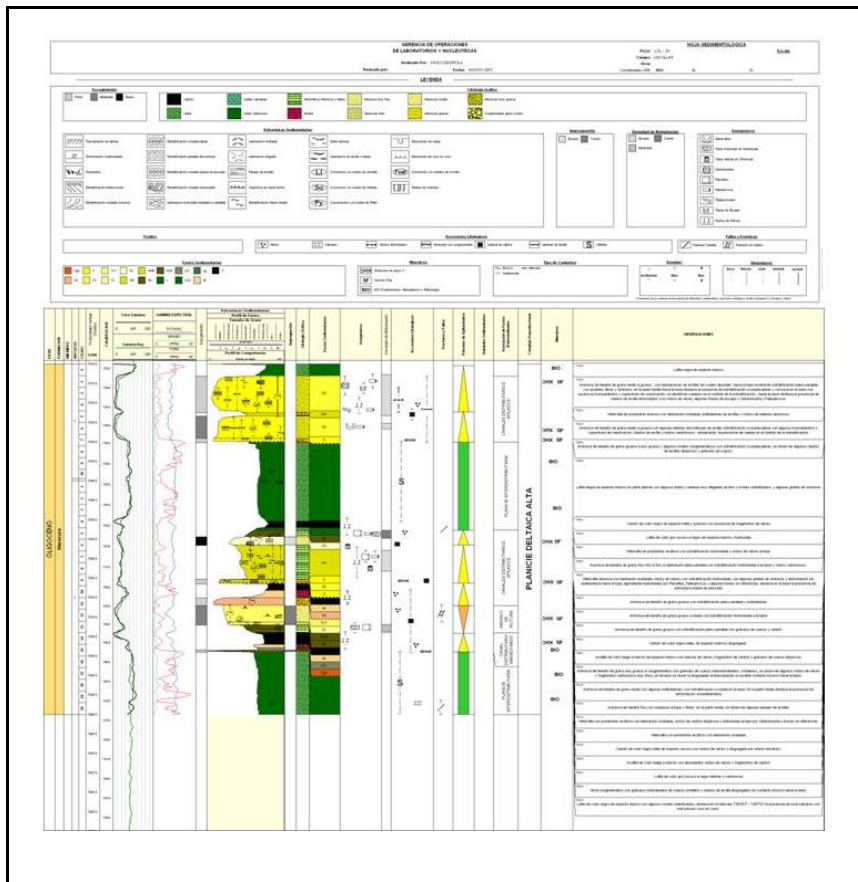


Figura 46: Formato de salida de las hojas sedimentológicas en el software WELL CAD

Calibración Núcleo – Perfil: Debido a que durante las operaciones de corte de núcleo, las profundidades utilizadas son en medidas en MD (Measured depth – Profundidad del Perforador), y durante la adquisición de registros las profundidades medidas pueden sufrir variaciones por circunstancias de índole operacional, por lo tanto se debe realizar una calibración de las profundidades, del núcleo a partir de su registro gamma, con las profundidades del registro gamma del pozo, con la finalidad de establecer una correspondencia entre ambas.

Esto se logra comparando la forma del registro gamma del núcleo (profundidades de núcleo) con el registro de rayos gamma (GR) del pozo (profundidades de registro), estableciendo de esta manera las correcciones necesarias. Este proceso se realiza a partir de la herramienta “Depth Matcher” del software WELL CAD, la cual realiza

las calibraciones correspondientes entre ambas profundidades para tener correspondencia entre ambas (ver Figura 47).

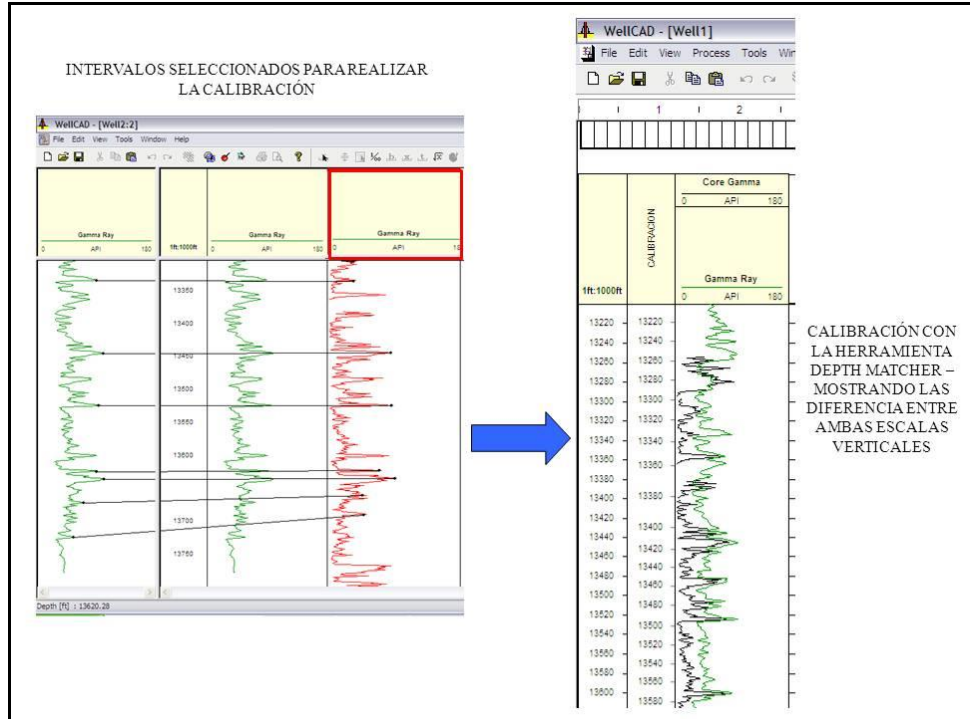


Figura 47: Calibraciones de las profundidades de gamma del núcleo y el gamma del pozo

Análisis Petrográficos: Para el análisis petrográfico de las secciones delgadas se seleccionaron intervalos de núcleos en diversos puntos de interés con la finalidad de estudiar a detalle sus componentes y mineralogía, así como las características texturales de la roca, composición porcentual (granos, matriz y cemento) para su posterior clasificación. El sistema usado para la clasificación varía de acuerdo a la naturaleza de las rocas; si son arenosas se utiliza la clasificación propuesta por Pettijohn, Potter y Siever (1972), el cual se basa en un esquema que separa las areniscas en dos grandes familias de acuerdo al contenido de matriz: Arenitas que contienen menos del 15% de matriz y las Wackas que presentan entre 15 y 75 % de matriz (ver Figura 48).

Para la clasificación de los carbonatos, dada que en su composición no se identificó la presencia apreciable de contenido de siliciclásticos ($\leq 20\%$) se utiliza el esquema de clasificación de Dunham (1962); el cual considera el contenido de lodo carbonático (micrita) y contenido de aloquímicos, (Figura 44), además se adjunta al nombre el componente aloquímico mayoritario, por ejemplo, Grainstone de ooides, Packstone de bioclásticos.

Procedimiento para la elaboración de Secciones Delgadas: En el intervalo seleccionado en el núcleo se marca con tinta indeleble un recuadro del tamaño de la sección a cortar (del tamaño del portaobjeto de vidrio a utilizar).

En la seccionadora modelo Target, con disco diamantado de 10", se corta una pequeña laja tratando siempre de minimizar daños al núcleo, una vez cortada la lámina, se procede a reducir y pulir una de las caras utilizando carburo de silicio en polvo con una granulometría # 400, 600 y 1000, una lámina de vidrio y agua como lubricante, con la finalidad de que la superficie quede lo más homogénea posible, sin irregularidades y nivelada totalmente, al culminar se lava para que esta no tenga ninguna partícula adherida a ella.

Se añade la resina Epóxica de Buehler conjuntamente con el Endurecedor en una relación de 3:1 y de ser requerido son teñidas con epóxico azul para la visualización de la porosidad. Se unta la laja con la mezcla, a la cual previamente se le rebajó una cara de para lograr mayor adhesión de la resina, y se adhiere la laja al portaobjetos. Para evitar que se formen burbujas en la laja ya adherida al portaobjetos se presiona y mueve suavemente para eliminar las posibles burbujas.

Si la muestra es poco consolidada o tiene abundantes poros, o simplemente es una muestra de canal, se procede a impregnar la muestra al vacío, colocándola en la campana de vacío por espacio de una hora, evitando así que se formen burbujas.

Para dar inicio al pulido, se procede a colocarla en el brazo de sujeción que tiene la maquina Petro Thin de Buehler, rebajando lentamente la lámina con el mando micrométrico, hasta lograr un espesor aproximado de 35 a 40 micrones. Luego se pule con abrasivos en polvo # 600 y 1000 hasta obtener un espesor aproximado de 25 a 30 micrones.

Terminada de pulir la sección fina se limpia con alcohol y se eliminan los residuos de la resina, para posteriormente rotularla, quedando lista para su análisis petrográfico

De ser requerido, la sección puede ser sumergida en una solución de Alyzarina Roja y ferrocianuro de potasio con la finalidad de teñir y diferenciar algunos minerales de origen carbonático.

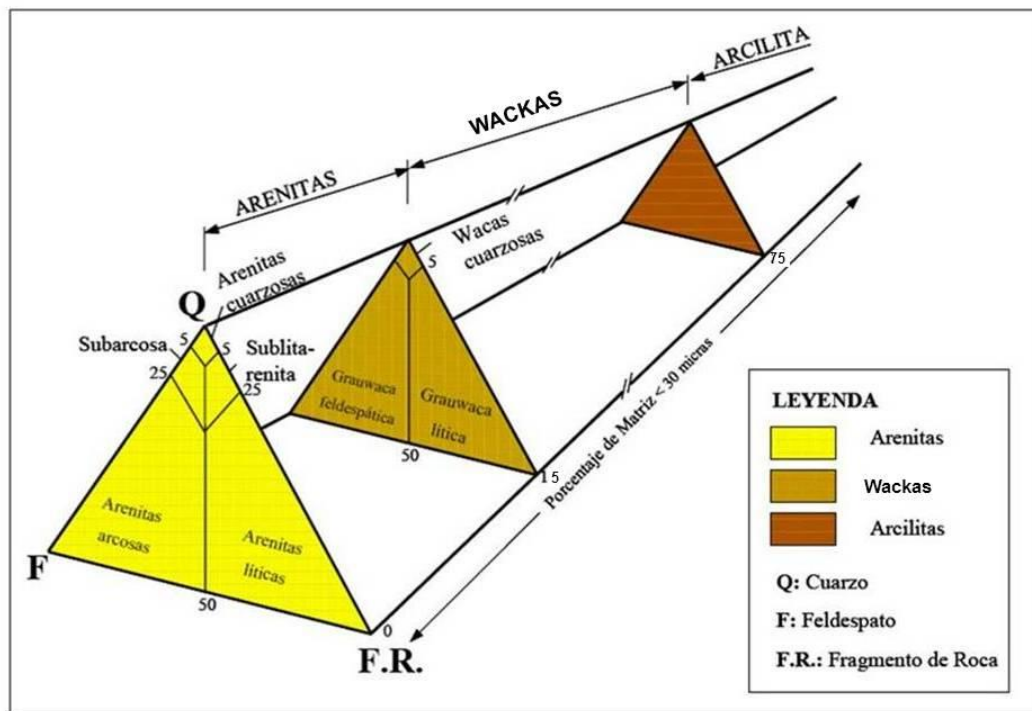


Figura 48: Esquema de Clasificación textural de las areniscas tomado de Pettijhon *et al* (1972)

Análisis Bioestratigráficos: A partir de las descripciones de núcleos y de muestras de canal de los pozos tomados en cuenta para este trabajo, se seleccionaron un conjunto de intervalos arcillosos para realizar análisis bioestratigráficos con miras a obtener información cronoestratigráfica y paleoambiental para sustentar las interpretaciones realizadas, dada las características de las rocas analizadas se realizaron análisis palinológicos y de microforaminíferos, cuyos métodos y técnicas de preparación de muestras para su análisis se describen a continuación:

- **Palinología:** El método de preparación empleado es el usado comúnmente por Wood et al., (1996) para la preparación palinológica. Este incluye eliminación de silicatos y carbonatos con ataque de ácido fluorhídrico (HF) y ácido clorhídrico (HCL), respectivamente. Luego, la fracción orgánica se separa por gradiente de densidad con una solución de Bromuro de Zinc (ZnBr), y el residuo es montado en un portaobjetos de vidrio, para su análisis en el microscopio.

La determinación de la Cronoestratigrafía fue hecha basándose en la identificación de las zonas palinológicas presentes, empleando para ello los diferentes autores asociados a los palinomorfos encontrados.

Los rangos estratigráficos de los palinomorfos terrestres utilizados son los publicados por Muller *et. al.* (1987), Rull V. (1999a, b; 2000), mientras que para los dinoflagelados se utilizaron los rangos estratigráficos establecidos por los trabajos de Sarjeant *et. al.* (1967), Williams G.L. & Bujak J.P. (1985) y Du Chêne J. (1987).

- **Micro foraminíferos:** La metodología para la preparación de las muestras para análisis micropaleontológicos es bastante sencilla, esta se inicia con la trituración del intervalo arcilloso seleccionado, el cual es lavado con detergentes para eliminar cualquier contaminación (lodo de perforación u otros), este material es secado en una estufa y posteriormente es tamizado, separándose el material retenido en los tamices números 40, 80 y 200. El material es analizado mediante una lupa binocular, realizándose una selección de los microfósiles presente

(picking). Estos se colocan en una lámina sistemática, para la posterior identificación e interpretación de edades y paleoambientes.

Para la interpretación ambiental y determinación de fauna béntica se realizó en base a Fuenmayor A., (1989), Bolli, H.M. *et. al.* (1994), y Kaminski, M. A. & Gradstein F.M. (2005), además del diagrama de clasificación de ambientes marinos y límites batimétricos modernos información compilada de Hedgpeth, 1957 e Ingle, 1975.

PROCEDIMIENTOS PARA EL DESARROLLO DE LA INVESTIGACIÓN:

Tomando en cuenta las técnicas y herramientas descritas anteriormente y con la finalidad de cumplir los objetivos propuestos para esta investigación, se llevan a cabo un conjunto de procedimientos, los cuales se describen a continuación:

Definición de Facies Sedimentarias: El término facies fue acuñado por el geólogo suizo Amans Gressly en 1838, y fue el punto de partida de la estratigrafía moderna. Denominándose facies sedimentarias al conjunto de rocas sedimentarias las cuales presentan características tanto físicas (estructuras, color y tamaño de grano) y químicas identificables. Su asociación tanto vertical como horizontal ayuda a reconocer los ambientes sedimentarios involucrados en su depositación. El estudio y asociación de las facies sedimentarias atienden al principio fundamental de la geología como la ley de Walter o ley de la sucesión vertical y horizontal.

Las facies sedimentarias definidas dentro de este trabajo atendieron a la observación de características y parámetros físicos, químicos y biológicos, los cuales caracterizan y diferencian a un grupo de rocas adyacentes. Estos parámetros fueron definidos sobre la base de la descripción de color, textura, mineralogía, estructuras sedimentarias, contenido de fósiles e icnofósiles, entre otras. Una vez identificadas, se les asignó una codificación que permitió establecer su distribución vertical y su relación con variación de las características ambientales.

Asociación de Facies y Paleoambientes: A partir de la definición de las facies sedimentarias descriptivas antes mencionada, su abundancia y su asociación vertical atendiendo a la Ley de Walter, se pueden plantear asociaciones de facies las cuales están íntimamente relacionadas a los ambientes de depositación por ejemplo facies próximo – costeras, facies fluviales, facies marino-pelágicas, entre otras.

La utilización de este tipo de asociaciones implica varias acepciones entre las que se mencionan:

- Facies que se aplican a materiales depositados en un cierto ambiente sedimentario.
- Espesor desde un punto de vista genético, aspectos geoquímicos del medio (por ejemplo, facies oxidantes, facies hiposalinas o hipersalinas).
- Facies con características paleográficas (facies de plataforma marina).

Interpretación de Registros: A partir de la información de registros eléctricos básicos tales como registros de rayos gamma y resistividad (los cuales fueron previamente seleccionados para contar con datos más fidedignos), se realizó un estudio de las electrofacies observadas en cada uno de los pozos, para de esta manera analizar sus patrones y tendencias (ver Figura 49). A partir de estos comportamientos y con la calibración de las tendencias identificadas durante la descripción de núcleos, se definieron los patrones de apilamientos en cada uno de los pozos analizados, los cuales responden a variaciones litológicas y de tamaño de grano.

Determinación de Superficies de Control Estratigráficas: En función de la información descrita en los núcleos, los análisis de los patrones de apilamiento definidos en los registros de rayos gamma, y la información obtenida a partir de los análisis bioestratigráficos se identificó la presencia de superficies cronoestratigráficas de control, tales como límites de secuencias (SB), superficies transgresivas (TS) y

superficies de inundación (FS) en los núcleos estudiados, para luego extrapolar dichos comportamientos o patrones al resto de los pozos.

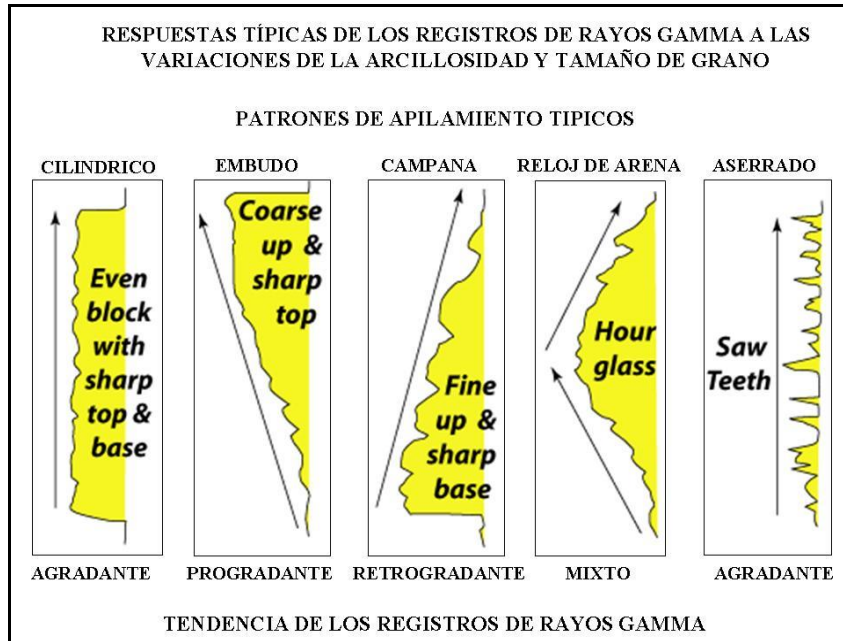


Figura 49: Patrones de apilamientos típicos observados en los registros de rayos gamma, tomado y modificado de www.sepmstrata.org

Determinación de Unidades Estratigráficas: Tomando como base fundamental las superficies de control estratigráfico definidas en los análisis de núcleos y extrapoladas al resto de los pozos estudiados, tomando en cuenta los patrones de apilamiento y mediante el uso de correlaciones, y basándonos en lo propuesto por Escalona y Mann (2006), para el estudio secuencial de cuentas tipo “foreland”, se definió la presencia de un conjunto de unidades estratigráficas genéticas, las cuales estas asociadas entre sí de acuerdo a procesos de alcance regional que marcaron su depositación.

Elaboración de Mapas de Facies: Una vez definidas las unidades estratigráficas, y su extensión áreal mediante correlaciones utilizando criterios tanto sedimentológicos como bioestratigráficos en combinación con los patrones estructurales del área, se

realizó el cartografiado del comportamiento de los cuerpos arenosos dentro de cada una de estas unidades estratigráficas, mediante el uso del software especializado PETREL 2014, con la finalidad de entender sus variaciones y tendencias a lo largo del área y los parámetros que la afectan.

MATERIALES

Dada la naturaleza de este estudio, los objetivos, las técnicas y procedimiento planteados, son necesarios un conjunto de materiales, este los que podemos mencionar:

DESCRIPCIÓN Y ANÁLISIS DE NÚCLEOS:

- Planilla de descripción de núcleos (ver Figura 45).
- Regla de tres pies con divisiones en pulgadas.
- Tizas de colores.
- Lupa de Mano
- Comparador de tamaño de grano.
- Mortero.
- Agua y esponja.
- Ácido Clorhídrico (HCl) al 10%.
- Lupa de Mano
- Lupa Binocular marca Zeiss (oculares de 10X).

DESCRIPCIÓN Y ANÁLISIS PETROGRÁFICOS:

- Microscopio de luz reflejada marca Zeiss modelo Imager A.2 (objetivos de 2.5X, 10X y 20X).
- Aceite de Inmersión.
- Planillas descripción de secciones delgadas (clásticos y carbonatos)

- Tablas comparativas para estimación de porcentajes.
- Cámara fotográfica marca Canon modelo EOS 760D.

ANÁLISIS BIOESTRATIGRÁFICOS:

Microforaminíferos:

- Lupa Binocular marca Zeiss (oculares de 20X).
- Aguja de Disección.
- Pincel fino.
- Tamices número ASTM 200, 80 y 40.
- Laminas selectivas para la ejecución de picking

Palinología:

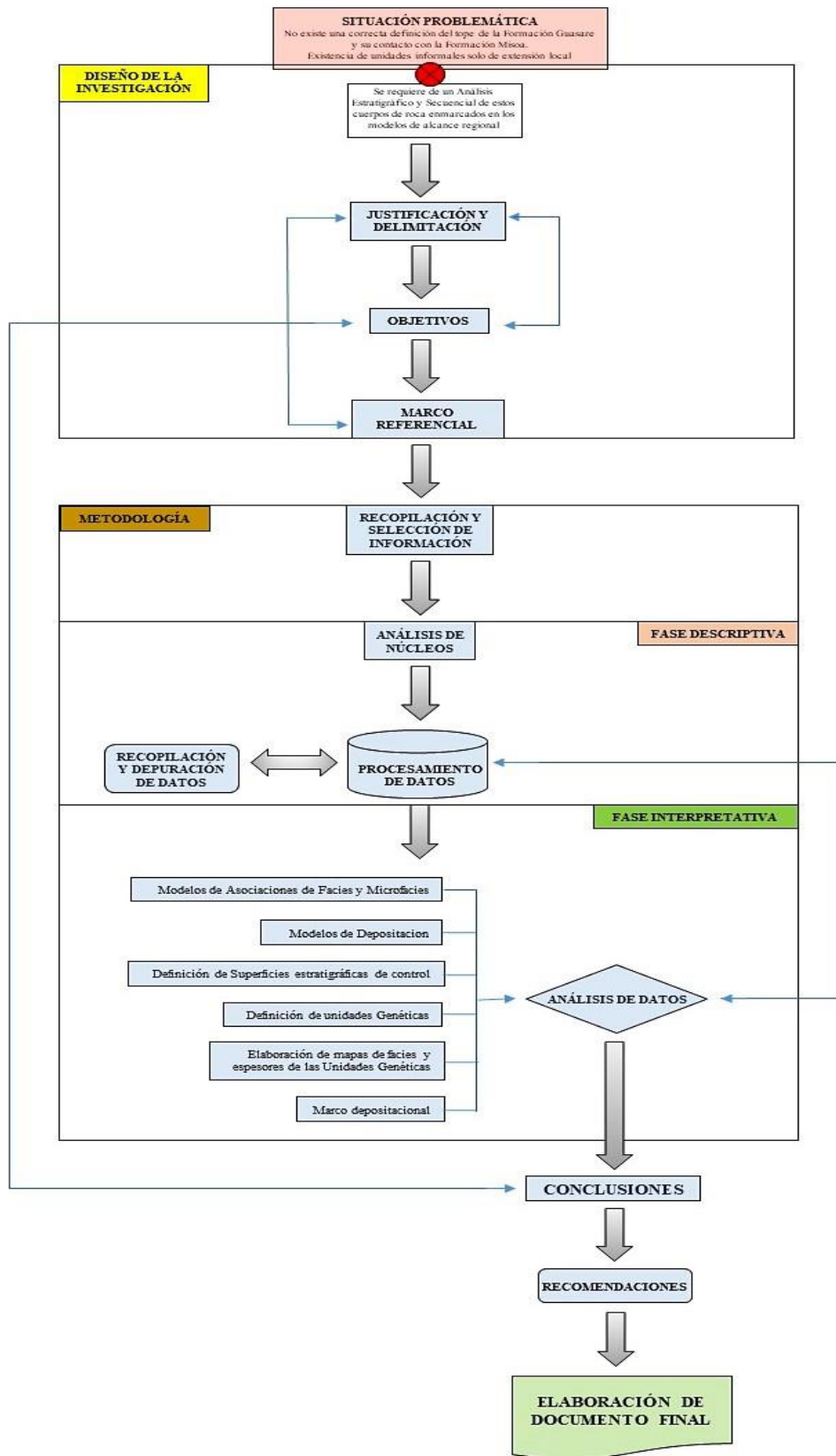
- Microscopio de luz reflejada marca Zeiss modelo Imager A.2 (objetivos 20X, 100X).
- Platina graduada
- Cámara fotográfica Canon modelo EOS 760D
- Aceite de inmersión.

SOFTWARES ESPECIALIZADOS:

- Suite Microsoft Office.
- Zeiss AXIO VISION.
- Well CAD / Core CAD.
- PETREL 2014.

ESQUEMA PARA EL DESARROLLO DE LA INVESTIGACIÓN

Dados los diversos elementos del marco y la propuesta metodológica se desarrollo el siguiente esquema para mostrar el orden de los pasos seguidos durante este trabajo.



CAPITULO IV

ANÁLISIS DE NÚCLEOS Y ESTRATIGRAFÍA LOCAL

Desde el punto de vista estratigráfico el intervalo analizado en este trabajo abarca la parte más superior de la Formación Guasare y la parte inferior de la Formación Misoa, cuyo límite está marcado por la discordancia del Paleoceno, el cual constituye un evento de envergadura en la cuenca.

La distribución, tanto vertical como horizontal de los núcleos analizados se muestra en la figura 50, destacando como estos abarcan la transición entre las formaciones Guasare y Misoa, representando uno de los objetivos críticos de este trabajo.

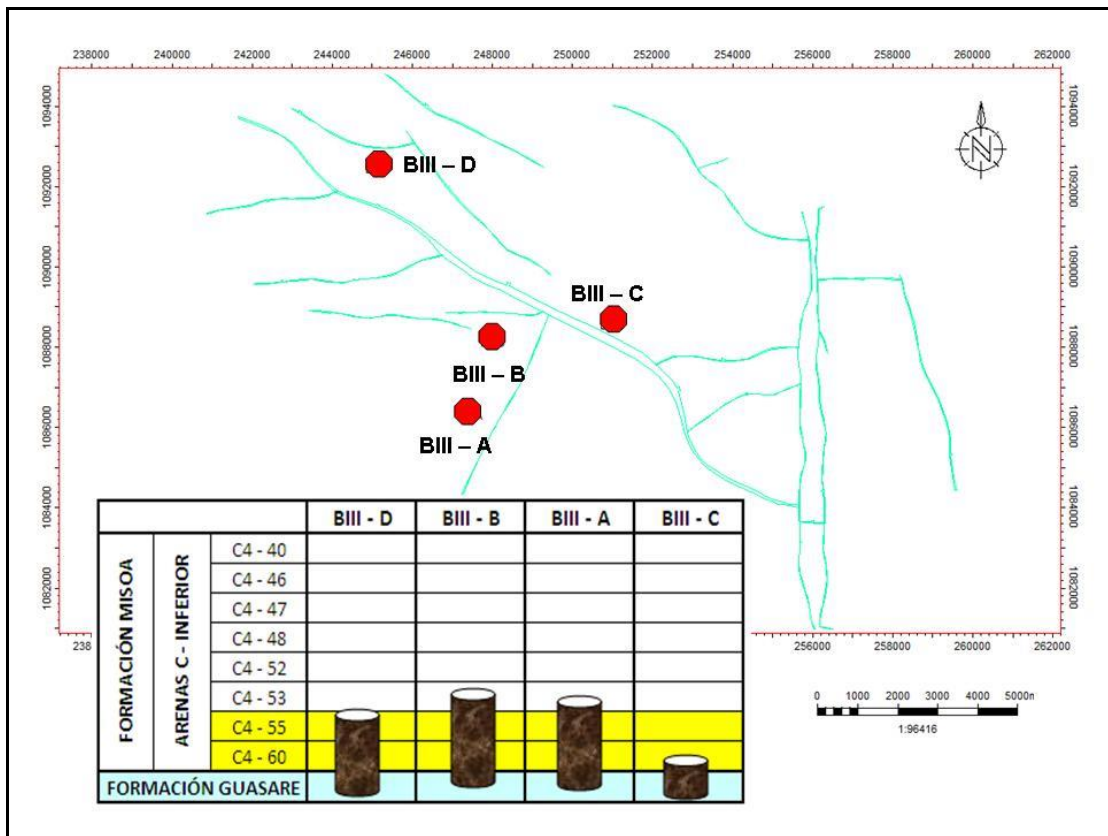


Figura 50: Distribución áreal de los núcleos y su cobertura estratigráfica

ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO Y ASOCIACIONES DE FACIES DE LA FORMACIÓN GUASARE

La sección correspondiente a la Formación Guasare presenta la limitante en los pozos analizados de carecer de un límite inferior bien definido, dado que la profundidad total de los pozos seleccionados no alcanzo a atravesar toda la sección de la Formación Guasare, debido a que los objetivos primarios de estos fue la evaluación a nivel de la Formación Misoa y de acuerdo a metodologías operacionales la cobertura sobre la Formación Guasare no fue completa, alcanzando solo un 20% de su espesor promedio, tal como se observa en la figura 50.

De forma general esta formación fue descrita por González de Juana *et. al.* (1980), como una unidad diferenciada, constituida por capas de calizas fosilíferas intercaladas entre areniscas y lutitas localmente glauconíticas o carbonáceas. Su espesor es variable, ya que sobre plataforma de Maracaibo está truncada por erosión en el tope. Al Este entre la plataforma y el Surco de Barquisimeto, esta formación pasa a depósitos netamente marinos, los cuales están representados por espesas secuencias de lutitas pelágicas interestratificadas con arenas interpretadas como depósitos de corrientes de turbidez, conocidas formalmente como Formación Trujillo. En la plataforma de Maracaibo y en el área de estudio, la Formación Guasare, es definida por una sucesión de depósitos tanto de origen carbonáticos como clásticos de origen próximo costero, depositados en un medio influenciado por una regresión en un sistema encadenado de nivel alto del mar (HST).

En los pozos analizados, las rocas de esta formación están constituidas mayormente por carbonatos con diversos componentes tales como ooides y bioclástonos de diversos tipos, tales como; moluscos, gasterópodos, equinodermos entre otros, de manera minoritaria se observan algunos peloides, los componentes aloquímicos antes mencionados están unidos entre sí por cementos de calcita y lodo micrita. Tomando en cuenta las clasificaciones de Dunham (1962), se definió un nuevo sistema facies más detallado, con dieciséis (16) litofacies, las cuales son descritas en las Figura 51 -

54. Estas facies y su distribución en los núcleos analizados muestran la presencia de dos grupos; uno de facies carbonáticas dominadas por la presencia de ooides, y otro dominado por la presencia de bioclásticos de diversos tamaños con diferentes estados de preservación, esta variación de los componentes aloquímicos, así como también de la proporción de cementos y matriz indican cambios ambientales dentro de la plataforma carbonática. De manera minoritaria, dentro de esta formación se identificó la presencia de facies mixtas, con presencia de componentes tanto clásticos como carbonáticos, los cuales están asociados a variaciones en el medio de depositación. Destacando la presencia de algunos extraclastos de diversos tipos, tales como fragmentos de cuarzo, areniscas y arcillas, e intraclastos como fragmentos de caliza, que pueden dar indicios de las condiciones durante su depositación.

A partir de las facies definidas y sus asociaciones verticales en el núcleo se definió la presencia de un grupo de paleoambientes, tales como: Laguna Interna, Bancos Carbonáticos y Anteplaya, los cuales de acuerdo a su morfología y componentes y asociación vertical y horizontal están ubicados en una Rampa Carbonática.

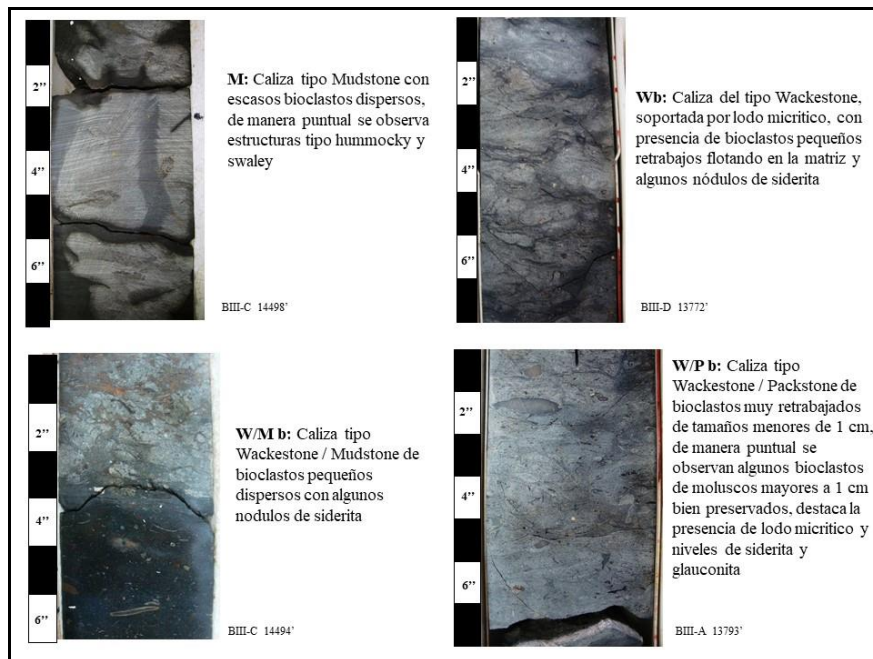


Figura 51: Catalogo de Litofacies de la Formación Guasare (1/4)

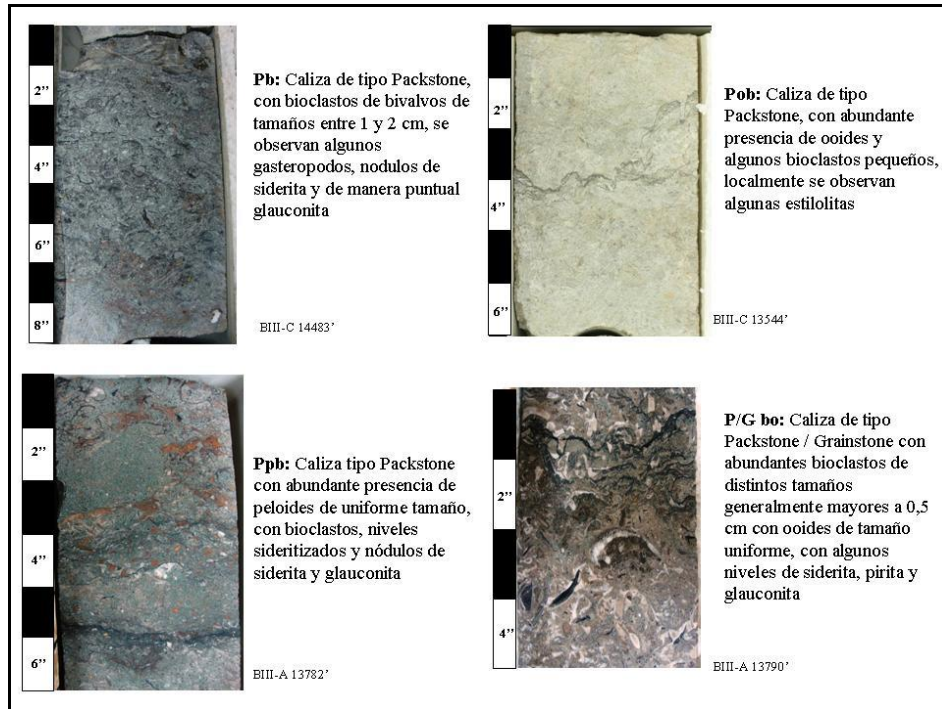


Figura 52: Catalogo de Litofacies de la Formación Guasare (2/4)



Figura 53: Catalogo de Litofacies de la Formación Guasare (3/4)



Figura 54: Catalogo de Litofacies de la Formación Guasare (4/4)

PALEOAMBIENTE DE LAGUNA INTERNA:

Este tipo de asociación se caracteriza por presentar abundante presencia de sedimentos finos de tipo arcillas generalmente laminadas intercaladas con lentes delgados de limo, mostrando una tendencia vertical agradante. Puntualmente destaca la presencia de láminas sideritizadas y nódulos de siderita que muestran la existencia de intervalos intermitentes de exposición subaérea (ver Figura 55 - 56).

Dentro de esta asociación destaca la presencia de escasos bioclásticos muy retrabajados posiblemente por efecto de oleaje. Se observan intercalaciones con algunas calizas tipo Mudstone y Wackestone con presencia de fragmentos de bivalvos desarticulados y retrabajados, juntos con algunos serpulidos que colonizaron los pequeños bancos de bioclásticos acumulados sobre la laguna. Destaca la presencia de estructuras tipo

hummocky y swaley asociado a posibles eventos de tormenta que afectaron a este paleoambiente (ver Figura 55).

Los sedimentos de origen arcilloso presentan algunos intervalos con presencia de bioturbación escasa, con trazas poco desarrolladas y escasa diversidad (Teichichnus, Skolithos y Berguaria), la asociación de trazas presentes en estos depósitos indica la presencia de una mezcla de icnofacies de tipo Skolithos – Cruziana, mostrando la presencia de condiciones estresantes para el desarrollo de estos organismos debido a la influencia flujos de origen continental, típicos de ambientes restringidos.

Dentro de esta asociación se puede identificar una posible gradación de ambientes hacia zonas con menor influencia de procesos continentales (Laguna Interna Abierta), debido a la disminución de sedimentos de origen limosos y por ende una mayor homogeneidad de los cuerpos arcillosos, aunque dentro del mismo se continúan observando evidencia de procesos propios de aguas someras pero una menor variabilidad de las condiciones (ver Figura 56).

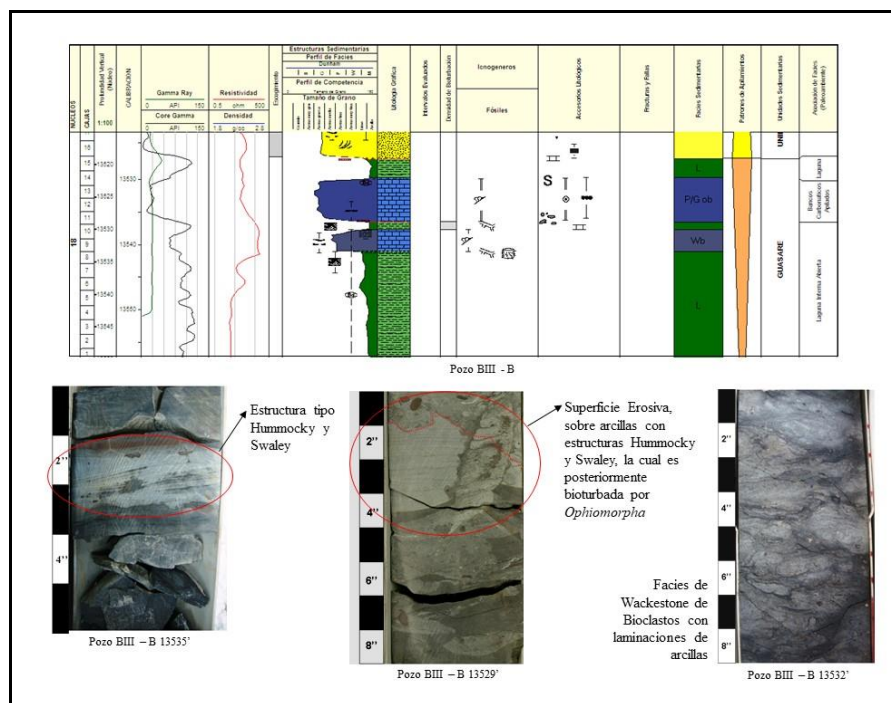


Figura 55: Características sedimentológicas típicas del paleoambiente de Laguna Interna

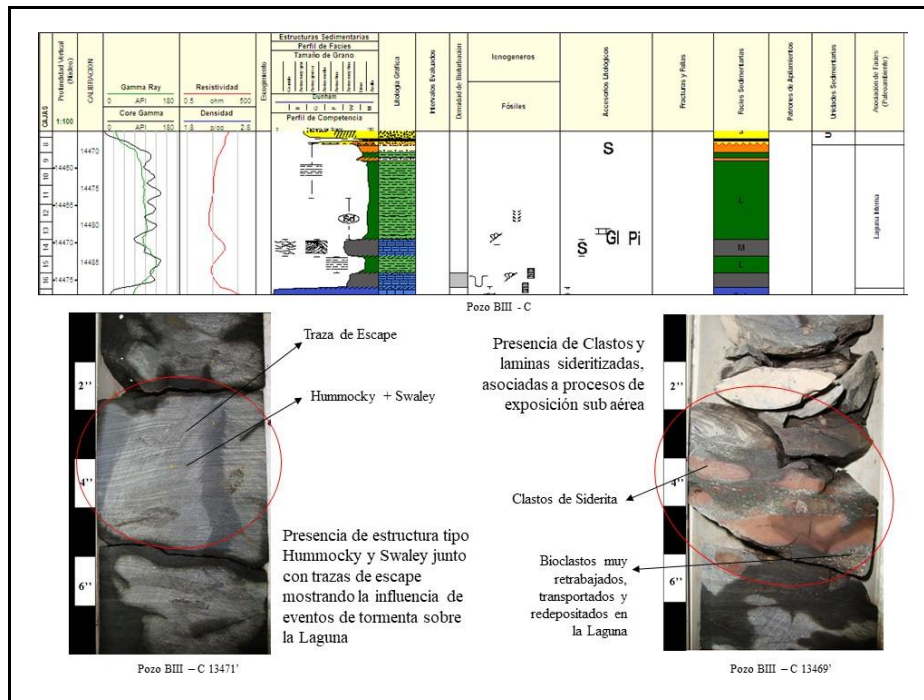


Figura 56: Características típicas del paleoambiente de Laguna Abierta

PALEOAMBIENTE DE BANCOS CARBONÁTICOS:

Este tipo de asociaciones de facies están caracterizadas, por estar conformada mayormente por facies carbonáticas soportada por granos (Packstone y Grainstone) cuyos componentes mayoritarios se asocian en dos grupos, los cuales de acuerdo a su origen y proporción dan indicios de la posición de los cuerpos dentro de la plataforma.

Esta asociación de facies presenta una tendencia granocreciente hacia el tope, reflejando un aumento en el tamaño de grano (partículas), al igual que una disminución en la proporción de lodo micrítico, estas tendencias son típicas de conjuntos de parasecuencias somerizantes en el marco de sistemas encadenados de nivel alto – HST (Tucker & Wright; 2006). Comúnmente dentro de estos hay evidencias de apilamiento de los cuerpos carbonáticos, mostrando cierto grado a agradación vertical de estos bancos. En el tope de estas secuencias somerizantes es

común encontrar la presencia de zonas de colonización por organismos horadadores (trazas fósiles), y evidencias de exposición subaérea, tal como se observa en las figuras 57 y 58, donde se observa un nivel de Ophiomorpha al tope de una secuencia granocreciente.

En estos bancos, las rocas clasificadas como Packstones y Grainstones, presentan diversas proporciones en el contenido de sus componentes principales; tales como bioclásticos y ooides. Los bioclásticos son definidos como partículas esqueléticas de organismos que vivieron en el sustrato y que fueron retrabajadas o depositadas *in situ*, la identificación de estas partículas da a lugar a interpretaciones paleoambientales acerca de la formación de las rocas analizadas (ver Figura 59). Mientras que los ooides son partículas aloquímicas no esqueléticas, de forma esféricas u elipsoidales de estructura radial conformados por laminas concéntricas alrededor de un núcleo que puede ser un fragmento esquelético, o un grano de cuarzo (ver Figura 60), estas partículas se forman en ambientes marinos en aguas muy someras y de alta energía (oleaje, mareas y tormentas).

En menor proporción se identificó la presencia de peloides, los cuales son granos de forma variable, sin estructura interna conformados por micrita (lodo carbonático) son típicos de ambientes de baja energía y su origen está asociado a varios factores entre los cuales se pueden mencionar origen fecal y la degradación (micritización) de partículas preexistentes (ver Figura 61).

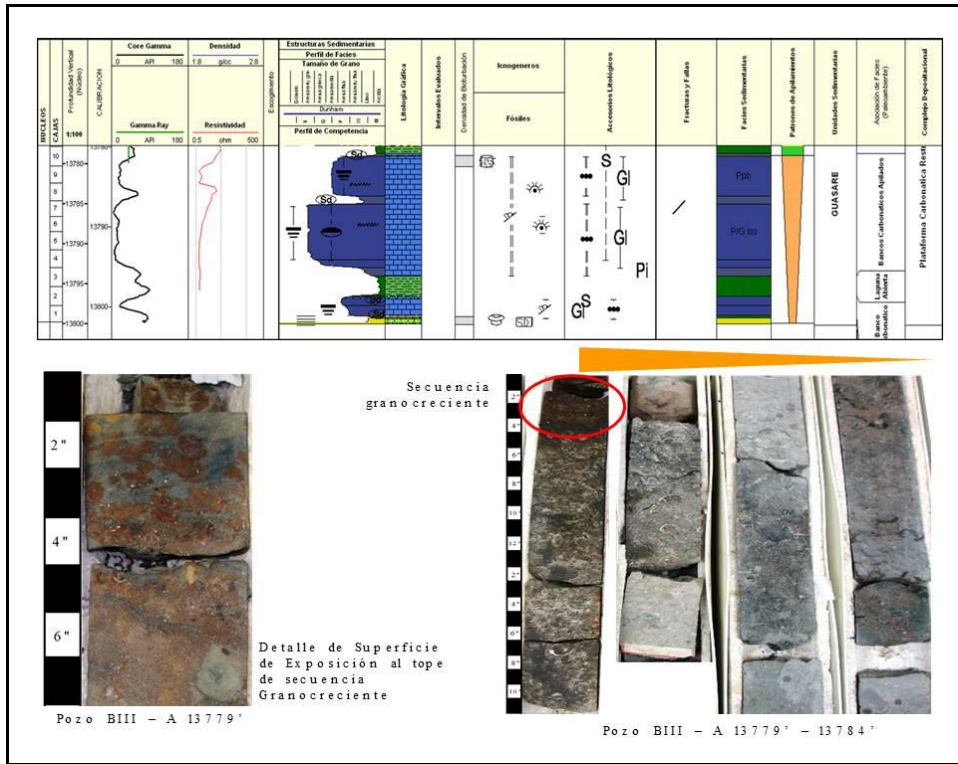


Figura 57: Características del Paleoambiente de Bancos Carbonáticos

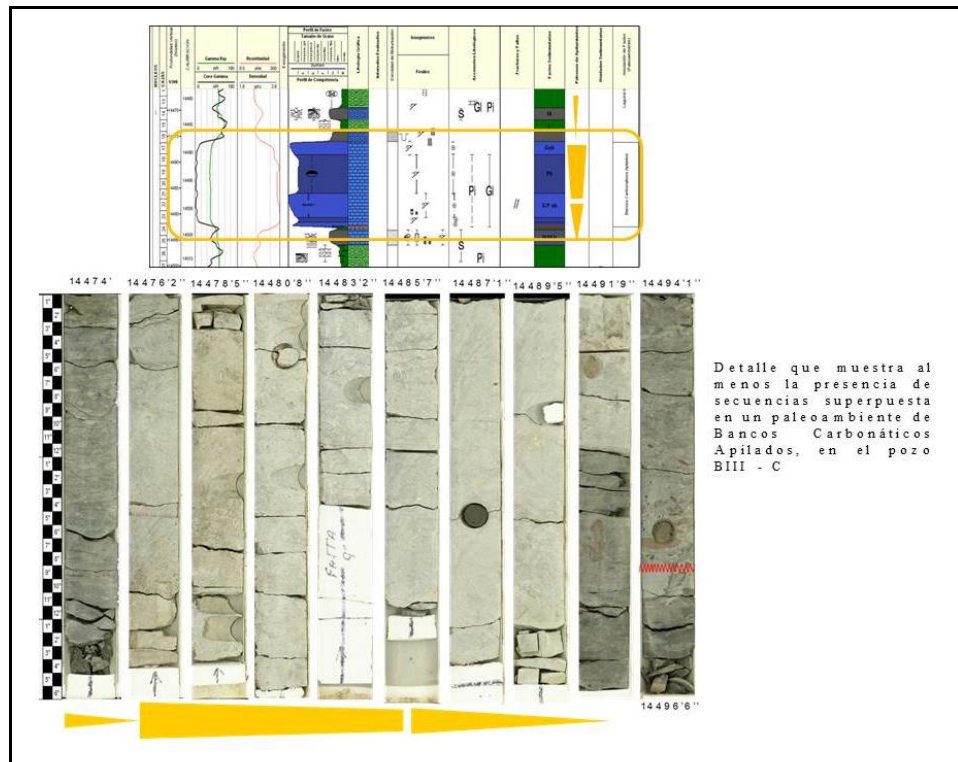


Figura 58: Características de los Bancos Carbonáticos Apilados

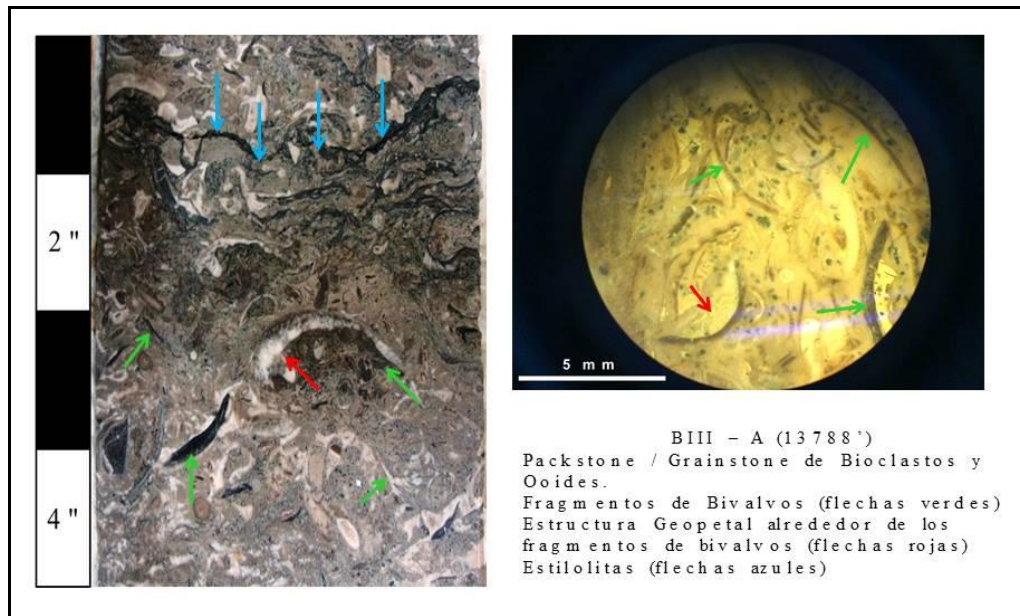


Figura 59: Características de las facies dominadas por Bioclásticos

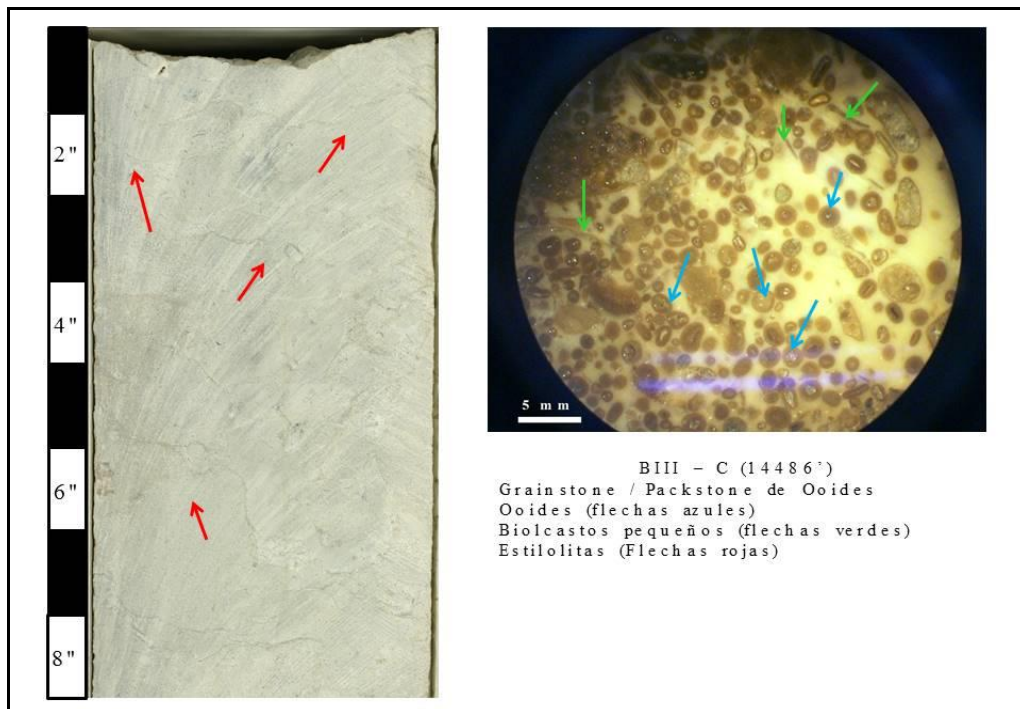


Figura 60: Características de las facies dominadas por Ooides

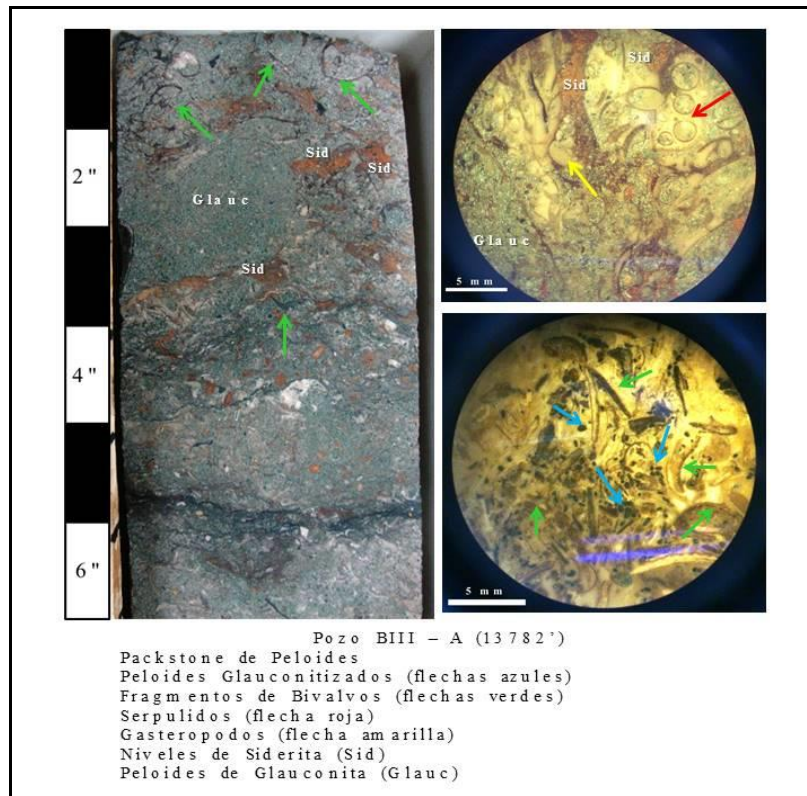


Figura 61: Características de las facies dominadas por Peloides

PALEOAMBIENTE DE ANTEPLAYA BAJA A MEDIA:

Estas asociaciones son típicas de ambientes próximos costeros, los cuales presentan una tendencia granocreciente hacia el tope, conformadas por facies arcillosas y heterolíticas, bioturbadas, con alta abundancia y diversidad de ichnogéneros, lo cual indica la existencia de condiciones marinas típicas de ambientes de anteplaya media a baja (ver Figura 62).

Las asociaciones de trazas fósiles identificadas se caracterizan por la presencia de ichnogéneros como; *Rosselia*, *Asterosoma* y *Scolicia*, típicas de la ichnofacies de Cruziana, las cuales están asociadas a ambientes marinos de energía media a alta, y a la presencia de estructuras sedimentarias diagnosticas como estratificación tipo Hummocky y Swaley (ver Figura 63), se asocia a la existencia de condiciones típicas de ambientes de Anteplaya baja (Pemberton *et. al.*; 2007).

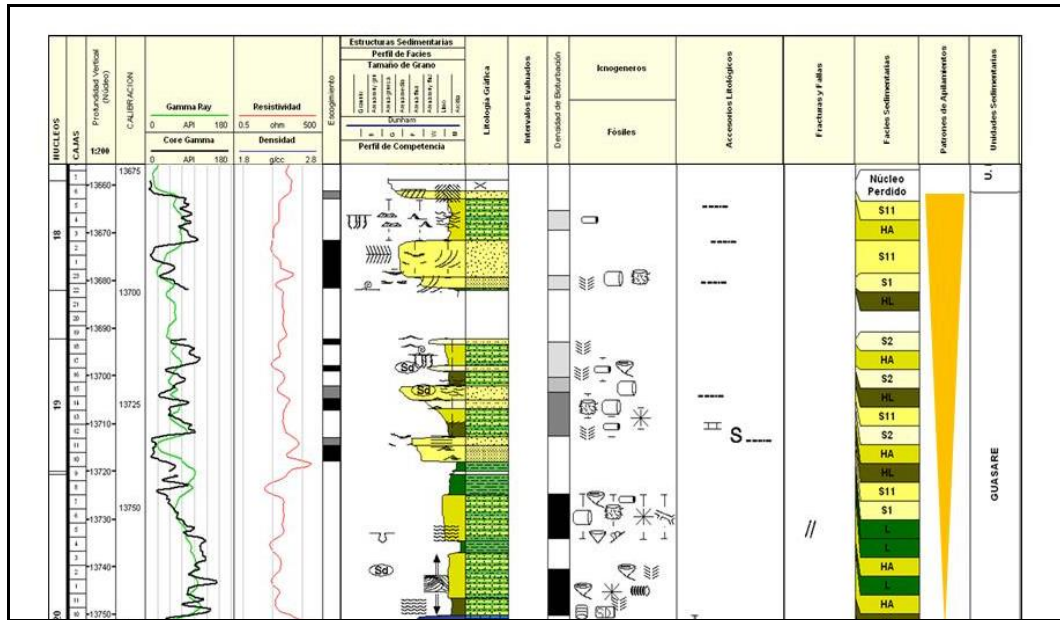


Figura 62: Litofacies y patrones de apilamiento de la asociación de Anteplaya baja a media

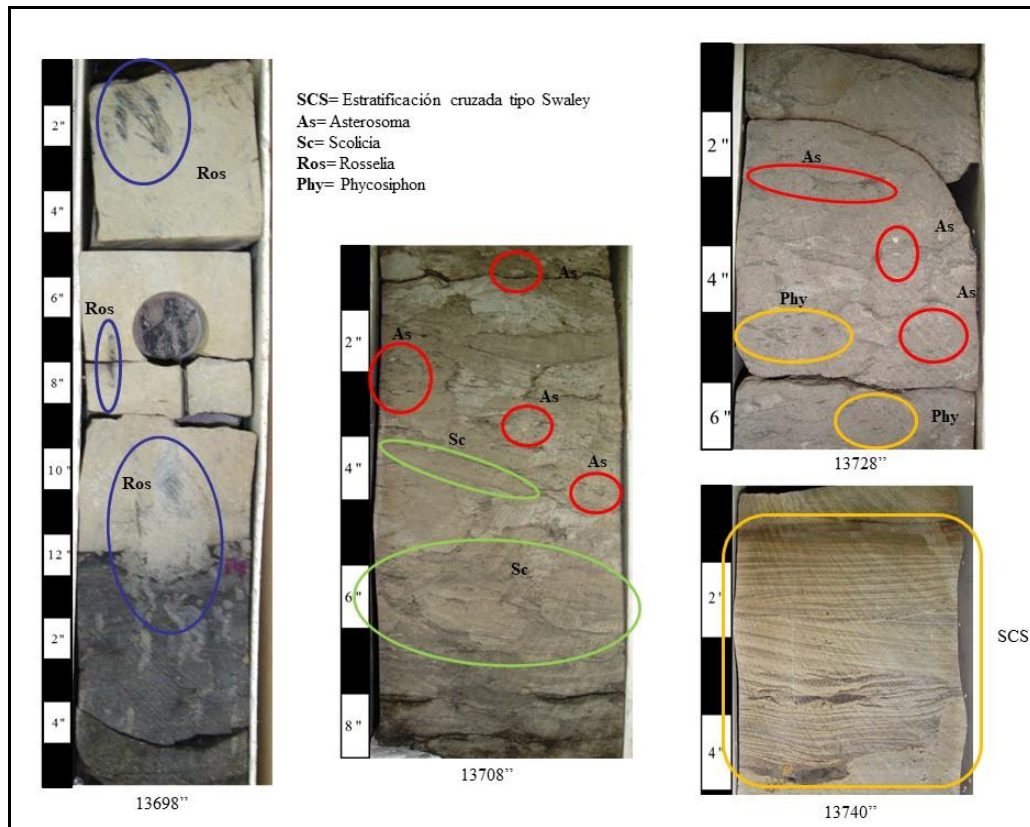


Figura 63: Características típicas del paleoambiente de Anteplaya baja

Hacia la parte superior del intervalo descrito, destaca el aumento de la proporción de arenas de tamaños muy finos a medio, donde se identifican estructuras que marcan la influencia de oleaje, tales como rizaduras ondulatorias y estratificación bidireccional, así como también, la presencia de trazas fósiles similares a las anteriormente mencionadas, pero en menor abundancia y diversidad (ver Figura 64), este tipo de asociación es típica de ambientes anteplaya media.

Es importante mencionar que hacia el tope del intervalo se observa la influencia de mezcla con aguas salobres, marcado por la existencia de grietas de sinéresis, parejas de arcillas y trazas de escape producto del rápido aporte de sedimentos arenosos (ver Figura 64), posiblemente relacionado a la influencia de flujos de origen mareal.

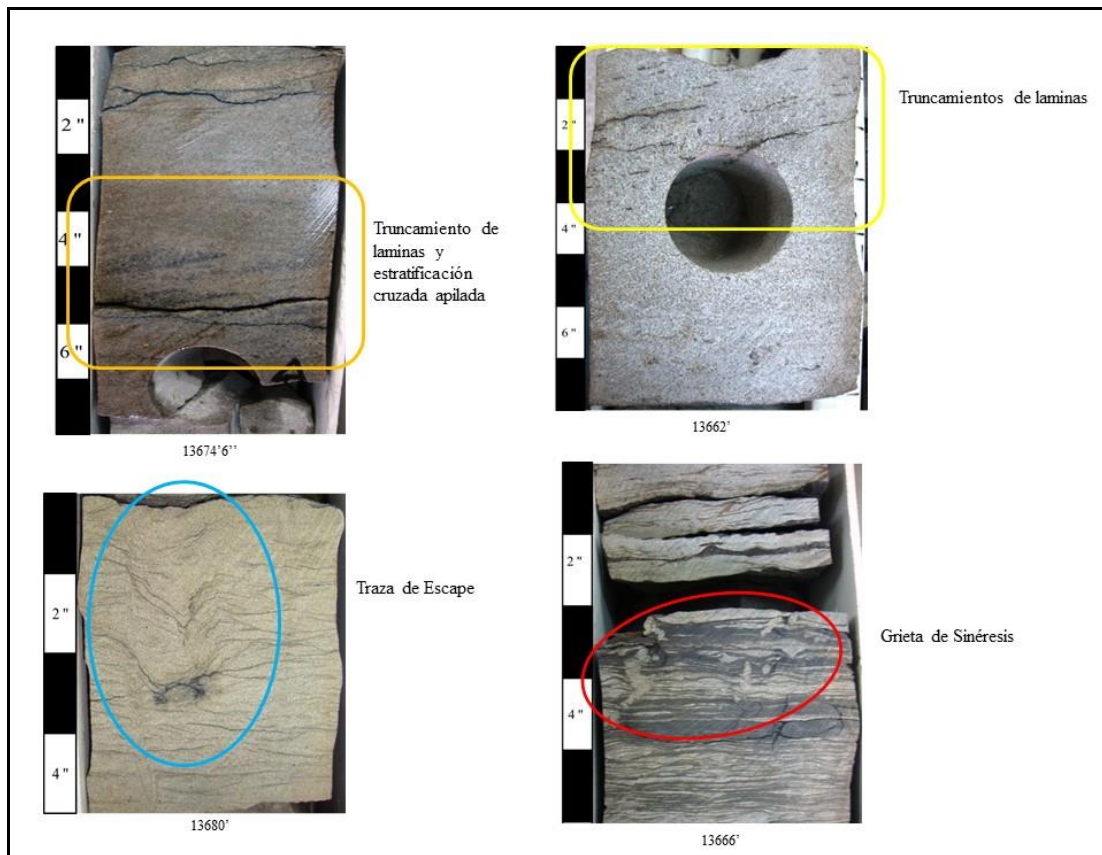


Figura 64: Características del paleoambiente de Anteplaya media

De acuerdo a la distribución de las proporciones de las facies mostrada en la figura 65, se observa como la Formación Guasare en los pozos analizados, domina la presencia de facies arcillosas (53,3%), seguidos de facies dominadas por ooides (21,8%), facies dominadas por bioclásticos (17%), facies arenosas (5%) y facies de peloides (2,9%). Las facies dominadas por ooides son normalmente soportadas por granos, Grainstone a Packstone, mientras que las facies dominadas por bioclásticos gradan de Wackestone a Grainstone, mostrando variaciones en sus componentes que indican distintas condiciones de energía del medio.

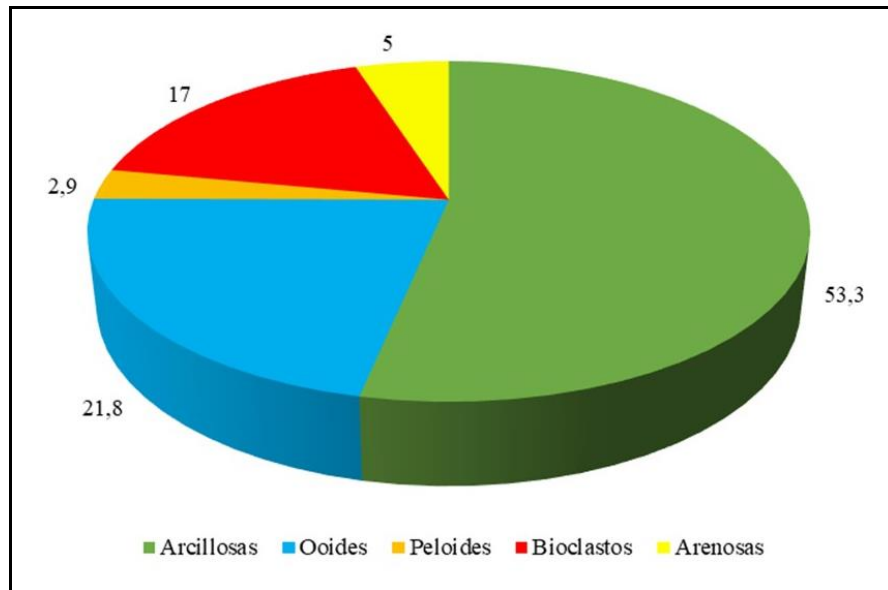


Figura 65: Proporciones de facies en la Formación Guasare

De acuerdo a esta distribución, y atendiendo a los modelos de facies establecidos para ambientes carbonáticos propuestos por Flügel E. (2004) y por Méndez J. (2007), se puede establecer que la sección analizada de la Formación Guasare corresponde a facies de laguna interna restringida con algunos bancos carbonáticos menores ubicados sobre la laguna, debido a la mezcla de componentes tales como ooides y peloides, producto de condiciones fluctuantes de alta y baja energía, así como la presencia de bioclásticos altamente retrabajados y la abundancias de facies soportadas por lodo. (ver Figura 66).

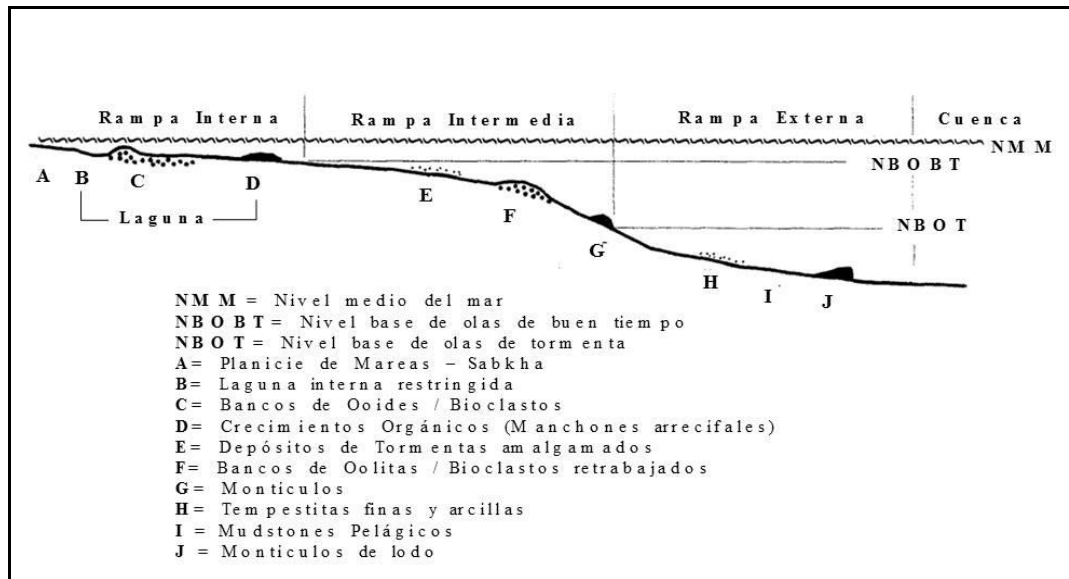


Figura 66: Esquema de facies para un margen de Rampa Carbonática, tomado y modificado de Flügel E. (2004)

ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO Y ASOCIACIONES DE FACIES DE LA FORMACIÓN MISOA

Los análisis se enfocaron en la parte inferior correspondiente a las unidades operacionalmente definidas como C4 – 60 y C4 – 55, cuyo límite superior está definido por una superficie de inundación (FS) o superficie transgresiva (TS), la cual constituye un marcador a nivel regional.

Las rocas de esta formación son de origen clástico, conformadas mayormente por facies arenosas, algunas facies heterolíticas y arcillosas escasamente bioturbadas, para este tipo de rocas se consideró como base el esquema de facies propuesto por Rodríguez A. (1988), definiéndose un total de doce (12) litofacies, las cuales se describen en las figuras 67 - 69.

A partir de las facies definidas y sus asociaciones verticales en el núcleo se estableció la presencia de un grupo de paleoambientes, tales como:



Figura 67: Catalogo de Litofacies de la Formación Misoa (1/3)



Figura 68: Catalogo de Litofacies de la Formación Misoa (2/3)

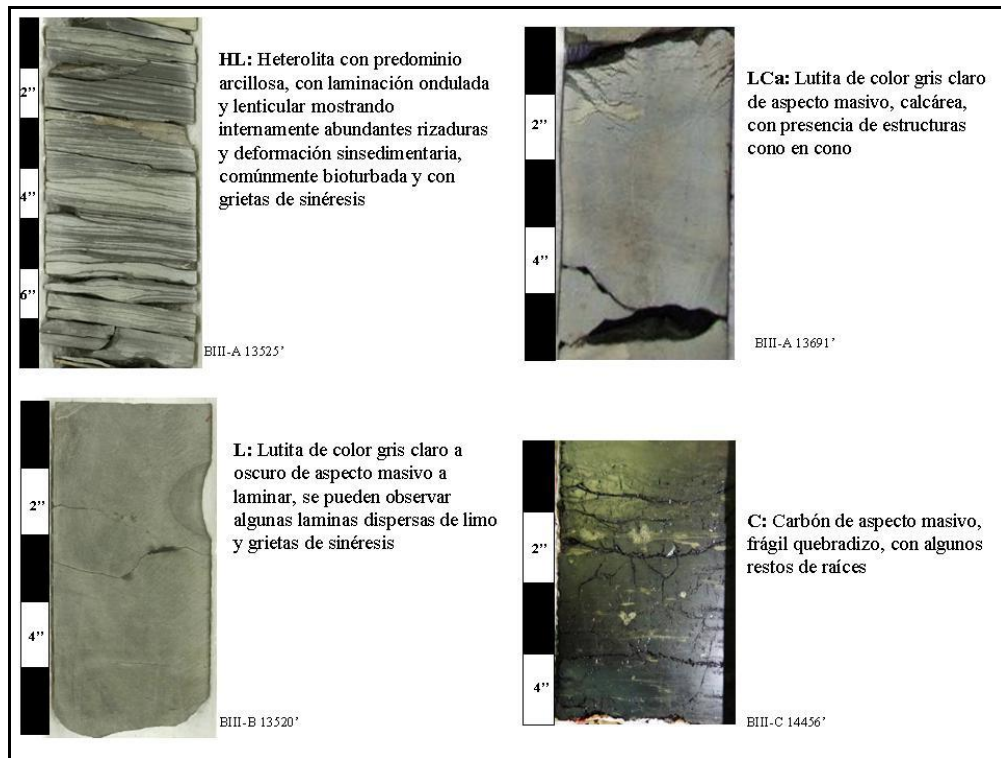


Figura 69: Catalogo de Litofacies de la Formación Misoa (3/3)

PALEOAMBIENTE DE CANALES DISTRIBUTARIOS:

Esta asociación de facies representa el paleoambiente típico de la planicie deltaica (Bhattacharya J.; 2006), estos se caracterizan normalmente por tener una tendencia granodecreciente hacia el tope (ver Figura 70, BIII - B), y están conformado por sedimentos de origen arenosos de tamaños de grano que varían de fino a conglomerático. Este tipo de asociaciones verticalmente se pueden encontrar apiladas, mostrando truncamiento de la secuencia normal, evitando la preservación de los depósitos más finos ubicados hacia el tope de los canales, brindándole una tendencia agradante (ver Figura 70, BIII – A), en estos es posible diferenciar en algunos casos la base de los canales mediante la identificación de niveles erosivos (ver Figura 71A). La existencia de estos procesos de apilamientos es común en los medios deltaicos dominados por ríos (Bhattacharya J.; 2006), donde la energía de los procesos

fluviales genera que los canales distributarios presenten cursos bien definidos con pocos procesos de migración lateral y fases de abandono.

Internamente, se presentan estructuras sedimentarias tales como, estratificación cruzada apilada, estratificación plano paralela, masiva y abundantes superficies de reactivación, este tipo de estructuras indican procesos de depositación de alta energía y dominio de carga de lecho (ver figuras 71 B y C).

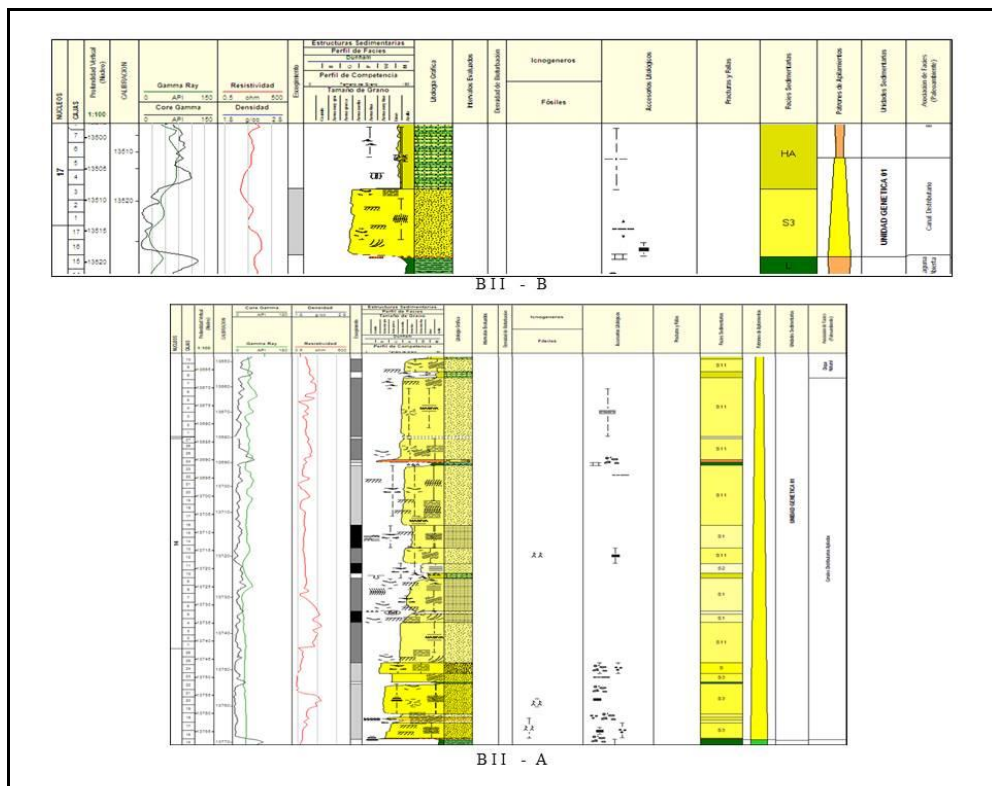


Figura 70: Litofacies y patrones de apilamiento para el paleoambiente de Canales Distributarios en el pozo BIII - B y los Canales Distributarios Apilados en el pozo BIII - A

Es común observar abundantes restos de plantas y estiloláminas de materia orgánica, junto con láminas y fragmentos de material carbonoso, típicos de pulsos de phytodetritos relacionados con los procesos de descarga fluvial (Buatois *et. al*; 2011b), ver figuras 72 B-D. Además, es importante destacar en estos depósitos la

ausencia de bioturbación, la cual indica la existencia de condiciones estresantes para el desarrollo de fauna béntica (ver Figura 72 A).

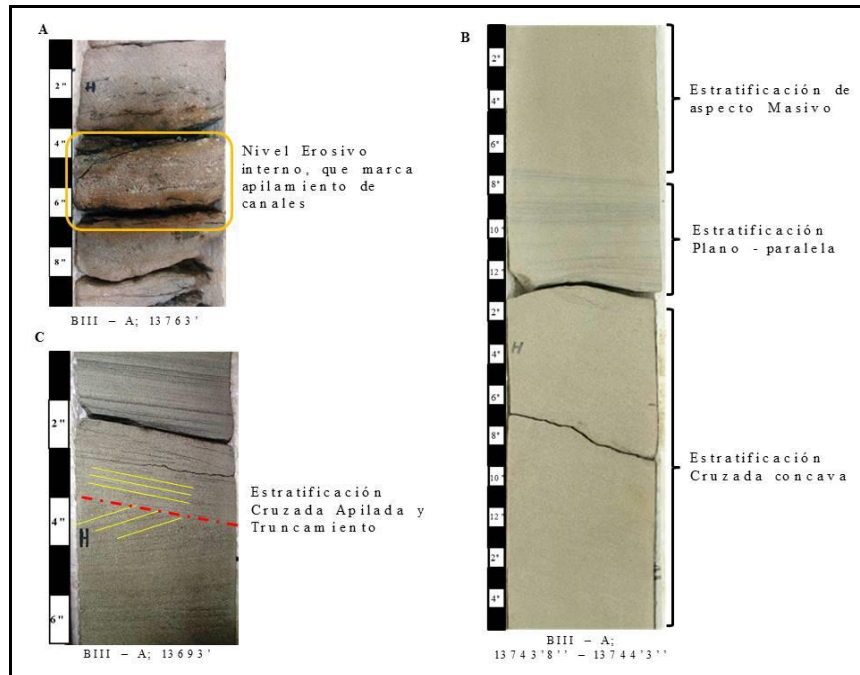


Figura 71: Estructuras sedimentarias presentes en los canales distributarios

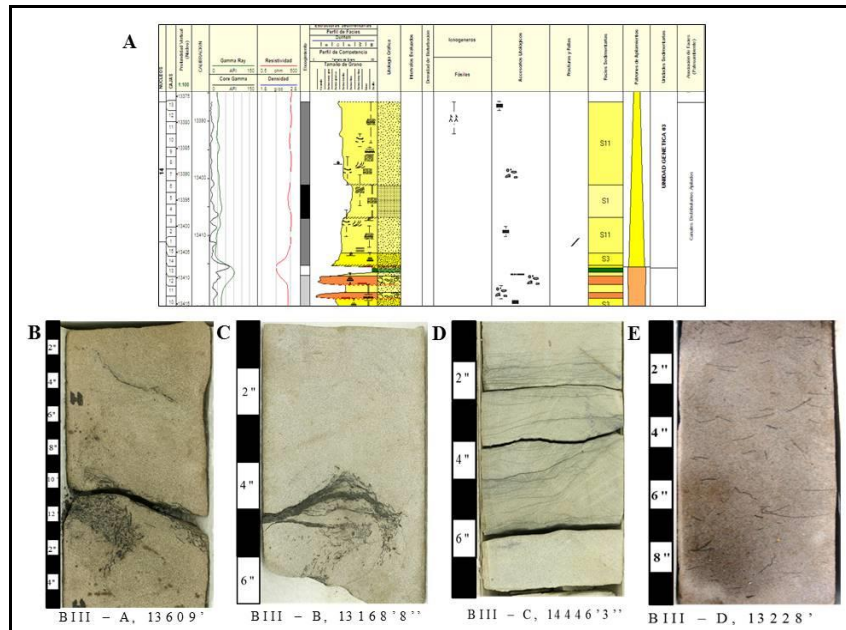


Figura 72: Intervalos no bioturbados (A) y restos de plantas en los paleoambientes de Canales Distributarios (B - D)

De manera minoritaria se identificó la presencia de otro grupo de canales de menor desarrollo, los cuales tienen menor energía de acarreo, estos se diferencian básicamente en el hecho de que estos canales marginales muestran menor desarrollo vertical y facies de menor tamaño de grano (ver Figura 73), son poco frecuentes dada la preponderancia de procesos fluviales de alta energía. Por lo tanto, procesos de migración lateral y generación de canales abandonados son poco frecuente, y se caracterizan por presentar de zonas con abundantes restos carbonosos y de plantas (ver Figura 74).

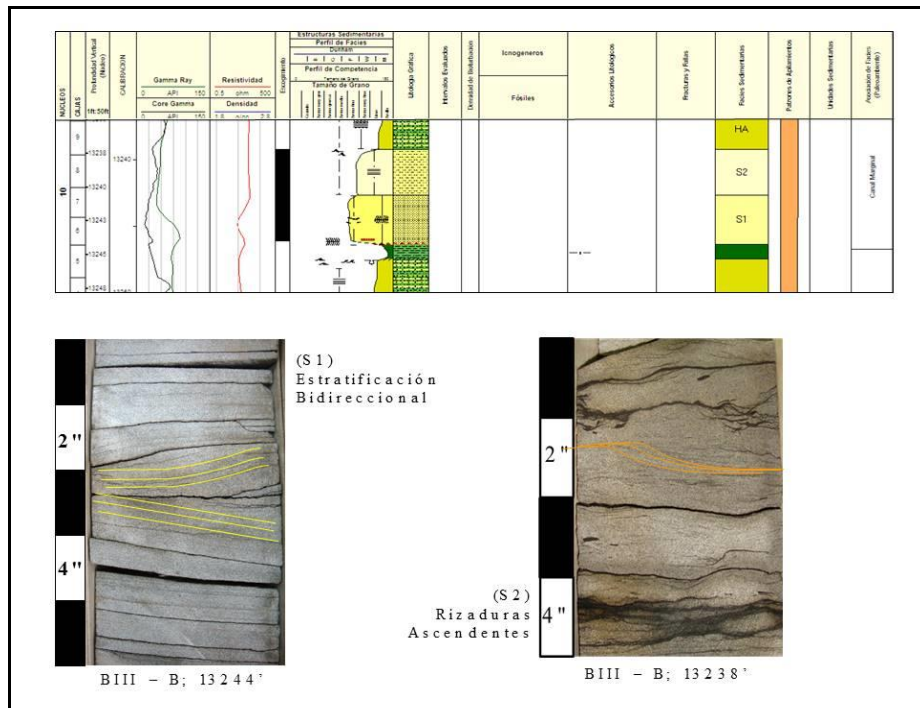


Figura 73: Características típicas del paleoambiente de Canal Marginal

Es las secuencias de canales es común la presencia de diversas estructuras típicas de ambientes con alto régimen de flujo, como es el caso de deformación sin-sedimentaria, típicas de medios de rápido aporte de sedimentos (ver Figura 75 A-C), estructuras bidireccionales que muestran la existencia de influencia de mareas y flujos combinados (Buatois *at. al.*; 2011a), producto de eventos de disminución en la

energía del aporte fluvial (ver Figura 75 D-F), lo cual genera el aporte de arenas muy finas e intercalaciones con arcillas.

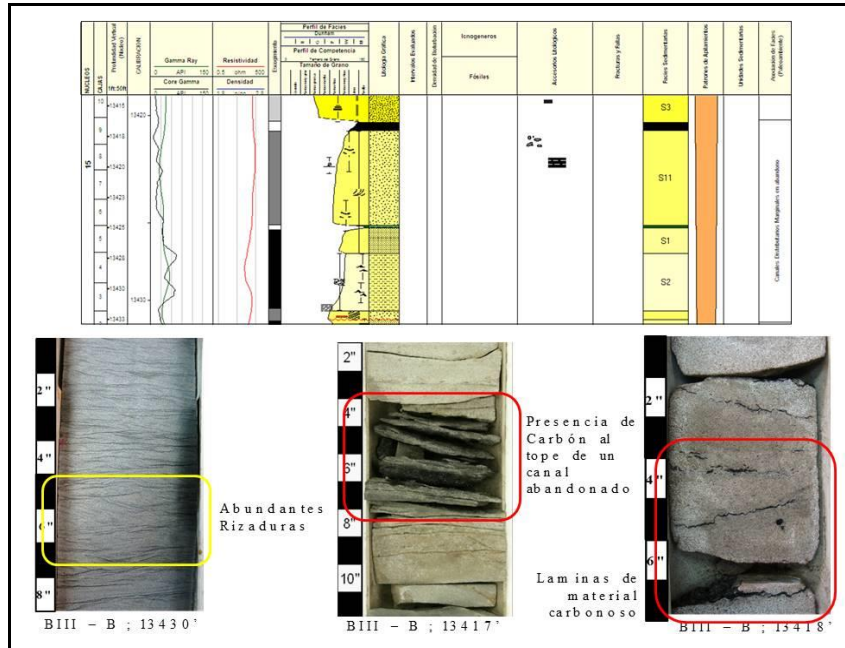


Figura 74: Características típicas del paleoambiente de Canal Abandonado

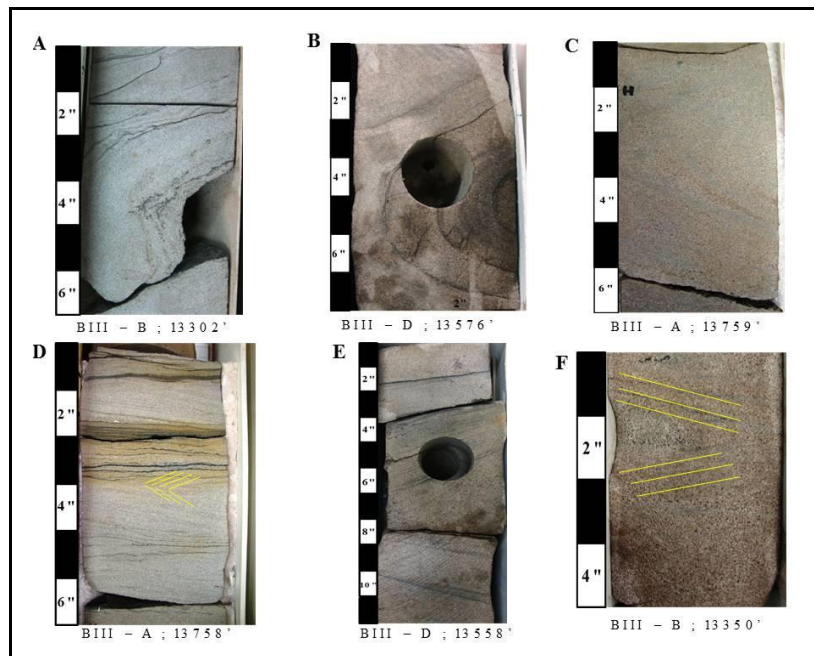
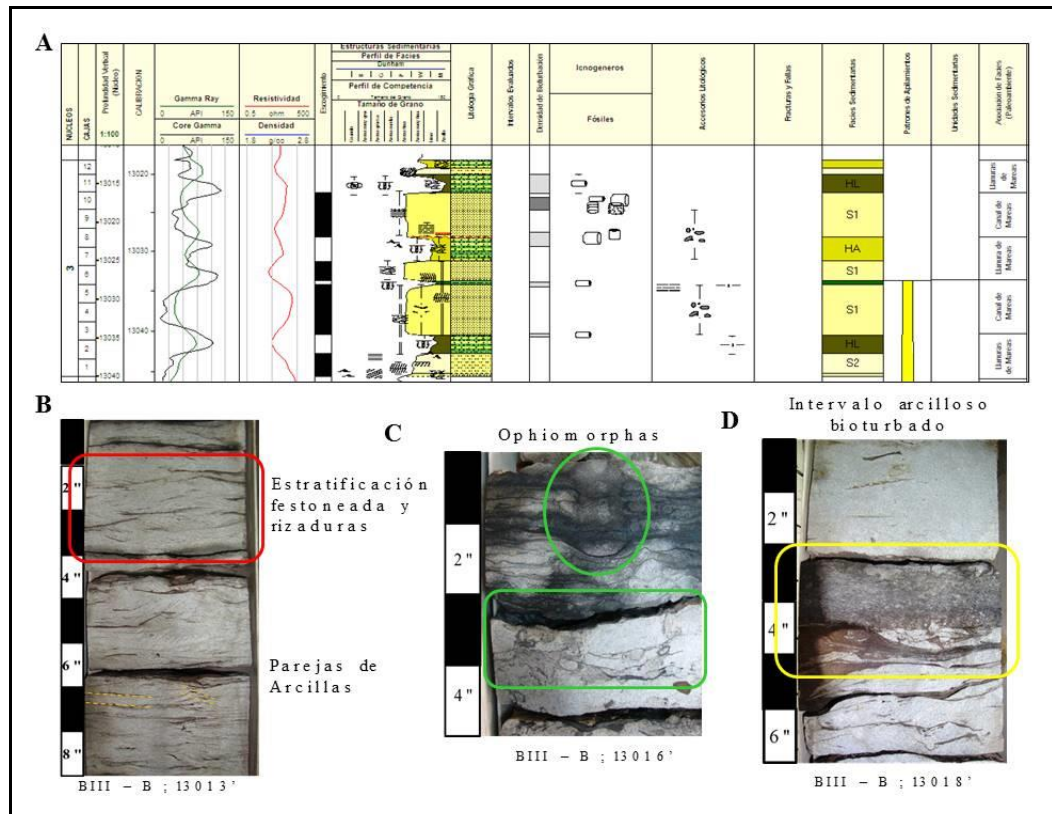


Figura 75: Estructuras de deformación sin-sedimentaria (A-C), Estructuras bidireccional (D) y Estratificación Cruzada Apilada (E y F) ubicadas en los canales distributarios

PALEOAMBIENTE DE CANALES DE MAREA:

Estos depósitos conforman al igual que los anteriores, secuencias de tipo canaliforme con patrones de apilamiento similares (granodecreciente hacia el tope), de hecho, sin la ayuda de un correcto análisis de facies y la integración de la icnología es muy difícil lograr diferenciar un canal de mareas de un canal distributivo o fluvial.

Los canales de mareas se reconocen debido a la presencia de facies de tamaño de grano fino a medio y con abundantes estructuras de marea, tales como estratificación bidireccional, parejas de arcillas, rizaduras entre otras (ver Figura 76 A-B), así como, un desarrollo vertical menos pronunciado que los canales distributivos y tamaño de grano más fino con buen escogimiento.



Es importante destacar el rol de la ichnología en la identificación de este tipo de cuerpos, debido que a diferencia de los anteriores, en los canales de mareas hay presencia de trazas fósiles, las cuales dan indicios de la influencia de procesos marinos, como es el caso de la presencia de asociaciones puntuales de Ophiomorphas y Planolites en niveles arcillosos y/o heterolíticos (ver Figura 76 C-D), intercalados con areniscas masivas sin presencia de bioturbación, las cuales son denominadas LamScram (Buatois L.; 2011c), indicativos de la intercalación procesos de dominio marino con procesos de dominio fluvial, típico de los ambientes de mareas.

PALEOAMBIENTE DE DIQUE NATURAL:

Este un tipo de depósito asociado a los canales distributarios, representa el conjunto de sedimentos acumulados al borde del canal (levee) que impiden su desborde, los cuales son eventualmente superados durante eventos de crecida y desborde de canal (ver Figura 77 B).

Este paleoambiente está conformado por un conjunto de sedimentos de origen arenoso de tamaño muy fino a medio, los cuales generalmente presentan aspecto masivo o con estratificación cruzada planar a cóncava, se caracterizan por presentar algunos restos de plantas. Su extensión vertical es poca en comparación a su extensión lateral, la cual puede ser bastante larga.

Generalmente presentan contacto abrupto en la base con los sedimentos del canal distributivo, y hacia el tope el contacto es transicional con la bahía interdistributaria o el abanico de rotura (ver Figura 77 A).

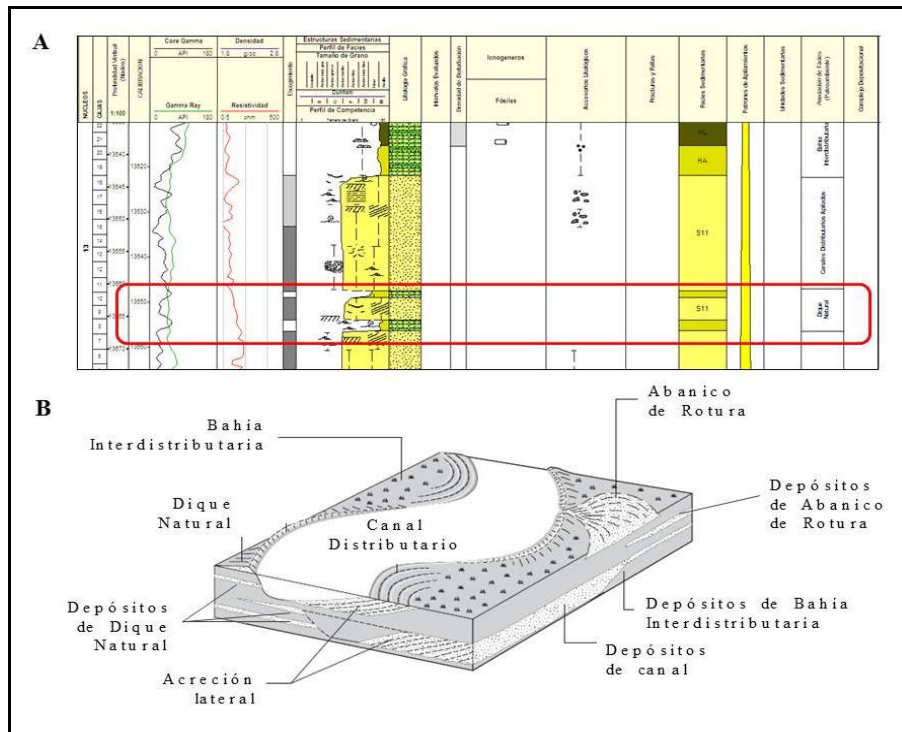


Figura 77: (A) Secuencia típica de Dique Natural, (B) Esquema idealizado de los depósitos asociados a los canales distributarios, tomado y modificado de Nichols G.; (2009)

PALEOAMBIENTE DE ABANICO DE ROTURA:

Este tipo de depósito es producto de procesos de desborde durante eventos de crecida sobrepasando o rompiendo el dique natural del canal (ver Figura 77 B), generando depósitos episódicos sobre la bahía interdistributaria.

Estos se caracterizan por presentar tamaños de grano variable desde fino a grueso, y estructuras sedimentarias de tipo laminar, rizaduras, estratificación cruzada y festoneada (ver Figura 78 A-B). Los depósitos de abanico de rotura son similares a los de dique natural, lográndose diferenciar tomando en cuenta el tamaño de grano mayor y la mayor extensión vertical de los depósitos de abanico de rotura en comparación con los depósitos de dique (Bridge J.S.; 2003).

Los depósitos de abanico de rotura suelen presentar contacto inferior abrupto a transicional con los depósitos de bahía interdistributaria y/o dique natural, y superior abrupto con los sedimentos de la bahía, internamente destaca la presencia de restos de plantas y deformación sin-sedimentarias, producto de la influencia de flujos episódicos y con alta carga de sedimentos sobre la bahía (ver Figura 78 B).

Los depósitos de abanico de rotura suelen presentar una tendencia granocreciente debido a procesos de progradación de estos sobre la bahía interdistributaria (ver Figura 78 A y 79), aunque de acuerdo a Bridge J.S. (2003) esta tendencia puede revertirse si el depósito sufre abandono del flujo, migración del canal o crisis en el aporte de sedimentos, por lo tanto, de acuerdo a su extensión vertical muchos canales marginales y/o interfluvios pueden estar asociados a canales de abanico de rotura.

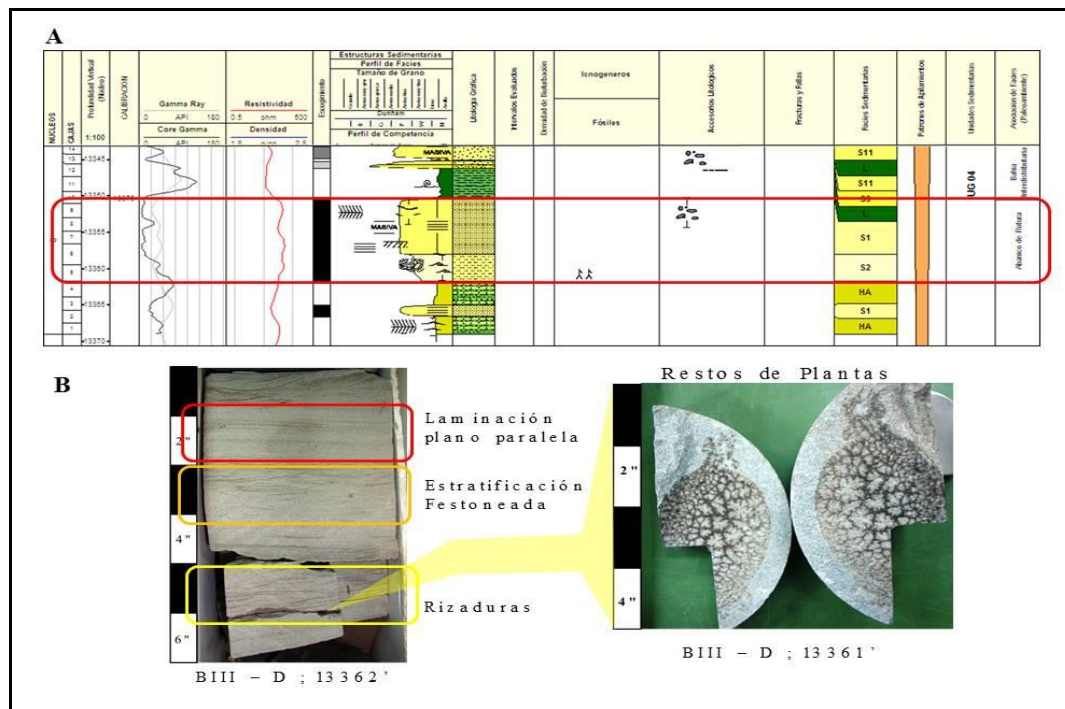


Figura 78 : (A) Características del paleoambiente de Abanico de Rotura, (B) Estructuras sedimentarias y accesorios de los depósitos de abanicos de rotura

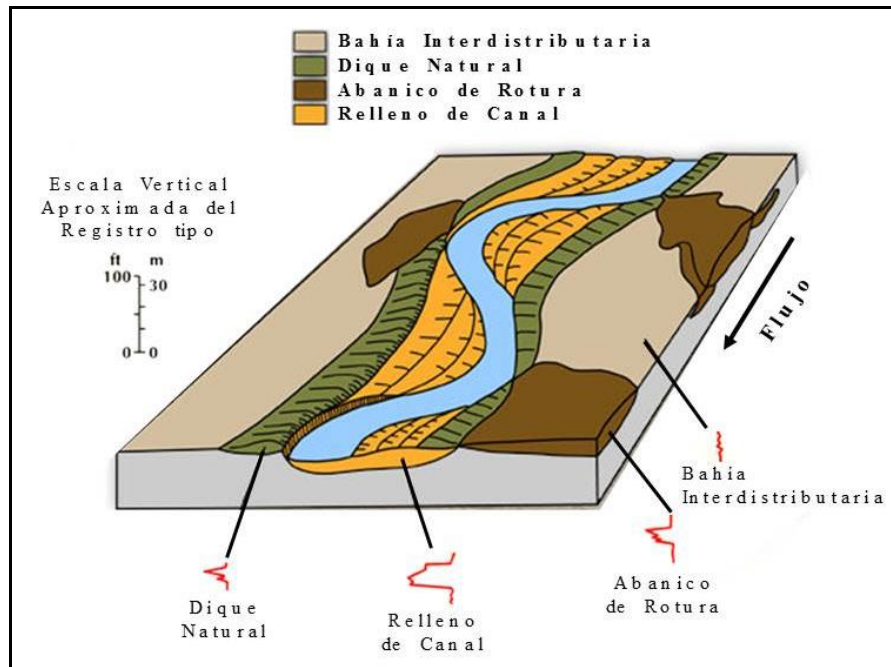


Figura 79: Esquema de los depósitos asociados a canales distributarios y sus registros típicos, tomado y modificado de Nichols G. (2009)

PALEOAMBIENTE DE BAHÍA INTERDISTRIBUTARIA:

Estos depósitos son típicos de los ambientes de planicie deltaica y corresponde al espacio ubicado entre los canales distributarios (ver Figura 79), se caracteriza por estar conformado por depósitos de origen arcillosos y de arenas muy fina, depositados durante procesos de crecida o irrupción marina, dentro de estos depósitos es común encontrar abundantes restos de plantas y/o restos carbonosos.

Es característica la presencia de laminaciones ondulatorias y lenticulares, así como abundantes estructuras de deformación sin-sedimentarias, estructuras de carga y tipo “flames”, producto del rápido acarreo de sedimentos durante los eventos de crecida y depositación. Sobre la bahía interdistributaria, es común la presencia de depósitos de canales marginales y/o interfluvios producto de eventos de ruptura de los diques y migración de los flujos sobre la bahía. (ver Figura 80 y 81). De acuerdo a la influencia de los procesos marinos en estas áreas de la planicie es común encontrar estructuras indicativas de influencia de mareas, tales como, estratificación

bidireccional, ropaje y/o parejas de arcillas, así como grietas de sinéresis indicativas de la presencia influencia de aguas salobres (ver Figura 81).

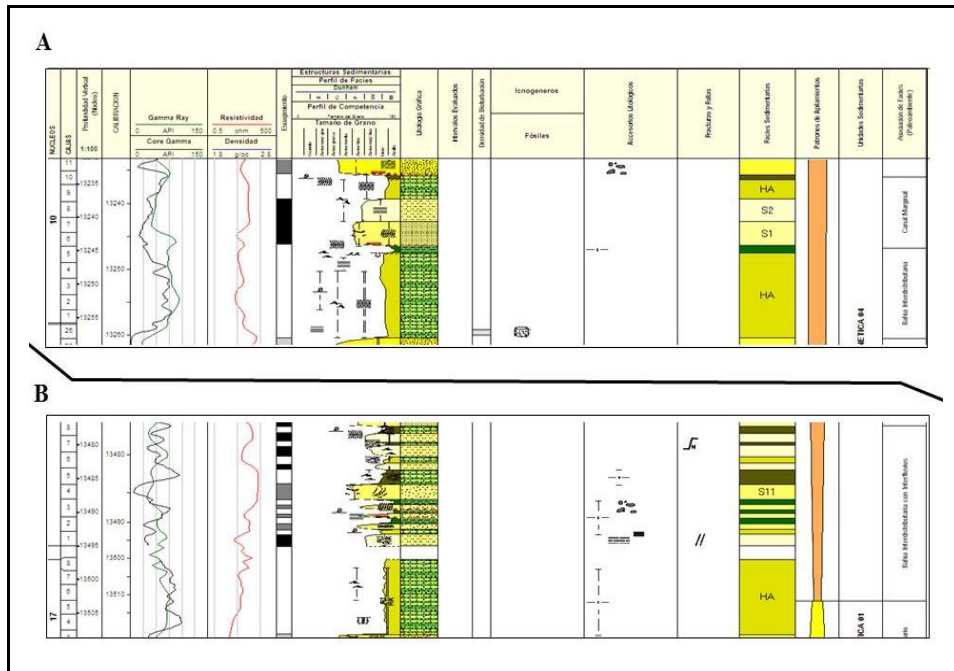


Figura 80: Características típicas de los depósitos de Bahía Interdistributaria con influencia de mareas (A) y sin influencia de procesos maréales (B)

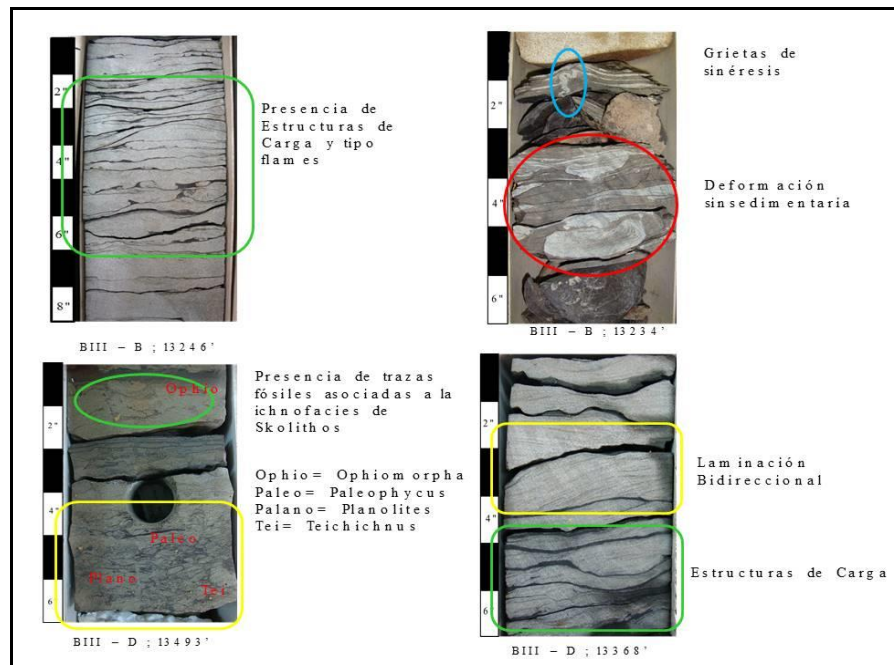


Figura 81: Estructuras sedimentarias presentes en los depósitos de Bahía Interdistributaria

PALEOAMBIENTE DE PLANICIE DE MAREAS:

Estos depósitos son muy similares a los depósitos de Bahía interdistributaria, en cuanto a sus patrones de apilamiento y extensión tanto vertical como horizontal, diferenciándose debido la preponderancia de procesos maréales, destacando la presencia de estructuras de tipo bidireccional, parejas de arcillas, grietas de sinéresis, deformación sin-sedimentaria y algunos restos de conchas evidenciando la influencia del transporte de las mareas, destacando la abundancia de trazas fósiles debido a la influencia de aguas salobres y medios menos estresantes para el desarrollo de organismos horadadores (ver Figura 82).

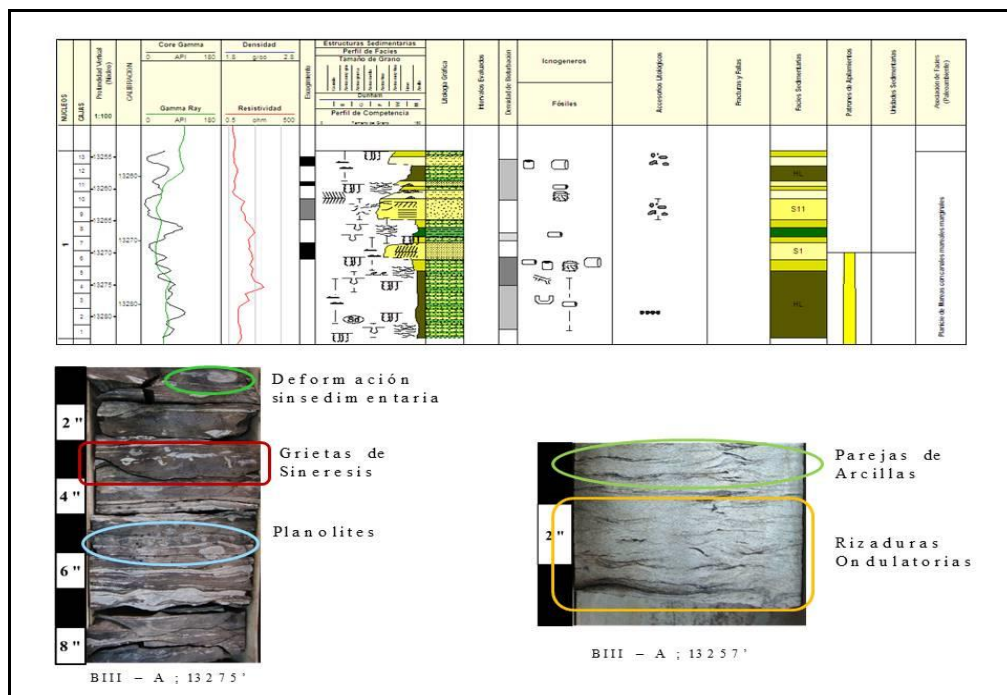


Figura 82: Características típicas y estructuras de asociadas al paleoambiente de Llanura de Mareas

De acuerdo a la distribución de las facies anteriormente definidas, se observa como en los pozos analizados, destaca el predominio de facies arenosas de tamaño de grano fino a medio (S1 y S11) y en menor proporción de grano medio a grueso (S3), las cuales asociadas entre si representan más de la mitad de las facies definidas en los pozos analizados (ver Figura 83).

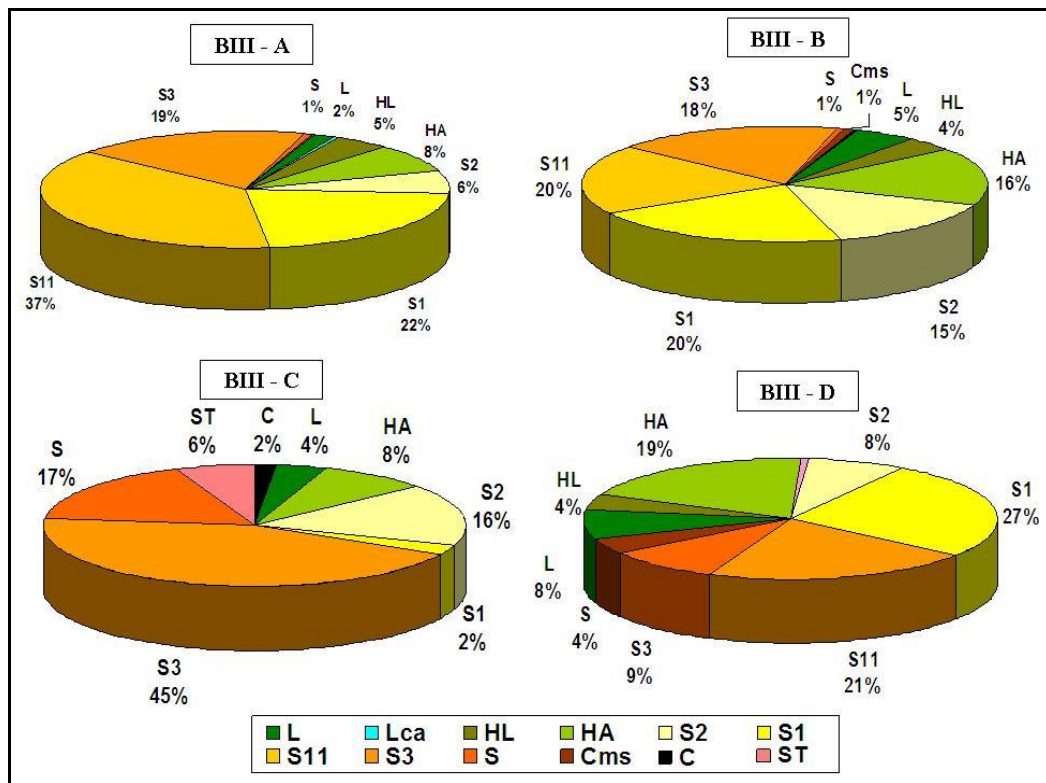


Figura 83: Distribución de facies sedimentarias en los pozos analizados

Por lo tanto, tomando en cuenta este factor y las asociaciones de facies antes descritas, se evidencia una preponderancia de ambientes de Canales Distributarios y Bahía Interdistributaria, tal como se observa en la figura 84, se puede indicar que los depósitos analizados, pertenecen a una Planicie Deltaica, de acuerdo a lo propuesto por Bhattacharya J. (2006).

La naturaleza de los depósitos analizados, muestra una marcada tendencia de aumento de la influencia de los procesos de marea junto con una disminución del predominio de facies arenosas y aumento en los índices de bioturbación en las hacia el tope de la sección analizada, esto permite postular que en los núcleos estudiados el sistema depositacional grada de una Planicie deltaica Superior con predominancia de procesos fluiales en la base, hacia una planicie deltaica inferior al tope, donde se identifica la presencia de una posible superficie de inundación – FS al tope, (ver Figura 86).

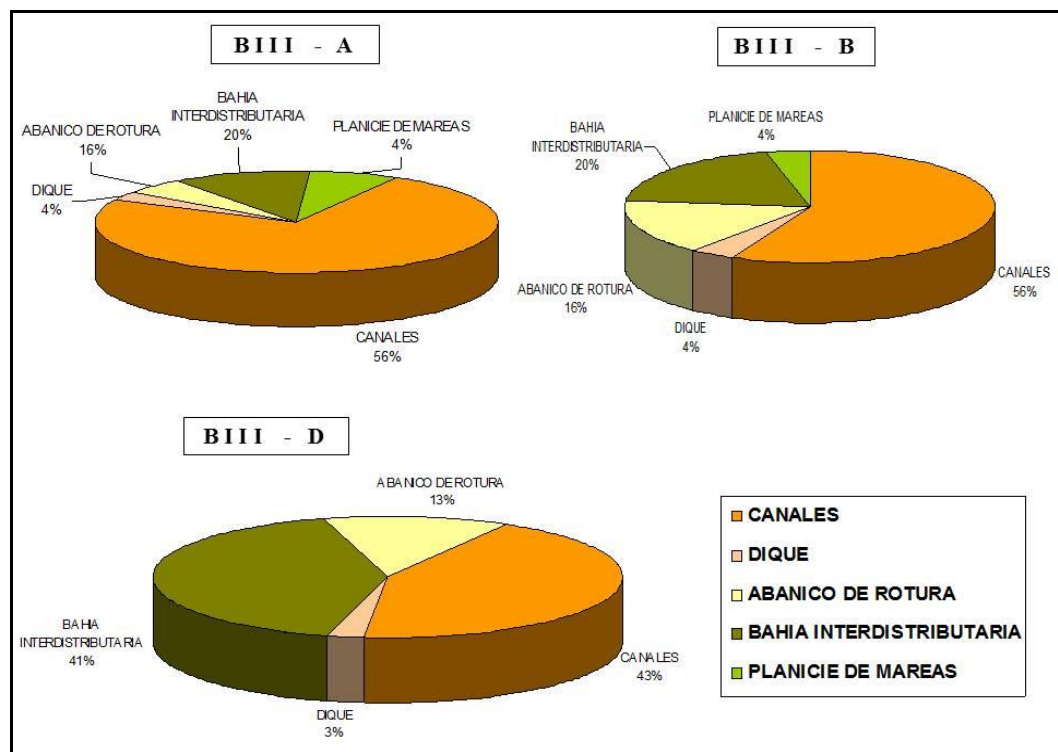


Figura 84: Distribución de las asociaciones de facies en los pozos analizados

Esta gradación de un ambiente de planicie deltaica superior hacia una inferior al tope, y las tendencias depositacionales identificadas, muestran como el intervalo estudiado presenta patrones de apilamiento grano-estrato decrecientes hacia el tope, los cuales son consistentes en los núcleos analizados, demostrando la presencia de una posible superficie de inundación (FS) o superficie transgresiva (TS), en el tope del intervalo analizado, marcando así la culminación de un sistema encadenado de bajo nivel (LST).

En la figura 85, se muestra la tendencia grano-estrato decreciente en los pozos analizados, así como el comportamiento de la litología, estructuras y grado de bioturbación, que demuestran la presencia de una superficie transgresiva. Estas tendencias observadas en los núcleos analizados deben ser evaluadas y en el resto de los pozos que conforman este trabajo para de esta forma definir la presencia de una posible superficie de alcance regional que puede servir como nivel de correlación.

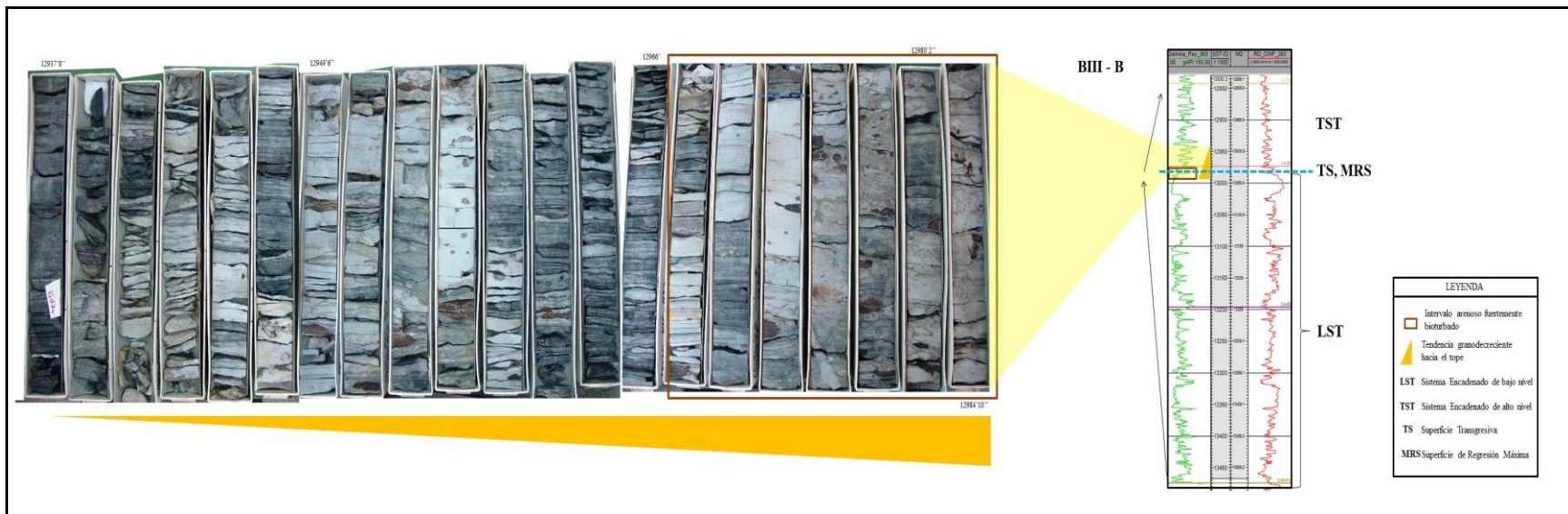


Figura 85: Tendencias generales de apilamiento en el pozo BIII - B, donde se observa un cambio hacia una tendencia granodecreciente hacia el tope que marca el cambio de un Sistema encadenado de bajo nivel (LST) a un sistema encadenado transgresivo (TST), cuyo contacto está dado por una superficie transgresiva (TS) o una superficie de regresión máxima (MRS)

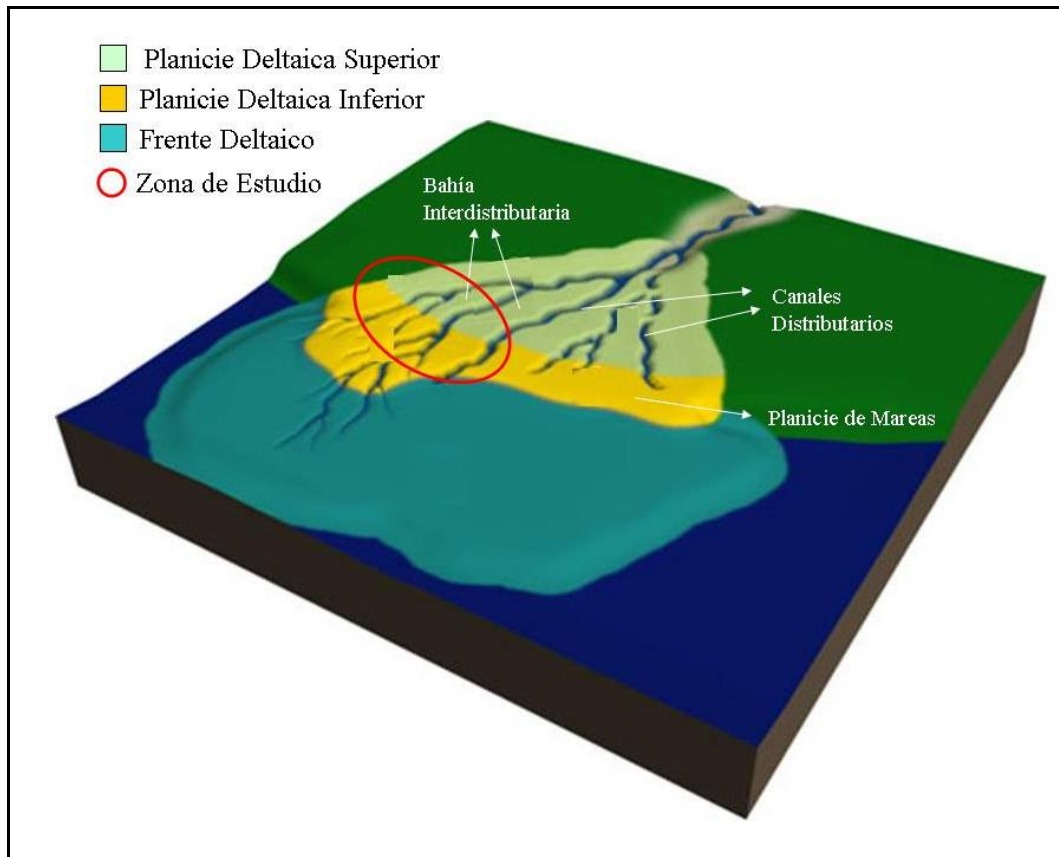


Figura 86: Bloque diagrama de un sistema deltaico, mostrando los elementos principales de una planicie deltaica y la zonificación de la zona de estudio, tomado y modificado de <http://www.onegeology.org/extra/kids/earthprocesses/deltas.html>

ANÁLISIS BIOESTRATIGRÁFICOS

A partir del análisis de los núcleos se seleccionaron un conjunto de muestras para análisis bioestratigráficos, en cada uno de los núcleos de los pozos analizados, las cuales fueron procesadas de acuerdo a la metodología descritas en las páginas 94 y 95, con la finalidad de obtener datos acerca del marco cronoestratigráfico y paleobatimétricos en el cual fueron depositados, estos resultados fueron compilados de los trabajos de análisis palinológicos realizados por Guerrero E. (2009, 2017) y de análisis de microforaminíferos realizados por Contreras J. (2014):

BIOESTRATIGRAFÍA DEL POZO BIII – A:

Se realizó un análisis para las disciplinas de Microforaminíferos y Palinología, en los cuales se detallan los siguientes elementos bioestratigráficos:

Microforaminíferos: Se realizó el análisis en los intervalos 13767'3'' – 13776'10'', perteneciente a la sección asignada como Formación Misoa, en el cual no se observaron elementos de fauna que pueden servir para realizar inferencias desde el punto de vista cronoestratigráfico y paleoambientes, esto se debe principalmente a la naturaleza transicional de estos depósitos ubicados en una planicie deltaica, donde las condiciones de turbidez y salinidad no son la necesarias para el desarrollo de foraminíferos de origen marino.

En el intervalo 13778'8'' – 13794'6'' perteneciente a la sección asignada a la Formación Guasare se identificaron los siguientes elementos de fauna de bética *Eponides haidingerii*, *Discorbis sp.* (Discorbis 4) *Cibicides sp.* (Cibicides 39), *Cibicides sp.* (Cibicides 49), *Eponides cf. Rotalido sp.*, además de fragmentos de espinas de equinodermos y fragmentos de conchas. La presencia de fauna bética solo brinda inferencia de origen ambiental, siendo esta asociación típica de ambiente Nerítico Internos con un rango entre 5 – 20 m de profundidad, esta asociación le fue asignada a la Formación Guasare de edad Paleoceno de acuerdo al trabajo de Fuenmayor A., (1989).

Palinología: Se realizó el análisis a todo lo largo del intervalo de núcleos pertenecientes a las formaciones Misoa y Guasare, en donde se identificaron palinomorfos asociándose sus primeras y últimas apariciones estratigráficas (PAE y UAE, respectivamente), cuyos resultados se muestran a continuación:

En el intervalo 13793' – 13796', perteneciente a la sección asignada como Formación Guasare, se identificó la siguiente asociación de palinomorfos continentales representada por *Foveotriletes margaritae*, *Retidiporites magnaledensis*,

Longapertites vaneenderburgi, *Syncolporites lisamae*, y los quistes de dinoflagelados del tipo *Coronífera oceánica*, *Exochosphaeridium bifidum*, esta asociación presenta un rango cronoestratigráfico que se extiende desde Cretácico Tardío (72.1 Ma) hasta el Paleoceno (56 Ma) (Cookson & Eisenak, 1968 y Yepes O., 2001).

En el intervalo 13778'7'' – 13768', perteneciente a la sección asignada como Formación Guasare, se identificó la existencia de una asociación representada por palinomorfos continentales de los tipos *Longapertites vaneenderburgi*, *Retidiporites magdalenensis*, *Foveotriletes margaritae*, *Proxapertites cursus*, y los quistes de dinoflagelados del tipo; *Apectodinium homomorphum* (Carácter Cosmopolitan para el Paleoceno tardío – 59,2 m.a.), *Spiniferites cornutus var. opisthophorus*, *Spinidinium densispinatum*, cuyos rangos cronoestratigráficos delimitan este intervalo desde 66 Ma hasta 59,2 Ma según Cookson & Eisenak 1974. Por lo tanto, este intervalo se interpreta una edad Paleoceno temprano – Paleoceno tardío (66 – 59,2 Ma).

En el intervalo 13763'- 13254', perteneciente a la sección asignada como Formación Misoa, se identificó la existencia de un conjunto de palinomorfos continentales tales como; *Rugotricolpites felix* (Carácter regional / PAE, para la línea cronoestratigráfica Eoceno temprano 56 m.a.), *Retitricolpites simplex*, *Anacolosidites luteoides*, asociados a otro conjunto de palinomorfos que muestran sus primeras apariciones estratigráficas (PAE), *Striatricolpites catatumbus*, *Retibrevitricolpites triangulatus*, *Retitricolpites amapaensis*, *Retitricolporites irregularis*, *Clavainaperturites clavatus*. A esta asociación de palinomorfos continentales se interpreta una edad de Eoceno Temprano (56 – 47.8 Ma).

Desde el punto de vista Paleoambiental para el pozo BIII – A, en el intervalo 13796' – 13768', asignado a la Formación Guasare se utilizaron los rangos paleo batimétricos de los dinoflagelados identificados, los cuales en este intervalo presentan dominancia sobre las asociaciones de palinomorfos continentales, este tipo de

relación es indicativa de un marco depositacional dominado por procesos de origen marino y escasa influencia de procesos de origen continental.

El paleoambiente se determinó por la presencia de quistes de dinoflagelados del tipo; *Apectodinium homomorphum*, *Spiniferites sp.*, *Coronífera oceánica*, *Lingulodinium sp.*, este conjunto de dinoflagelados se caracterizan por soportar diferentes niveles de salinidad, sin embargo la asociación indica que se restringen a aguas salobres, y en el caso del *Lingulodinium sp.*, los especímenes observados muestran un ambiente poco profundo y con altos niveles de nutrientes, sugiriendo la presencia un sistema nerítico interno con alguna influencia de flujos continentales, típico de un ambiente de laguna interna en un margen de rampa carbonática interna, tal como fue propuesto a partir del análisis sedimentológico.

Para el intervalo correspondiente a la Formación Misoa se identificaron diferentes asociaciones o rangos paleoambientales y paleobatimétricos, de acuerdo al “Modelo de Asociaciones de Polen para el Eoceno” de Gemeraad & De Haan (1964), mostrado en la tabla 04, los cuales se describen a continuación:

En el intervalo 13763' - 13483', asignado a la Formación Misoa, se observa un cambio en la asociación de palinomorfos constituido por *Retitricolpites amapaensis*, *Proxapertites operculatus*, *Monoporites annulatus*, *Mauritiidites franciscoi*, junto con algunas pequeñas trazas de carbón. Esta asociación es típica de una Llanura Aluvial, lo cual coincide con las interpretaciones paleoambientales realizadas en los núcleos del pozo BIII – A, las cuales indican la existencia de una Planicie Deltaica Superior en la base de la Formación Misoa.

En el intervalo 13476' – 13254', asignada a la Formación Misoa se identificó la presencia de palinomorfos del tipo *Bombacacidites sp.*, *Retitricolpites irregularis*, *Retitricolporites hispidus*, *Deltodoispora adriensis*, junto al palinomorfo *Echitricolporites trianguliformis (forma A)*, siendo esta asociación típica de

ambientes Llanuras Costeras, destacando hacia el tope del intervalo analizado la presencia de los palinomorfos marinos (dinoflagelados) de los tipos *Lingulodinium pugiatum*, y *Spiniferites sp.*, indicando la influencia de condiciones marinas pocos profundos. Por lo tanto, este intervalo puede ser interpretado en un rango de Llanuras Costeras a Aguas Salobres, típico de una Planicie Deltaica Inferior.

Tabla 3: Asociación de polen para el Eoceno, modificado de Germeraad & De Haan (1964)

ASOCIACIONES DE POLEN PARA EL EOCENO SEGÚN GERMEERAAD & DE HAAN (1964)					
	Asociación 5 (Zonas continentales interiores)	Asociación 4 (Llanura aluvial)	Asociación 3 (Llanura costera media/superior)	Asociación 2 (Llanura costera inferior, cinturón de mareas, aguas salobres)	Asociación 1 (Marino)
<i>Hyalosphaeridae</i> *					
Dinoflagelados					
Micrótaminiellus					
<i>Echtriporites tranquifloris</i> (402)*					
<i>Bombacoidites</i> sp (392)					
<i>Clavatricolobites leboiae</i> (132)					
<i>Retriocolobites magnus</i> (150)*					
<i>Verrucosporites speciosus</i> (172)*					
<i>Retriocolobites irregularis</i> (214)*					
<i>Retriocolobites hispidus</i> (235)					
<i>Psilatricolobites crassus</i> (251)*					
<i>Solizocolobites echinatus</i> (515)*					
<i>Mauritoides francooi</i> (608)*					
<i>Deltoidospora adriennis</i> (702)*					
<i>Leviocolobites cataniensis</i> (894)					
<i>Stratocolobites catalumbus</i> (20)*					
<i>Psilatricolobites obovatus</i> (144)					
<i>Retriocolobites brevis</i> (166)					
<i>Retriocolobites angulatus</i> (275)*					
<i>Echtricolobites</i> sp (460)					
<i>Retriocolobites catalumbus</i> (468)					
<i>Gemmastephanopites breviculus</i> (475)*					
<i>Retriocolobites anceps</i> (492)					
<i>Retriocolobites amapaensis</i> (503)*					
<i>Proxacerites obovatus</i> (538)*					
<i>Proxacerites curvus</i> (556)					
<i>Monoporites annulatus</i> (579)					
<i>Lomaxerites proxaceritoides</i> (619)					
<i>Clavimonoobolites loxensis</i> (647)					
<i>Clavimonoobolites doroceras</i> (724)					
<i>Wilsonites marzoccolatus</i> (950)					
<i>Gemmastephanopites polymorphus</i> (222)					
<i>Podocavities</i> sp (387)*					
<i>Retriocolobites triangularis</i> (401)*					
<i>Echistephanopites affinis</i> (499)*					
<i>Polysphaerocolobites</i> sp (701)					
<i>Kuvitsoidites waterbolsi</i> (729)					

A partir de las especies de quistes de dinoflagelados identificados en sus primeras y últimas apariciones en el pozo BIII – A, mostradas en el anexo 05, se realizó un gráfico de correlación cronoestratigráfica de las especies identificadas (ver Figura 87). A partir de este grafico se logró definir la duración aproximada de la discordancia del Paleoceno, la cual representa uno de los límites de secuencia de mayor envergadura de acuerdo a los modelos estratigráficos y secuenciales de alcance regional (Mann *et. al.*; 2006). De acuerdo a este análisis gráfico, la discordancia del Paleoceno en el área de estudio es de al menos 3,2 Myr, marcada por la última aparición (UAE – 59,2 M.a.) palinomorfo *Foveotriletes margaritae*, rango definido regionalmente (occidente de Venezuela), aunado a la presencia del dinoflagelado *Apectodinium homomorphum*, de carácter Cosmopolitan, datado en el trabajo de Jan

Du Chêne, R. (1978), para Paleoceno Tardío (59,2 Ma), y la diferencia cronoestratigráfica, reflejada en la profundidad de 13763', la cual se registra con palinomorfos continentales, que a su vez demarcan un cambio drástico paleoambiental (reflejando condiciones no marinas), es de 56 m.a. con la PAE del *Rugotricolporites felix*, caracterizado regionalmente para determinar la línea cronoestratigráfica del Eoceno temprano (56 M.a.).

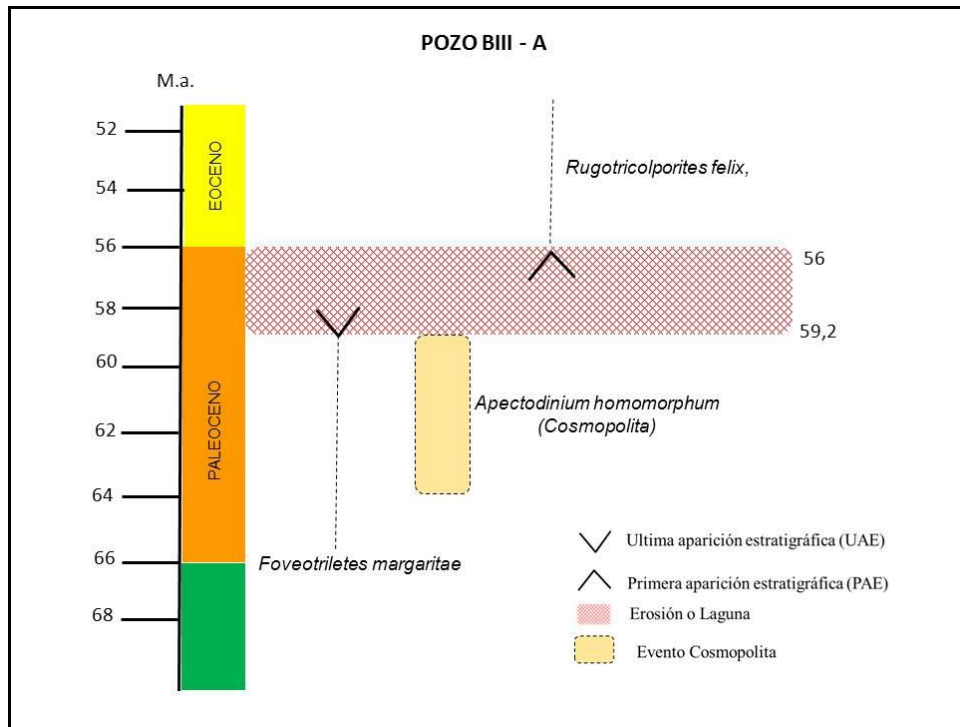


Figura 87: Grafico de correlación para el pozo BIII – A

BIOESTRATIGRAFÍA DEL POZO BIII – B:

Para este pozo se realizó un análisis de las tres disciplinas antes mencionadas, obteniéndose resolución solo para la disciplina de Palinología, cuyos resultados se muestran a continuación:

El análisis de muestras para estudios palinológicos se realizó a todo lo largo del intervalo de núcleos pertenecientes a las formaciones Misoa y Guasare, en donde se identificaron las siguientes asociaciones de palinomorfos:

En el intervalo 13544' – 13520', se identificaron los siguientes palinomorfos *Longapertites proxapertitoides*, *Longapertites vaneendenburgi*, *Proxapertites cursus*, *Retidiporites magdalenensis* cuyas asociaciones de PAE y UAE respectivamente marcan la presencia del Paleoceno, de acuerdo a los trabajos de Rull V., (1999a) y Muller *et. al.* (1987). Además, gracias a esta asociación, se definió una edad de Paleoceno Tardío (Zona 15 – 16) de acuerdo a lo planteado en el trabajo de Muller *et. al.* (1987). Por lo que, se establece una línea cronoestratigráfica de 66-59,2 m.a. para el intervalo, tal como se observa en la Figura 88.

En el intervalo 13509' – 12922'1'' se caracteriza por la primera aparición (PAE), del palinomorfo continental *Rugutricolporites felix* (carácter regional), asociados a él se encuentran el *Retitricolpites amapensis*, *Echistephanoporites Cf. Alfonsi*, *Psilatricolporites crassus*, y el *Retitricolpites irregularis*, por lo tanto, de acuerdo a esta asociación y lo planteado en los trabajos de Rull V.; (1999b) y Muller *et. al.* (1987) se define una de edad Eoceno Temprano. Así mismo se extendió dicha zona por la presencia del marcador de rango *Rugutricolporites felix*, y los marcadores de abundancia, *Proxapertites operculatus*, *Retibrevitricolpites triangulatus* y *Echitriporites trianguliformis*. Asignándose una edad de Eoceno Temprano (56 – 47.8 Ma) para todo el intervalo.

Desde el punto de vista paleoambiental utilizando las tablas de las “Asociaciones de Polen para el Eoceno” propuestas por Gemeraad y De Haan (1964)” (ver Tabla 03), se observa para el intervalo 13509'- 12922'1'' correspondiente a la Formación Misoa, un comportamiento paleoambiental que no sufre cambios importantes, manteniéndose una asociación relativamente constante de palinomorfos que sugieren los siguientes ambientes de base a tope.

Llanura Aluvial hacia la base (13535'1'' – 13477'1''), definida por los palinomorfos continentales de los tipos: *Striatricolpites catatumbus*, *Retistephanocolpites angeli*, *Proxapertities operculatus*, *Monoporites annulatus*, *Longapertites proxapertitoides*, *Wilsonipites margocolpatus*.

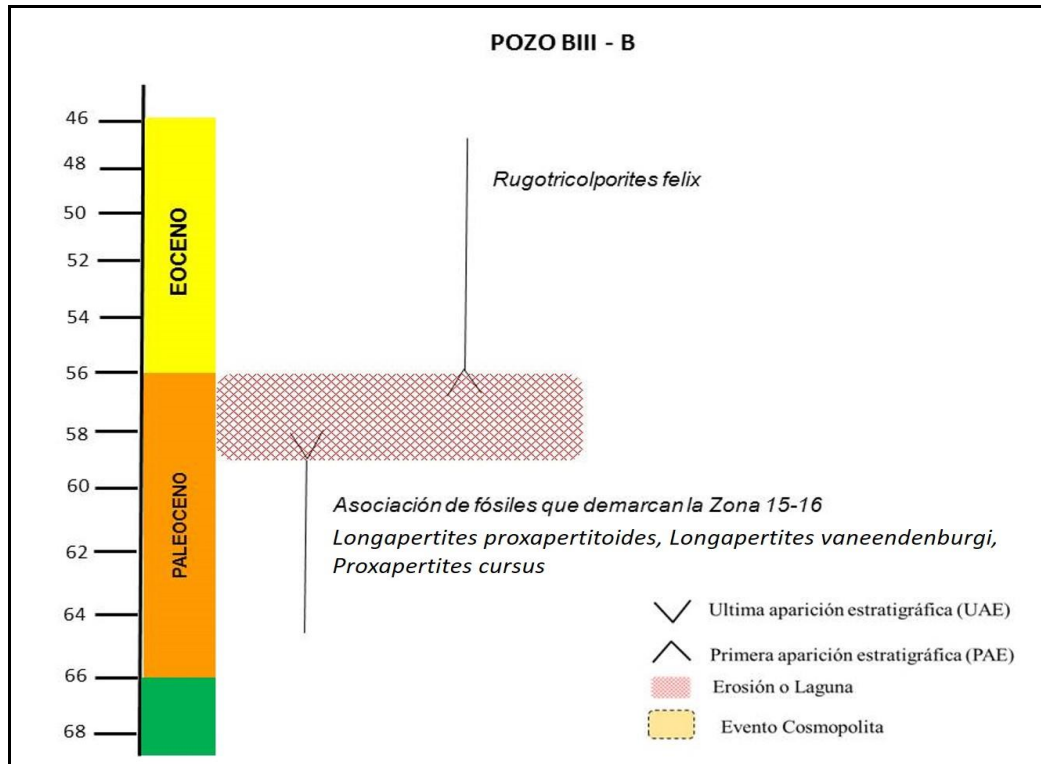


Figura 88: Grafico de correlación del pozo BIII – B

Llanura Costera media – superior, de la parte media al tope (13466' – 12922'1'') definida por los palinomorfos continentales de los tipos: *Retitricolporites irregularis*, *Clavatricolporites leticiae*, *Verrucatosporites speciosus*, *Retitricolporites hispidus*, *Retitricolporites crassus*, *Spinizonocolpites echinatus*, *Mauritiidites franciscoi*, *Deltodoispora adriennis*, *Laevigatosporites catanajensis*.

Definiendo de esta manera para la sección correspondiente a la Formación Misoa un ambiente que de Llanura aluvial hacia la base hacia una Llanura costera media – superior, para la parte media a superior de intervalo estudiado (ver anexo 6), lo cual concuerda con las interpretaciones realizadas desde el punto de vista sedimentológico para este pozo que indica un sistema de Planicie Deltaica superior hacia la base que gradúa a una planicie deltaica inferior al tope.

BIOESTRATIGRAFÍA DEL POZO BIII – C:

Para este pozo se realizó un análisis de las disciplinas de Nanoplancton Calcáreo, Microforaminíferos y Palinología, en el intervalo de núcleo 14440' – 14540', cuyos intervalos se caracterizan por no contener elementos de flora y fauna característicos para la definición de edad y paleoambiente.

BIOESTRATIGRAFÍA DEL POZO BIII – D:

Para este pozo se realizó un análisis de las tres disciplinas antes mencionadas cuyos resultados se describen a continuación.

Microforaminíferos: Se analizaron distintos intervalos correspondientes a muestras de núcleos para las formaciones Misoa y Guasare, obteniéndose resolución en el intervalo 13750' – 13759'; asignada a la Formación Guasare, identificándose los siguientes elementos de fauna; *Hedbergella sp.*, *Globigerina sp.*, *Miliolidos sp.*, *Nummulites sp.* y fragmentos de fauna asociada, a partir de dicha asociación se define una edad de Paleoceno sin diferenciar y un rango paleobatimétrico de Nerítico Interno.

Palinología: Se realizó el análisis a todo lo largo del intervalo de núcleos pertenecientes a las formaciones Misoa y Guasare, en donde se identificaron

palinomorfos asociándose sus primeras y últimas apariciones estratigráficas (PAE y UAE, respectivamente), cuyos resultados se muestran a continuación.

En el intervalo 13723'5'' – 13750', basándose en la presencia de la siguiente asociación de palinomorfos; *Proxapertites cursus*, *Longapertites proxapertitoides*, *Retimonocolpites sp.*, *Longapertites vaneendenburgi*, *Proxapertites operculatus*, se definió una edad de Paleoceno Tardío (59,2 m.a.) (Zona 15 – 16) de acuerdo a lo planteado en el trabajo de Muller *et. al.* (1987).

Desde el punto de vista paleoambiental este intervalo se caracteriza por un contenido de la materia orgánica, tipo húmica biodegradada, opaca, mediana selección, así como por la presencia de palinomorfos de origen marino, microplancton, moldes de foraminíferos, y palinomorfos terrestres (hongos), dicha asociación sugiere la presencia de un paleoambiente Transicional a Nerítico Interno.

Desde el punto de vista paleoambiental, el intervalo 13102'6'' – 13723'5'' se caracteriza por la presencia de materia orgánica de tipo húmico biodegradado, opaca, mala selección, y hacia el tope destaca la presencia de palinomorfos de origen marino (Microforaminíferos y microplancton) y terrestres (hongos y pediatrum). Se interpreta para ésta palinofacies un ambiente de sedimentación de tipo Llanura costera (cinturón de mareas, aguas salobres). Esta asociación paleoambiental coincide con las interpretaciones realizadas a partir de los estudios sedimentológico, las cuales muestran una tendencia de una planicie deltaica superior que grada a una planicie deltaica inferior con influencia de mareas hacia el tope.

Tomando en cuenta los resultados de los análisis bioestratigráficos en los pozos con núcleo donde se define la discordancia del Paleoceno con una duración de al menos 3,2 Myr, que implica la posible erosión y/o no-depositación (laguna), de los sedimentos entre el intervalo cronoestratigráfico de 59,2 – 56 Ma, se cuenta con análisis realizados en otros pozos, que abarcan el mismo intervalo a partir de

muestras de canal, tales como BIII – 12 y BIII – 11, los cuales mostraron resultados similares, aunque asociados a otras especies de palinomorfos continentales, los cuales de acuerdo a los trabajos de Rull V.; (2001) y Muller *et. al.*; (1987), presentan los siguientes rangos; *Longapertites proxapertitoides* (PAE), *Longapertites vaneendenburgi*, *Proxapertites cursus*, que demarcan la Zona 15-16 / Paleoceno tardío, asociados a *Gemmamonocolpites gemmatus* y *Retidiporites magdalenensis*. Mientras que para el Eoceno se le asigna una edad de 56 – 37,8 M.A, que se reconoce a través de las primeras apariciones (PAE) de los palinomorfos continentales del tipo; *Bombacacidites foveoreticulatus*, *Magnatriatites grandiosus* y *Echitriletes muelleri*.

Por lo tanto, se infiere que en el área de Bloque III, destaca la ausencia de los depósitos del durante el Thanetiense con un aproximadamente un rango de 59,2 – 56 Ma, que se mantiene en el área de Estudio (ver Figura 89).

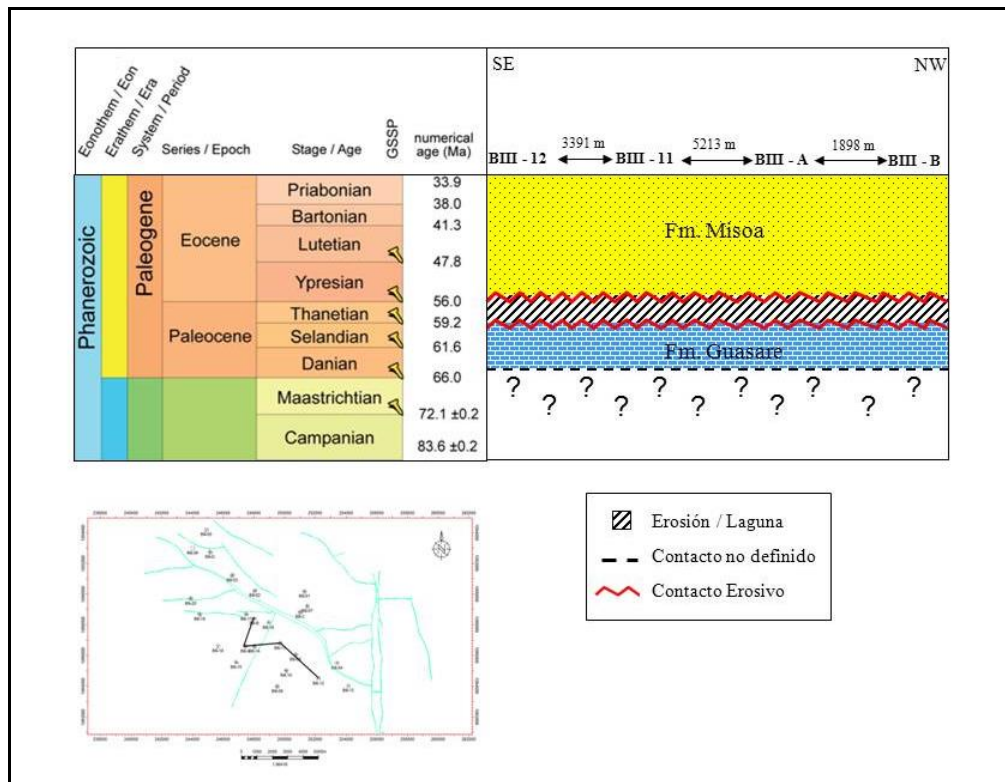


Figura 89: Cuadro de correlación cronoestratigráfico propuesto para el área de estudio

ANÁLISIS PETROGRÁFICOS

Con base a las características de las litofacies y asociaciones de facies definidas en los núcleos de los pozos con núcleo, se seleccionaron un conjunto de muestras para análisis petrográficos en ambos dominios estratigráficos (Paleoceno y Eoceno), con la finalidad de analizar sus distintas características y componentes. La sumatoria de estas características definen las microfacies para cada una de las muestras de roca analizadas, estas en su conjunto pueden dar información acerca de los ambientes depositación y condiciones diagenéticas. Estas muestras fueron procesadas de acuerdo a la metodología descrita en las páginas 92 y 93, y catalogadas tomando en cuenta las clasificaciones mostradas en las figuras 07 y 11.

FORMACIÓN GUASARE – PALEOCENO:

Dentro de este intervalo estratigráfico se seleccionaron por un total de veinticinco (25) muestras, en los cuatro pozos, tal como se muestran en la tabla 4:

Tabla 4: Resumen de las muestras analizadas por pozo – Formación Guasare

BIII - A	BIII - B	BIII - C	BIII - D
13798'	13532'6"	14547'	13771'9"
13793'	13529'	14542'2"	13764'
13786'7"	13522'2"	14535'3"	13763'
13784'		14525'3"	13760'
13782'		14488'5"	13759'
13770'		14484'4"	13757'6"
		14476'3"	13750'
			13714'
			13675'
			13662'

Estas están conformadas mayormente por microfacies de origen carbonático y algunas areniscas, clasificándose de acuerdo al esquema de Dunham (1962); Pettijhon *et. al.* (1972), respectivamente, identificándose un total de once (11) microfacies las cuales se resumen en la tabla 05.

Tabla 5: Sumario de Microfacies Sedimentarias identificadas en la Formación Guasare

MICROFACIES (MF)	DEFINICIÓN	COMPONENTES MAYORITARIOS	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	AMBIENTES	SISTEMA DEPOSITACIONAL
MF1	Packstone de Bioclástos de Peloides	Bioclástos fragmentados, retrabajados y horadados, como ostreidos, pelecípodos, gasterópodos, placas y espinas de equinodermos, de distintos tamaños, localmente se identifican algunos ostrácodos y briozoarios pequeños. Peloides glauconitizados y sideritizados	Generalmente sin estructura aparente, localmente se observa laminación paralela y algunas ondulaciones	Submareal a intermareal, bajíos internos en un marco de laguna restringida de moderada energía	Rampa Interna
MF2	Packstone de Bioclástos y Ooides	Bioclástos fragmentados y retrabajados, algunos recristalizados, como ostreidos, pelecípodos y gasterópodos entre otros, destaca la presencia de ooides cuyos núcleos son granos de cuarzo tamaño arena media, además se observan algunos intraclástos de caliza	Generalmente de aspecto masivo	Submareal, pueden representar zonas de bajíos internos de energía moderada a alta	Rampa Interna
MF3	Wackestone/Packstone – Packstone – Packstone/Grainstone de Bioclástos	Bioclástos fragmentados, retrabajados y horadados de distintos tamaños como ostreidos, pelecípodos, gasterópodos, placas y espinas de equinodermos, algunos ostrácodos y serpulidos, se observan algunos peloides de glauconita y niveles sideritizados	Generalmente masivas, localmente es observa estratificación plano paralela	Submareal a Intermareal, bajíos internos y/o bancos de bioclástos de energía moderada con intervalos de baja energía	Rampa Interna
MF4	Packstone –	Abundantes ooides superficiales	De aspecto masivo	Intermareal a	Rampa Interna

	Packstone/Grainstone – Grainstone de Ooides y Bioclásticos	a tangenciales cuyos núcleos son granos de cuarzo, peloides y/o fragmentos, los bioclásticos observados son mayormente equinodermos y fragmentos de moluscos recristalizados, destaca la presencia de intraclásticos de caliza oolítica y bioclástica		Submareal, conforman Bajíos y/o Bancos discontinuos de arenas oolíticas de energía moderada a alta	
MF5	Packstone – Packstone/Grainstone – Grainstone de Ooides	Abundantes Ooides superficiales a tangenciales, cuyos núcleos son en su mayoría granos de cuarzo de tamaño medio de subangulares a subredondeados, el contenido de cuarzo es variable, destaca en algunos intervalos la presencia procesos de dolomitización de los ooides y de la matriz, se observan algunos bioclásticos mayormente placas y espinas de equinodermos	Aspecto masivo a laminar	Intermareal a Submareal, Bancos discontinuos de arenas oolíticas, en una zona caracterizada por alta energía	Rampa Interna Distal
MF6	Packstone de Peloides y Bioclásticos	Abundantes presencia de peloides y bioclásticos de gasterópodos y bivalvos de distintos tamaños y granos de cuarzo	Aspecto masivo a laminar	Submareal, medio de laguna protegida de baja energía	Rampa Interna
MF7	Wackestone/Packstone de Equinodermos y Foraminíferos	Placas y espinas de equinodermos y foraminíferos béticos, se observan algunos bioclásticos muy fragmentos y retrabajados	Laminación paralela a ondulada	Submareal, en un medio de Laguna protegida de baja energía	Rampa Interna
MF8	Wackestone de Foraminíferos	Foraminíferos béticos de distintos tamaños, generalmente retrabajados, se observan	Laminación Ondulada	Submareal, en un ambiente de Laguna Somera	Rampa Interna

		algunas placas y espinas de equinodermos, peloides de glauconita y niveles sideritizados		restringida de baja energía	
MF9	Mudstone	Abundante micrita y niveles de glauconitización y algunos niveles dolomitizados, se observan algunas placas de equinodermos	Laminación Ondulada	Intermareal, ambiente de baja energía a Llanura de Marea	Rampa Interna Proximal
MF10	Arenisca Calcárea	Abundantes granos de cuarzo de tamaño muy fino de subangulares a subredondeados, escasos bioclásticos muy retrabajados y horadados embebidos en una matriz micrítica	Aspecto Masivo	Anteplaya?	Rampa Interna Proximal en una transición a un medio de dominio siliciclásticos
MF11	Sublitarenita	Arenisca de tamaño medio a grueso, fragmentos líticos en alteración generando pseudomatriz, y algunos niveles de cemento de calcita	Aspecto Masivo	Anteplaya?	Medio de dominio siliciclástico, próximo-costero?

Microfacies de Packstone de Bioclásticos y Peloides (MF1): Está conformada en su mayoría por fragmentos de bioclásticos generalmente fragmentados y retrabajados, destacan algunos fragmentos con horadaciones, algunos están recristalizados, en general hay presencia de envoltorios micrítico alrededor de los fragmentos. Se logró identificar la presencia de ostreidos, gasterópodos, pelecípodos, equinodermos y briozoarios, además destaca la presencia de peloides de glauconita y niveles de siderita. Como fase de unión se identificó la presencia de cemento de calcita tipo mosaico producto de la recristalización de la micrita (ver Foto 01 A-D).

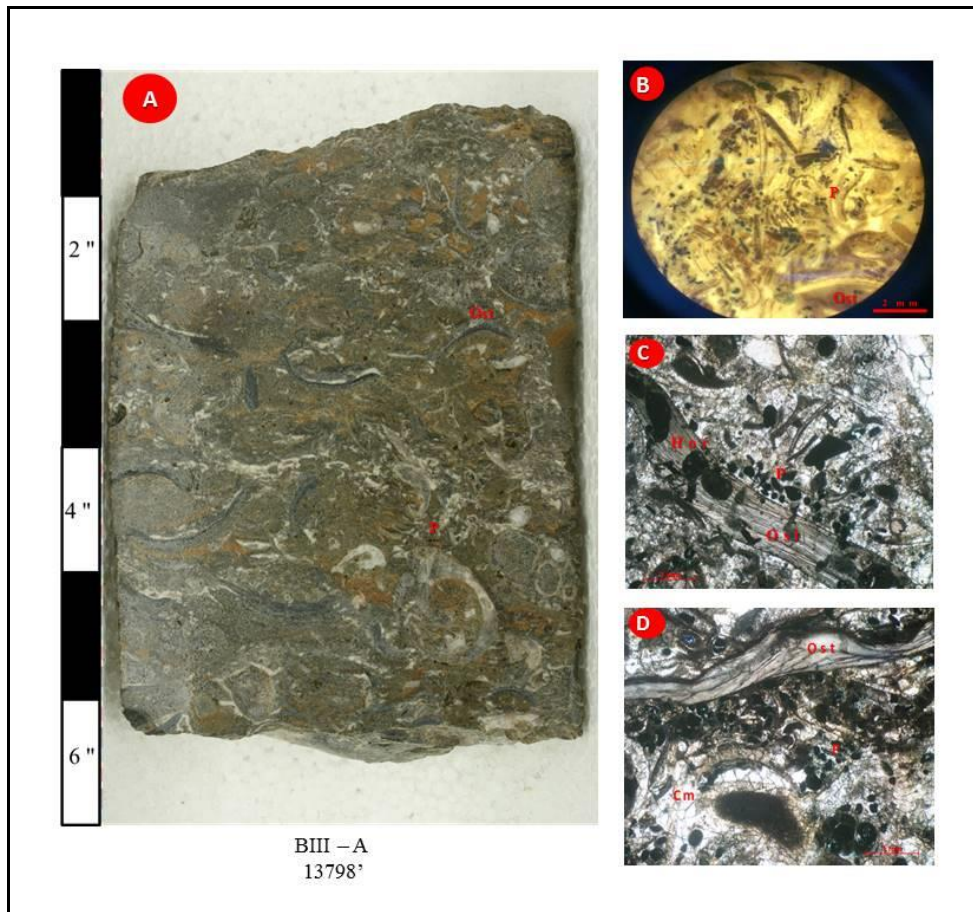


Foto 1: MF1, BIII - A 13798'; (A) Escala macroscópica, (B) con lupa binocular, (C-D) bajo microscopio de luz reflejada NP. Ost= Ostreido, P= Peloides, Hor= Horadación, Cm= Cemento de calcita tipo mosaico

Microfacies de Packstone de Biocláustos y Ooides (MF2): Se observan abundantes biocláustos fracturados y algunos recristalizados, de pelecípodos, ostreidos, gasterópodos y equinodermos entre otros, mostrando presencia de envoltorios micríticos, además se identifica la presencia de ooides superficiales cuyos núcleos son granos de cuarzo de tamaño medio. Como fase de unión destaca la presencia de micrita y microespato producto de la recristalización de la micrita, además de se observan algunos intervalos con desarrollo de estructura geopetal alrededor de los fragmentos de conchas grandes (ver Foto 02 A-D).

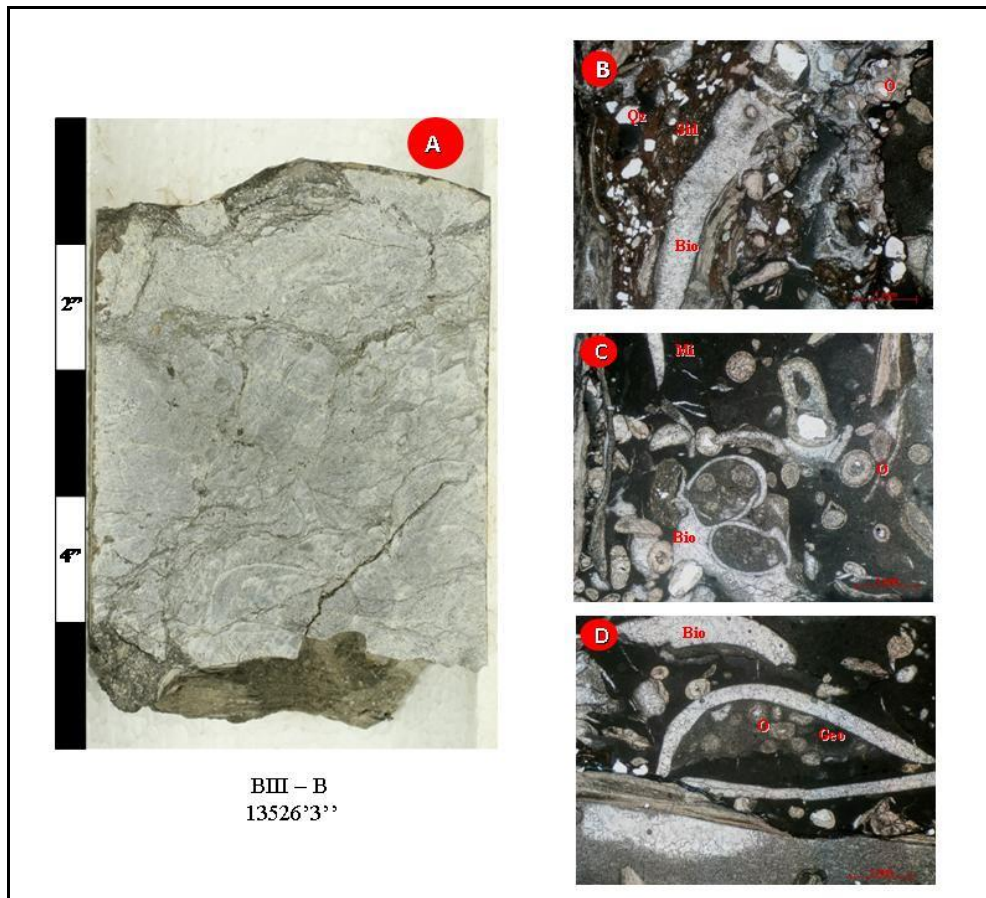


Foto 2: MF2, BIII - B, 13522'2'' (A) Escala macroscópica, (B-D) Bajo microscopio de luz reflejada NP; Qz= cuarzo, Sid= siderita, Bio= bioclásto, O= ooide, Mi= micrita, Geo= Estructura geopetal

Se observa la presencia de posibles niveles de alteración caracterizados por la presencia de zonas con abundantes intraclastos de caliza, estilolitas y niveles sideritizados (ver Foto 03 A-B).

Microfacies de Wackestone/Packstone – Packstone – Packstone/Grainstone de Bioclásticos (MF3): Se observan abundantes bioclásticos de diversos tamaños fragmentados y/o desarticulados, algunos recristalizados y otros no, entre estos domina la presencia de ostreidos, pelecípodos, equinodermos, entre otros, se identifican envoltorios micríticos alrededor de los fragmentos (ver Foto 4), de manera minoritaria se presentan algunos peloides de glauconita y foraminíferos bentónicos.

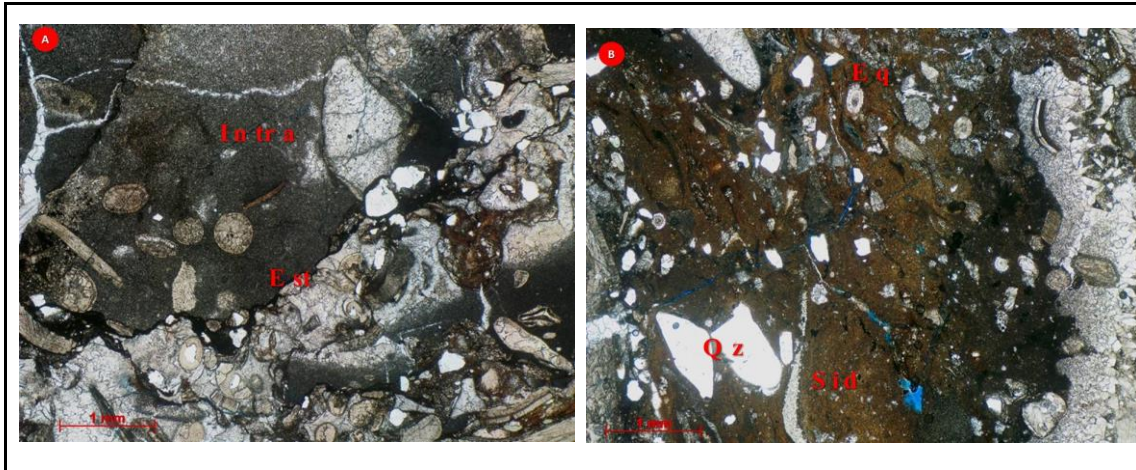


Foto 3: Detalles de la MF2, BIII – B, 13522'2" NP, (A) Intra= Intraclastos de Caliza, Est= Estilolitas (B) Sid= Nivel Sideritizado, Qz= granos de cuarzo subangulares y Eq= espinas de equinodermos

Como fase de unión se identifica la presencia de micrita y calcita recristalizada en forma de cemento granular tipo mosaico, de manera puntual destaca la presencia de niveles de sideritización de la micrita y dolomitización (ver Foto 5 A-B).

Microfacies de Packstone – Packstone/Grainstone – Grainstone de Ooides y Bioclásticos (MF4): Abundante presencia de ooides superficiales y tangenciales, los cuales se caracterizan por tener en su mayoría núcleos de granos de cuarzo de tamaño medio de subangulares a subredondeados, en menor proporción peloides y pequeños

fragmentos micritizados, además se observan biocláustos fragmentados normalmente de equinodermos y algunos bivalvos, tales como pelecípodos, ostrácodos y gasterópodos (ver Foto 6), se observan escasos intracláustos de caliza oolítica.

Como fase de unión destaca la presencia de micrita, la cual en algunos intervalos se encuentra en proceso de dolomitización, esta es más abundante en las zonas de predominio de ooides, mientras que en la zona donde hay preponderancia de biocláustos domina la micrita (ver Foto 7 A–B).



Foto 4: MF3, BIII – A, 13786'7'' (A) Vista Macroscópica, (B) Vista bajo lupa binocular, (C - D) Vista bajo microscopio de luz reflejada NP, Ost= Ostreidos, P= Peloides, Geo= Estructura Geopetal, Mi= Micrita, Cm= Cemento tipo mosaico, P= Peloides, Ser= Serpulidos, Biv= Bivalvos recristalizados

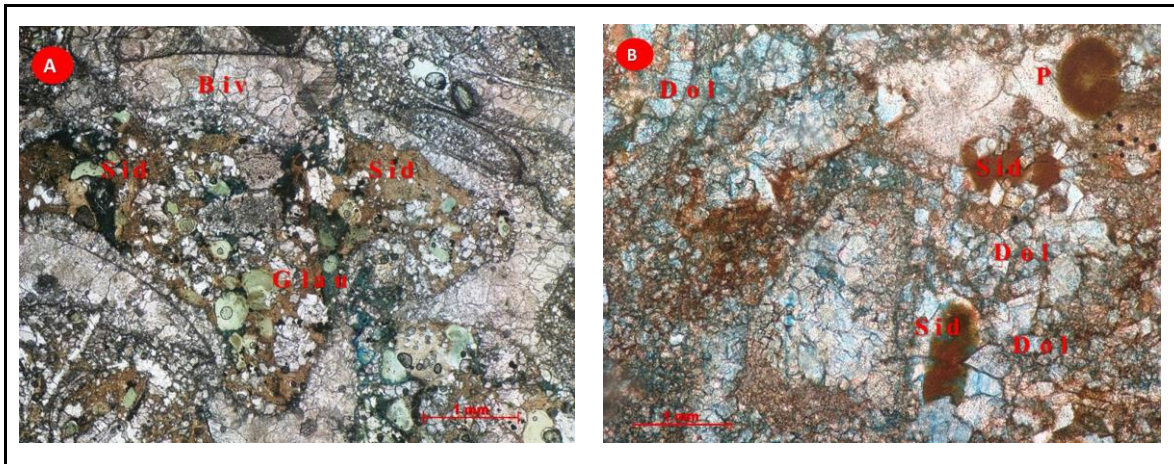


Foto 5: Detalle de MF3 (A) BIII - A, 13786'7'' NP Biv= Bivalvos recristalizados, Sid= Sideritización, Glau= Glauconita; (B) BIII - C, 14535'3'' NP, Dol= Cristales de dolomita, P= Peloides

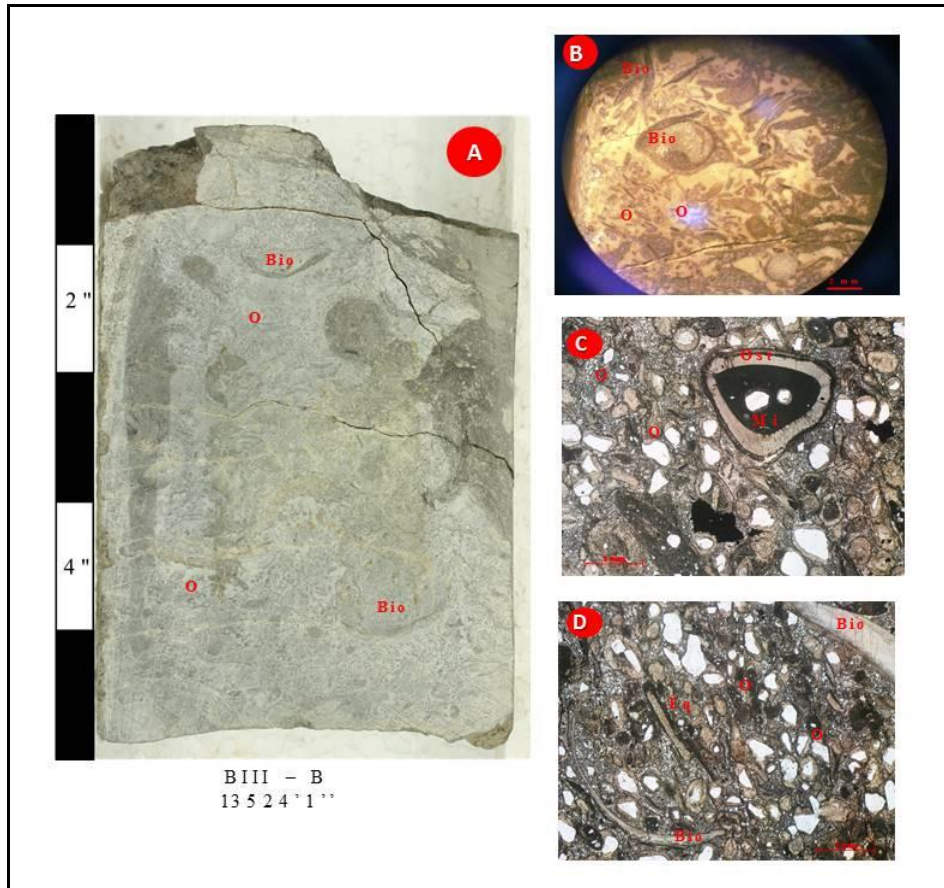


Foto 6: MF4, BIII - B, 13524'1'' (A) Vista macroscópica, (B) Vista bajo lupa binocular, (C-D) Vista bajo microscopio de luz reflejada NP, Bio= bioclásticos, O= Ooides, Ost= Ostracodo, Eq= Equinodermo

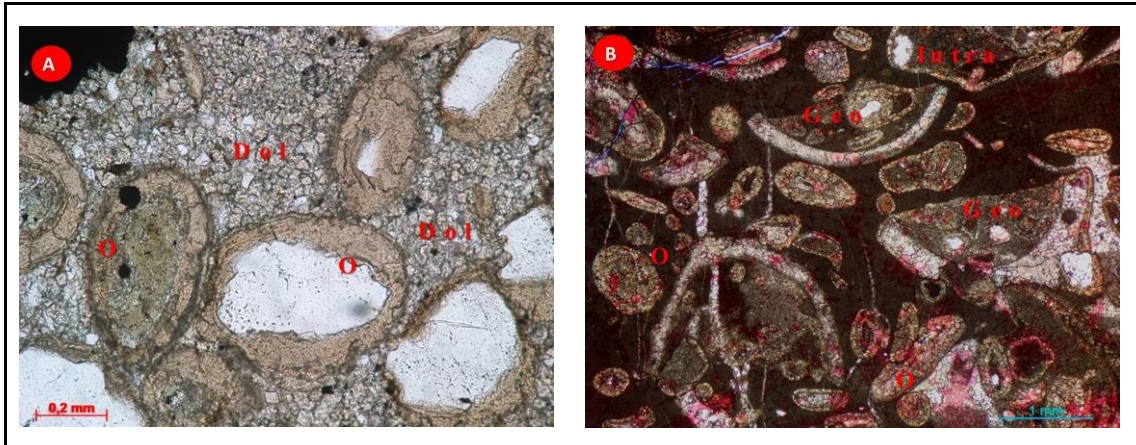


Foto 7: Detalle MF4 (A) BIII - B, 13529' NP, Dol=cemento de dolomita, O=Ooides superficial, (B) BIII - C, 14484'4'' NP, O=Ooides recristalizado por dolomita, Geo= Estructura Geopetal, Intra= intraclastos

Microfacies de Packstone – Packstone/Grainstone – Grainstone de Ooides

(MF5): Conformada casi exclusivamente por ooides superficiales y tangenciales, cuyos núcleos son granos de cuarzo, peloides y algunos bioclásticos pequeños, adicionalmente, se observan algunos bioclásticos recristalizado de bivalvos, gasterópodos y algunos foraminíferos (ver Foto 8).

Como fase de unión se observa la presencia de lodo micrítico, el cual se encuentra en procesos de dolomitización junto con algunos ooides, haciendo difícil su diferenciación (ver Foto 9 A-B).

Microfacies de Packstone de Peloides y Bioclásticos (MF6):

Abundante presencia de peloides y bioclásticos de gasterópodos, equinodermos y bivalvos, cuya fase de unión está representada por lodo micrítico con escasos niveles de cemento de calcita, formando estructura geopetal alrededor de los bioclásticos. Destaca la presencia de abundantes intraclastos de cuarzo de tamaño medio a grueso de subangulares a subredondeados (ver Figura 10).

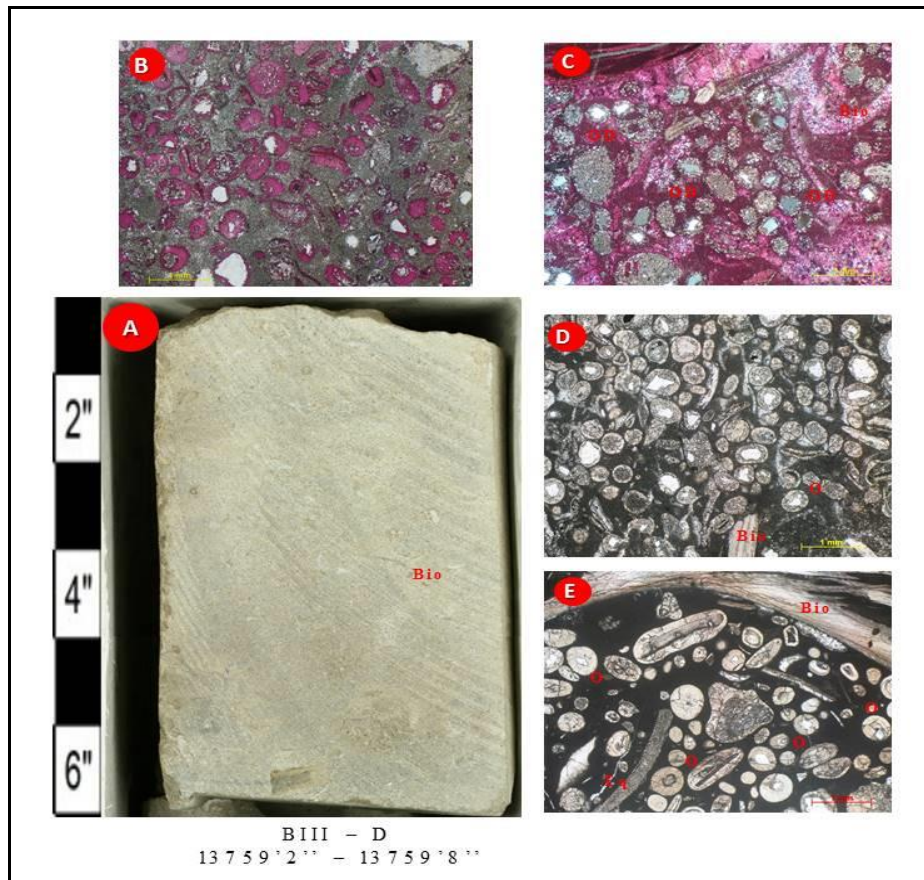


Foto 8: MF5, BIII - D, 13459'2'' - 13759'8'' (A) Vista macroscópica, (B-E) Vista bajo microscopio de luz reflejada NP, Bio= bioclastos, O= Ooides, OD= Ooides dolomitizados, MD = Matriz dolomitizada

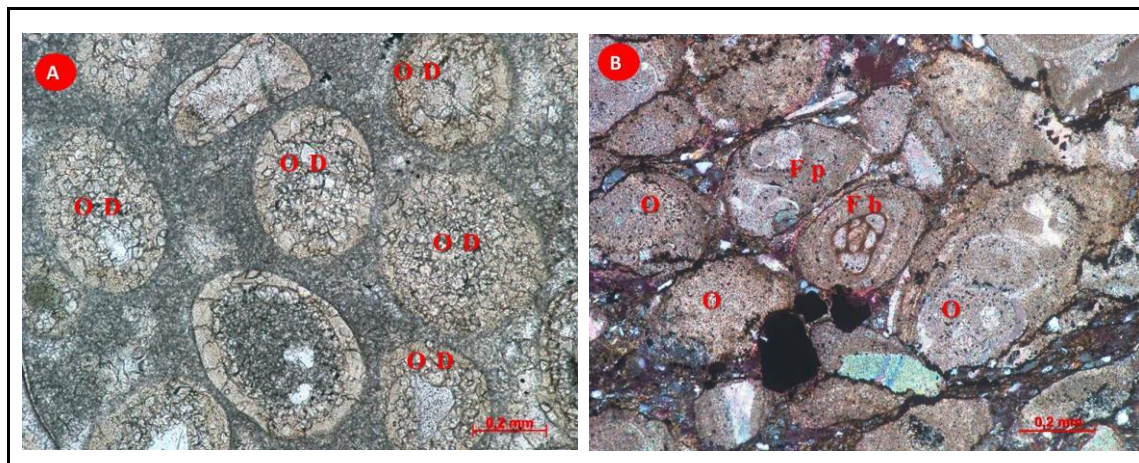


Foto 9: Detalle MF5, (A) BIII – D, 13759' NP, OD= Ooides dolomitizados, (B) BIII - C, 14476'3'' NP, O= Ooides micritizado, Fp= Foraminífero planctónico, Fb = Foraminífero bentónico del tipo Miliolido

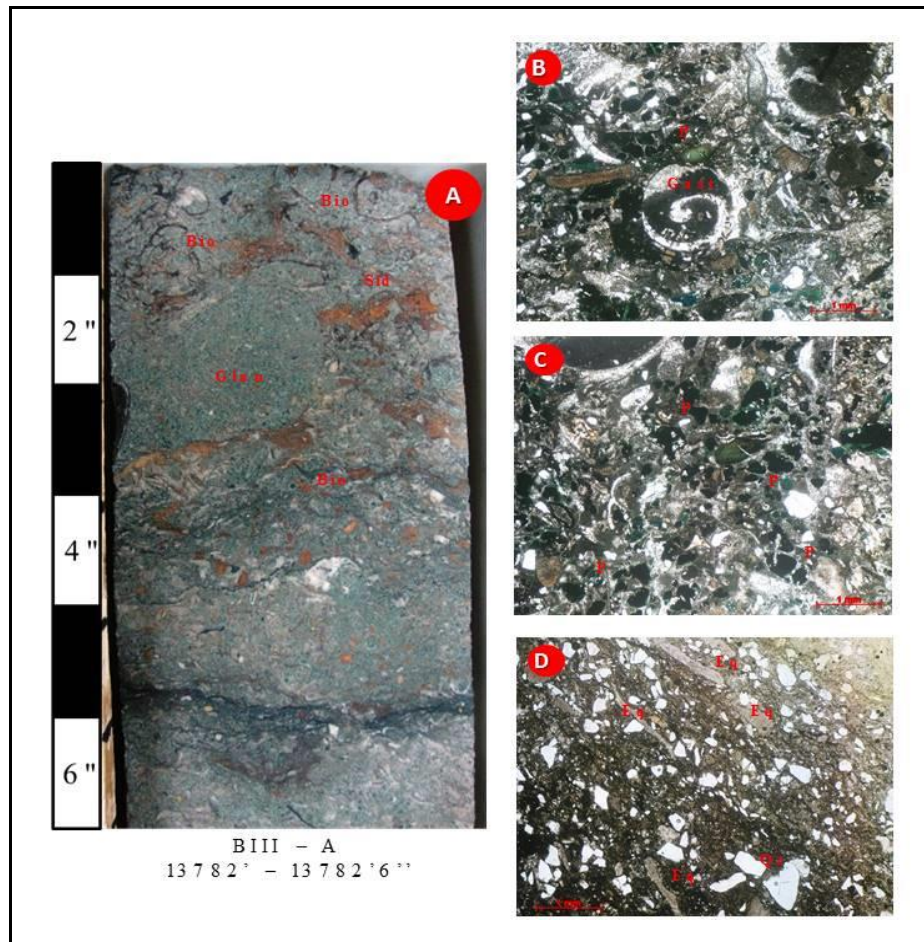


Foto 10: MF6, BIII - A, 13782' - 13782'6'', (A) Vista Macroscópica, (B-D) Vista bajo microscopio de luz reflejada NP, Bio= Bioclásto, Sid= Siderita, Glau= Glauconita, P= Peloides, Gast= Gasterópodo, Eq= Equinodermos, Qz= Cuarzo

Microfacies de Wackestone / Packstone de Equinodermos y Foraminíferos (MF7): Conformada por abundantes bioclástos muy fragmentados y retrabajados dominados por la presencia casi exclusiva de placas, espinas de equinodermos y foraminíferos bénticos, además se observa la presencia de algunos intraclástos de caliza (ver Figura 11). Como fase de unión destaca la presencia de abundante micrita y escasos niveles de cemento de calcita.

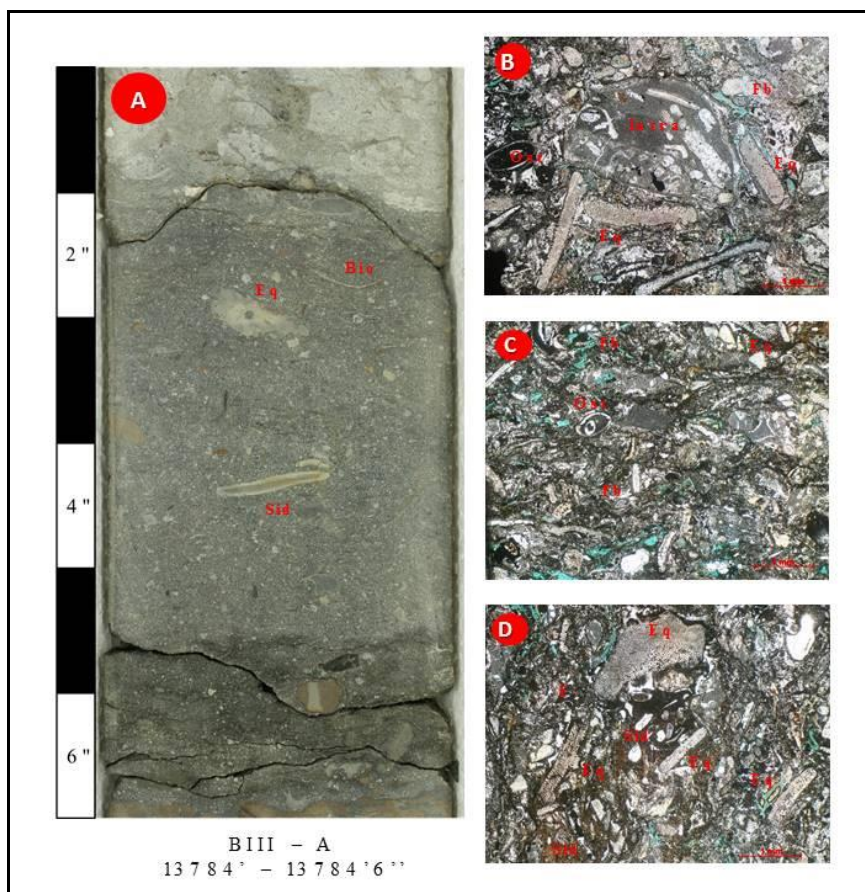


Foto 11: MF7, BIII - A, 13784' - 13784'6'' (A) Vista macroscópica, (B-D) Vista bajo microscopio de luz reflejada NP, Bio= Bioclásto, Sid= Siderita, Eq= Equinodermo, Ost= Ostrácodo, Intra= Intraclásto, Fb= Foraminífero béntico, F= Foraminífero

Microfacies de Wackestone de Foraminíferos (MF8): Destaca la presencia de foraminíferos bénticos de distintos tamaños junto con algunas placas y espinas de equinodermos, algunos peloides de glauconita y niveles sideritizados embebidos en una matriz micrítica (ver Foto 12).

Microfacies de Mudstone (MF9): Conformada por abundante micrita y niveles de glauconitización, destaca la presencia de algunas placas de equinodermos y cristales aislados de posible dolomita y algunos foraminíferos (ver Foto 13).

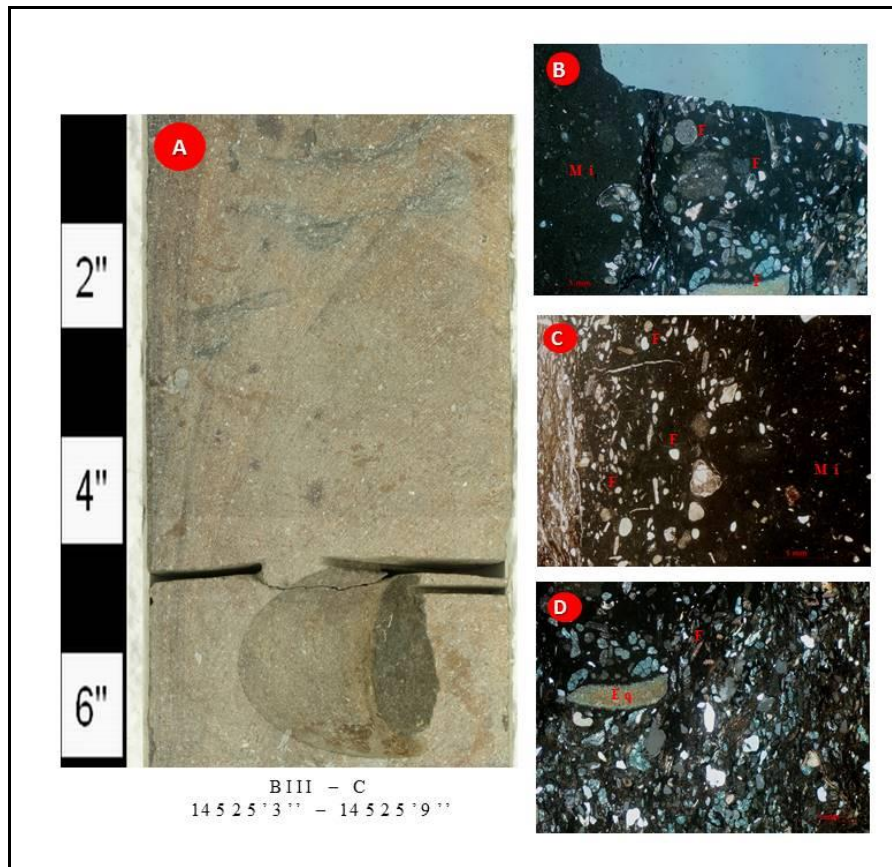


Foto 12: MF8, BIII - C, 14525'3" - 14525'9", (A) Vista macroscópica, (B-D) Vista bajo microscopio de luz reflejada NP, F=Foraminífero, Eq= Equinodermo, Mi= Micrita

Microfacies de Arenisca Calcárea (MF10): Roca de mezcla conformada por considerable contenido de material siliciclásticos ($\geq 20\%$), tales como grano de cuarzo de tamaño fino de subangular a subredondeado, en contacto de tipo grano/matriz, y con algunos fragmentos de bioclóstos retrabajados (ver Foto 14).

Microfacies de Sublitarenita (MF11): Arenisca de tamaño de grano medio y algunos de tamaño grueso, de subangulares a subredondeados de contactos cóncavo/convexos y longitudinal/planar, con presencia de algunos fragmentos de roca tipo chert en alteración generando pseudomatriz, sobrecrecimientos de cuarzo en continuidad óptica y algunos niveles de cemento de calcita (ver Foto 15).

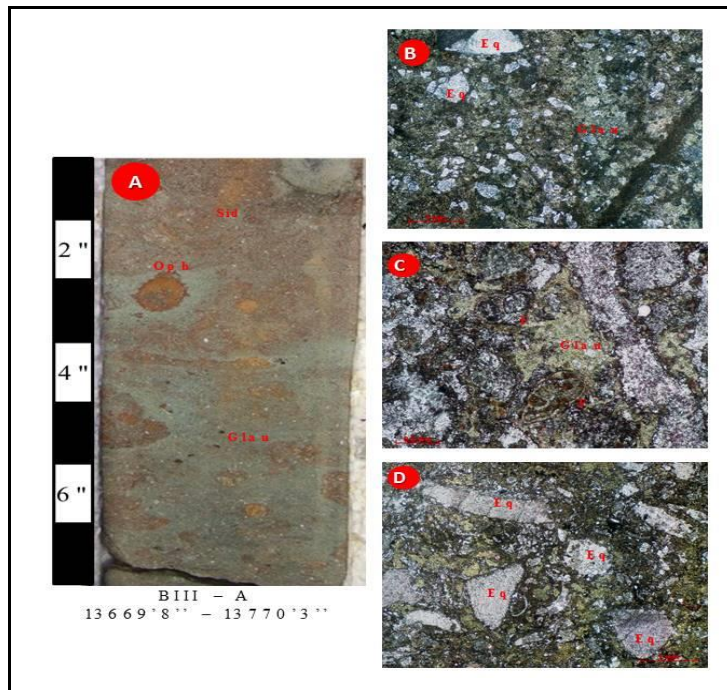


Foto 13: MF9, BIII - A, 13669'8" - 13770'3", (A) Vista macroscópica, (B-D) Vista bajo microscopio de luz reflejada NP, Oph= Ophiomorpha, Sid= Siderita, Gla= Glauconita, Eq= Equinodermo

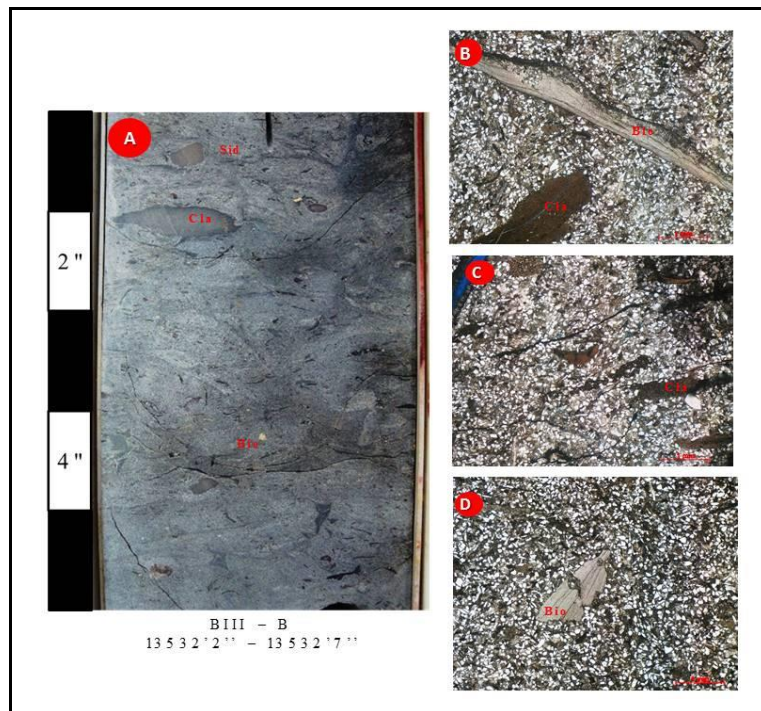


Foto 14: MF10, BIII - B, 13532'2" - 13532'7", (A) Vista macroscópica, (B-D) Vista bajo microscopio de luz reflejada NP, Cla= Clastos, Sid= Siderita, Bio= Bioclásticos

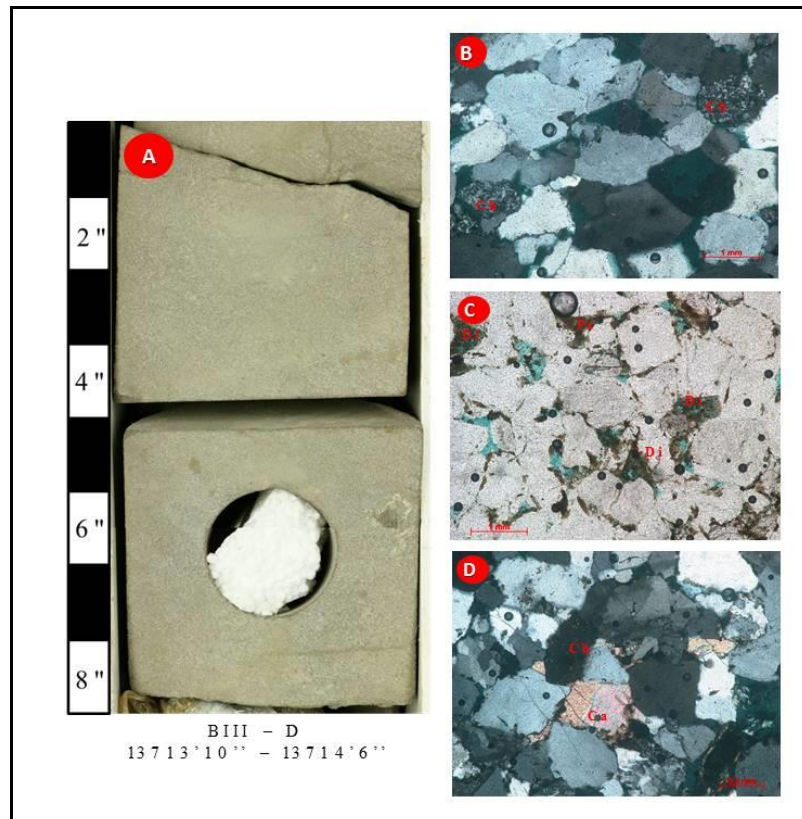


Foto 15: MF11, BIII - D, 13713'10'' - 13714'6'' (A) Vista macroscópica, (B-D) Vista bajo microscopio de luz reflejada, (B-NX; C-NP; D-NX) Ch= fragmento de roca tipo chert, Di= Disolución, Ps= Pseudomatrix, Ca= cemento de calcita

ASOCIACIÓN DE MICROFACIES – FORMACIÓN GUASARE: La presencia y distribución de las microfacies y sus componentes en los intervalos analizados, se estableció un marco ambiental y depositacional para la Formación Guasare.

De acuerdo a la asociación de componentes aloquímicos (fragmentos esquelétales y granos no esquelétales) se identificó la existencia de una zona dominada por ambientes intramareales a marinos someros con profundidades no mayores a los 10 metros de profundidad (ver Tabla 06).

Para este rango batimétrico domina la presencia de varios subambientes en un margen de rampa carbonática, la cual, atendiendo a la distribución de microfacies de

ambientes de rampas carbonáticas propuesta por Flügel E. (2004), se diferencian las distintas zonas típicas de una rampa interna, donde existen distintas asociaciones de facies propias de bancos dominados tanto por ooides como por biocláston, zonas de Laguna interna (Lagoon) y zonas de dominio marino restringido.

Tomando en cuenta los componentes principales de las microfacies definidas para la Formación Guasare (ver tabla 05) y al compararlas con los rangos batimétricos planteados por Flügel E. (2004), en diversos ambientes carbonáticos, se observa como los componentes principales reconocidos en los depósitos analizados (ooides, fragmentos esqueléticos, peloides e intracláston) presentan un rango batimétrico de intramareal a marino somero (< 10 m), tal como se observa en la tabla 06.

El componente principal de la asociación descrita son los ooides cuyas acumulaciones son típicas de las diversas partes de la rampa (interna, media y externa), aunque en la rampa externa son poco abundantes y generalmente transportados. Mientras que, en las zonas de rampa interna a rampa media, estos se presentan en forma de bancos discontinuos de arenas oolíticas, y en las partes más proximales de la rampa interna se pueden presentar en estrechas bandas discontinuas asociadas a la línea de costa.

De acuerdo a lo planteado por Flügel E. (2004), los distintos tipos de ooides (radiales, concéntricos, superficiales y micritizados), se pueden ubicar las diversas partes de la rampa. Destacando como en las muestras analizadas hay abundancia de ooides concéntricos, superficiales y algunos micritizados (ver fotos 16 A-B), típicos de bancos discontinuos de arenas oolíticas ubicados en la rampa interna.

Tabla 6: Rangos batimétricos propuestos para la Formación Guasare (recuadro rojo), adaptado de Flügel E. (2004) en Méndez J. (2009)

COMPONENTES ALOQUÍMICOS	Continental		Marino Frangeante		Marino Somero		Marino Profundo	
	Exposición	Agua Dulce	Supramareal	Intramareal	10 m	100 m	200 m	> 2000 m
GRANOS ESQUELETALES								
Pelecípodos		---	---	---	---	---	---	---
Gasterópodos	---	---	---	---	---	---	---	---
Equinodermos				---	---	---	---	---
Foraminíferos Bénticos				---	---	---	---	---
Foraminíferos Planctónicos					---	---	---	---
Briozoarios		---			---	---	---	---
Serpulidos				---	---	---	---	---
GRANOS NO ESQUELETALES								
Ooides						---		
Peloides						---		
Plsoides						---		
Intraclastos		---		---		---		

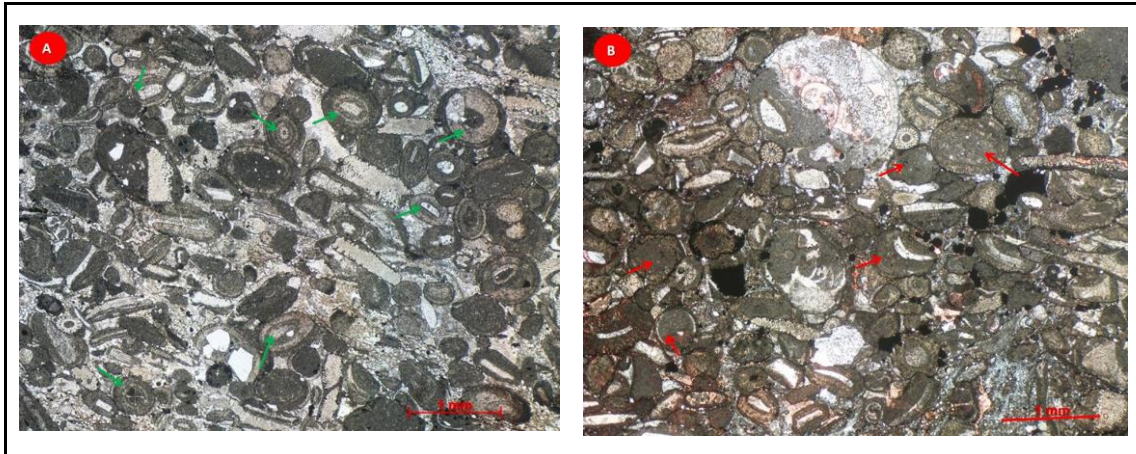


Foto 16: (A) BIII - D, 13750', NP, Ooides concéntricos; (B) BIII - C, 14476'3'', NP, Ooides micritizados

Los granos esquelétales presentes en esta asociación se caracterizan por estar fragmentados y retrabajados, producto del transporte desde zonas de alta energía hacia zonas de más baja energía, con bajas profundidades donde se producen horadaciones y envoltorios micríticos. Los fragmentos más comunes en orden de abundancia son, pelecípodos, gasterópodos, y equinodermos, (ver Foto 17 A-B).

Los peloides presentes en las asociaciones de microfacies de la zona rampa interna son generalmente de tamaño homogéneos y están asociados posiblemente a pellets de origen fecal (ver Fotos 18 A-B).



Foto 17: (A) BIII - C, 14535'3'' NP, Bioclásticos con envoltorios micríticos, (B) BIII - D, 13771'9'' NX, Abundantes placas de equinodermos

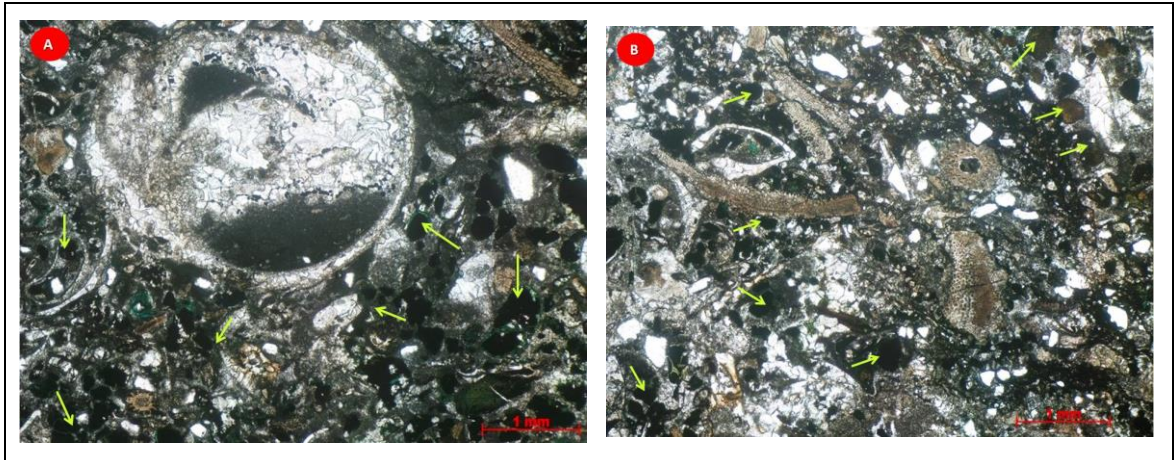


Foto 18: (A) BIII - A, 13782', NP, Pellets fecales; (B) BIII - A, 13782' NP, Pelets

De manera puntual se identifican algunos intraclastos de caliza, los cuales son producto de la erosión en las zonas de mayor energía y emplazadas en áreas de más baja energía debido a la acción del oleaje. (ver Foto 19 A-B).

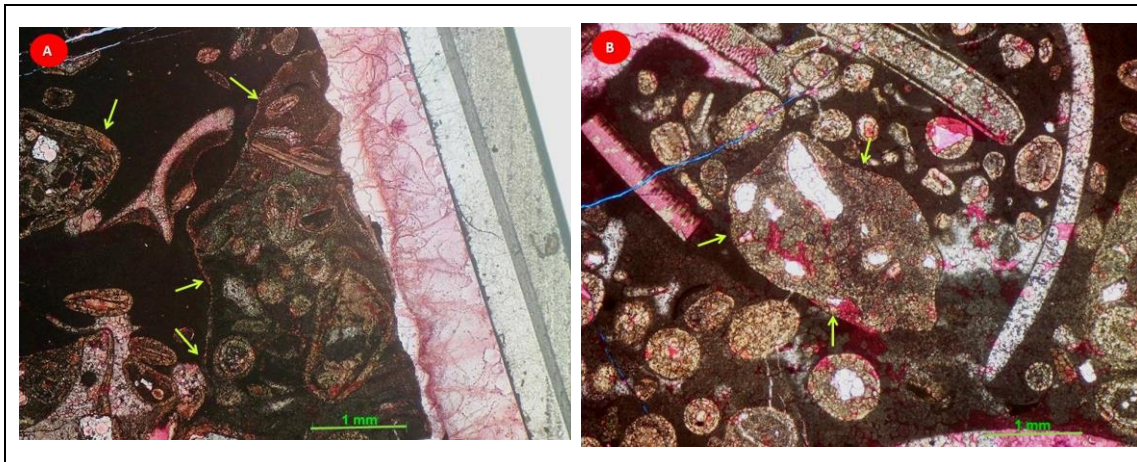


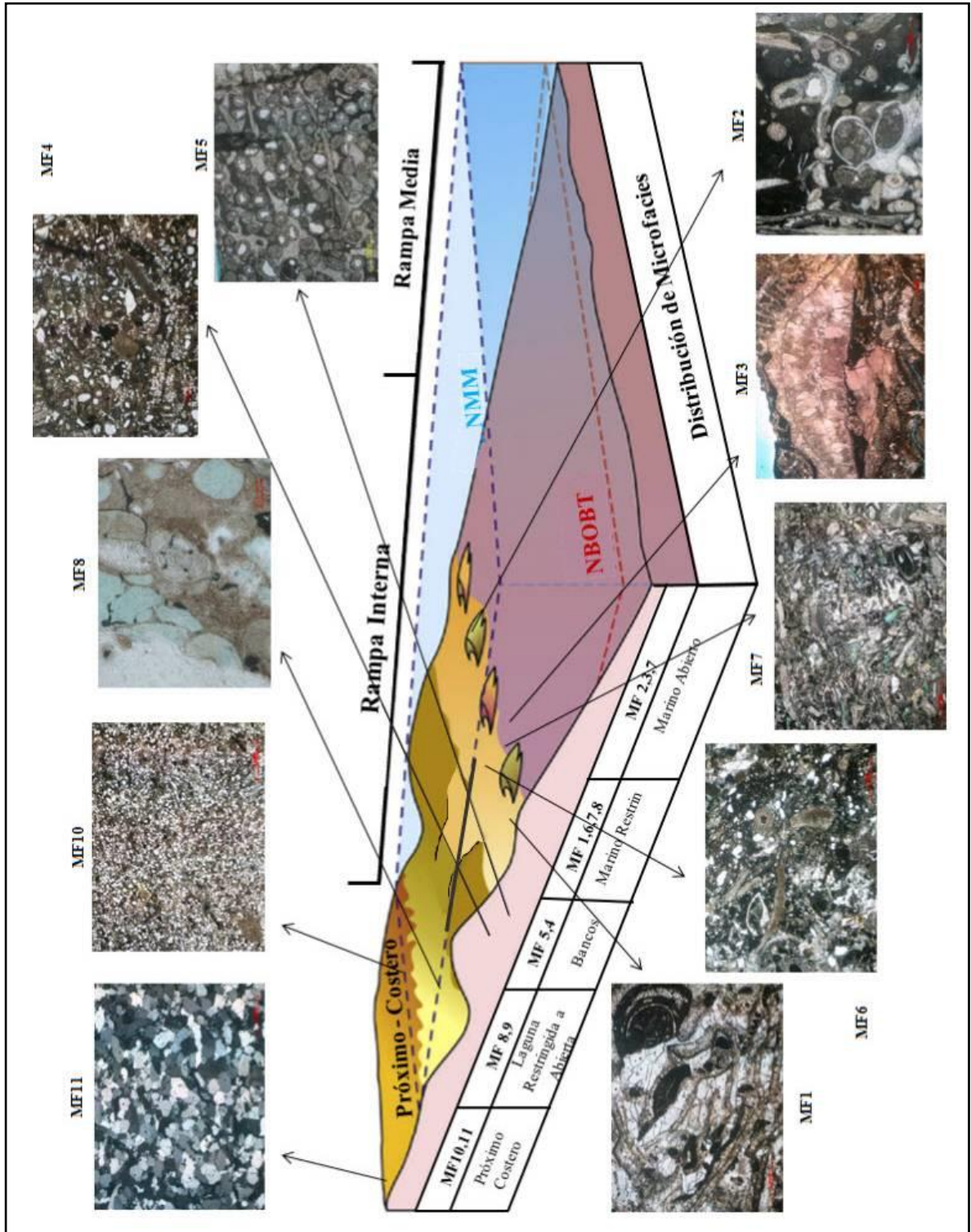
Foto 19: (A-B) BIII - C, 14484'4'' NP, Intraclastos

De acuerdo con las características de las microfácies antes descritas y la distribución de sus componentes (resumidas en la tabla 05), se proponen que los depósitos analizados de la Formación Guasare se ubican en un marco de rampa carbonática interna donde se presentan las siguientes asociaciones de microfácies, adaptadas a la distribución definidas para ambientes de rampa carbonática definida por Flügel E. (2004):

- Bancos de arenas oolíticas: En este subambiente se presentan condiciones de alta energía permitiendo el acarreo y depositación de las microfacies MF5 hacia la parte central y frontal de los bancos, mientras que hacia la parte detrás de los bancos se pueden presentar las microfacies MF4 y MF5.
- Medio Marino Restringido: En este subambiente se presentan condiciones de circulación restringidas de aguas de salinidades normales, y energía variable, en profundidades no mayores de 10 m., protegidas en parte de la energía del normal del oleaje por la presencia de los bancos de ooides y acumulaciones de bioclásticos, este marco ambiental favoreció a la depositación de las microfacies MF1, MF6, MF7, MF9.
- Medio Marino Abierto: En este subambiente se presentan condiciones de buena circulación de aguas, salinidades normales, alta energía y profundidades no mayores a los 30 m, estas favorecieron a la depositación de las microfacies MF2, MF3, MF7.
- Laguna Restringida (Lagoon): Ambiente protegido de baja energía, poca profundidad, alrededor de 5 m, salinidad variable, que favorecen la depositación de las microfacies MF9, MF8.
- Medio Próximo - Costero: Zona mixta que marca la transición de un dominio carbonático a siliciclástico, que favoreció la depositación de las microfacies MF10, MF11.

La distribución de estas microfacies se observa en la Figura 90.

Figura 90: Modelo Conceptual propuesto para los depósitos de la Formación Guasare, basado en el esquema de facies de una Rampa Carbonática propuesto por Flügel E. (2004), adaptado y modificado de www.zagrosmbm.blogspot.com.es



CARACTERÍSTICAS DIAGENÉTICAS Y POROSIDADES DE LOS INTERVALOS ANALIZADOS DE LA FORMACIÓN GUASARE: El potencial como yacimiento de hidrocarburos en rocas sedimentarias de cualquier origen (clásticas y carbonáticas) está determinado por las características en cuanto a la diagénesis y la porosidad de las rocas, ambos factores están estrechamente relacionados con la historia diagenética que puede afectar de manera positiva o negativa a la preservación de la porosidad, así como también la existencia de procesos diagenéticos que generan porosidad al yacimiento.

Del análisis de las microfacies presentes en la Formación Guasare se observaron un conjunto de características que indican que las rocas depositadas durante este intervalo sufrieron una compleja historia diagenética que abarcan estados diagenéticos tempranos de soterramiento somero, hasta etapas más tardías de soterramiento profundo, hasta procesos asociados a eventos de exposición subaérea.

Tomando en cuenta las características de las rocas analizadas se pueden diferenciar distintos estados diagenéticos, los cuales son definidos con diferentes nombres por varios autores, aunque equivalentes entre sí, pudiendo mencionar entre los más extendidos; Choquette & Pray (1970), Longman M. (1982), Tucker & Wright (2006), los cuales se resumen en la tabla 07

Tabla 7: Comparación de los estados diagenéticos de las rocas carbonáticas propuestos por distintos autores

<i>CHOQUETTE & PRAY (1970)</i>	<i>LONGMAN M. (1982)</i>	<i>TUCKER & WRIGHT (2006)</i>	
Singénesis	Freático Marino	Marino	
Eogénesis	Vadoso Meteórico	Meteórico	Vadoso
	Freático de Agua Dulce Zona de Mezcla		Freático
Mesogénesis	Soterramiento		
Telogénesis			

Para el alcance de este trabajo se tomarán en cuenta los estados diagenéticos propuestos por Tucker & Wright (2006), cuyos procesos identificados se resumen en la tabla 08.

Tabla 8: Secuencia Paragenética propuesta para la Formación Guasare en el área de estudio

PROCESOS DIAGENÉTICOS	ETAPAS DIAGENÉTICAS			
	MARINA	METEÓRICA	SOTERRAMIENTO	TELODIAGÉNESIS
Bioturbación	■			
Horadación de fragmentos esquelétales	■			
Micritización de partículas	■			
Cemento Isopaco	■	■		
Desarrollo de minerales autigénicos (Glauconita, Pirita y Siderita)	■			
Lavado de Matriz		■		■
Disolución y Reemplazo de Bioclastos		■		■
Disolución de Ooides dolomitizados		■		■
Recristalización temprana de matriz (microespato)		■	■	
Dolomitización de Ooides		■		
Compactación Mecánica			■	
Desarrollo de cemento Sintaxial		■	■	
Dolomitización de Matriz		■	■	
Desarrollo de cemento Mosaico			■	
Desarrollo de Estilolitas			■	

De acuerdo a lo mostrado en la tabla 08, se observan procesos pertenecientes a distintos estados diagenéticos, por lo tanto, se puede afirmar que estos depósitos han tenido una larga y compleja historia diagenética. Sin embargo, resalta el predominio de procesos asociados a una diagénesis marina, tales como: bioturbación, horadación, desarrollo de minerales autigénicos, y procesos típicos de una diagénesis por soterramiento dominada por el desarrollo de cemento sintaxial, cemento mosaico grueso, dolomitización y estilolitización.

Aun cuando, los estados y procesos diagenéticos, antes mencionados, son los dominantes, existen otros de menor influencia; que tienen gran importancia para el desarrollo de la porosidad de la roca, como la dolomitización selectiva de partículas y la disolución de fragmentos esquelétales, los cuales afectan la roca en estados profundos de la diagénesis y telogénesis. De hecho, los procesos asociados a la diagénesis marina y de soterramiento actúan como destructores de la porosidad.

Diagénesis Marina: Agrupa todos los cambios biológicos y químicos ocurridos en el depósito sedimentario bajo condiciones marinas, estos son de poca duración y atacan la roca de manera diferencial, siendo los más representativos el desarrollo de procesos micritización y la consiguiente disminución de la porosidad temprana. En la secuencia diagenética mostrada en la tabla 08, se muestran los procesos diagenéticos que afectaron los sedimentos pertenecientes a la Formación Guasare, entre los cuales destacan, la bioturbación, horadación y la micritización de partículas como los procesos dominantes. En segundo lugar; el desarrollo de minerales autigénicos (glauconita, siderita y pirita) y el desarrollo de cemento isópaco.

La bioturbación, horadación y la micritización, son los primeros procesos que actúan sobre los sedimentos, y se ven reflejados en la presencia de fragmentos horadados y la abundancia de envoltorios micríticos sobre los fragmentos esquelétales, sugiriendo la bioerosión sin-depositacional de partículas carbonáticas (ver fotos 4 C-D, 17A y 20 A-B).

En los depósitos de la Formación Guasare es característica la presencia de minerales autigénicos, como, glauconita, siderita y pirita (ver fotos 3B, 13 A-D y 21 A-B), estos minerales pueden ocurrir en diversos escenarios tectónicos y no están asociados a ningún sistema encadenado en particular y es típica de ambientes con bajas tasas de depositación (Pinto *et. al.*; 2009).

La presencia de micrita (calcita microcristalina) es común en toda la sección, por lo tanto, la presencia de cementos de calcita en las etapas de diagénesis marina es poca, marcada por el desarrollo puntual de cemento isópaco (fibroso) alrededor de algunas partículas esqueléticas (ver foto 22 A-B).



Foto 20: (A) BIII - A, 13798' NP, Bioturbación; (B) BIII - D, 13771'9' NP, Bioclásto horadado

En general en las microfacies dominadas por bioclástos, los efectos de la disolución y reemplazo de los fragmentos posiblemente de aragonito a calcita cuya estructura es más estable, este proceso provoca el inicio en las facies más tardías de la diagénesis marina y continúa durante la diagénesis meteórica, este proceso es de carácter selectivo porque no afecta a todos los fragmentos esqueléticos, (ver foto 23 A-B).

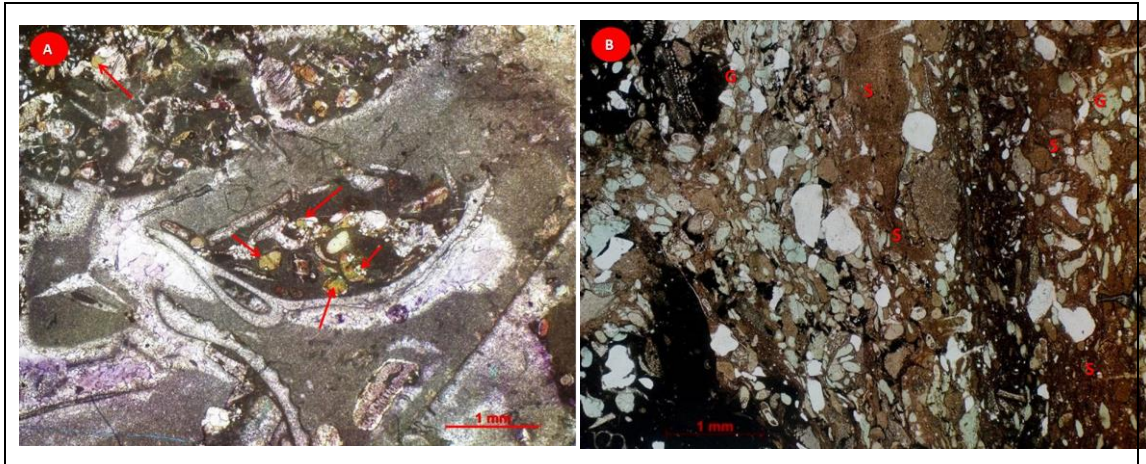


Foto 21: (A) BIII - C, 14542'2'' NP, Glauconita; (B) BIII - C, 13525'3'' NP, Glauconita (G) y Siderita (S)

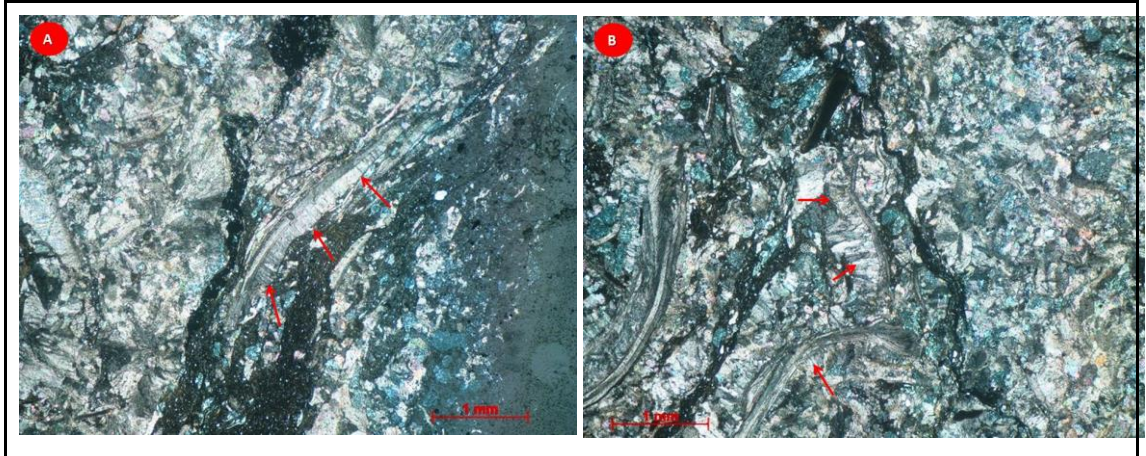


Foto 22: (A - B) BIII - A, 13793' NP, Cemento Isópaco - fibroso

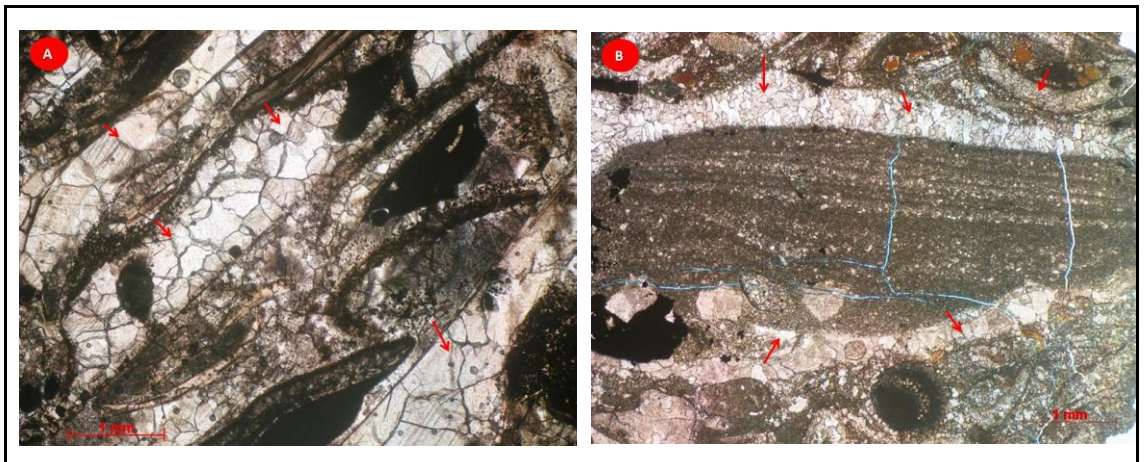


Foto 23: (A) BIII - A, 13798' NP, Fragmentos recrystalizados, con envoltorios micríticos y horadaciones; (B) BIII - C, 14535'3'' NP, Bioclásticos recrystalizados

Diagénesis Meteórica: Envuelve todos los cambios que ocurren en la roca desde el momento de su depositación final hasta alcanzar un nivel de soterramiento donde la influencia de los procesos superficiales es nula (Pinto *et. al.*; 2009). Tal como se mencionó anteriormente, dentro de este estado diagenético se reconocen dos zonas; una vadosa (más somera), ubicada entre la superficie y la zona de saturación; y otra freática (más profunda), la cual está ubicada en la zona saturada hasta un nivel donde los procesos superficiales no actúan.

Durante esta etapa diagenética la porosidad puede ser afectada negativamente debido a la precipitación de calcita en solución proveniente de aguas marinas (zona freática), aunque se pueden presentar procesos de disolución de carbonato de calcio que puede generar el aumento de la porosidad (zona vadosa).

En los depósitos de la Formación Guasare se reconocen algunos procesos pertenecientes a esta etapa, entre los que se reconocen, el lavado de matriz, y su reemplazo por cemento de calcita granular (mosaico equidimensional) alrededor de los fragmentos y formando zonas o parches, estos se diferencian de los formados por procesos de soterramiento porque no exhiben efectos evidentes de compactación mecánica (ver fotos 24 A-B).

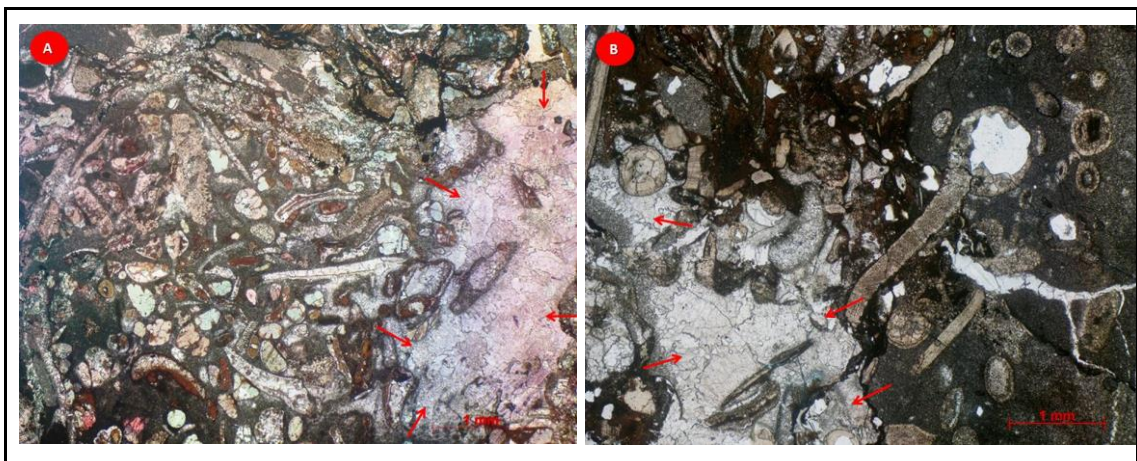


Foto 24: (A) BIII - C, 14542'2'' NP y (B) BIII - D, 13522'2'' NP, Cemento granular - equidimensional

Dentro de esta etapa, se presentan procesos de menor influencia, que están relacionados a cambios químicos asociados a las mezclas de aguas marinas saturadas y sobresaturadas de carbonato de calcio y magnesio, tal es el caso de la recristalización temprana de la micrita formando microespato y pseudoespato (ver foto 25 y 26 A-B), la precipitación y reemplazamiento por dolomita de algunas partículas tales como, ooides y algunos bioclásticos, los cuales eran originalmente de aragonito, este reemplazo se produce por cristales de fábrica no-planar y tamaños de entre 30 – 50 μ (ver fotos 33 A-B, 34 A-B y 35A), estos procesos son continuos y dan inicio en zonas de diagénesis meteórica – freática y continúan en la etapa de diagénesis por soterramiento donde se hacen más intensos.



Foto 25: (A) BIII - C, 13522'2'' NP y BIII - A, 13786'7'' NP, Micrita recristalizada

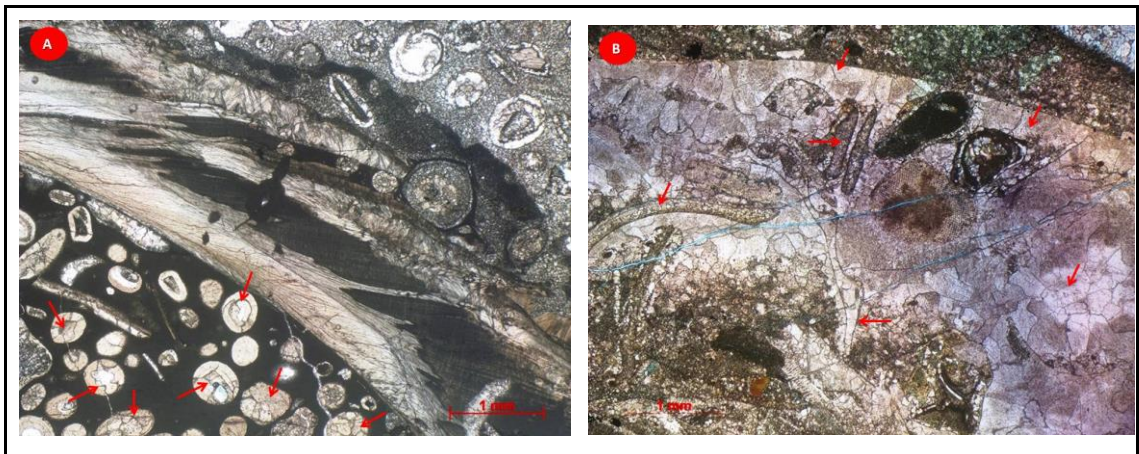


Foto 26: (A) 13760' NP, Ooides recristalizados a calcita; (B) BIII - C, 14535'3'' NP, Recristalización de fragmentos y desarrollo de cemento mosaico

Diagénesis por Soterramiento: Esta etapa comprende todos los procesos físico-químicos asociados luego de que el sedimento es soterrado por debajo de la acción de los procesos superficiales, los procesos asociados a la diagénesis por soterramiento incluyen; cementación, compactación mecánica y efectos de presión-solución, las cuales, actúan en detrimento de la porosidad original de la roca, el fracturamiento, el cual puede actuar en beneficio de la porosidad.

En las muestras estudiadas, destaca la presencia de cementación, dando origen al desarrollo de cementos de cemento de tipo granular de tipo mosaico grueso, el cual es producto de la recristalización de la matriz y el desarrollo de cementos sintaxial alrededor de los fragmentos de equinodermos (ver fotos 27 A-B).

Además de los procesos de cementación, durante los cambios asociados al soterramiento se produce la dolomitización de la micrita, cuyo reemplazo se inició desde los procesos más tardíos de la etapa meteórica continuando y haciéndose más extensivos durante la diagénesis por soterramiento (ver foto 28 A-B).

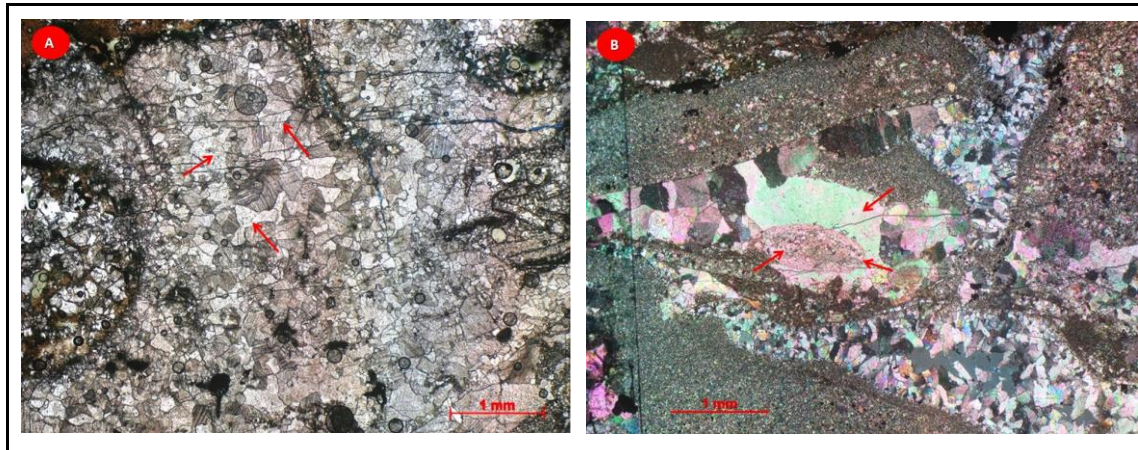


Foto 27: (A) BIII - A, 13786'7" NP, Cemento tipo mosaico-grueso; (B) BIII - C, 14535'3" NX, Placa de equinodermo con desarrollo de cemento syntaxial

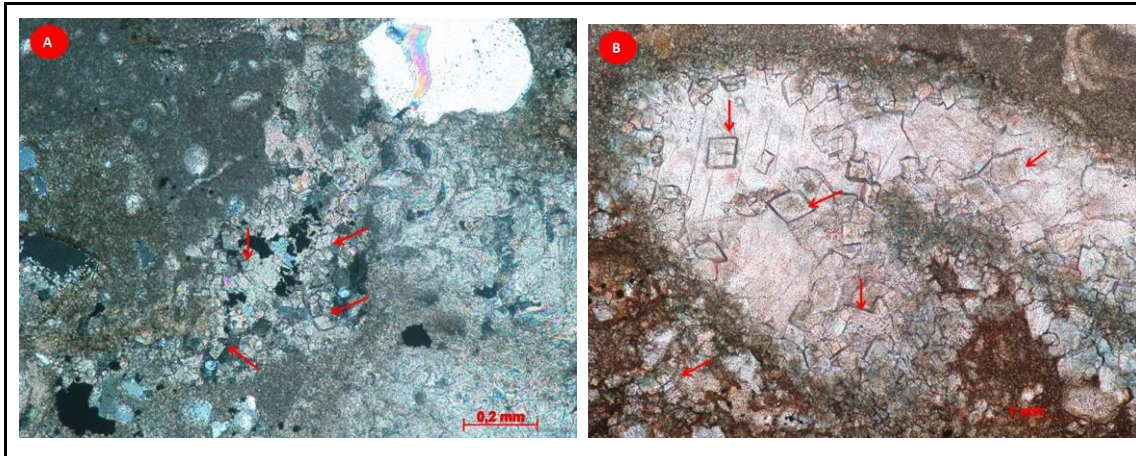


Foto 28: (A) BIII - B, 13529' NP Dolomitización de la micrita y (B) BIII - C, 14535'3'' NP, Reemplazo por dolomita

Conjuntamente a los procesos de cementación, se observan efectos de compactación mecánica debido al soterramiento, que afecta a estas rocas en etapas posteriores a la depositación disminuyendo de manera significativa la porosidad. Estos efectos son de distinta intensidad dependiendo de las microfacies asociadas, dado que, en microfacies dominadas por la presencia de micrita (Mudstone – Wackestone) se pueden presentar procesos de deformación plástica evidenciada en algunas partículas como peloides y mediante la reorientación de granos (ver foto 29 A-B), mientras que en facies dominadas por granos (Packstone – Grainstone), estos efectos son más intensos, generando superficie de sutura e interpenetración de los granos (ver foto 30 A-B).

Los procesos de compactación mecánica, pueden devenir en el desarrollo de estilolitas y fracturamiento frágil, sobre todo en las facies con dominadas por granos (Packstone y Grainstone), dichas fracturas pueden favorecer en algunos casos al desarrollo de porosidad (ver foto 31 A-B).

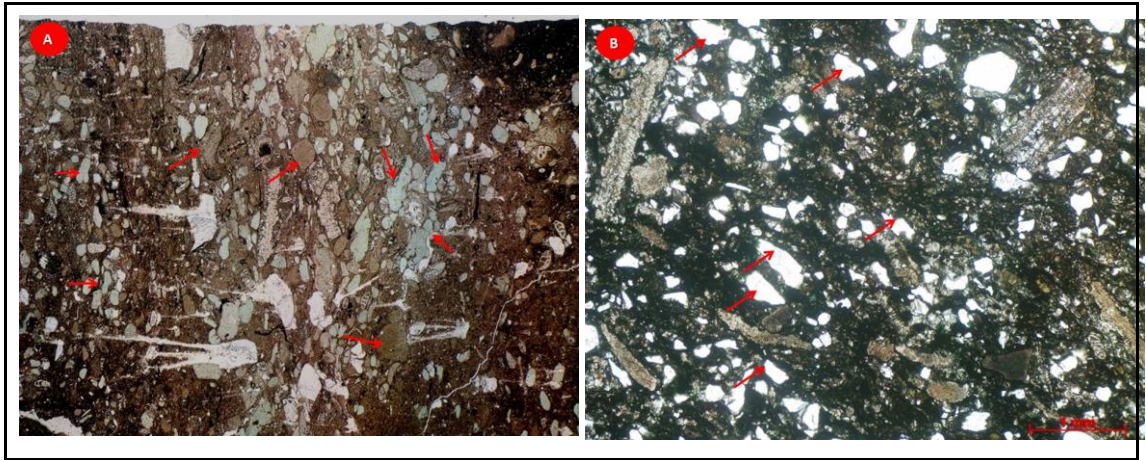


Foto 29: (A) BIII - C, 14525'3''NP, Deformación de peloides; (B) BIII - A, 13782' NP, Reorientación de granos de cuarzo

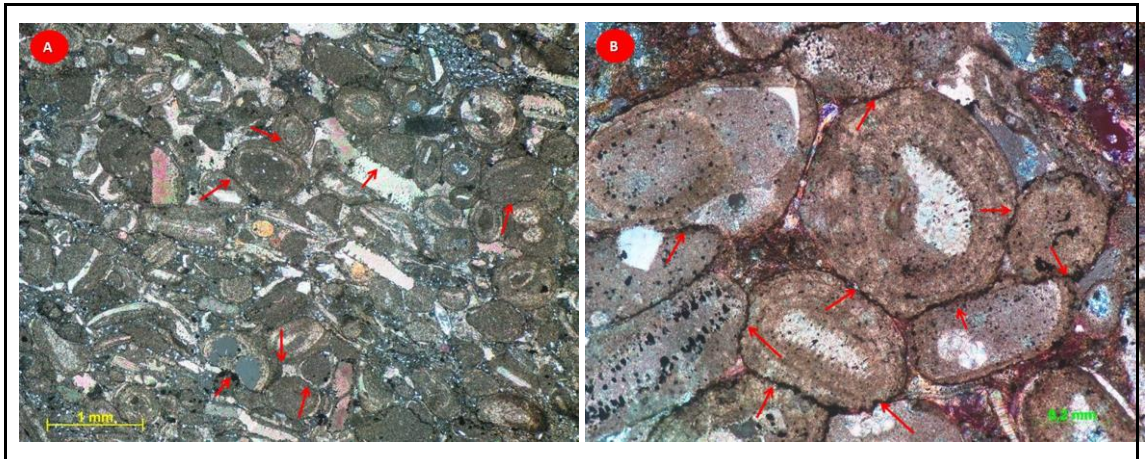


Foto 30: (A) BIII - D, 13750' NP y (B) BIII - C, 14476'3'' NX, Ooides deformados y compactados formando suturas



Foto 31: (A) BIII - C, 14476'3'' NP, Microestilolitas y (B) BIII - B, 13522'2'' NP, Fracturas de bioclasto y microestilolita

En particular, en las rocas pertenecientes a la Formación Guasare se identificaron procesos de dolomitización selectiva de ooides y micrita, posiblemente asociados a distintas etapas diagenéticas que actuaron sobre los sedimentos. En el caso de la matriz, se infiere que dicho proceso de dolomitización actuó en etapas de soterramiento temprano a intermedio con cristales de tamaños de alrededor a 50μ y de fábrica planar – euhedral (Sibley & Gregg; 1987), tal como se observa en las fotos 8B y 32 A-B.

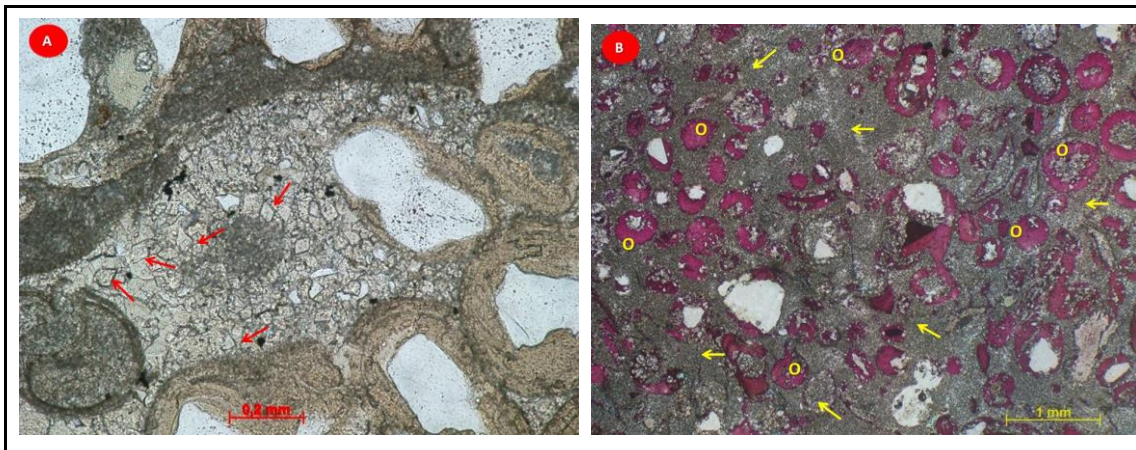


Foto 32: (A) BIII - B, 13529' NP Cemento de dolomita; (B) BIII - D, 13579' NP, Cemento de dolomita y ooides teñidos (O)

El proceso de dolomitización de ooides, ocurre desde etapas tardías de la diagénesis meteórica y en etapas de soterramiento temprano, con cristales de tamaños menores a los anteriores, de alrededor de $30 - 50 \mu$ de fábrica planar a No-planar. Estos procesos en algunos casos son una continuación de la dolomitización de los ooides, aunque en otros casos representa un proceso selectivo, afectando solo a los ooides, tal como se observa en las fotos 8C y 33 A-B.

Diagénesis Tologenética: Esta etapa ocurre cuando las rocas una vez soterradas son levantadas y expuestas a los agentes superficiales, esta etapa está asociada a eventos de índole tectónico, que generaron la exposición de las rocas de la Formación Guasare.

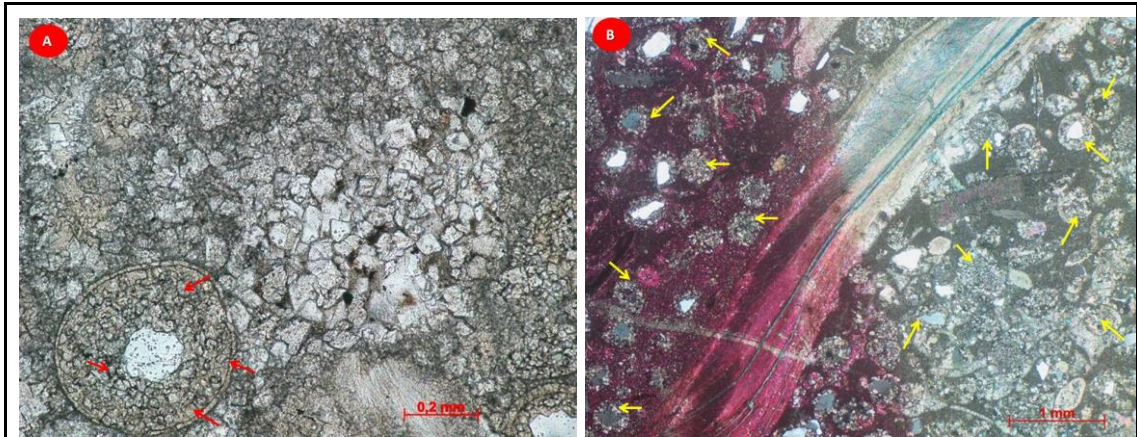


Foto 33: (A) BIII - D, 13763' NP, Ooides dolomitizado, nótese el menor tamaño de los cristales de dolomita en el ooide en comparación con los del cemento, (B) BIII - D, 13764' NP, Ooides dolomitizados -no teñidos- y micrita teñida

Así como se mencionó anteriormente, al final de Paleoceno se identificó una discordancia de alcance regional, la cual expuso la plataforma en un periodo de al menos 3,2 Myr. Este evento influyo sobre las rocas para mejorar su calidad de yacimiento, debido a la acción de procesos de disolución de fragmentos esquelétales y de ooides, siendo los últimos los dominantes, ya que en algunos niveles están dolomitizados, siendo este mineral bastante susceptible a la disolución (ver foto 34 A-B), generando porosidad secundaria, la cual probablemente este interconectada entre si gracias a la presencia de distintos sistemas de fracturas.

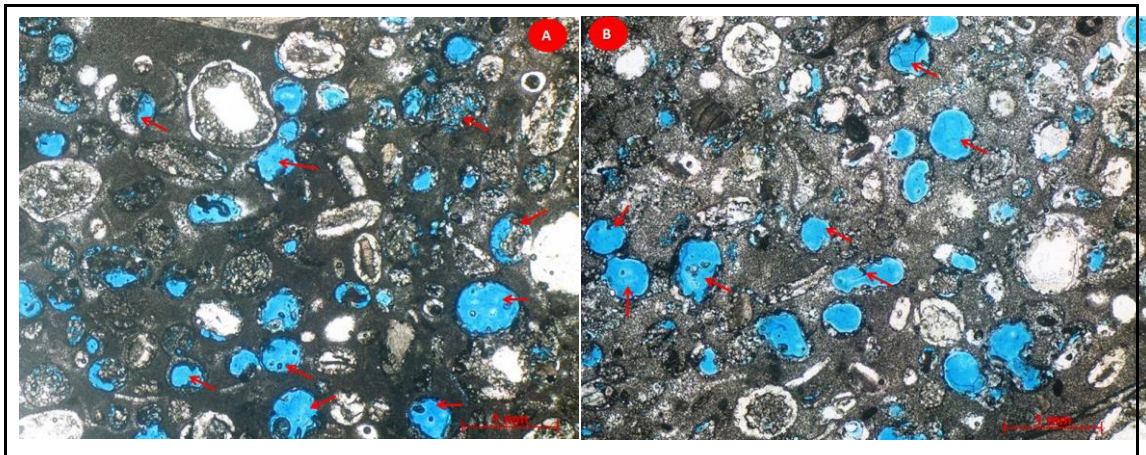


Foto 34: (A - B) BIII - D, 13759' NP Disolución de ooides dolomitizados

En resumen, tal como se observa en la tabla 08, desde el punto de vista diagenético, los sedimentos de la Formación Guasare, se caracterizan por presentar procesos típicos de una diagénesis marina y por soterramiento, caracterizada por procesos que en general son destructores de porosidad, entre los cuales podemos mencionar; micritización, horadación y cementación temprana y tardía, efectos de compactación mecánica y presión solución.

La presencia de procesos de dolomitización selectiva de matriz y ooides junto a la dolomitización masiva en facies dominadas por granos (Packstone – Grainstone), tal como se observa en las fotos 36 A-B. Son procesos de importancia para el desarrollo de porosidad, ya que los eventos de dolomitización masiva pueden generar un reacomodo a nivel atómico y un aumento de la porosidad (Méndez J.; 2009)

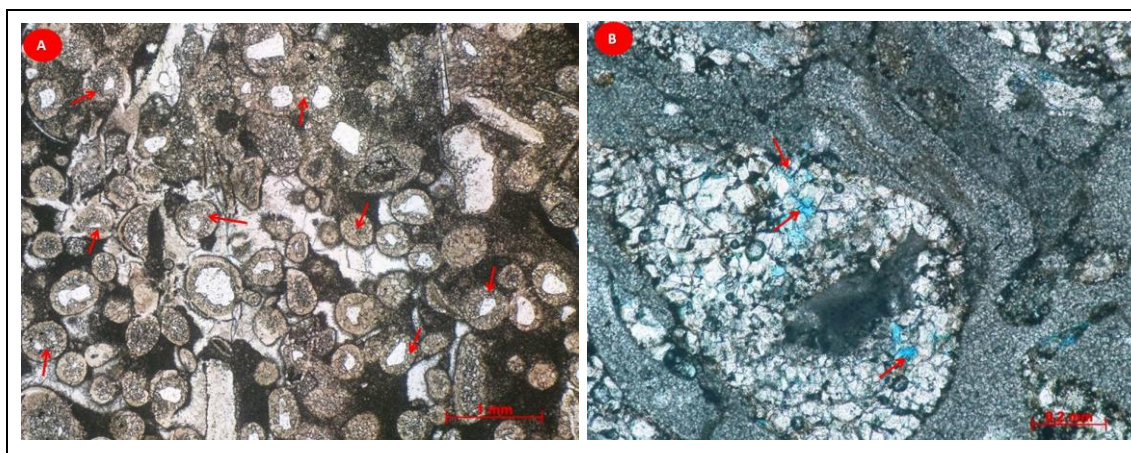


Foto 35: (A) BIII - D, 13763' Ooides dolomitizados, (B) BIII - D NP, 13769' NP, Disolución parcial de fragmentos dolomitizados

En la secuencia diagenética antes expuesta, existen algunos procesos de poca influencia dentro del sistema que son de importancia para el desarrollo de porosidad, entre los cuales podemos mencionar; remplazo y disolución parcial de fragmentos, típicos de una diagénesis meteórica (ver fotos 35 A-B). Destaca como estos juegan un rol importante en el desarrollo de la porosidad, destacando, como en la etapa telogenética, se presente una disolución selectiva de los ooides dolomitizados generando porosidad, tal como se observa en la foto 37 A-B.

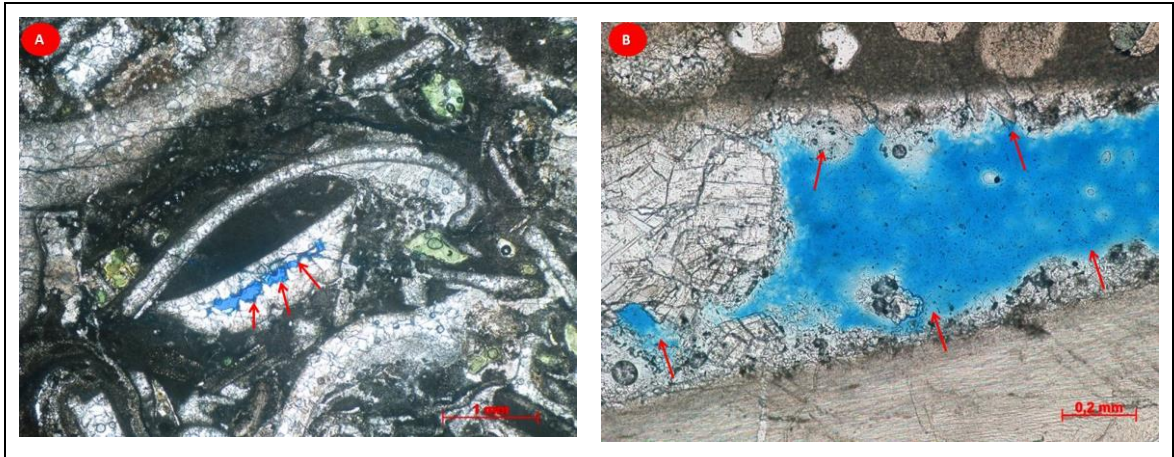


Foto 36: (A) BIII - A, 13786'7'' NP y (B) BIII - D, 13760' NP, Disolución parcial de fragmentos

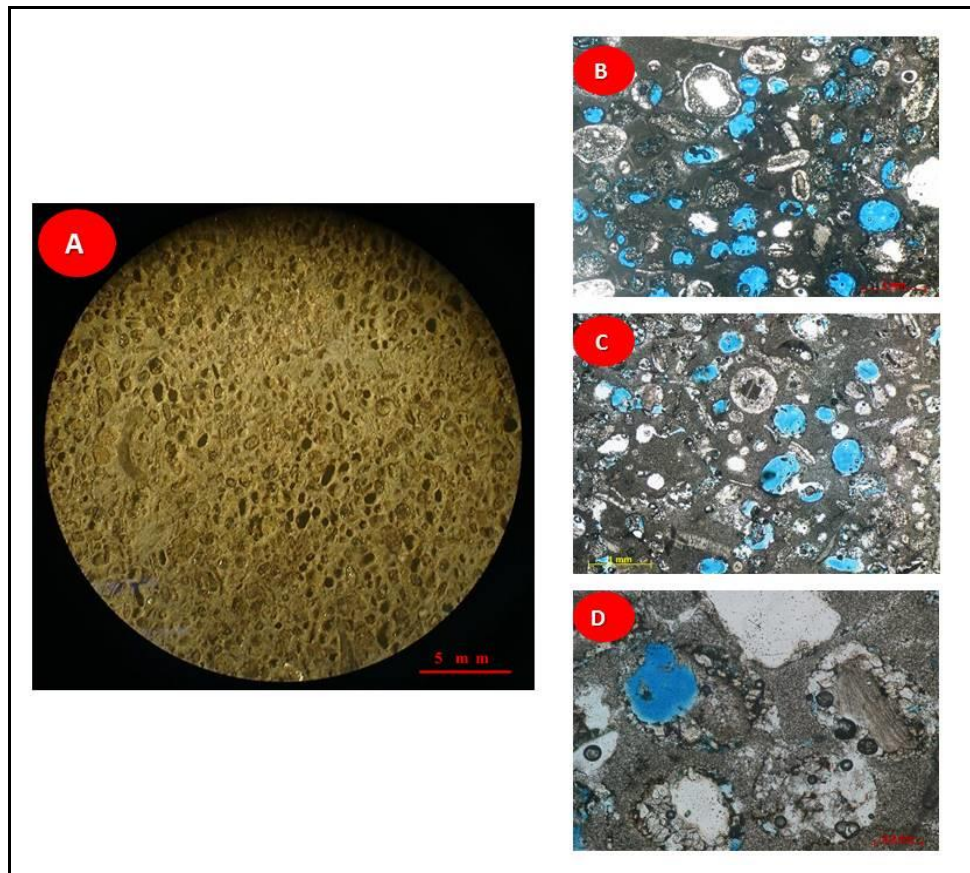


Foto 37: BIII - D, 13769', Porosidad Oomoldica, (A) Vista bajo lupa binocular, (B) fotomicrografía, 2.5X NP, (C) fotomicrografía, 2.5X NP, (D) fotomicrografía, 10X NP

FORMACIÓN MISOA – EOCENO:

Dentro de este intervalo estratigráfico se seleccionaron un total de cuarenta (40) muestras en los cuatro pozos analizados, las cuales se detallan en la tabla 09.

Tabla 9: Resumen de muestras analizadas por pozo - Formación Misoa

BIII - A		BIII - B	BIII - C	BIII - D	
13326'	13627'	13515'9"	14442'4"	13201'	13550'
13354'	13676'		14443'7"	13243'	13562'
13417'	13712'		14449'10"	13321'	13579'
13429'	13722'5"		14454'9"	13331'	13585'
13473'	13746'5"			13352'	13614'
13490'	13764'			13398'4"	13622'
13499'				13409'	13633'
13560'				13442'	13636'
13576'				13483'	13662'
13592'				13503'	

Las muestras analizadas están conformadas por microfacies de origen clástico (areniscas), y fueron clasificadas de acuerdo al esquema de Pettijhon *et. al.* (1972) identificándose dos grupos de microfacies, tomando en cuenta su contenido de matriz, el primero denominados arenitas cuyo contenido de matriz son menores o iguales al 15% y el segundo denominados como wackas de contenido de matriz mayores al 15%, su distribución se observa en la figura 91.

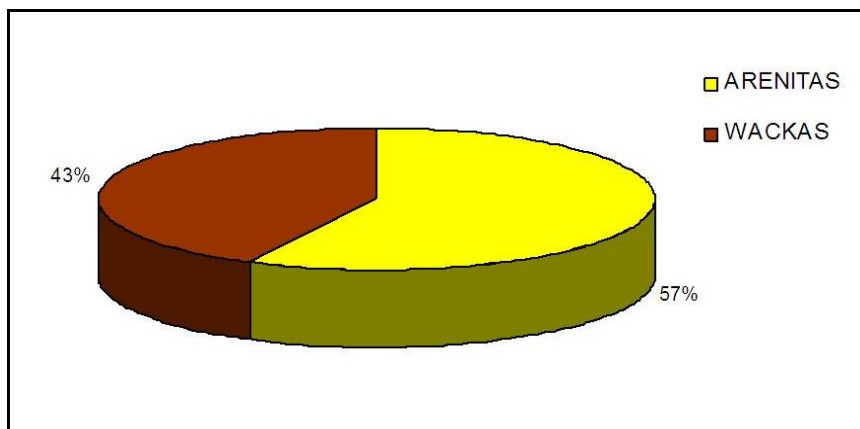


Figura 91: Distribución de los grupos de microfacies identificadas en la Formación Misoa, de acuerdo a Pettijohn *et. al.* (1972)

De acuerdo a lo mostrado en la figura 91, y tomando en cuenta los valores de los componentes principales considerados en la clasificación de Pettijohn *et. al.*; 1972, tales como; cuarzo, feldespato y fragmentos líticos, mostrados en la figura 92, se observa como el componente mayoritario de las muestras analizadas es el cuarzo, las proporciones de fragmentos líticos están entre 2 y 22%, mientras que los feldespatos están en valores menores al 5%, estas proporciones indican un alto grado de madurez desde el punto de vista mineralógico, implicando una considerable distancia de transporte desde la fuente, permitiendo la degradación de los minerales lábiles.

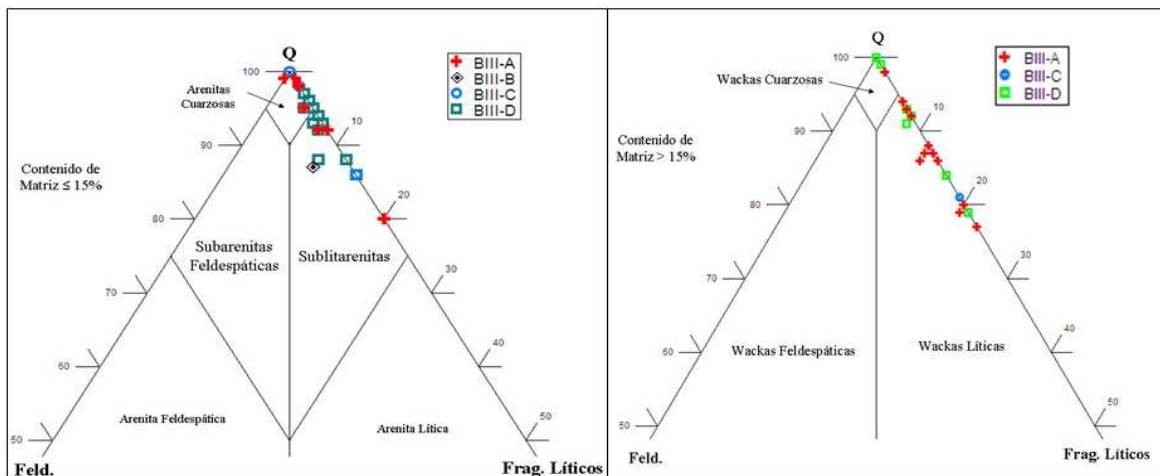


Figura 92: Clasificación de las muestras de la Formación Misoa, de acuerdo a Pettijohn *et. al.* (1972)

Características Texturales: Las muestras analizadas presentan tamaños de grano de muy finos a muy gruesos (de acuerdo a las litofacies de donde provienen dichas muestras), de formas subangulares a subredondeados, con escogimientos que van de muy buenos a pobres (ver fotos 38 A-B). Las muestras con mayores contenidos de matriz están generalmente mejor escogidas y con menor tamaño de grano, que aquellas con valores menores de matriz y mayores tamaños de grano (ver fotos 39 A-B).

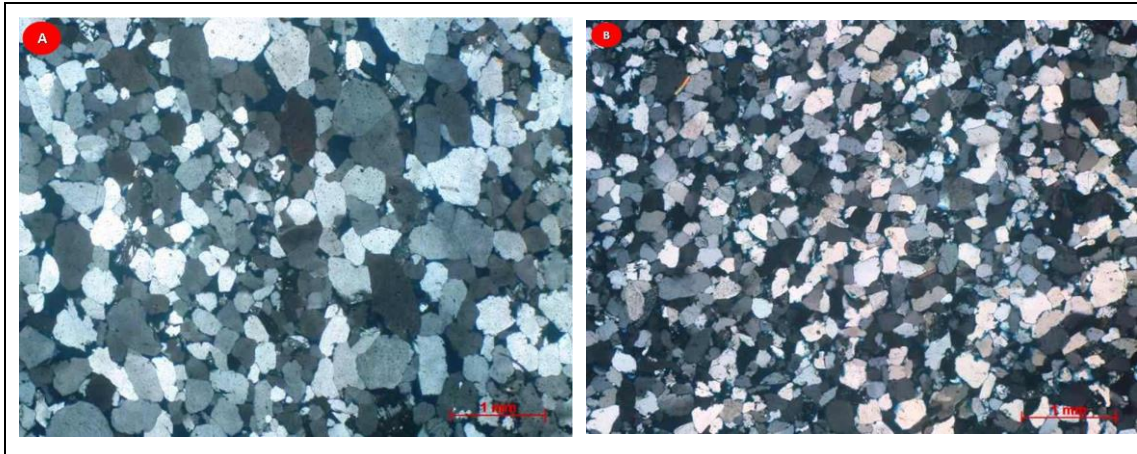


Foto 38: (A) BIII - A, 13417' NX; (B) BIII - A, 13326' NX Escogimiento

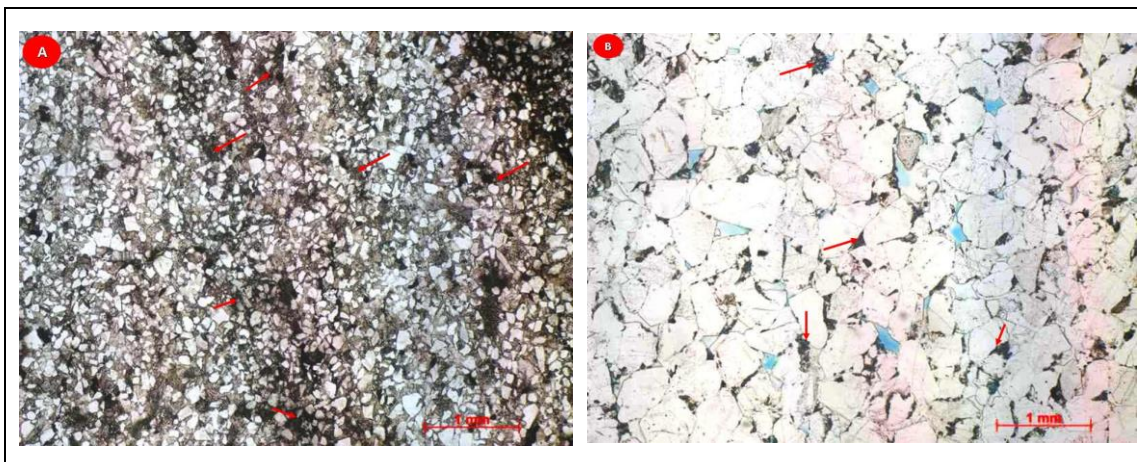


Foto 39: (A) BIII - D, 13398'4'' NP, Tamaño de grano fino y alta presencia de matriz; (B) BIII - C 14454'9'' NP, Tamaño de grano medio a grueso, con escogimiento moderado y baja proporción de matriz

Los contactos presentes son en orden de predominancia; longitudinal/planar (L/P), cóncavo/convexo (C/C), y grano/matriz y/o cemento, (ver foto 40 A-B). La presencia de este tipo de contactos muestra la existencia de un empaquetamiento de moderado a alto, mostrando un efecto moderado de compactación mecánica sobre la roca.

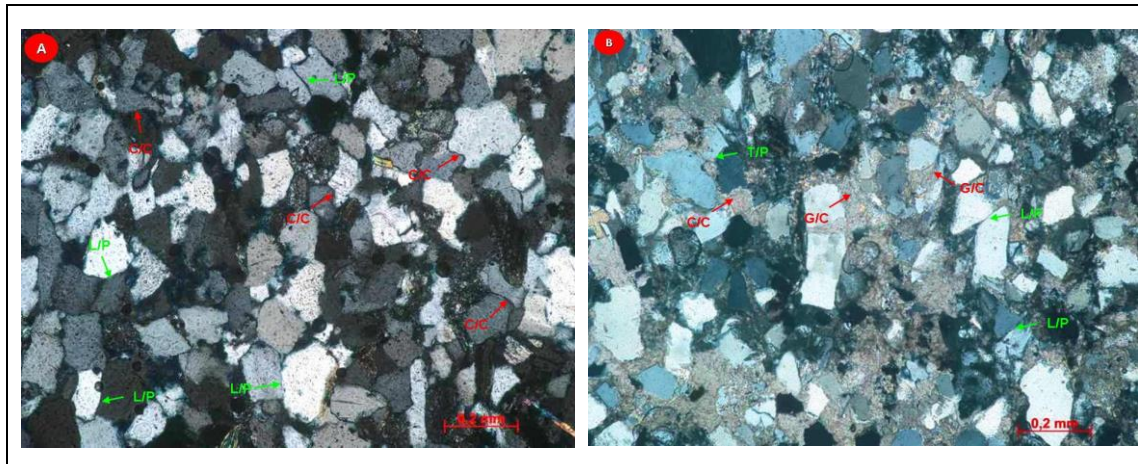


Foto 40: (A) BIII - A, 13676' NX; (B) BIII - D, 13398'4'' NX, Contactos predominantes Cóncavo/Convexos (C/C), Longitudinal/Planar (L/P), Grano/Cemento (G/C) y Tangencial/Puntual (T/P)

Composición Mineralógica: Tal como se muestra en la figura 92, el cuarzo (monocristalino) es el componente mayoritario de las muestras analizadas (ver Foto 41 A-B), y en menor proporción algunos fragmentos líticos (ver foto 42 A-B), posiblemente de arcillas y cherts, estos últimos, en algunos casos, están en proceso de alteración dificultando de esta manera su identificación. Además, se observan algunos niveles de calcita y minerales de arcillas actuando como cementos (de origen autigénico), ver foto 43 A-B, y en proporciones minoritarias a trazas, algunas micas de tipo moscovita y escasos minerales pesados.

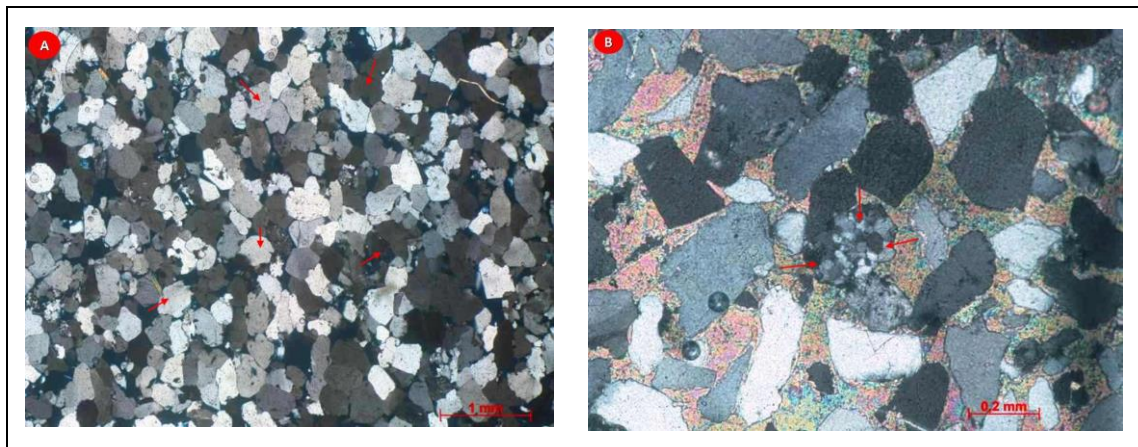


Foto 41: (A) BIII - A, 13560' NX, Cuarzos monocristalinos; (B) BIII - D, 13585' NX, Cuarzo policristalino

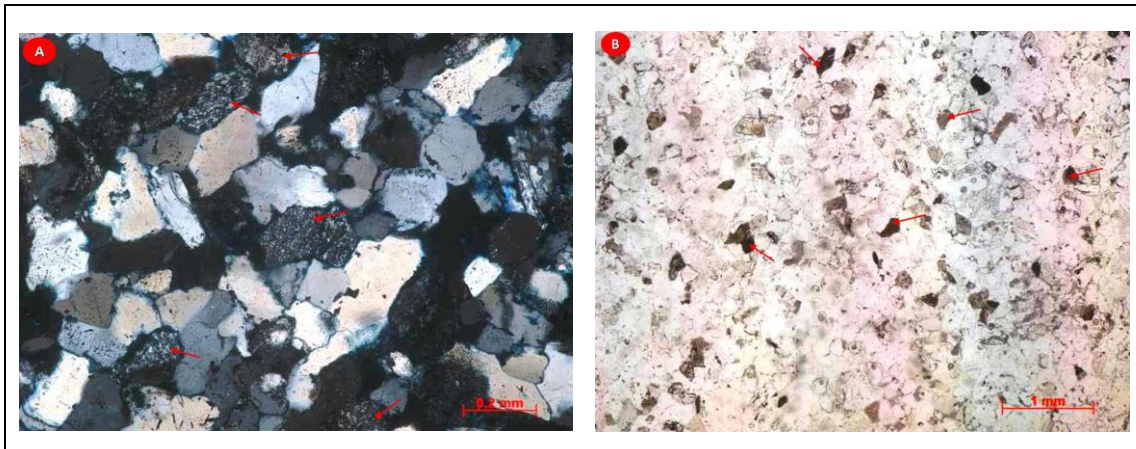


Foto 42: (A) BIII - A, 13627' NP, Fragmentos de chert; (B) BIII - C, 14443'7'', Fragmentos de arcilla en alteración

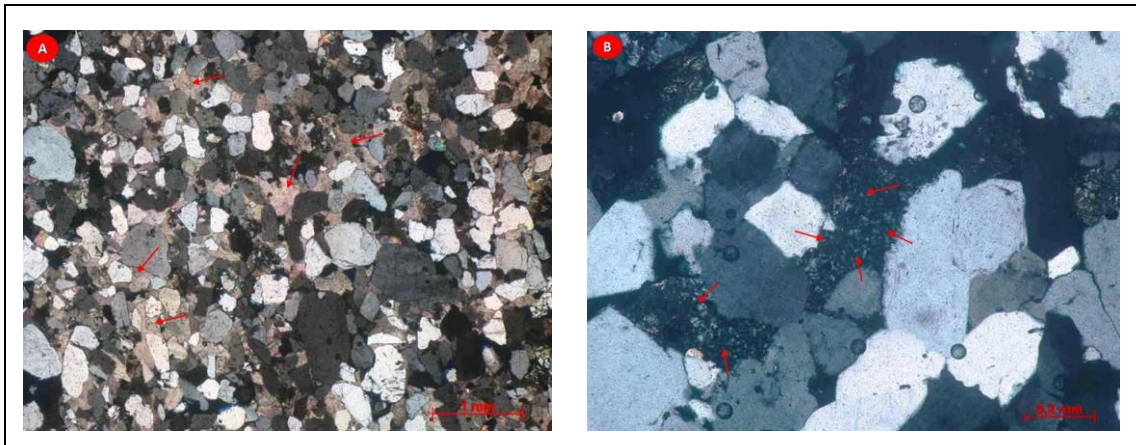


Foto 43: (A) BIII - A, 13764' NX, Cemento de calcita; (B) BIII - D, 13560' NX Cemento de minerales de arcilla

Tomando en cuenta los componentes de las muestras analizadas, se puede decir que estas rocas son maduras desde el punto mineralógico, por ende, estas se ubican dentro del grupo de las Arenitas, más específicamente Sublitarenita y Arenitas de Cuarzo, (Pettijohn *et. al.*; 1972).

Cemento / Matriz: En las muestras analizadas se identifica la presencia de distintos componentes que actúan como fase de unión, los cuales pueden ser de origen autigénico o detríticos, entre estos destaca en orden de abundancia:

Cementos de sílice en forma de sobrecrecimientos de cuarzo en continuidad óptica, este tipo de cemento son muy típicos en rocas ricas en cuarzo, se presentándose como halos alrededor de los granos de cuarzo (ver fotos 44 A-B).

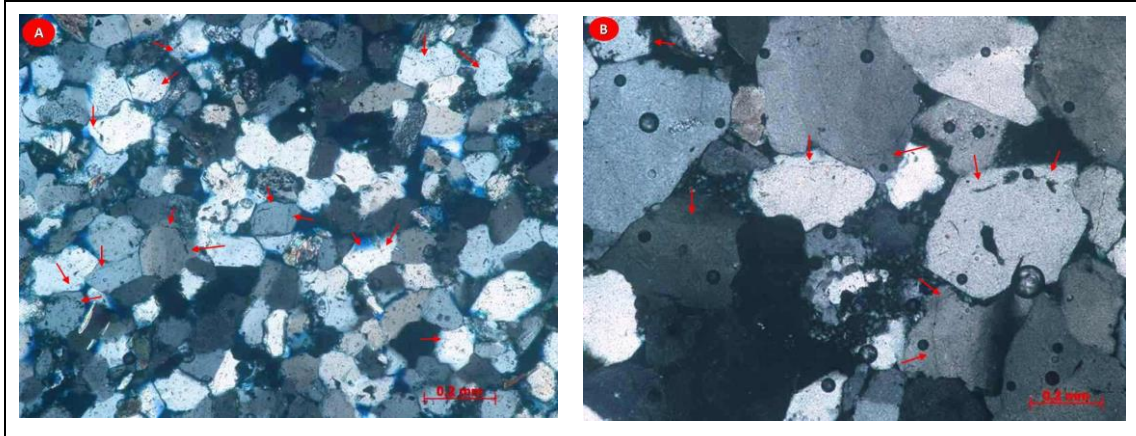


Foto 44: (A) BIII - A, 13429' NX; (B) BIII - D, 13331' NX; Sobrecrecimientos de cuarzo en continuidad óptica

La presencia de pseudomatriz es muy común en todas las muestras analizadas, y es producto de la alteración y deformación de fragmentos líticos (posiblemente fragmentos de arcillas), debido a procesos de presión-solución (ver foto 45 A-B).

Otro de los elementos comunes que actúan como fase de unión en las muestras analizadas de la Formación Misoa, es la calcita, la cual se encuentra rellenando parte de los espacios porales de la roca y se puede presentar en distintas fases de la diagénesis. En las etapas tempranas como cemento de calcita (esparita) y/o matriz carbonática (micrita), y en la etapas más tardías en forma de cemento poikilotópico, relacionado con condiciones de soterramiento y temperatura alta y su ocurrencia puede ser debido mayormente a procesos de disolución de fragmentos esquelétales, posteriormente precipitados por las aguas intersticiales en los poros de la roca (Sandoval M.E., 2000), así como también por la recristalización de la micrita en etapas de diagénesis profunda, (ver fotos 46 y 47).

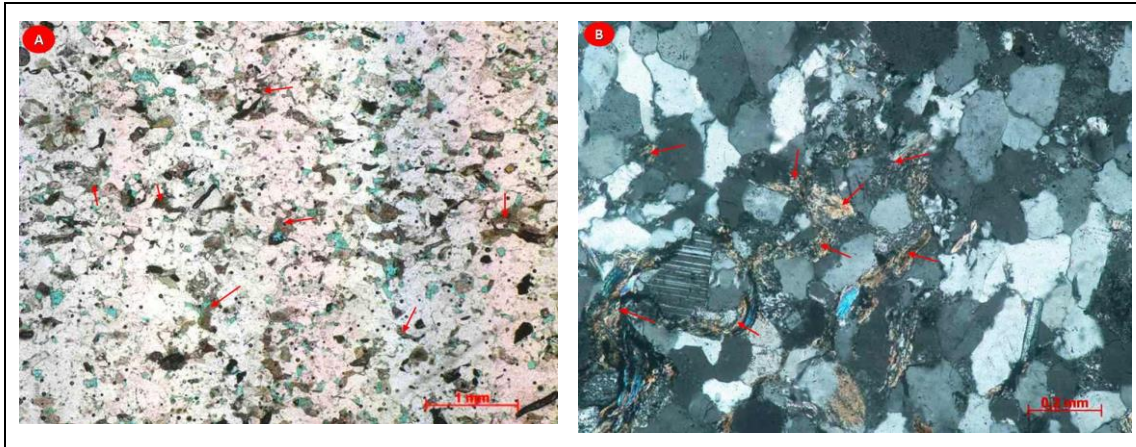


Foto 45: (A) BIII - D, 13614' NP, (B) BIII - A, 13499'; Presencia de pseudomatriz

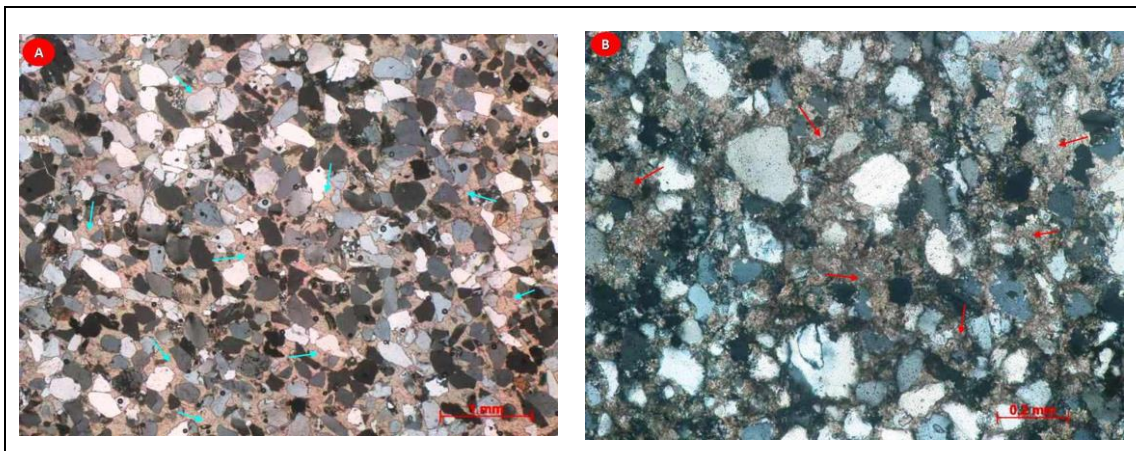


Foto 46: (A) BIII - D, 13585' NX; Cemento temprano de calcita; (B) BIII - A, 13398'4'' NX, Matriz carbonática

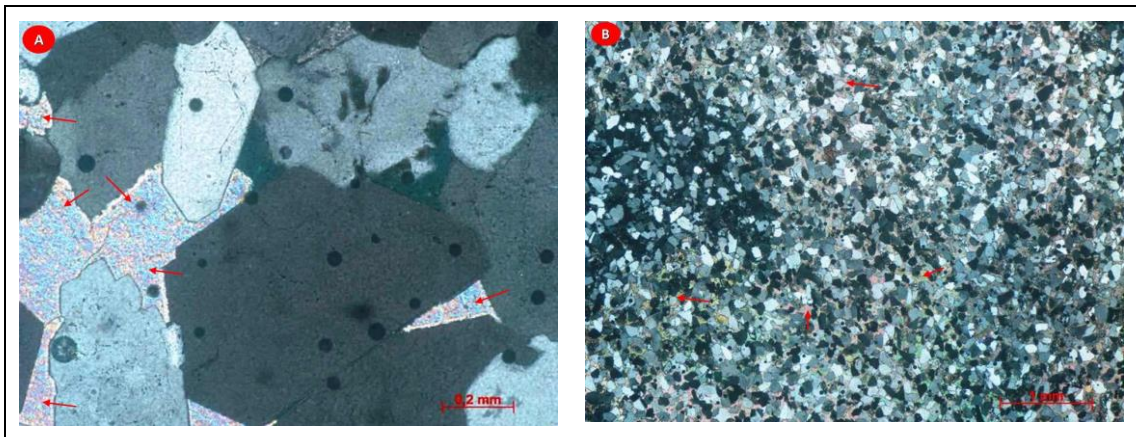


Foto 47: (A) BIII - D, 13662' NX, Calcita recrystalizada; (B) BIII - D, 13503' NX, Cemento poikilotópico de calcita

De manera puntual se identifica en algunas de las muestras analizadas el desarrollo cementos autigénicos de minerales de arcillas relleno de la porosidad primaria de la roca. De acuerdo a las características ópticas de estos cementos se puede inferir la naturaleza de los mismos asociada posiblemente a Esméctica (S) y/o fases interestratificadas de Esméctica / Illita (S/I), y Caolinita (K), ver foto 48 A-B.

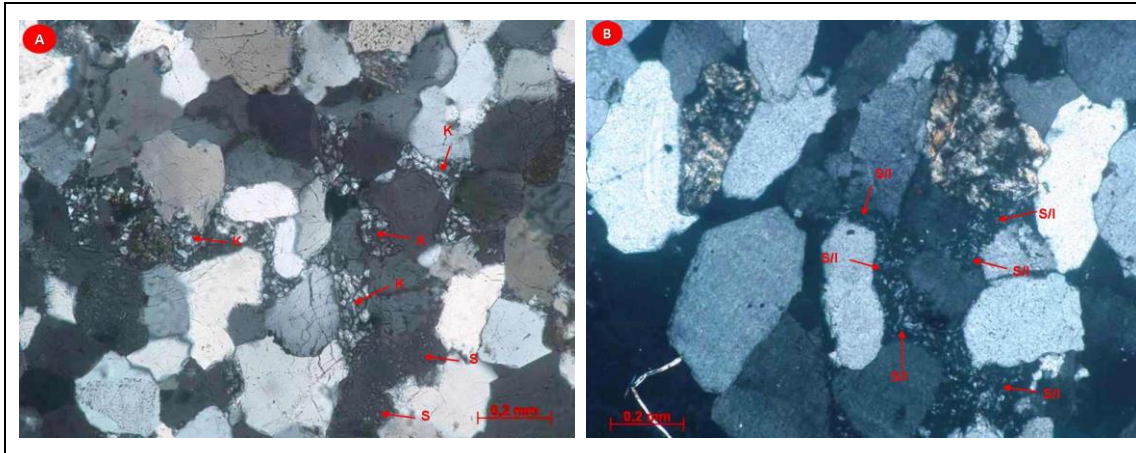


Foto 48: (A) BIII - C, 14443'7" NX, Cemento de minerales de arcilla, posible Caolinita (K) y Esméctica (S); (B) BIII - D, 13579' NX, Cemento de minerales de arcilla, posible interestratificado de Esméctica/Illita (S/I)

Es importante mencionar que la matriz, que constituye uno de los componentes detríticos heredados de la roca, y que actúa como fase de unión entre los granos, está presente en las muestras analizadas en muy poca proporción (en forma de matriz arcillosa y carbonática –micrita-), debido a que estuvieron sometidas a procesos de alteración/disolución y/o recristalización debido a las condiciones diagenéticas sufridas por la roca.

Procesos Diagenéticos: Tomando en cuenta las limitaciones de la petrografía convencional efectuada, en las muestras analizadas se identificaron los siguientes procesos diagenéticos:

- Compactación: Proceso que actúa de manera continua en todos los estados diagenéticos y es responsable de la reducción progresiva de la porosidad primaria de la roca. Los efectos de la compactación son considerables, evidenciado por la

abundancia de contactos Cóncavo/Convexos y Longitudinal/Planar (ver foto 49A), junto a la existencia de estiloláminas (ver foto 49B) y deformación de filosilicatos (ver foto 50 A-B) en algunas de las muestras analizadas.

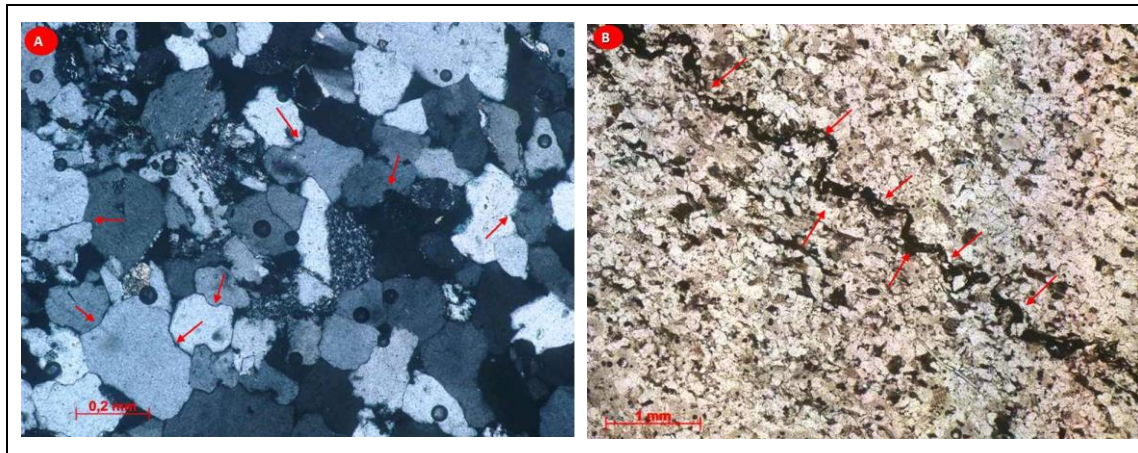


Foto 49: (A) BIII - D, 13243' NX, Contactos cóncavo/convexos; (B) BIII - A, 13722'5'' NP, Estiloláminas

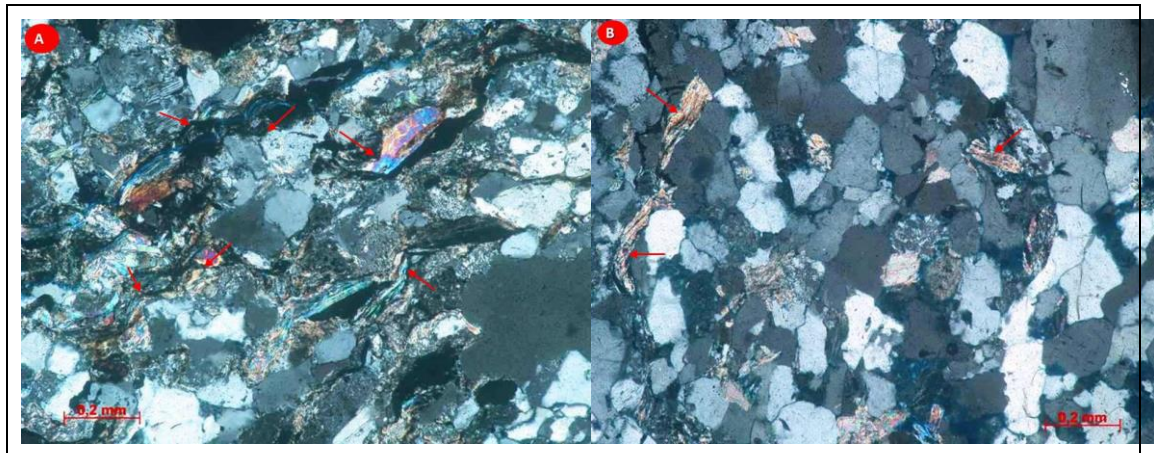


Foto 50: (A) BIII - A, 13499' NX; (B) BIII - B, 13715'9'' NX Micas deformadas y en alteración

La continuidad en la influencia de la compactación es responsable de la presencia de pseudomatriz producto de procesos de presión-solución, sobre minerales lábiles, tales como; filosilicatos y fragmentos líticos (generalmente de origen arcilloso, ver foto 51 A-B).

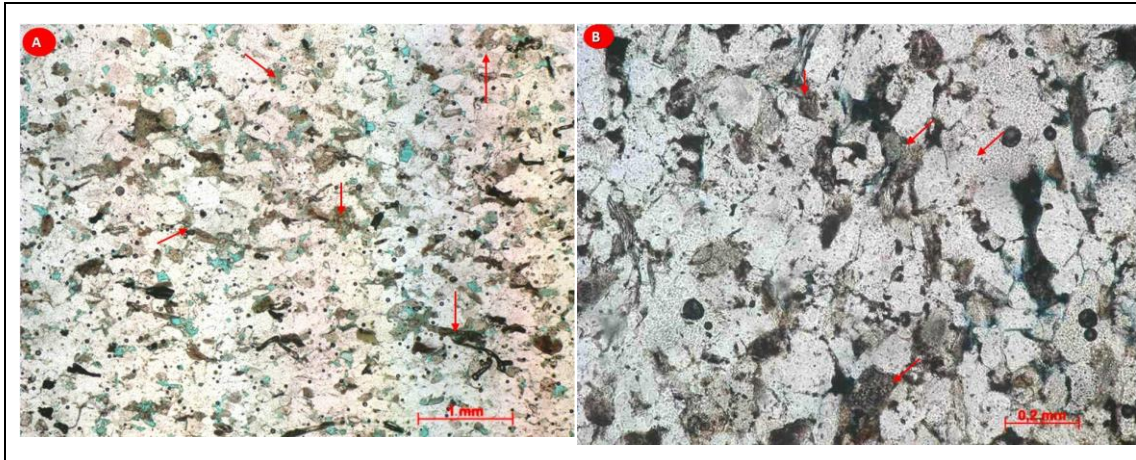


Foto 51: (A) BIII - D, 13614' NP; (B) BIII - A, 13722'5''NP, Pseudomatrix

- Matriz: Material aportado en las fases tempranas de la depositación, de origen clástico y/o carbonático el cual actúa como elemento de unión entre los granos. Posteriormente, sobre este material actúan distintos procesos diagenéticos de neoformación y/o disolución, dando a lugar a nuevas especies minerales y cementos. En las muestras analizadas de la Formación Misoa en los pozos analizados, el contenido de matriz es muy escaso, debido a que sufrió procesos de disolución temprana y/o neoformación en etapas de diagénesis profunda, generando minerales de arcilla y procesos de sobrecrecimientos de cuarzo en continuidad óptica. Destaca en algunas de las muestras analizadas la presencia de matriz de origen carbonático, asociada a procesos tempranos de depositación y la disolución de partículas esquelétales (ver foto 46B).
- Cementos: La presencia de fases cementantes de origen autigénico responden a distintas transformaciones que sufren los materiales intersticiales durante las diferentes etapas de la diagénesis, los cementantes presentes en las muestras analizadas de acuerdo a su orden de abundancia son:
 - Sílice: Se presenta en forma de sobrecrecimientos de cuarzo en continuidad óptica, los cuales se pueden identificar mediante la presencia de residuos insoluble en el borde antiguo del grano, si bien esta configuración es difícil de identificar en todos los casos. Estas se pueden inferir por la presencia de

granos de cuarzo con bordes euhedrales. Este tipo de cementante es común a las microfacies más limpias (ver foto 52 A-B).

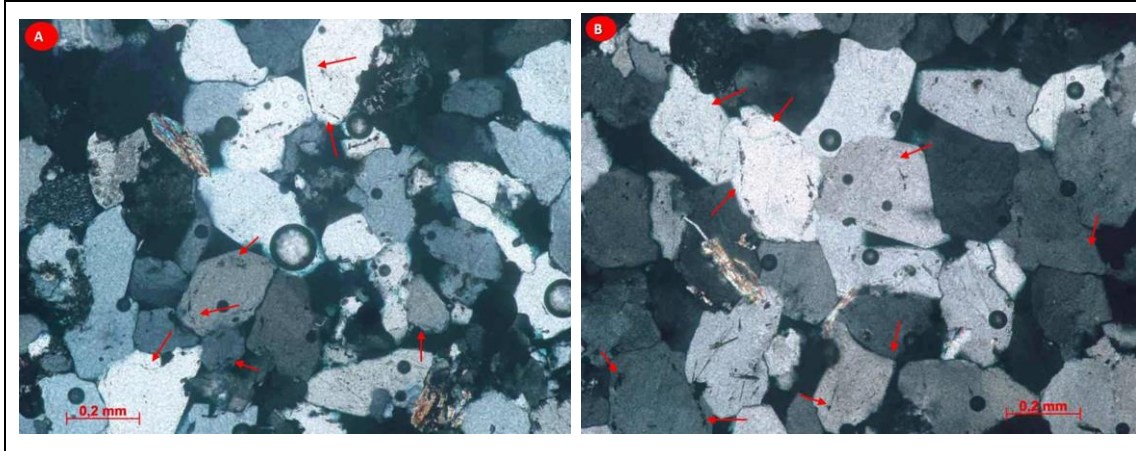


Foto 52: (A) BIII - D, 13483' NX; (B) BIII - D, 13409', NX, Sobrecrecimientos de cuarzo en continuidad óptica, donde se observa los restos insolubles adosados al borde antiguo de los granos

- **Calcita:** En las muestras analizadas, se observa la presencia de calcita en forma de cementos, producto de la recristalización de la micrita por procesos de diagénesis de soterramiento, formando pseudoespato. Gran parte del material calcáreo del cual se derivan los cementos y la matriz provienen de la alteración y disolución de bioclásticos, esta cementación se puede presentar en dos fases; una fase temprana, generando niveles puntuales de cemento de calcita, que impiden el desarrollo de sobrecrecimientos de cuarzo (ver foto 53A) y una fase más tardía, producto de la recristalización de la micrita, la cual puede ser diferenciada por la presencia cemento de tipo poikilótópico, calcita con altos colores de interferencia (ver foto 47 A-B), algunas con incipientes maclas y reemplazo de otros cementantes como minerales de arcilla y algunos feldespatos (ver foto 54 A-B).

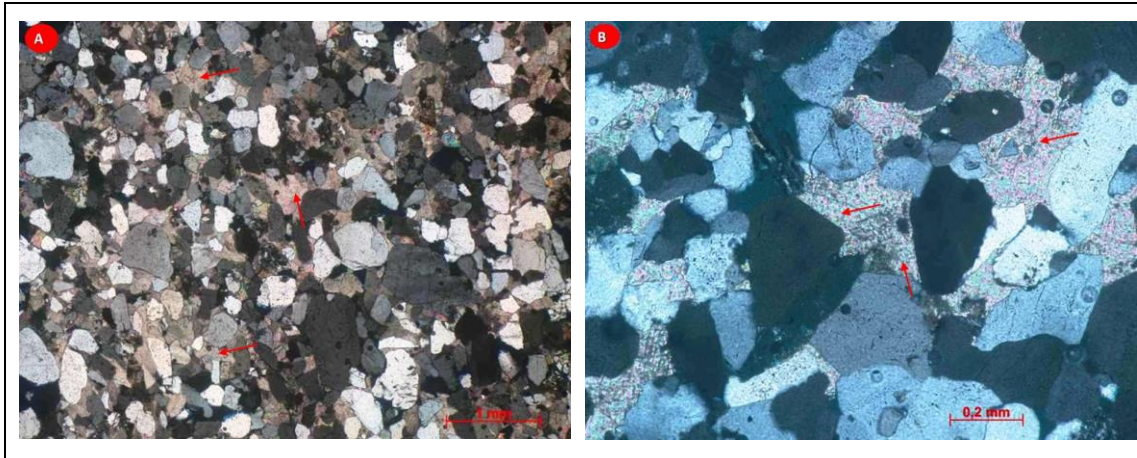


Foto 53: (A) BIII - A, 13764' NX Niveles de cementos de calcita; (B) BIII - D, 13622' NX, Cemento de calcita impidiendo el sobrecrecimientos de cuarzo

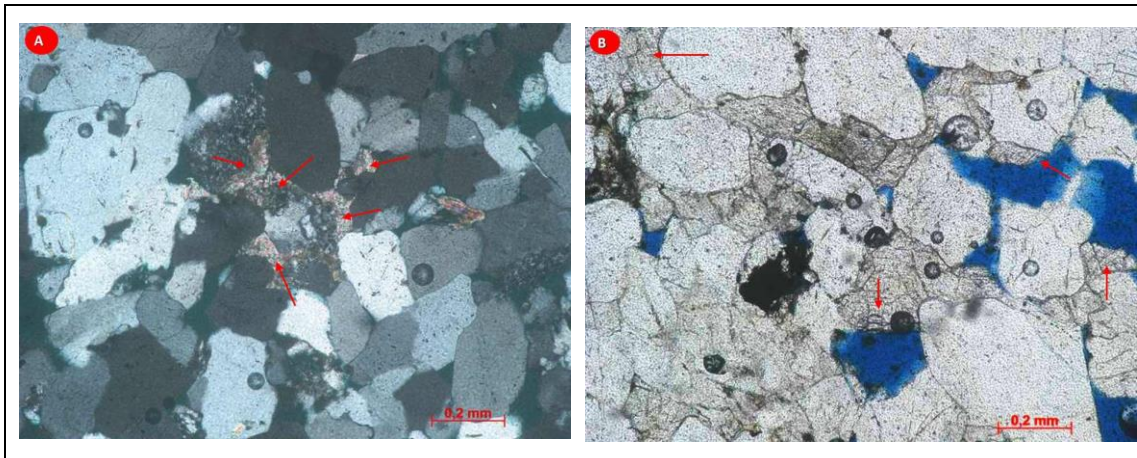


Foto 54: (A) BIII - D, 13622' NX, Reemplazo de Minerales de Arcilla por calcita; (B) BIII - A, 13764' Presencia de incipientes maclas en la calcita

- Minerales de Arcilla: Estos se presentan de manera incipiente ocupando parte de los espacios porales de la roca, provocando (junto a la cementación por calcita) la inhibición de los sobrecrecimientos de cuarzo. Estos tipos de cementantes son los menos abundantes dentro de las muestras analizadas y están asociados fases de diagénesis intermedia a profunda. De los minerales de arcillas presentes en las muestras se identificó mediante sus características ópticas la posible presencia de Esméctica y/o interestratificados de Illita/Esméctica y Caolinita, ver fotos 48 A-B y 55 A-B.

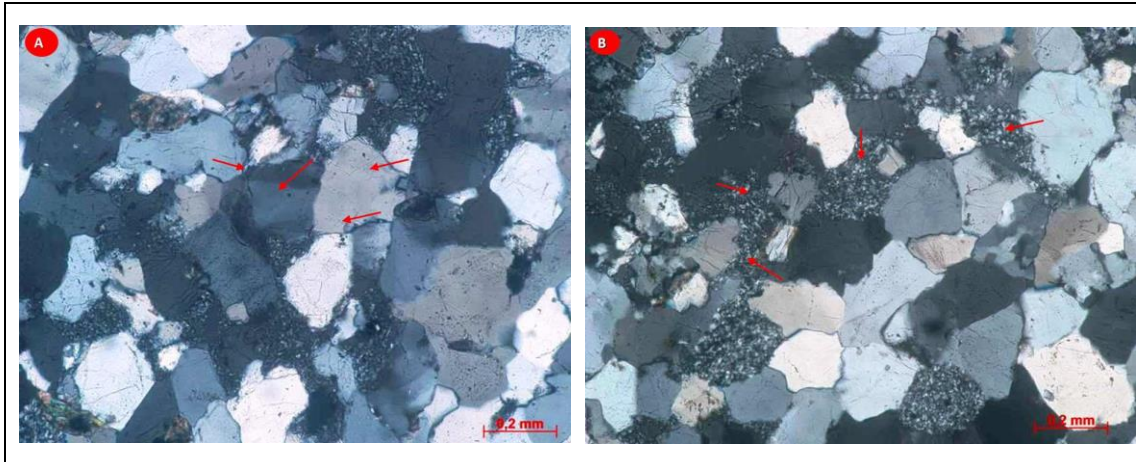


Foto 55: (A) y (B) BIII - C, 14443'7''NX, Presencia de cementos de minerales de arcilla, posible Esméctica y/o interestratificado de Illita/Esméctica

- **Alteración y Disolución Parcial:** Se observó la influencia de estos procesos sobre las fases de unión (matriz y cemento), ver fotos 56 A-B y algunos granos lábiles (fragmentos líticos, feldespatos, micas) debido a procesos de índole diagenético, tales como reemplazo de minerales de arcilla por calcita e illitización de fragmentos de chert y micas (ver fotos 57 A-B), estos procesos en etapas más avanzadas pueden generar disolución de dichas partículas, lo cual favoreció a la generación de porosidad secundaria, (ver fotos 58 A-B).

Secuencia Paragenética: A continuación, se enumeran en orden cronológico relativo el orden en que actuaron cada uno de los procesos diagenéticos antes descritos:

1. **Compactación:** Este proceso muestra efectos de intensidad moderada a alta debido a la abundancia de contactos cóncavo/convexos y algunos (ver foto 49 A-B), junto con el desarrollo de procesos de presión-solución (compresión de granos), desarrollo de pseudomatriz y algunas estiloláminas (ver foto 45 A-B y 50 A-B).
2. **Matriz:** Se acumula en las etapas iniciales de la sedimentación y puede ser de origen arcilloso o carbonático, la cual debido a las distintas condiciones diagenéticas ha sido disuelta y/o transformada a cemento (recristalizada), tal como se observa en la foto 46B.

3. Cementación de Sílice: Proceso temprano el cual muestra sobrecrecimientos de cuarzo en continuidad óptica, ocluyendo parte de la porosidad primaria, es común en la mayoría de las microfacies (ver fotos 44 A-B; 52 A-B).
4. Cementación de Calcita: Se puede presentar tanto en las fases tempranas, donde esta cementación puede inhibir el desarrollo de sobrecrecimientos de cuarzo, y en etapas tardías de la diagénesis, como producto de la recristalización del lodo carbonático (ver fotos 43A, 46A, 47 A-B, 53 A-B y 54B), estos procesos son comunes en las muestras analizadas.
5. Cemento de minerales de Arcilla: Proceso típico de fases de diagénesis intermedia a profunda donde debido a diversas reacciones físico – químicas se produce el desarrollo este tipo de minerales de origen autigénico, tales como Caolinita, Esméctica y/o Illita / Esméctica (ver fotos 43B; 48 A-B y 55 A-B).
6. Alteración y Disolución Parcial: Debido a reacciones físico-químicas durante la diagénesis, se pueden presentar cambios en algunos minerales (reemplazo), así como, procesos de disolución parcial de minerales menos estables y más susceptibles a la alteración. En las muestras analizadas se observa la acción de estos procesos sobre algunos componentes de la roca, tales como: los cementos, minerales lábiles (feldespatos y micas) y fragmentos líticos, generando porosidad secundaria por disolución (ver fotos 58 A-B).

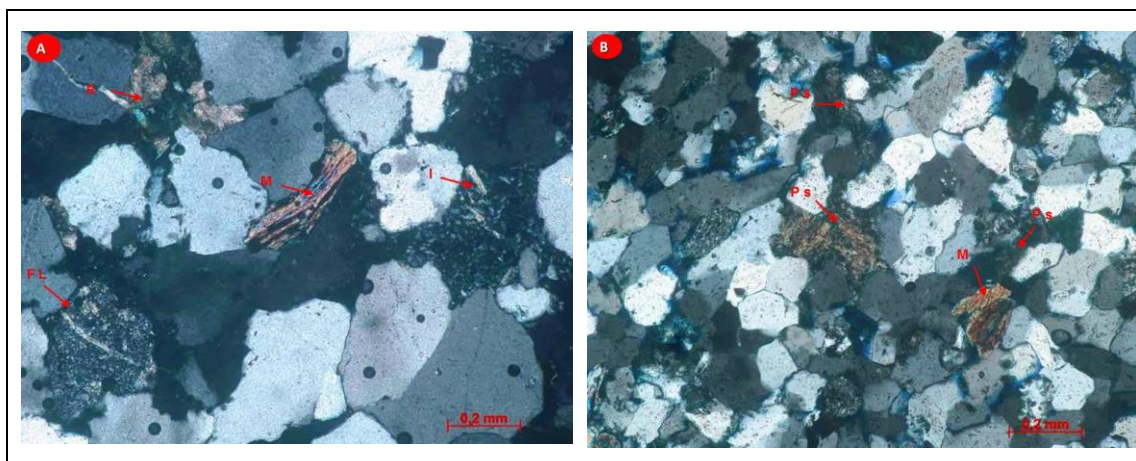


Foto 56: (A) BIII - D, 13331' NX, Alteración de micas (M), Reemplazo de minerales de arcilla por calcita (R) e Illitización de cemento (I); (B) BIII - A, 13429' NX, Alteración de Pseudomatrix (Ps) y de micas (M)

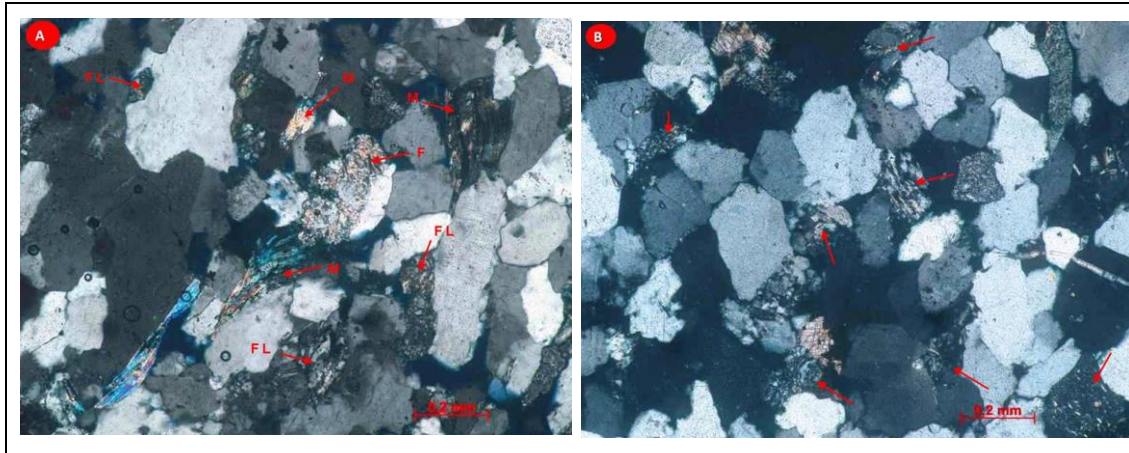


Foto 57: (A) BIII - A, 13592' NX, Alteración de Micas (M), Feldspatos (F) y Fragmentos líticos (FL); (B) BIII - D, 13201' NX, Alteración de fragmentos líticos

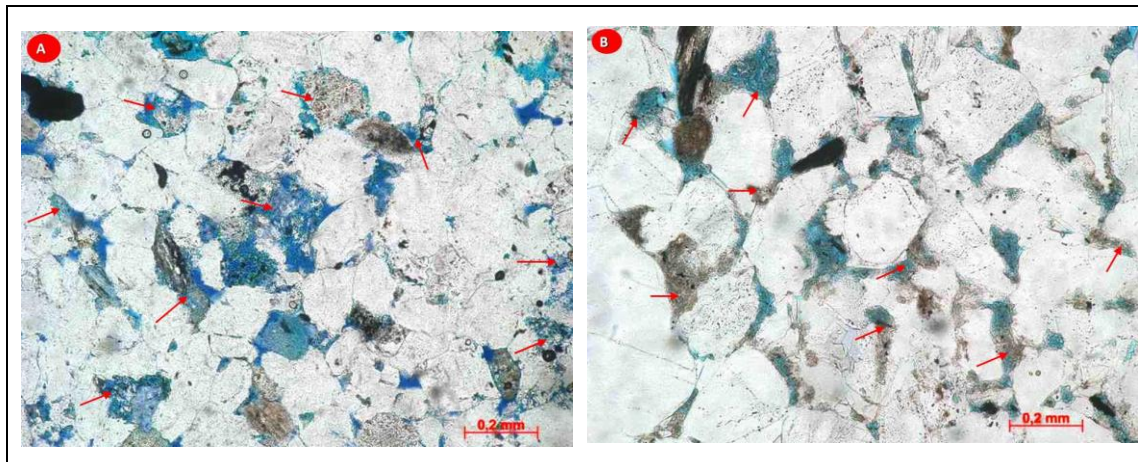


Foto 58: (A) BIII - A, 13490' NP, Disolución parcial de Pseudomatriz; (B) BIII - C, 14454'9" NP, Disolución parcial de cemento de minerales de arcilla

En las muestras analizadas los procesos de alteración y disolución parcial son los principales generadores de porosidad secundaria (ver foto 59 A-B y 60 A-B), la cual tiene valores que están entre 5 - 15%, en algunos casos está ocupada por materia orgánica y/o hidrocarburo residual (ver fotos 61 A-B), los mayores valores de porosidad generalmente asociados a las microfácies de Arenitas (Arenitas Cuarzosas y Sublarenitas) con tamaños de grano de medio a grueso.

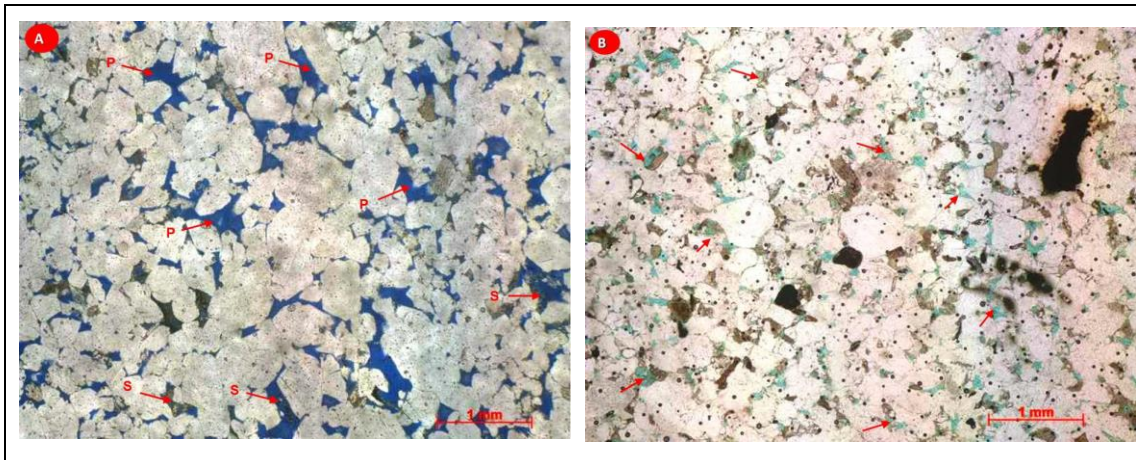


Foto 59: (A) BIII - A, 13417' NP, Porosidad primaria (P) y secundaria (S); (B) BIII - D, 13633' NP, Porosidad secundaria

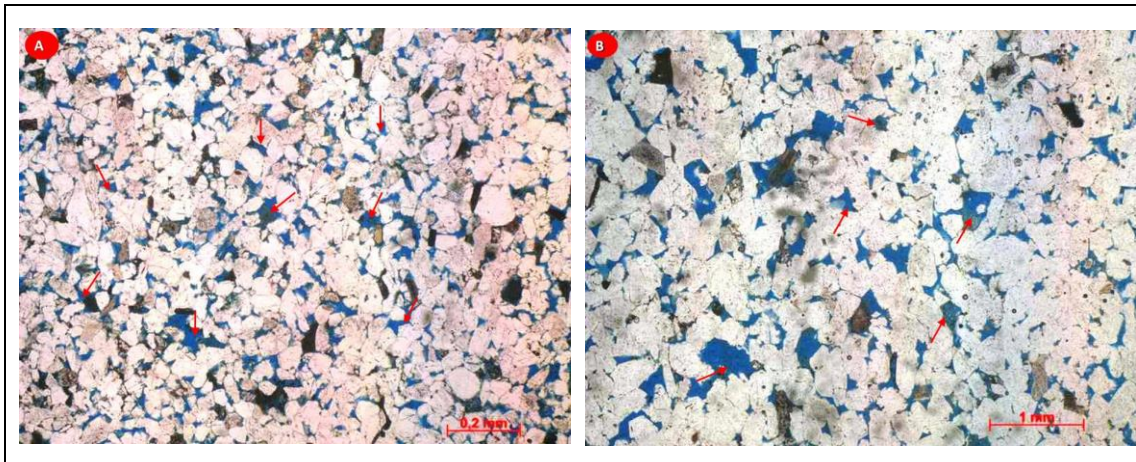


Foto 60: (A) BIII - A, 13326' NP; (B) BIII - A, 13560' NP, Porosidad secundaria por disolución

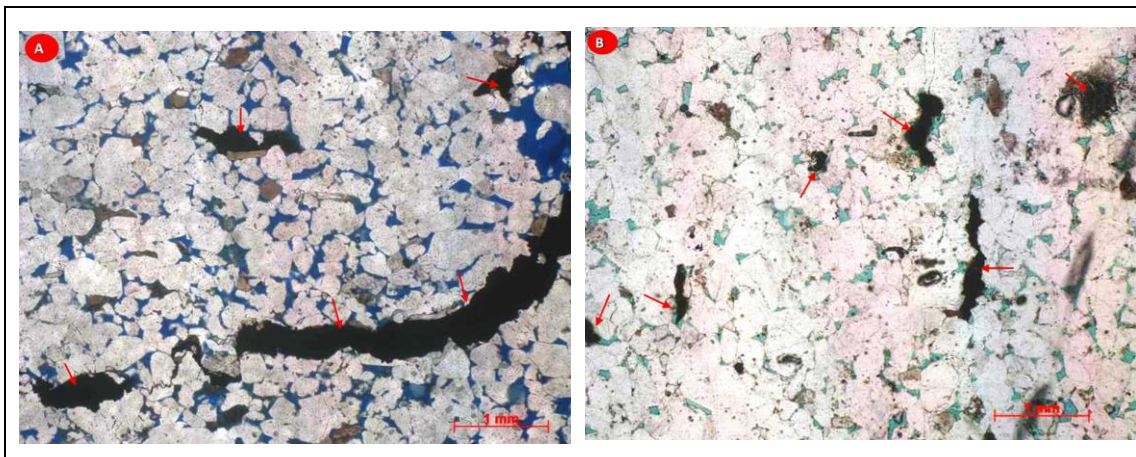


Foto 61: (A) BIII - A, 13417' NP; (B) BIII - D, 13633' NP, Presencia de Hidrocarburo residual

En general y de acuerdo con las características descritas se muestra como estas rocas presentaron un grado diagenético intermedio, los cuales se resumen en la tabla 10.

Tabla 10: Cuadro Diagenético Propuesto para la Formación Misoa en la zona de estudio, adaptado de Surdam *et. al.* 1989

Reacciones Diagenéticas	Zonas Diagenéticas		≤ 25°C	80°C	130°C	200°C	< 250°C
			Diagénesis Somera	Diagénesis Intermedia		Diagénesis Profunda	Telodiagénesis
Compactación			[Barra azul que cubre las zonas Somera, Intermedia y Profunda]				
Deformación Plástica			[Barra azul que cubre las zonas Somera e Intermedia]				
Presión - Solución			[Barra azul que cubre las zonas Somera, Intermedia y Profunda]				
Cementación de Calcita			[Barra azul que cubre las zonas Somera e Intermedia]				
Alteración y Disolución de Feldespatos				[Barra azul que cubre las zonas Intermedia y Profunda]			
Disolución de Fragmentos Líticos				[Barra azul que cubre la zona Intermedia]			
Disolución de Minerales de Arcilla				[Barra azul que cubre las zonas Intermedia y Profunda]			
Disolución de Carbonatos				[Barra azul que cubre la zona Intermedia]		[Barra azul que cubre la zona Profunda]	
Cementación de Sílice			[Barra azul que cubre las zonas Somera e Intermedia]				
Precipitación de Caolinita				[Barra azul que cubre la zona Intermedia]			
Precipitación de Illita				[Barra azul que cubre la zona Intermedia]	[Barra azul que cubre la zona Profunda]		
Desarrollo de Interestratificados de Illita				[Barra azul que cubre la zona Intermedia]	[Barra azul que cubre la zona Profunda]		

CAPITULO V

DEFINICIÓN DE ELECTROFACIES Y UNIDADES SEDIMENTARIAS

Basado en los análisis de facies realizados a los núcleos de los pozos, se definieron un conjunto de subambientes, típicos de ambientes deltaicos (descritos en el capítulo V), se realizó una comparación de las respuestas de dichos subambientes con los registros eléctricos (registros de rayos gamma y core gamma), para de esta manera conocer las respuestas típicas de cada subambiente y extenderlas al resto de los pozos considerados en este estudio, las características de cada uno de estos subambientes se describen a continuación.

ELECTROFACIES TÍPICAS DE LA FORMACIÓN GUASARE

Las características sedimentológicas de cada una de las asociaciones de facies y/o paleoambientes fueron descritas a detalle en el capítulo anterior, por lo tanto, en este apartado se hará énfasis en la respuesta de estas asociaciones a los registros de rayos gamma y resistividad.

ELECTROFACIES DE BANCOS CARBONÁTICOS:

Estos depósitos de origen carbonático, se caracteriza por estar conformados por una secuencia de cuerpos de caliza con tendencia granocrecientes conformado por facies que gradan de Wackestone a Grainstone hacia el tope, aunque algunas veces se encuentran superpuestos entre sí, mostrando una tendencia agradante con valores gamma muy bajos y homogéneos, estos a su vez pueden estar limitados por superficies erosivas (ver Figura 93).

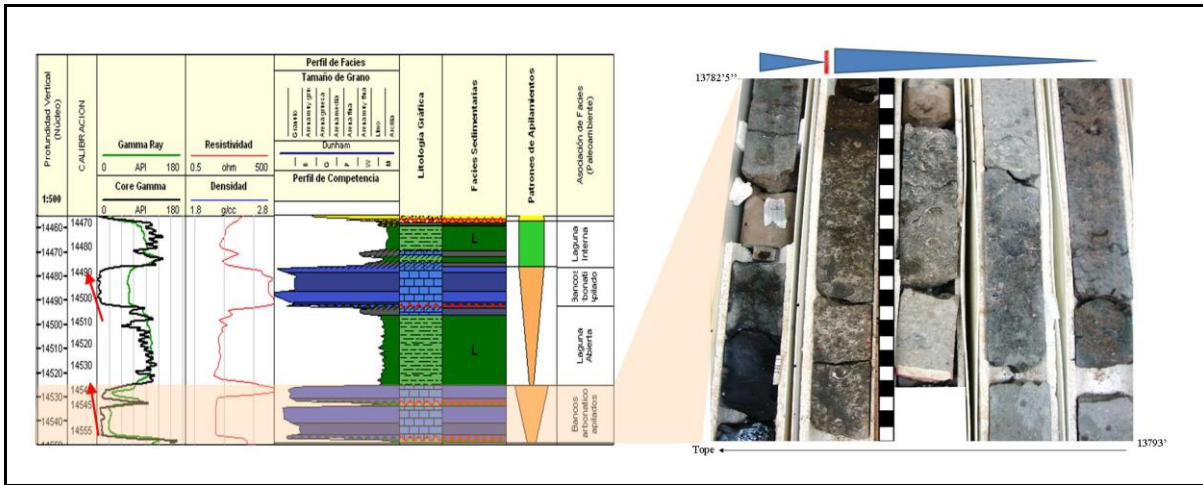


Figura 93: Detalle de las electrofacies típicas de los depósitos de Bancos Carbonáticos, BIII - C, 14513' – 14545'

ELECTROFACIES DE LAGUNA INTERNA:

Este tipo de depósitos son comunes en los márgenes de rampa interna, con abundantes facies de Mudstone y algunas facies de calizas dominadas por lodo, por lo tanto, su respuesta a los registros de gamma será de valores altos y algunas tendencias granocrecientes de poco espesor debido a la presencia de cuerpos discretos de caliza (ver Figura 94).

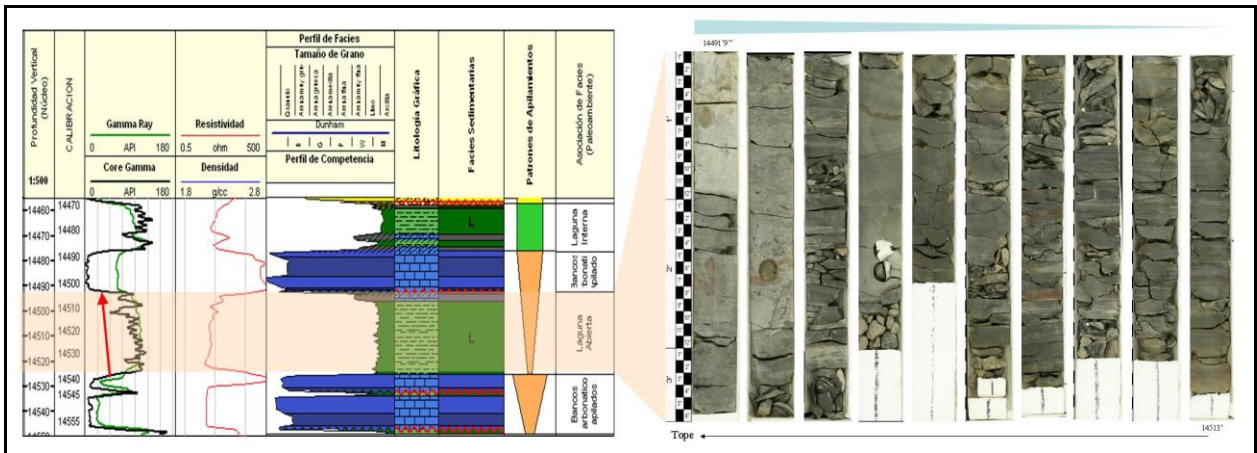


Figura 94: Detalle de las electrofacies típicas de los depósitos de Laguna interna, BIII - C, 14491'9" - 14513'

ELECTROFACIES DE ANTEPLAYA BAJA A MEDIA:

Estos depósitos están ubicados en la parte más proximal de la rampa interna donde existe dominio de procesos costeros de origen clástico. Este paleoambiente se caracteriza por presentar una secuencia de grano-estrato creciente hacia el tope, con litofacies arenosas de tipo S2, S1 y S11 (ver Figura 95), las cuales se caracterizan por presentar estructuras típicas de ambientes próximos costeros. La tendencia granocreciente hacia el tope de estos depósitos puede ser fácilmente identificada en la respuesta de los registros gamma bien marcada y con una extensión vertical considerable, alrededor de 40 a 80 pies, tal como se observa en la figura 95.

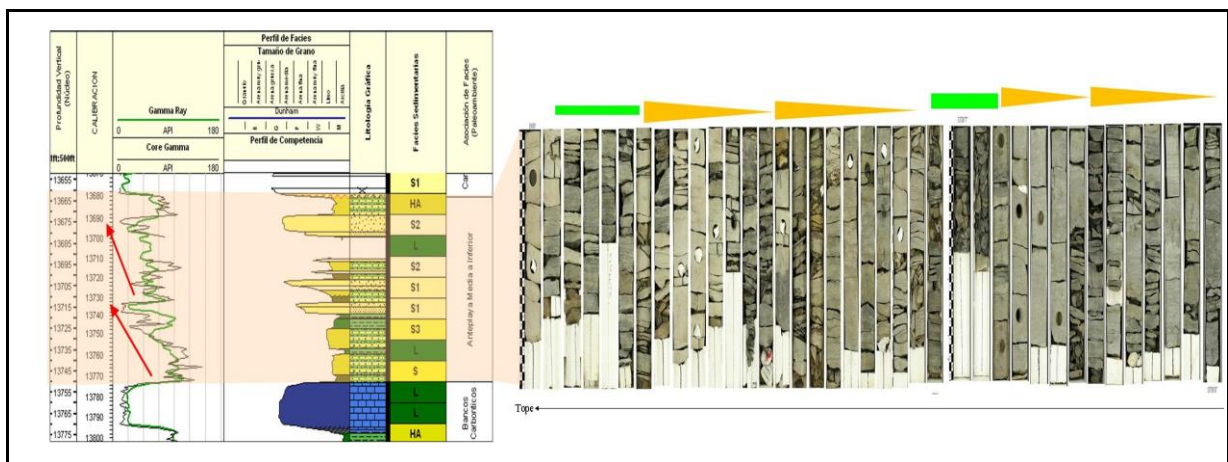


Figura 95: Detalle de las electrofacies típicas de los depósitos de Anteplaya, BIII – D, 13663' – 13750'

ELECTROFACIES TÍPICAS DE LA FORMACIÓN MISOA

Dentro de la Formación Misoa se reconocieron un total de seis asociaciones de facies (paleoambientes), cuyas características sedimentológicas son diferenciables. Dado que estas características no pueden ser apreciadas en su respuesta a los registros, de rayos gamma y resistividad, por lo tanto, es necesario asociar algunos de los subambientes con respuestas similares, los cuales son descritos a continuación

ELECTROFACIES DE CANALES:

Dada la existencia de diferente tipos de canales en la secuencia analizada (canales distributarios, canales marginales, canales abandonados y canales de marea), y que sus respuestas a los registros de rayos gamma y resistividad son similares, por lo tanto dada su dificultad para diferenciarlos solo en base al comportamiento de sus electrofacies se asociaron en una misma electrofacies, las cuales se caracterizan por presentar una tendencia granodecrecientes hacia el tope con valores de gamma generalmente bajos de entre 20 – 60° API y litofacies de tamaño de grano medio a grueso (S11, S3, S), la extensión vertical de estos depósitos tiene rango variable de entre 20 – 80 pies de espesor.

Generalmente estos depósitos pueden presentarse apilados verticalmente generando erosiones sucesivas de las partes más finas modificando de esta manera su respuesta, mostrando una tendencia cilíndrica u agrandante, tal como se observa en la figura 96.

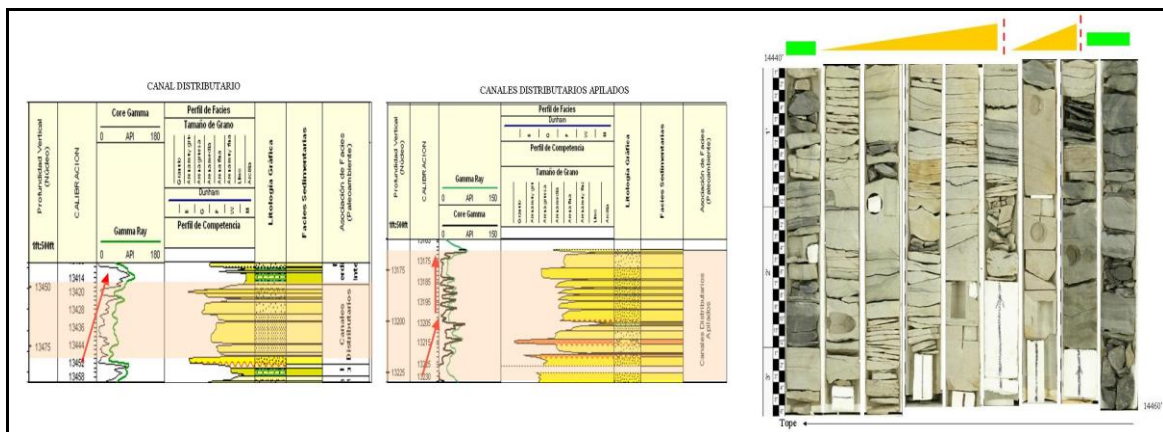


Figura 96: Detalle de las electrofacies típicas de los depósitos de Canales, BIII – C, 14440' – 14457'

ELECTROFACIES DE DIQUE NATURAL:

Los diques son estructuras que se ubican en los bordes laterales de los canales y están formados por sedimentos aportados por antiguos desborde del canal principal, contienen intercalaciones de arcillas y arenas generalmente de tamaño fino, dada estas características estos depósitos muestran valores de gamma entre 40 – 60° API y

cuerpos de muy poco desarrollo vertical generalmente suprayacentes a una secuencia de canal e infrayaciendo a una secuencia de planicie de inundación, tal como se observa en la figura 97.

ELECTROFACIES DE ABANICO DE ROTURA:

Este tipo de paleoambiente son generados durante eventos de desborde de canal, donde los flujos son depositados sobre la planicie de inundación y pueden estar conformados por sedimentos arenosos de distintos tipos, de acuerdo a su ubicación y extensión dentro de la planicie de inundación estos pueden presentar una tendencia granocreciente o granodecreciente (Bhattacharya J., 2006), tal como se observa en la figura 97.

ELECTROFACIES DE PLANICIE Y/O BAHÍA:

Área generalmente plana ubicada entre los canales, la cual está conformada por sedimentos arcillosos y/o arenosos de tamaño fino a muy fino, producto de los distintos eventos de inundación procedente de los canales. Tomando en cuenta estas características estos depósitos mostraran valores altos de gamma con algunas intercalaciones de arenas arcillosas y cuya extensión lateral puede ser variable de entre 5 – 30 pies dependiendo del medio (ver Figura 97).

DEFINICIÓN DE SUPERFICIES ESTRATIGRÁFICAS

Desde el punto de vista estratigráfico en la sección analizada se identificó la presencia de dos superficies mayores, las cuales se describen a continuación;

1. Discordancia del Paleoceno, esta superficie fue claramente identificada mediante criterios bioestratigráficos, dados por la asociación de fósiles *Longapertites vaneendenburgii*, *Longapertites proxapertitoides* y *Foveotriletes margaritae*, junto a la primera aparición del fósil marcador regional *Rugotricolporites felix*.
2. Superficie Transgresiva, esta marca el final del sistema encadenado de bajo nivel (LST) presente en la base de la Formación Misoa, esta superficie es reconocida en el campo como el tope de la unidad informal C4-55, la cual marca el cambio en la depositación de un LST caracterizado por sedimentos de predominio arenoso en una planicie deltaica alta, dominada por procesos fluviales e incipiente influencia de marea, hacia una zona con una marcada influencia de procesos maréales en una planicie deltaica baja, con depósitos dominados por intercalaciones de arenas y arcillas, esta superficies no pudo ser datada cronoestratigráficamente debido a la ausencia de fósiles indicadores de edad, aunque la misma se reconoció en todos los pozos de acuerdo a los patrones de apilamiento y características sedimentológicas, tales como estructuras sedimentarias, litofacies y bioturbación (ver Figura 98).

Estas superficies fueron identificadas en los pozos con núcleo, tal como se observa en la Figura 85, este mismo patrón fue identificado y proyectado al resto de los pozos seleccionados para este estudio.

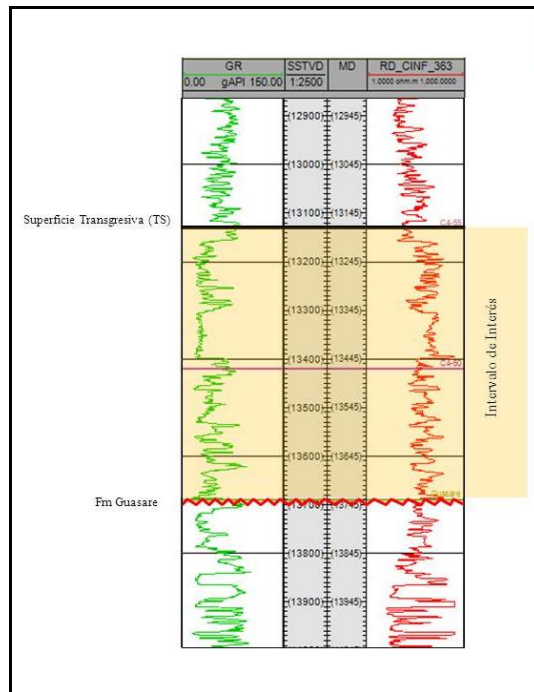


Figura 98: Registro tipo donde se observan las superficies estratigráficas mayores (SB_Guasare y TS_C4-55), tomadas en cuenta para este estudio

DEFINICIÓN DE UNIDADES SEDIMENTARIAS

Dentro del intervalo analizado de la Formación Misoa se reconocieron distintas tendencias en los patrones de apilamientos, que responden de manera directa a las características sedimentarias (asociaciones de paleoambientes), conformadas en su mayoría por cuerpos arenosos apilados entre sí, donde se reconocen algunas capas y/o cuerpos arcillosos fácilmente identificables, los cuales pueden ser reconocidas en los núcleos y constituyen superficies de inundación (ver Figura 99 y 100).

Estas superficies de inundación (FS) separan cuerpos arenosos con características sedimentarias similares, los cuales constituyen en si unidades sedimentarias establecidas de acuerdo a los criterios propuestos por Galloway (1989) y pueden ser definidas como “Unidades Genéticas” (UGen.) y/o “Parasecuencias”, tal como se observa en las figuras 101 y 102. En estas se observan algunas variaciones en sus espesores debidos a diversos factores de índole estructural y/o paleoambiental

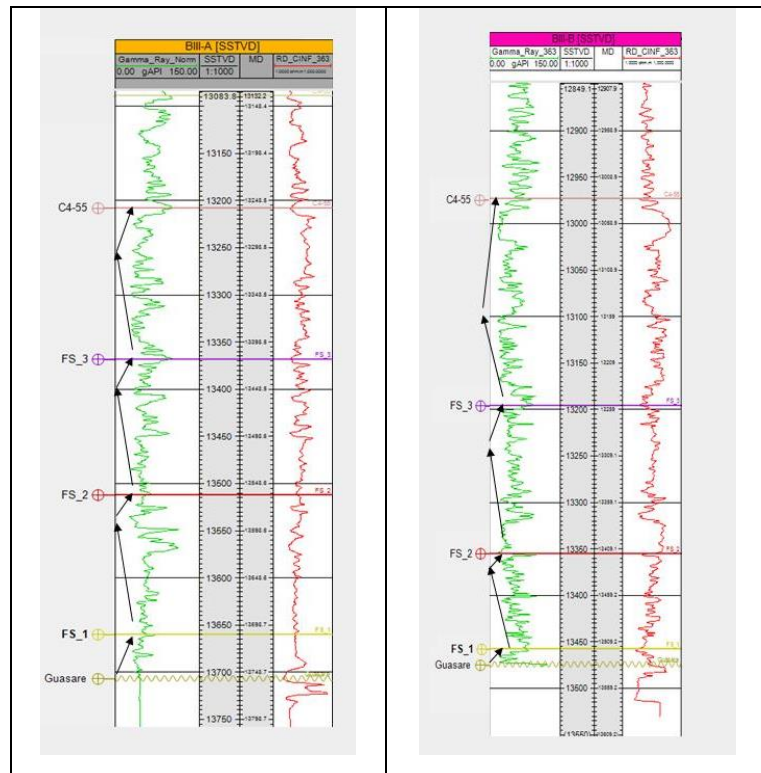


Figura 99: Patrones de Apilamiento identificados en los pozos BIII - A y BIII - B

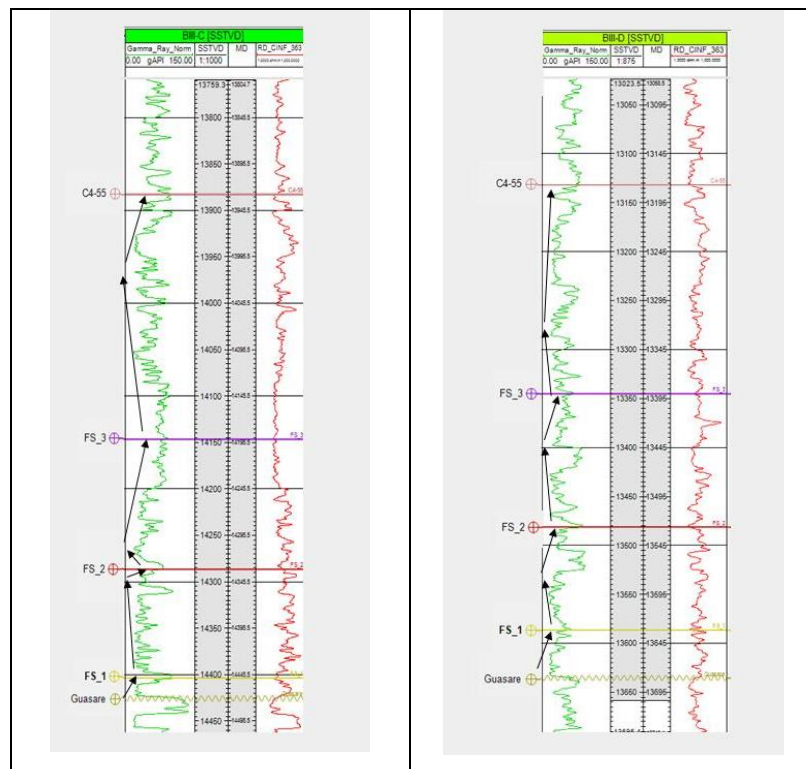


Figura 100: Patrones de Apilamiento de identificados en los pozos BIII - C y BIII - D

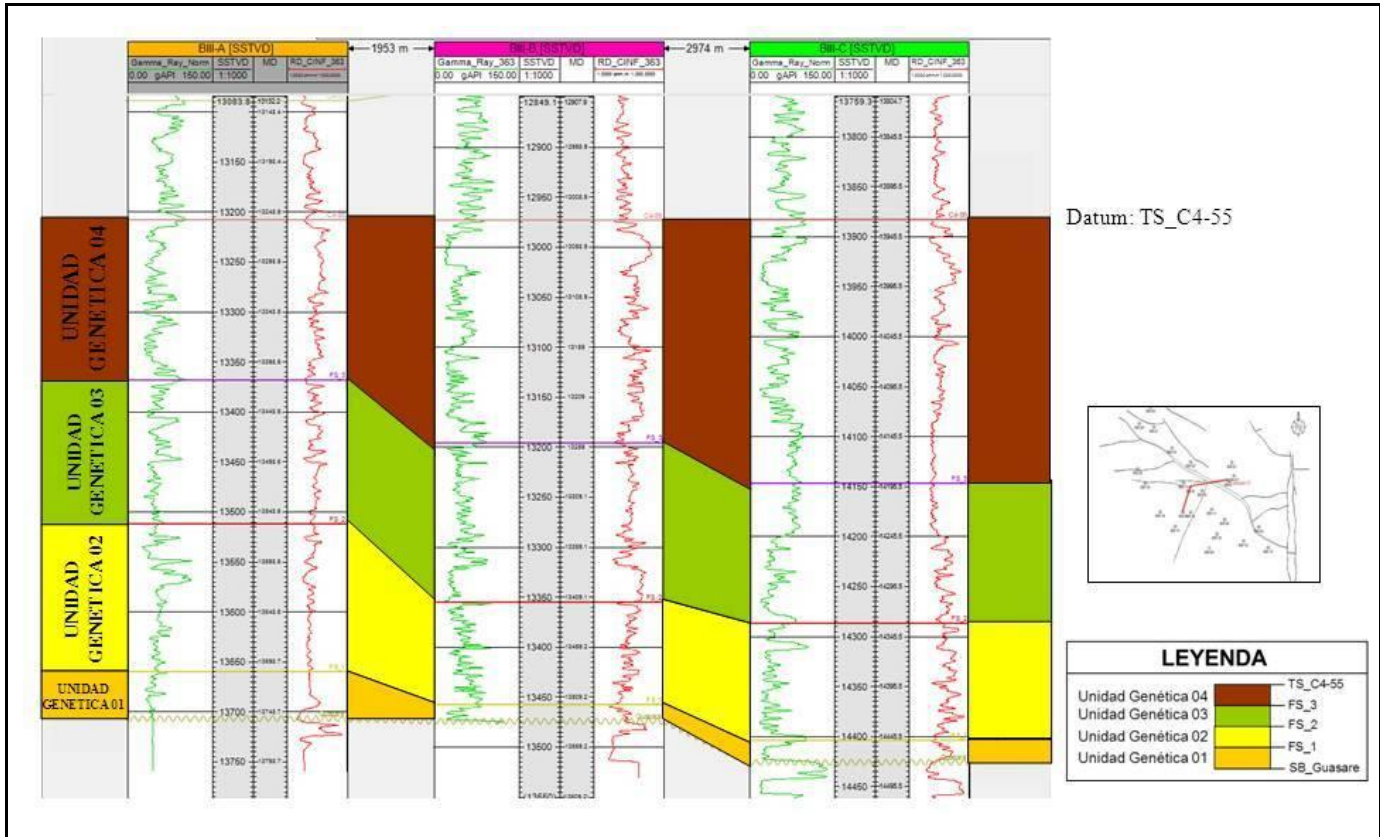


Figura 101:Sección Estratigráfica entre los pozos BIII - A, BIII - B y BIII - C (SW - NE), mostrando la continuidad de la Unidades Genéticas, definidas

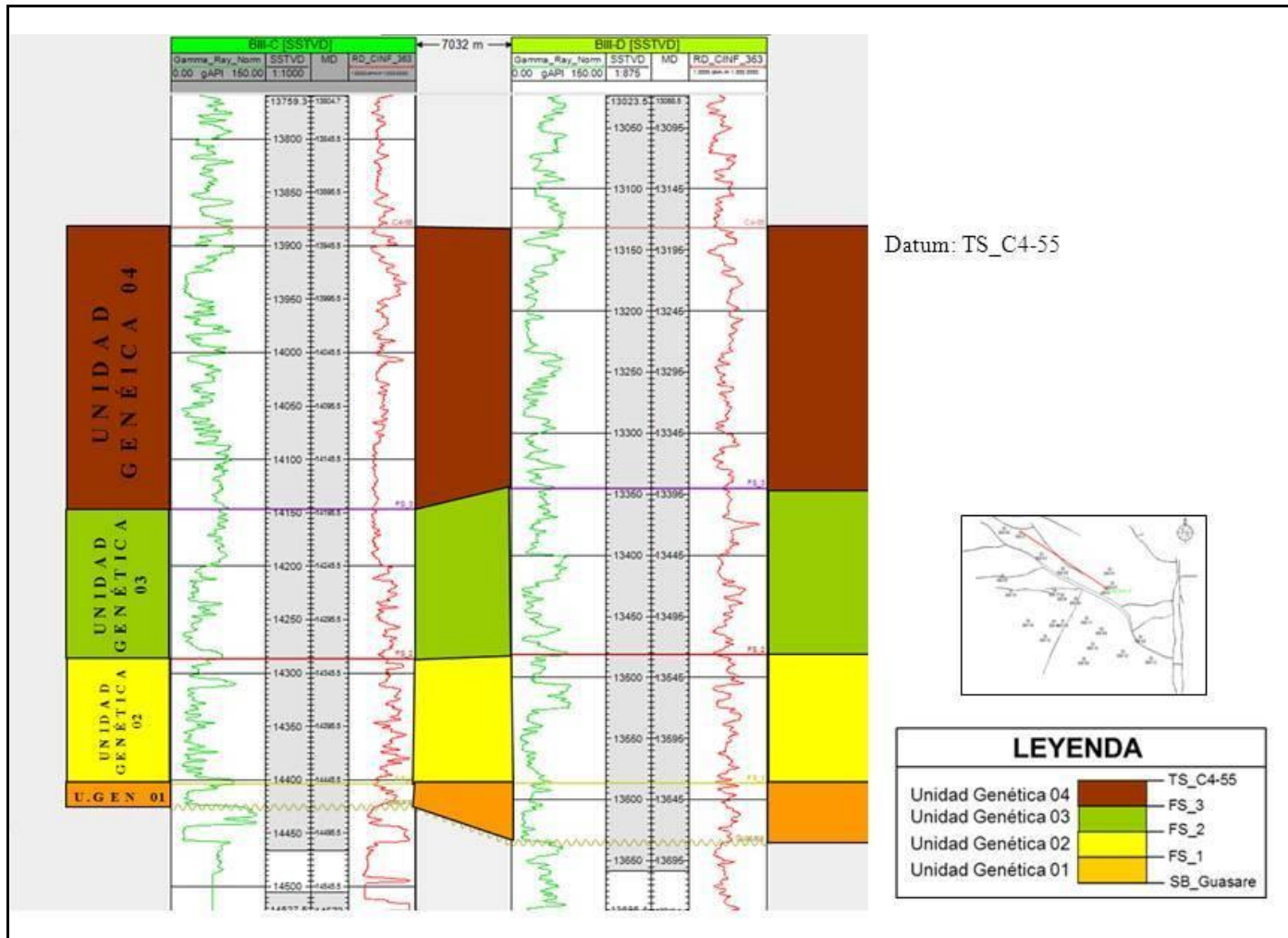


Figura 102: Sección Estratigráfica entre los pozos BIII – C y BIII – D (SE – NW), mostrando la continuidad de las Unidades Genéticas definidas

De acuerdo a lo planteado en los trabajos de Galloway (1989), Escalona & Mann (2006) y Delgadillo J. (2014), para el análisis secuencial en medios clásticos transicionales someros depositados en un margen activo tipo foreland, es recomendada la definición de Unidades Genéticas o Parasecuencias, dado a que sus límites conformados por cuerpos arcillosos son claramente reconocibles en un medio de dominio clásticos, tal como se observa en la Figura 103.

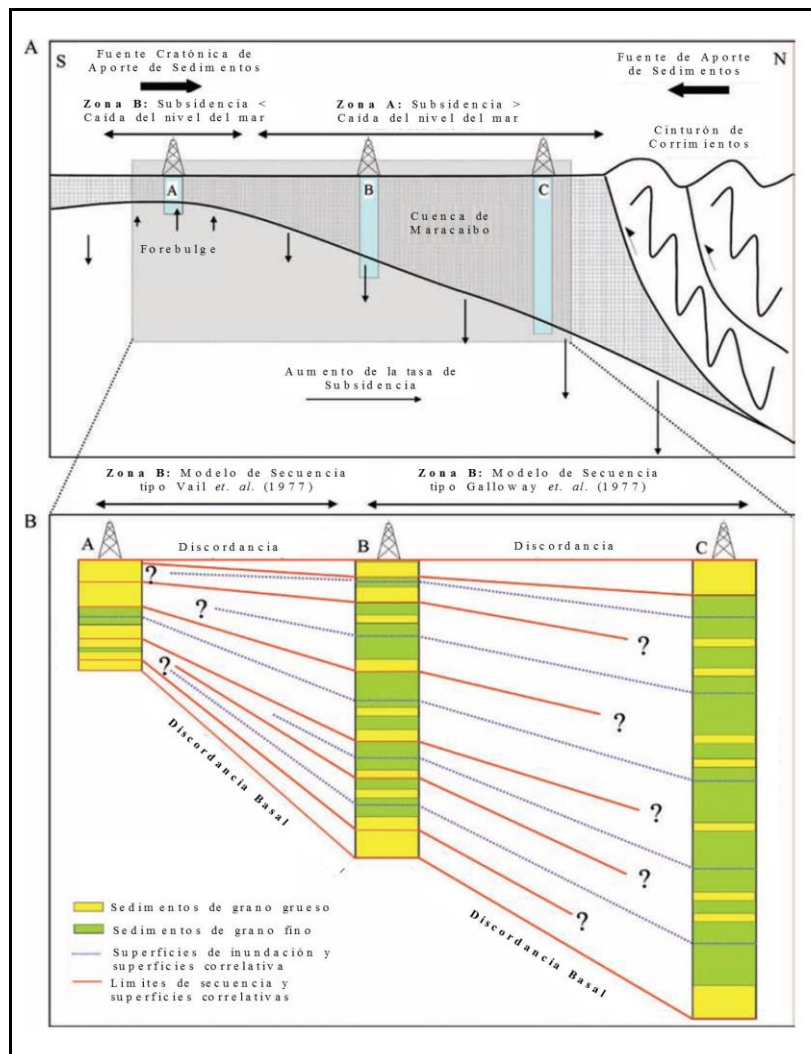


Figura 103: (A) Vista esquemática de una cuenca foreland (ante-país) y sus fuentes de aportes de sedimentos y parámetros dominantes, (B) Estructura estratigráfica ideal en una cuenca foreland y las variaciones laterales de los límites de secuencia, mostrando las zonas de aplicabilidad de las unidades tipo Vail y tipo Galloway, tomado y modificado de Escalona & Mann (2006).

PROPAGACIÓN DE ASOCIACIONES DE FACIES

Con base a la información obtenida de las interpretaciones paleoambientales realizadas a los pozos con núcleos, y sus respuestas a los registros de rayos gamma y resistividad, se establecieron un conjunto de electrofacies, las cuales fueron asociadas a los demás pozos tomados en cuenta en este trabajo.

Esta actividad se realizó a partir de la creación de un “track de facies discretas” en la aplicación PETREL 2014, basadas en las electrofacies anteriormente definidas, propagándolas al resto de los pozos. Esta actividad es totalmente interpretativa debido a la dependencia de la respuesta de los registros, obteniéndose así, la discretización de las diferentes formas observadas para cada uno de los pozos (ver Figura 104), los resultados de estas interpretaciones son la base para el entendimiento del comportamiento horizontal y evolución vertical de los subambiente en el área de estudio.

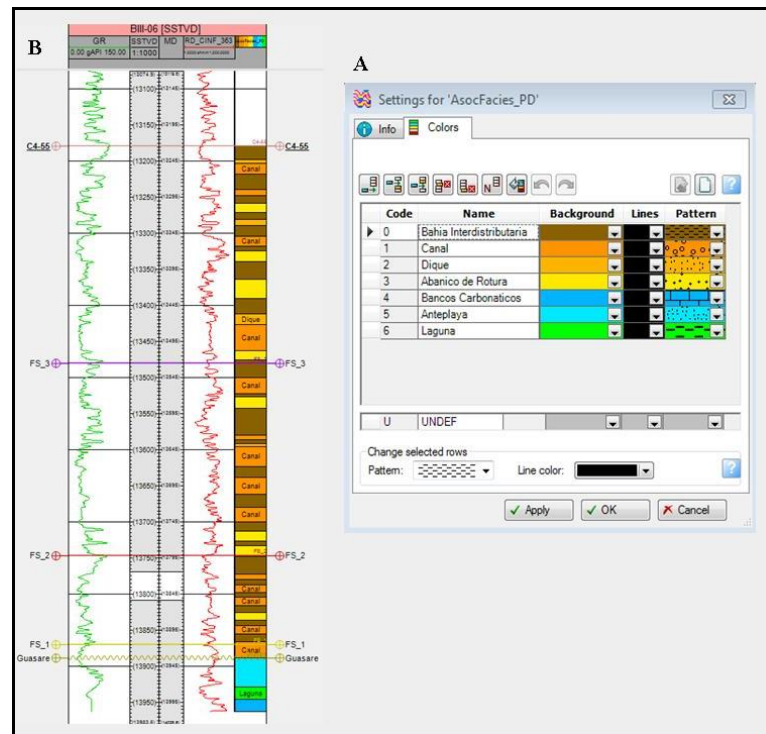


Figura 104: (A) Catalogo de Asociaciones de facies definidas; (B) Facies discreta interpretado para el pozo BIII – 6

CORRELACIONES Y TENDENCIAS DE SEDIMENTACIÓN

Tomando en cuenta las interpretaciones de las distintas superficies estratigráficas mayores, así como también las definiciones de las unidades genéticas para los pozos analizados, se realizó un conjunto de correlaciones estratigráficas para comprender a los patrones y tendencias de sedimentación, así como también evaluar el rol de las fallas existentes con respecto a la sedimentación.

Con este fin, se seleccionaron tres secciones estratigráficas principales de orientación Norte – Sur y Este - Oeste, las cuales involucran parte de los pozos analizados, estas se muestran en las figuras 105 a 108.

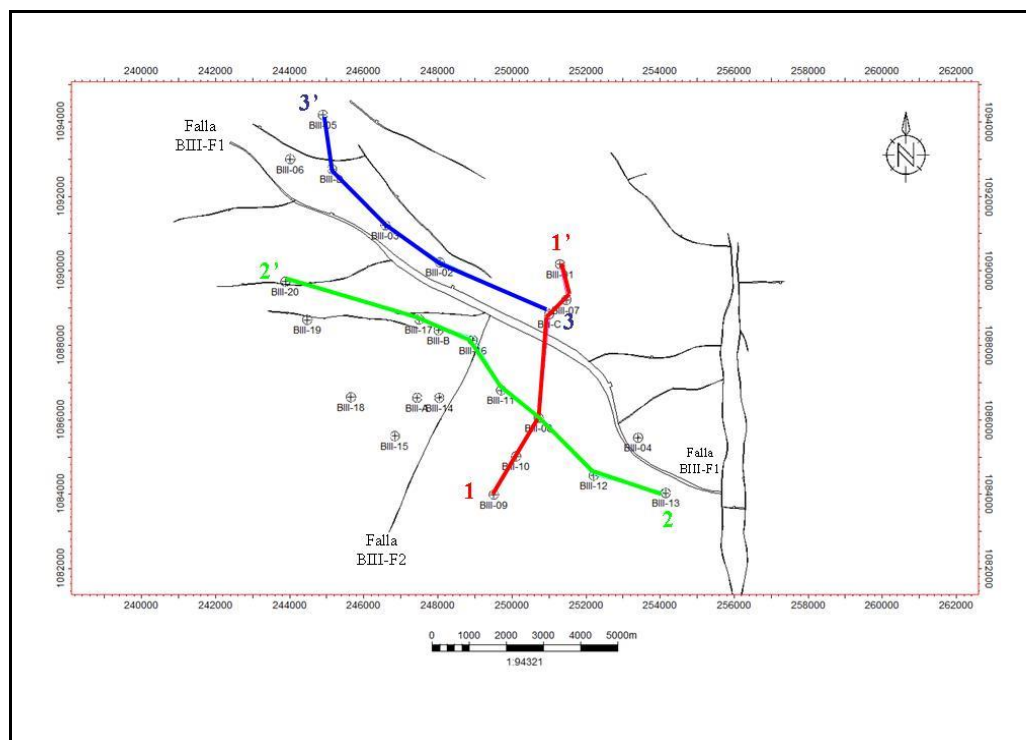


Figura 105: Orientación de las principales secciones estratigráficas

A partir de estas secciones y mediante la propagación de los electrofacies anteriormente definidas en los pozos con núcleo, se realizó una actualización de los topos de la Formación Guasare y el TS_C4-55, junto con la definición de las unidades genética en el resto de los pozos analizados.

Figura 106: Sección Estratigráfica 1 - 1', Datum: TS_C4-55

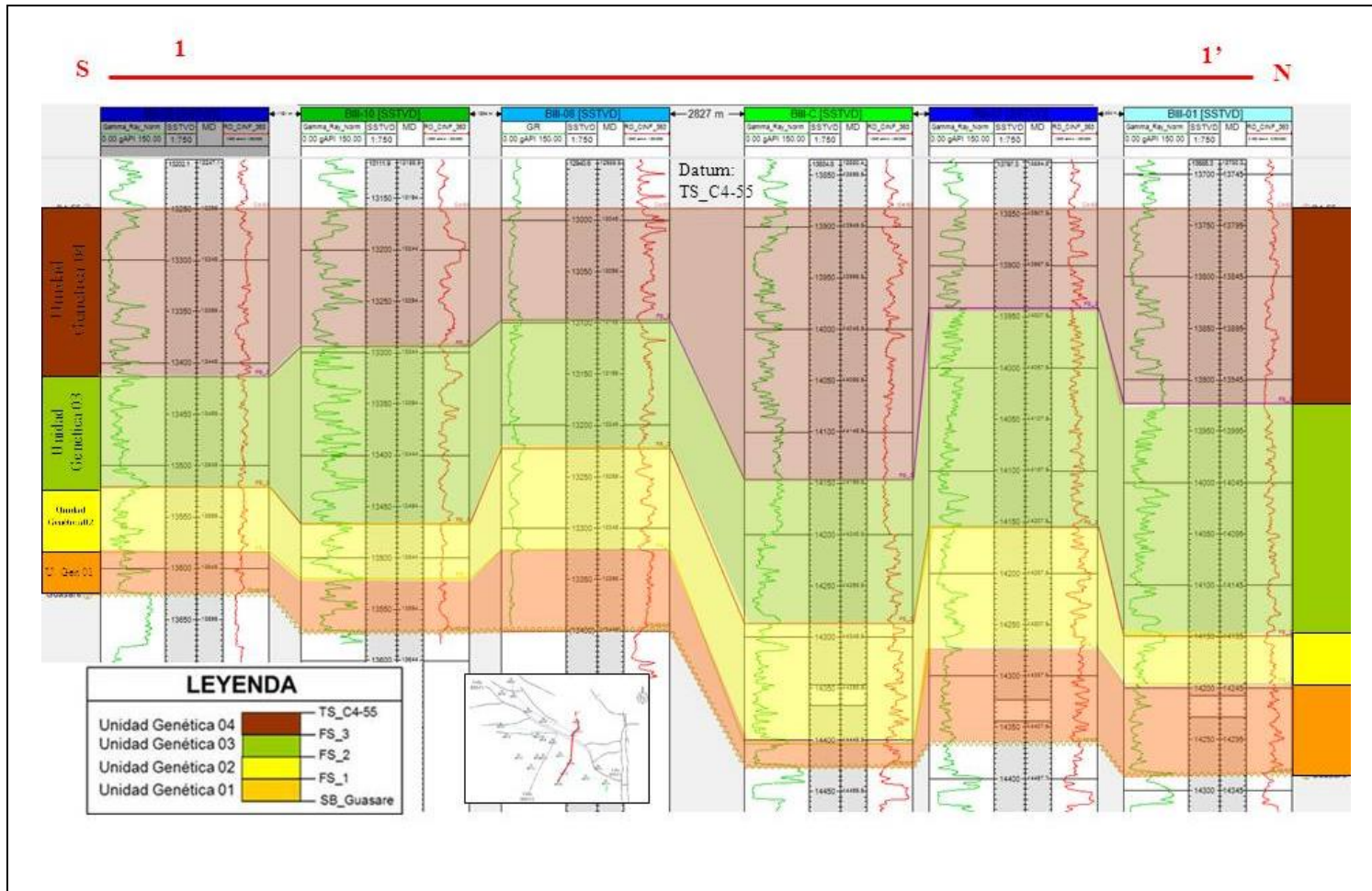


Figura 107: Sección Estratigráfica 2 - 2'; Datum: TS_C4-55

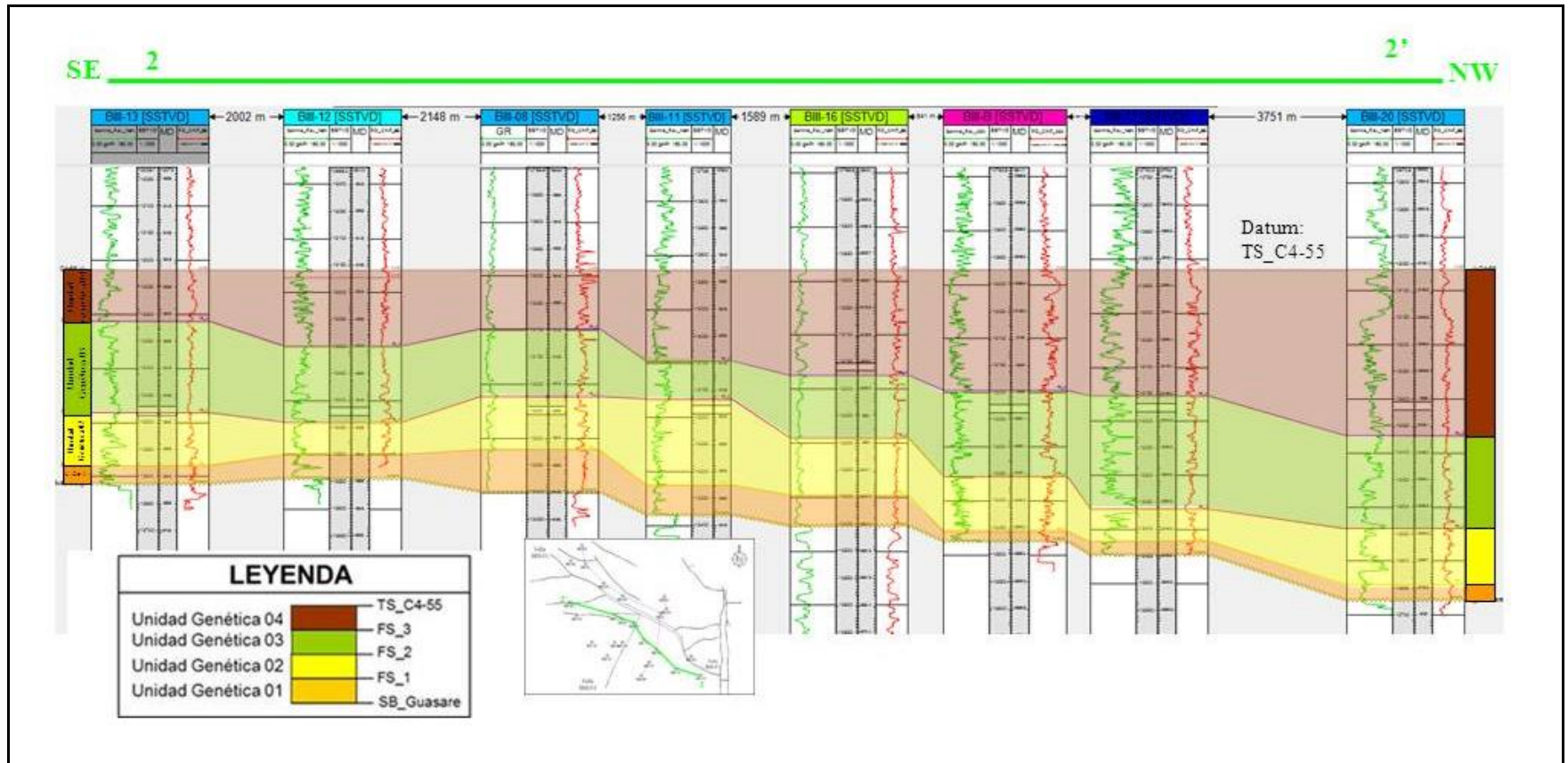
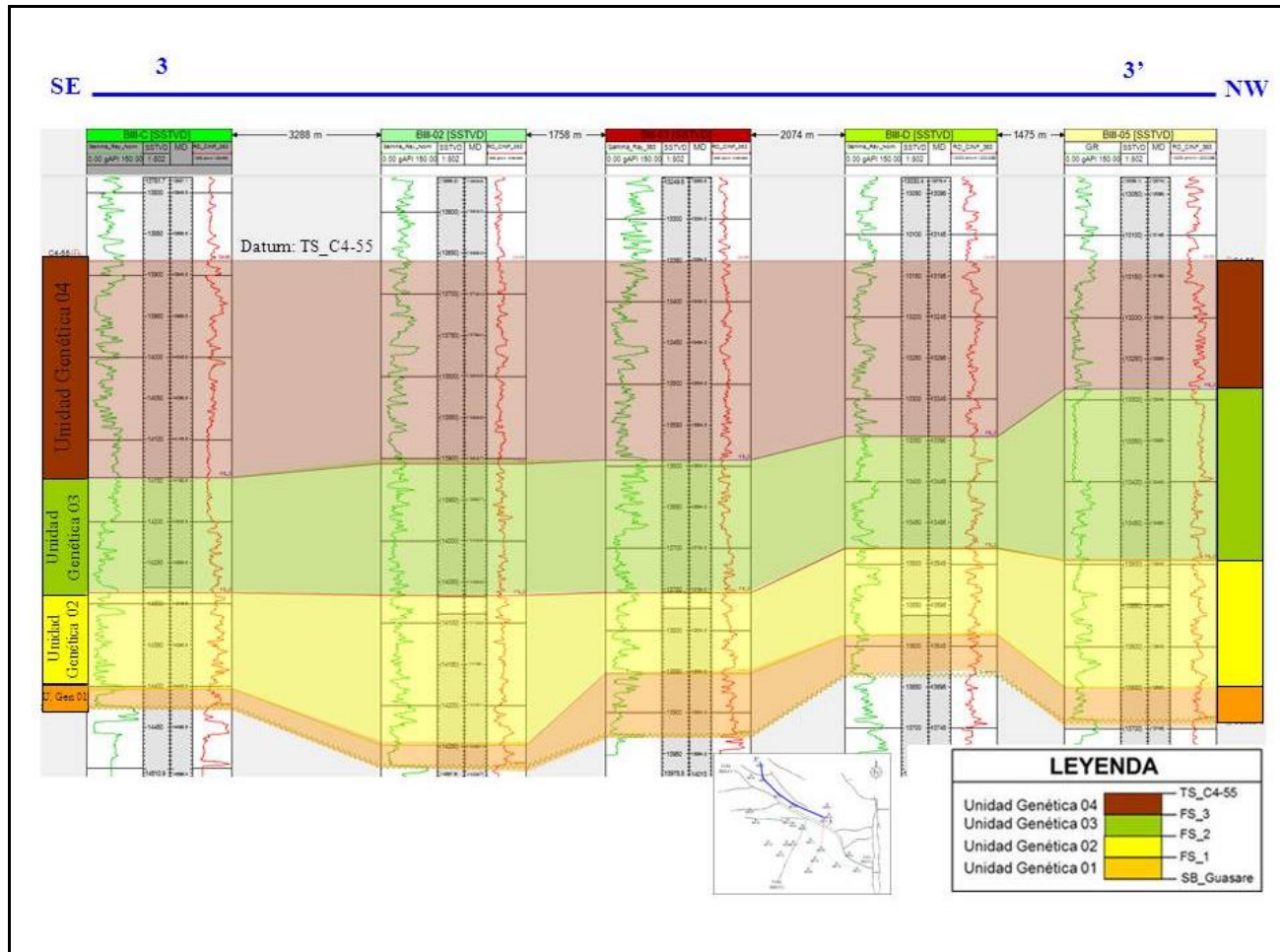


Figura 108: Sección Estratigráfica 3 - 3'; Datum: TS_C4-55



A partir de las observaciones de las secciones estratigráficas claves, mostradas en las figuras 106 - 108, se pueden obtener diversas características de los patrones de sedimentación, tales como;

- Se identificó la continuidad de las cuatro unidades genéticas alrededor del área, en donde sus espesores son más o menos continuos, resaltando algunos aumentos de espesores hacia el Norte del área asociado posiblemente a una componente sinsedimentaria de las fallas.
- A partir de los análisis de las secciones estratigráficas, se identificó la presencia de dos fallas principales que influyen la depositación en el área; la principal denominada BIII – F1, de dirección NW – SW y buzamiento hacia el NE y una secundaria perpendicular denominada BIII – F2, de dirección NNE – SSW (ver Figura 105 y 109).
- Tomando en cuenta el comportamiento de los espesores en ambos lados de las fallas se observa un aumento del espesor de sedimentos en el bloque deprimido de la falla BIII – F1, mostrando un componente sin-sedimentaria de esta falla que comienza a actuar de manera progresiva a partir de la depositación de las UGen 02, 03, 04.
- De igual manera al comparar el espesor de sedimentos alrededor de la falla BIII – F2, se observa una actividad sin-sedimentaria muy sensible afectando las UGen. 03 y 04.
- Analizando por separado cada uno de los bloques de las fallas, se observan incrementos progresivos en los espesores en sentido NNW, los cuales no están controlados por las fallas, factor claramente evidenciable en la sección 2-2', asociado a un factor de índole estratigráfico.

CAPITULO VI

MAPAS DE ESPESORES DE SEDIMENTOS Y MAPAS DE FACIES

A través del uso de la aplicación de PETREL, se realizó la cartografía de cada una de las unidades genéticas anteriormente definidas, entre estos podemos mencionar, mapas de espesor de sedimentos, mapas de proporción de ambientes y mapas de facies.

De la discretización de unidades en el intervalo comprendido entre el SB_Guasare y TS_C4-55, en las diferentes secciones estratigráficas, se obtuvieron los espesores promedio para cada una las unidades, mostrados en la tabla 11.

Tabla 11: Resumen espesores promedio de las unidades genéticas definidas en la Fm. Misoa

UNIDADES	ESPESOR PROMEDIO (ft)
U. GENETICA 04	197,53
U. GENETICA 03	158,87
U. GENETICA 02	101,31
U. GENETICA 01	45,42

Espesor Total Promedio = 503,13 ft.

MAPAS DE ESPESORES DE SEDIMENTOS

Tomando en cuenta los resultados de las correlaciones para la definición de las unidades genéticas, mediante el uso del software PETREL se realizó el cálculo de los espesores estratigráficos reales de cada una de estas unidades para los 24 pozos analizados, tomando en cuenta los desvíos de cada pozo y la orientación general de la estructura.

Los resultados para la obtención del espesor estratigráfico real (TSD), no mostró grandes variaciones dado que todos los pozos son verticales y presentan desvíos muy bajos, adicionalmente estos no atraviesan fallas que provoquen repetición u omisión de sección vertical, además la estructura del área es un monoclinial de suave buzamiento.

En general, se observa como los mayores espesores están ubicados en el extremo Norte y hacia el Noreste, estando esto asociado al carácter sin-sedimentario de las principales fallas de que atraviesan el área, como son BIII – F1, esta falla divide el área en dos bloques uno al Norte y otro al Sur, y la falla BIII – F2 perpendicular a la anterior y solo afecta al bloque Sur del área, dividiéndolo en otros dos bloques más pequeños ubicados uno al Este y otro a Oeste (ver Figura 109). El resto de las fallas presentes en el área están asociadas a la falla BIII – F1 y presentan poca influencia en el comportamiento de los cuerpos analizados.

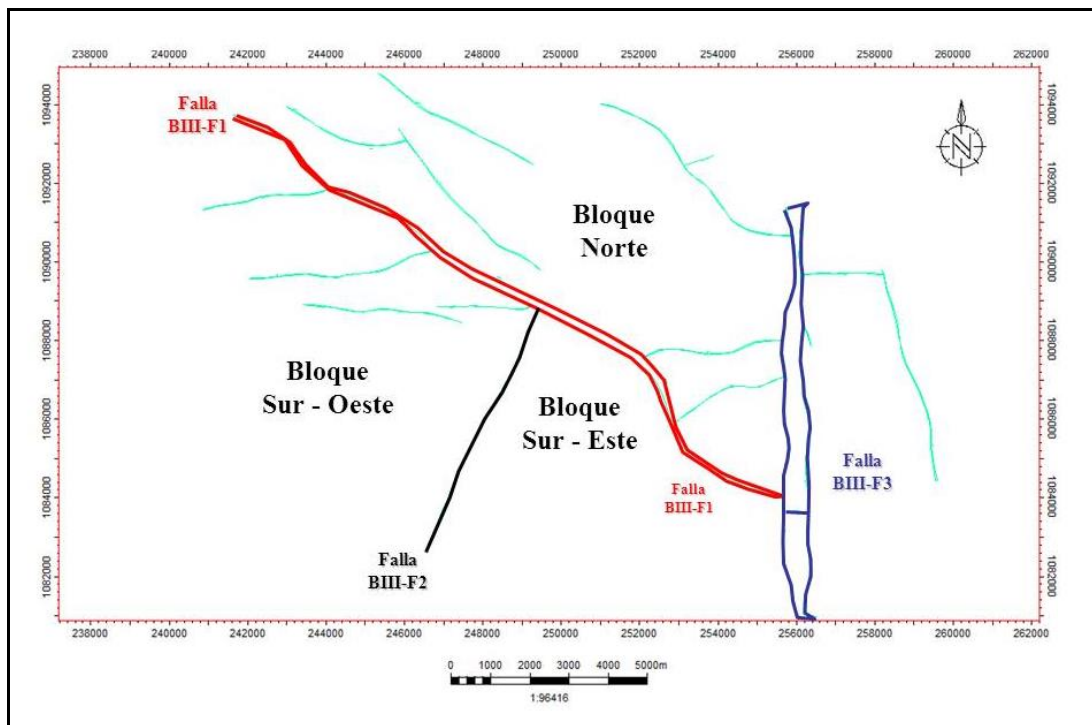


Figura 109: Fallas Principales del área de estudio y zonas o bloques delimitados

Además del componente sin-sedimentario de las fallas antes descritas, destaca en las secciones estratigráficas analizadas un aumento progresivo de los espesores de Sur a Norte y hacia el Noroeste, el cual no está controlado por los sistemas de fallas presentes, estando asociado a un posible a efectos de la tectónica regional (creación de espacio de acomodo de sedimentos) y a una posible fuente de aporte proveniente desde el Norte.

Se generaron en total cuatro mapas de espesores, uno por cada unidad genética para de esta forma analizar las tendencias de depositación mayores y como estas afectaron sobre cada una de las unidades, estos se muestran a continuación:

MAPA DE ESPESOR DE LA UNIDAD GENÉTICA 01 (FS_1 – SB_Guasare):

La unidad genética 01, está limitada en su base por la discordancia de Paleoceno (SB_Guasare) y en el tope por la superficie de inundación 1 (FS_1), la cual está representada por un cuerpo arcilloso de poco desarrollo que limita dos cuerpos arenosos diferenciables (tal como se observa en las figuras 106 - 108).

Esta unidad representa un cuerpo arenoso de poco espesor (aproximadamente 45 pies), el cual es reconocido en todos los pozos del área y está conformado por canales distributarios que erosionaron el tope de la Formación Guasare. Los mayores espesores de sedimentos están ubicados en la parte Norte y hacia el Sureste, asociado posiblemente a dos direcciones de aporte sedimentario, una proveniente del Norte de dirección Noroeste – Sureste y otra proveniente del Sur de dirección Suroeste – Noreste, las cuales están delimitadas por la presencia de la falla BIII – F1, la cual actual como un control en la orientación de aporte sedimentario (ver Figura 110).

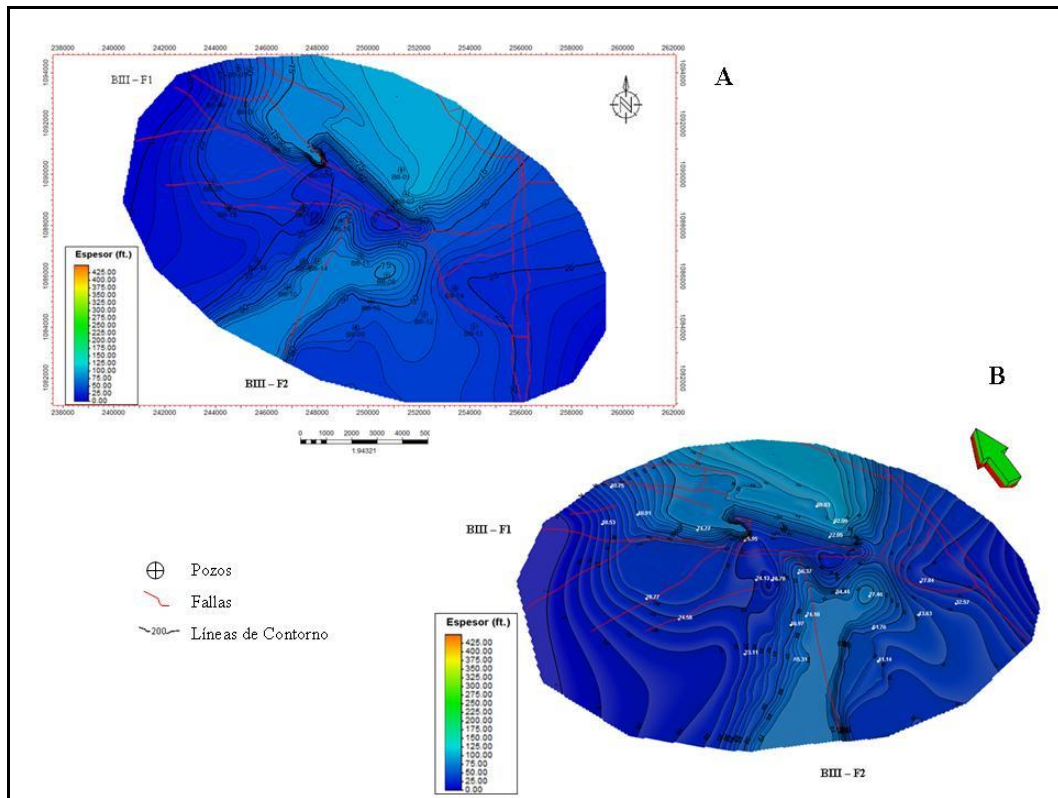


Figura 110: (A) Mapas de Espesor de la Unidad Genética 01 (FS_1 – SB_Guasare) y (B) Visualización en 3D

MAPA DE ESPESOR DE LA UNIDAD GENÉTICA 02 (FS_2 – FS_1):

Esta limitada en la base y al tope por superficies de inundación, definidas como; superficie de inundación 1 (FS_1) en la base y superficie de inundación 2 al tope (FS_2), las cuales se reconocen en la totalidad de los pozos analizados tal como se observa en las figuras 106 – 108.

Esta unidad está conformada por un conjunto de sedimentos de distintas granulométricas, con un espesor promedio de alrededor de 100 pies, los cuales muestran una tendencia de aporte de sedimentos, tal como se observa en la Figura 111. Dentro de esta unidad se observan los mayores espesores de sedimentos con orientaciones preferenciales, SW – NE y NW – SE, los cuales coinciden con la dirección de las fallas principales del área (BIII – F1, BIII – F2 y BIII – F3).

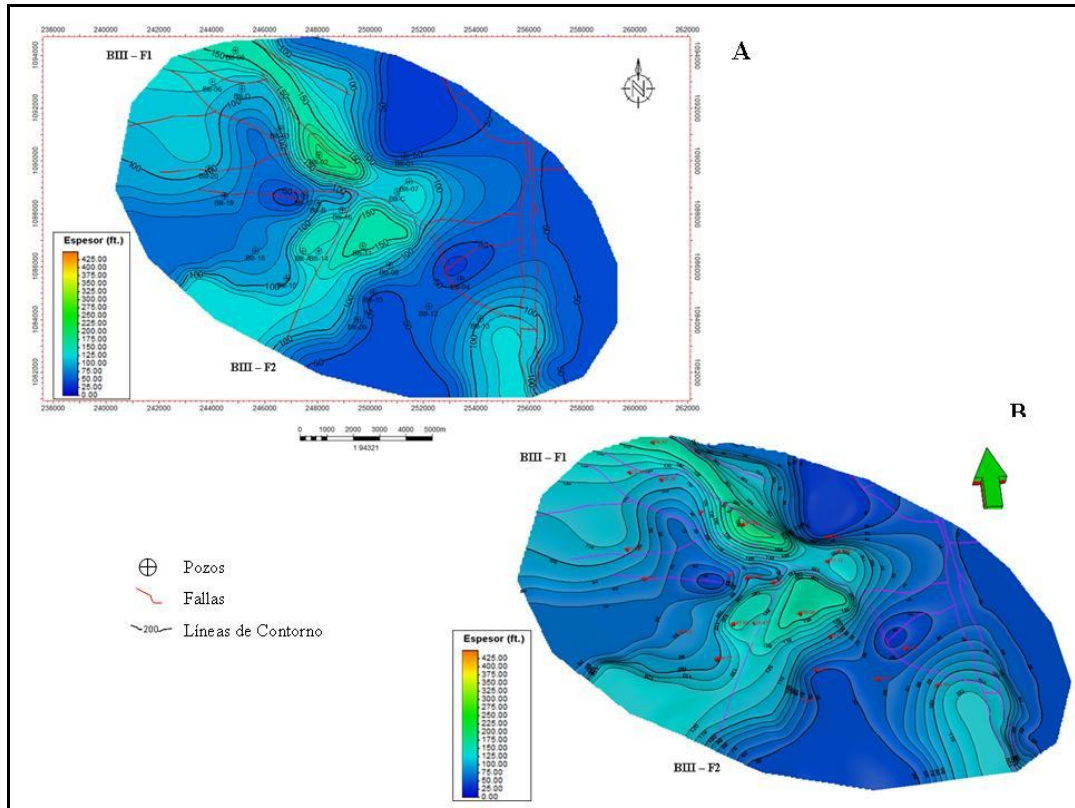


Figura 111: (A) Mapa de Espesor de la Unidad Genética 02 (FS_2 - FS_1); (B) Visualización en 3D

MAPA DE ESPESOR DE LA UNIDAD GENÉTICA 03 (FS_3 – FS_2):

Está limitada en la base y al tope por superficies de inundación, definidas como; superficie de inundación 2 (FS_2) en la base y superficie de inundación 3 al tope (FS_3), las cuales se reconocen en la totalidad de los pozos analizados tal como se observa en las figuras 106 - 108

Esta unidad está conformada por un conjunto de sedimentos de distintas granulometrías, con un espesor promedio de alrededor de 150 pies, los cuales muestran una tendencia de aporte de sedimentos, proveniente desde el Norte, tal como se observa en la Figura 112.

En los mapas de la figura 112, se observa como parte de los sedimentos se acumulan en la parte Norte del área (bloque Norte, ver Figura 109), sin presentar una orientación definida, esto puede estar asociado al carácter sin-sedimentario de las fallas, las cuales dominan los patrones de sedimentación dentro de esta unidad. Hacia la zona Sur (Bloque Sur-Este), se observa una acumulación de sedimentos de orientación SE – NW, pueden estar dominada por la orientación de la falla BIII – F3 y cuya posible fuente de aporte este ubicada hacia el Sur del área.

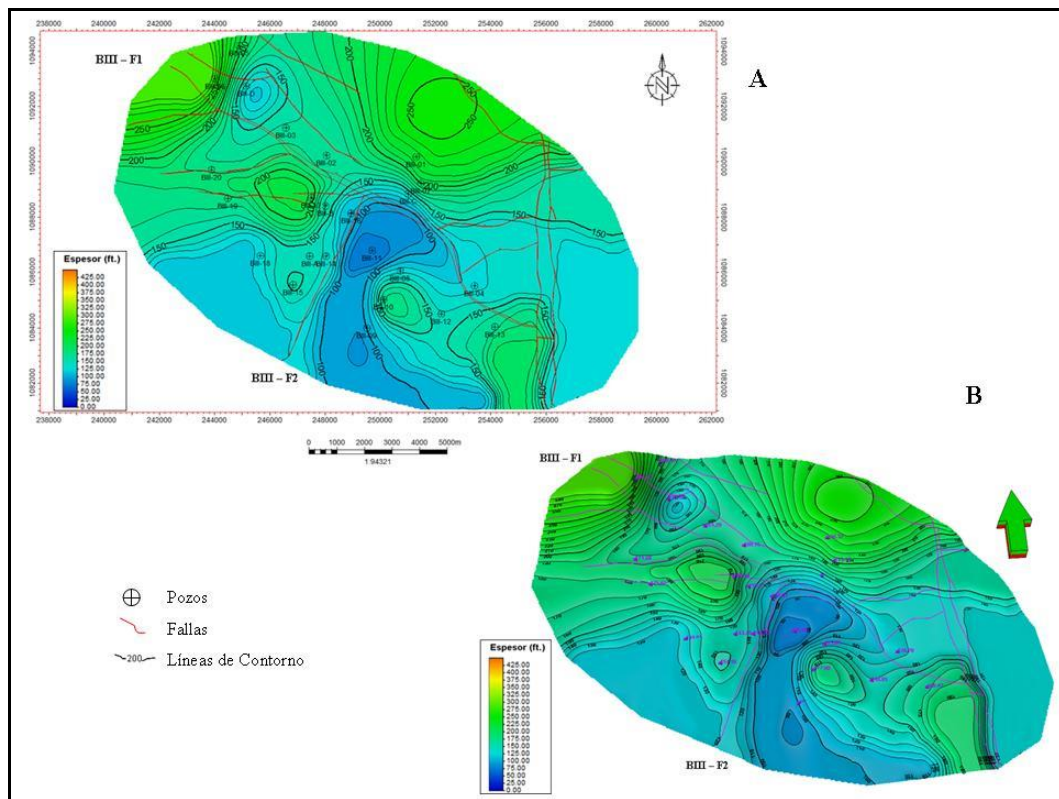


Figura 112: (A) Mapa de Espesor de la Unidad Genética 03 (FS_3 - FS_2); (B) Visualización en 3D

MAPA DE ESPESOR DE LA UNIDAD GENÉTICA 04 (TS_C4-55 – FS_3):

Está limitada en la base por una superficie de inundación menor, definida como superficie de inundación 3 (FS_3), y hacia el tope por una superficie transgresiva de

alcance mayor, la cual es un marcador regional que determina la culminación del LST de la base de la Formación Misoa y el inicio de sistema encadenado transgresivo (TST), dicha superficie es definida como, superficie transgresiva C4-55 (TS_C4-55), la cual fue reconocida en el pozo BIII – B, tal como se observa en la figura 85. Los límites de esta unidad fueron reconocidos en todos los pozos analizados, tal como se observa en las figuras 106 - 108.

Esta unidad está conformada por un conjunto de sedimentos, con un espesor promedio de alrededor de 190 pies, los cuales muestran una tendencia de aporte de sedimentos provenientes desde el Noroeste, tal como se observa en la Figura 113. Esta tendencia muestra un control ejercido por la falla BIII – F1, la cual determina la dirección predominante del aporte sedimentario.

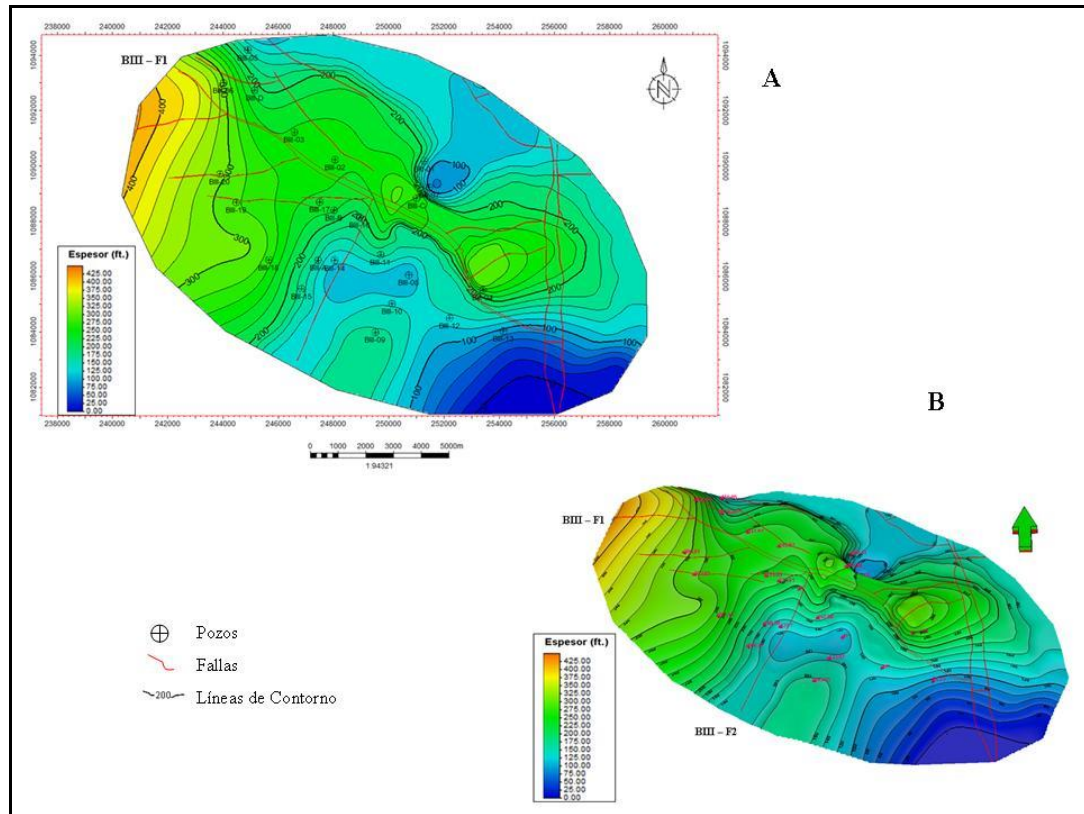


Figura 113: (A) Mapa de Espesor de la Unidad Genética 04 (TS_C4-55 - FS_3); (B) Visualización en 3D

MAPAS DE DISTRIBUCIÓN DE AMBIENTES

A partir de las interpretaciones de los paleoambientes a lo largo de los intervalos analizados, se creó en la aplicación PETREL 2014 un “track de facies discretas”, a partir del cual se pueden analizar la evolución vertical de los paleoambientes en cada uno de las unidades genéticas analizadas.

La distribución y proporción de estos paleoambientes en cada uno de los pozos se puede analizar en un diagrama tipo torta, generándose de esta forma un mapa de distribución de ambientes por pozo en cada una de las unidades definidas, los cuales serán descritos a continuación.

MAPA DE DISTRIBUCIÓN DE AMBIENTES EN LA UNIDAD GENÉTICA 01:

Tal como se observa en la Figura 114, en esta unidad existe una preponderancia del paleoambiente definido como Canal, y de manera minoritaria se observa la presencia del paleoambiente de Dique.

Este comportamiento concuerda con lo expuesto anteriormente que indica como la base de la Formación Misoa está conformada por abundantes canales amalgamados y apilados verticalmente, depositados en un periodo de LST, donde existe una fuerte progradación, la cual causa erosión sobre los depósitos infrayacentes de la Formación Guasare.

La alta dispersión áreal de estos ambientes (canales y diques), observados en la Figura 114, impide determinar orientaciones preferenciales, asociada al alto índice de amalgamamiento de los cuerpos canalizados observados en la Unidad Genética 01, además la presencia continua de cuerpos identificados como diques demuestra como dichos canales presentaron escasos eventos de desborde.

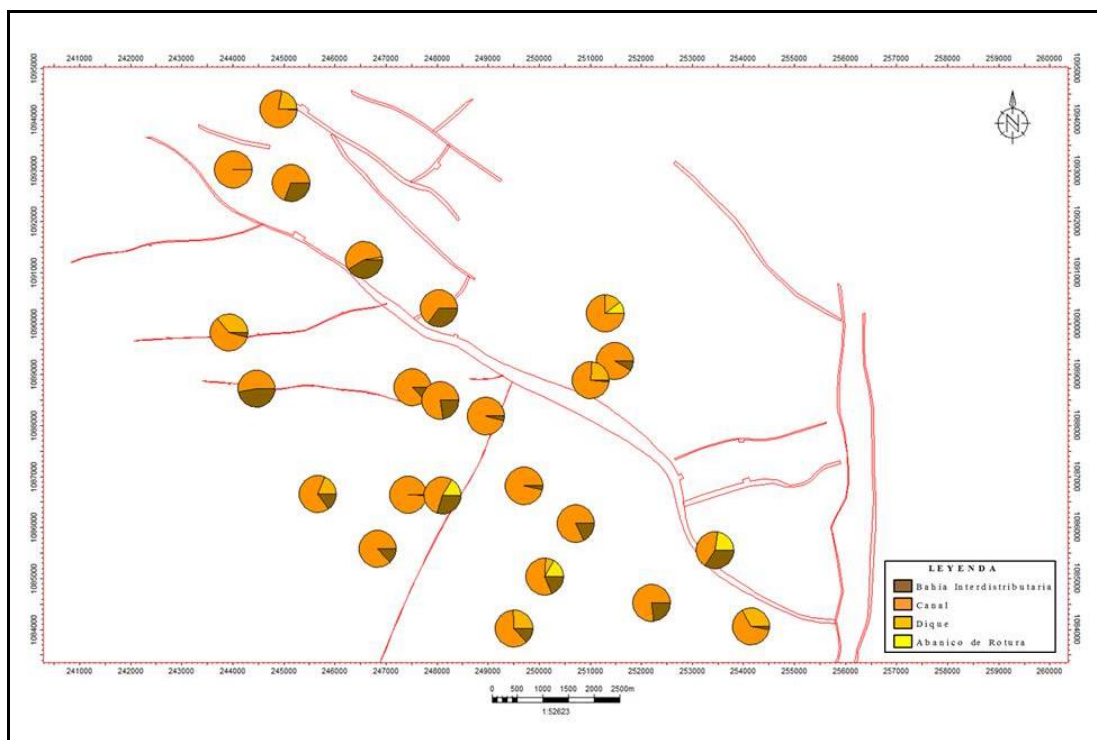


Figura 114: Mapa de Distribución de Paleoambientes en la Unidad Genética 01

MAPA DE DISTRIBUCIÓN DE AMBIENTES EN LA UNIDAD GENÉTICA 02:

En esta unidad se observa diversidad en los paleoambientes definidos, donde destaca hacia el bloque Sur-Oeste una mayor preponderancia de canales, indicando una orientación preferencial de estos cuerpos en dirección SW – NE, tal como se observa en la Figura 115.

En el bloque Sur-Este, destaca la preponderancia de paleoambientes con dominio arcilloso, tales como bahía interdistributaria y abanicos de rotura, mostrando de esta manera una posición más distal con respecto a la dirección preferencial de aporte.

Hacia el Bloque Norte del área destaca la presencia paleoambientes de bahía interdistributaria, aunque es importante mencionar la presencia de canales en las

zonas próximas a la falla BIII – F1, lo cual demuestra un posible control de la falla sobre la orientación de los canales.

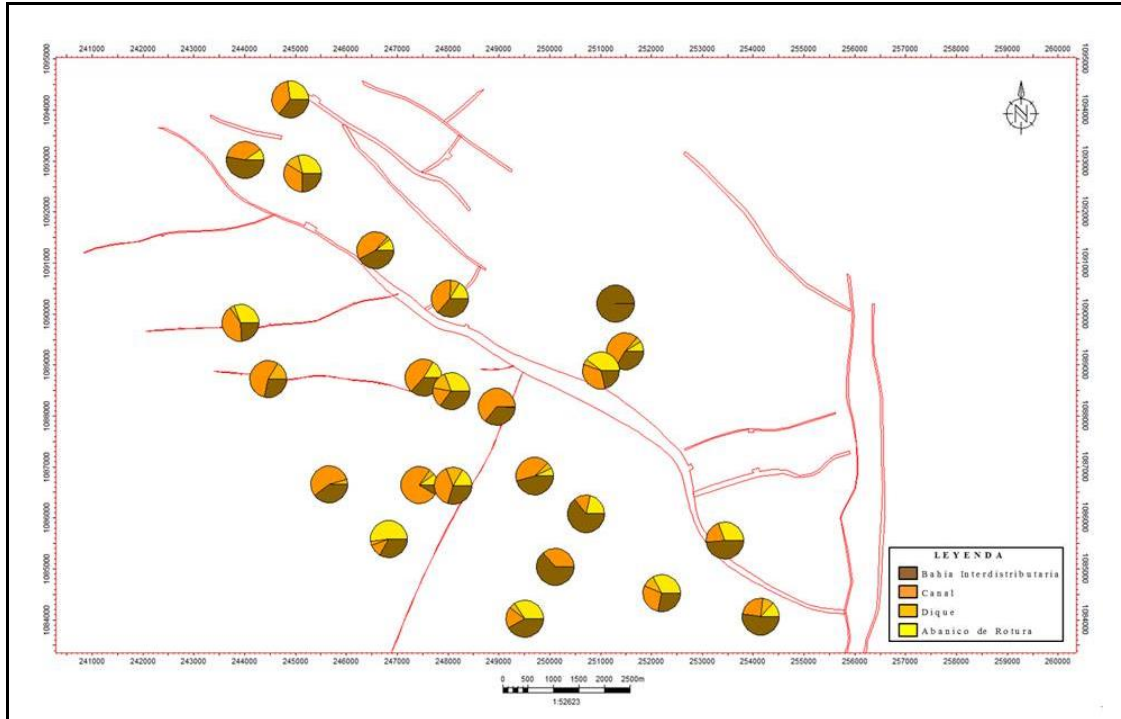


Figura 115: Mapa de Distribución de Paleoambientes en la Unidad Genética 02

MAPA DE DISTRIBUCIÓN DE AMBIENTES EN LA UNIDAD GENÉTICA 03:

En general en esta unidad, está claramente influenciada por el carácter sin-sedimentario de las fallas, mostrando un considerable aumento del espesor de los sedimentos, y una preponderancia de canales hacia los bloques Norte y Sur – Oeste, mientras que hacia el Bloque Sur – Este hay un dominio de ambientes con como bahía interdistributaria y abanico de rotura, tal como se observa en la Figura 116. Estas tendencias muestran una posible orientación preferencial de los canales de rumbo SW - NE y otra asociación de rumbo NW – SE, posiblemente dominadas por el rumbo de la falla BIII – F1.

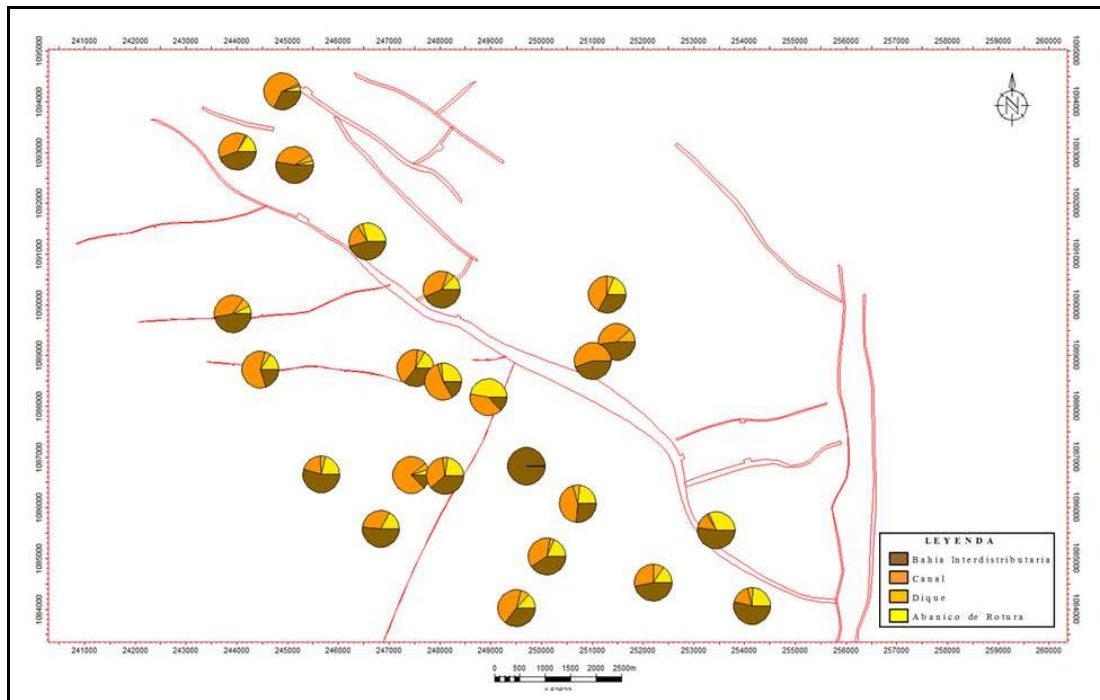


Figura 116: Mapa de Distribución de paleoambientes en la Unidad Genética 03

MAPA DE DISTRIBUCIÓN DE AMBIENTES EN LA UNIDAD GENÉTICA 04:

Esta unidad presenta los mayores espesores de sedimento, dado por el carácter sin-sedimentario de la falla BIII – F1. En esta unidad domina la presencia de paleoambientes de bahía interdistributaria de predominio arcilloso. Con algunos canales, los cuales presentan una marcada orientación NW – SE, dominado por el rumbo de la falla BIII – F1, tal como se observa en la Figura 117.

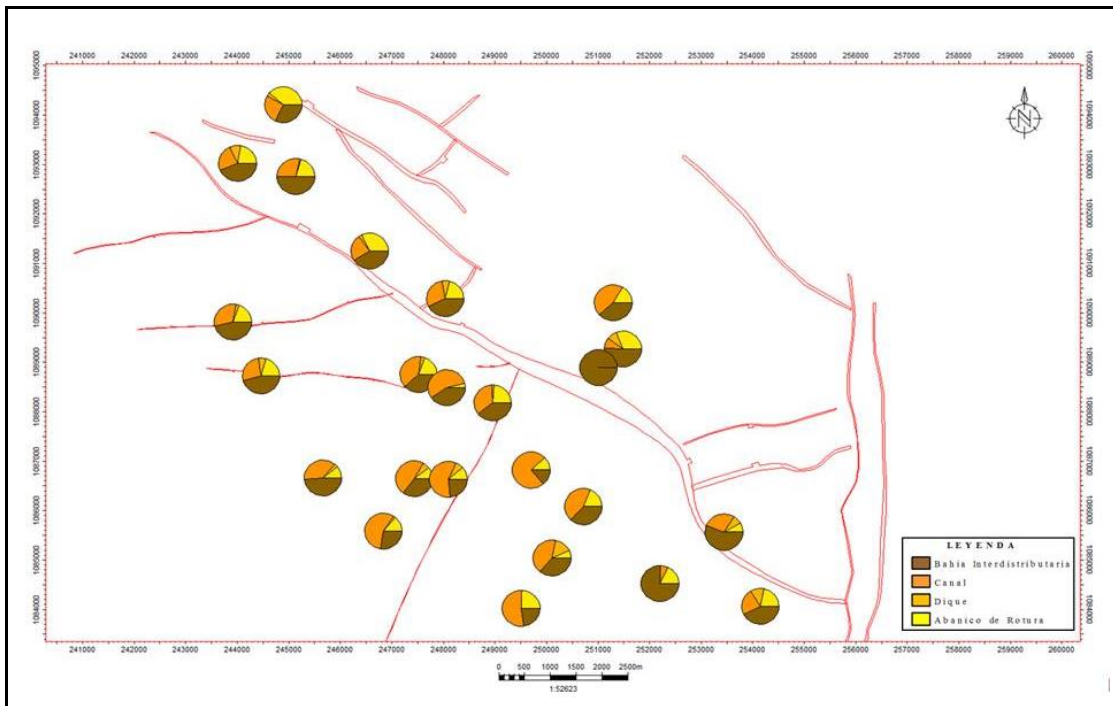


Figura 117: Mapa de Distribución de Paleoambientes en la Unidad Genética 04

MAPAS DE PROPORCIÓN DE ASOCIACIÓN DE FACIES

Estos mapas muestran de manera areal las proporciones (0 – 100%) de cada una de las asociaciones de facies definidas, englobando de manera genérica las asociaciones de facies con predominio arenoso (canales, diques) y las asociaciones de facies con predominio arcilloso (bahía interdistributaria y abanicos de rotura) con base a las electrofacies interpretadas y las características sedimentológicas observadas en los pozos con núcleos.

MAPAS DE PROPORCIÓN DE ASOCIACIONES DE FACIES PARA LA UNIDAD GENÉTICA 01:

Esta unidad tiene un espesor promedio de alrededor de 45 pies, dicha unidad se caracteriza por presentar un dominio de asociaciones de facies arenosas mayores al 60%, tales como canales y en menor proporción algunos desarrollos de diques y

abánicos de roturas (ver Figura 118). Destacando como las mayores abundancias de canales presentan una orientación preferencial SW – NE, subparalelos al rumbo de la falla BIII – F2. Mientras que hacia ambos lados de esta alineación la proporción de canales, disminuye significativamente y se observa la presencia de otros ambientes con preponderancia de facies arcillosas.

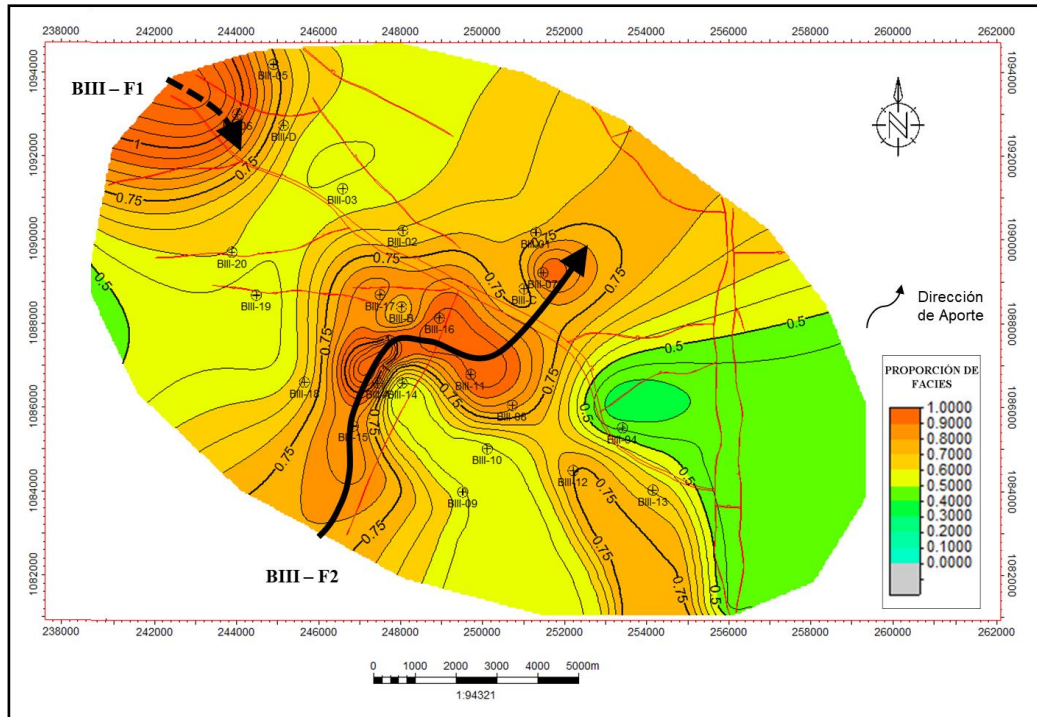


Figura 118: Mapa de Proporción de Facies Arenosas en la Unidad Genética 01

MAPAS DE PROPORCIÓN DE ASOCIACIONES DE FACIES PARA LA UNIDAD GENÉTICA 02:

Esta unidad tiene un espesor aproximado de alrededor de 100 pies, se caracteriza por presentar asociaciones de facies arenosas de canales y diques en proporciones de alrededor de 40 – 60%, tal como se observa en la figura 119. Donde las mayores proporciones de las asociaciones de facies arenosas presentan una orientación preferencial SW – NE, hacia ambos lados de esta orientación se observan

acumulaciones menores de facies arenosas no mayores al 40%, las cuales pueden estar asociadas a facies de canales marginales y/o abanicos de rotura. Mientras que hacia el extremo Noreste y Sureste se observa una disminución en las acumulaciones de facies arenosas.

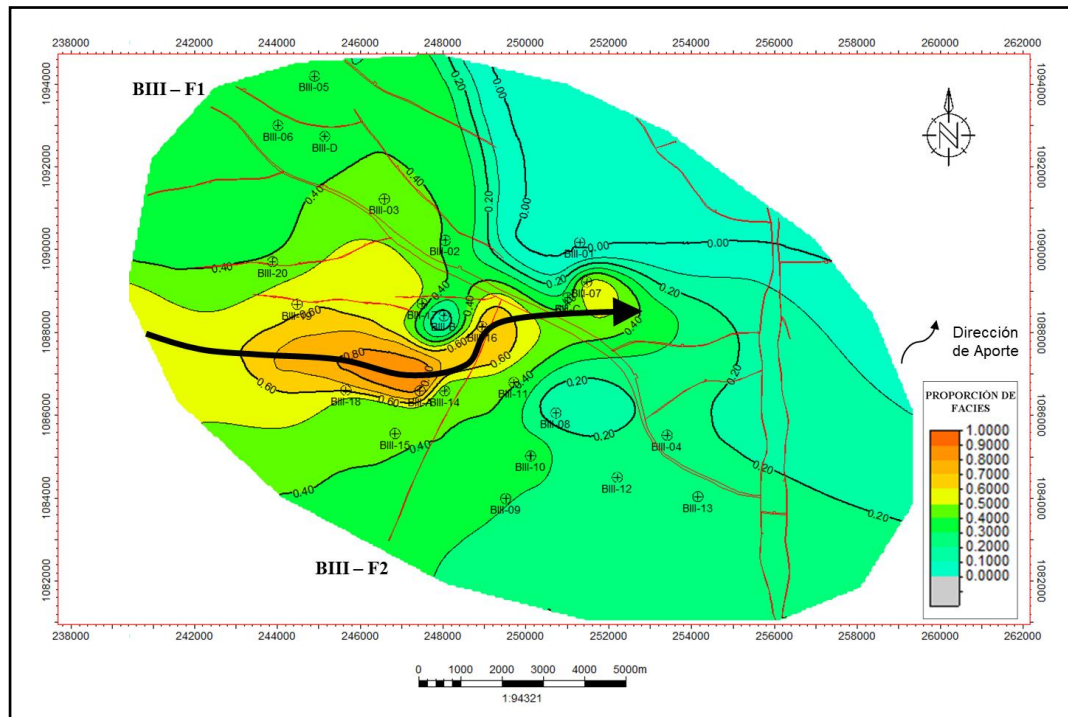


Figura 119: Mapa de Proporción de Facies Arenosas en la Unidad Genética 02

MAPAS DE PROPORCIÓN DE ASOCIACIONES DE FACIES PARA LA UNIDAD GENÉTICA 03:

Esta unidad presenta un espesor aproximado de 150 pies, donde se observan asociaciones de facies arenosas en proporciones de entre 40 – 60%, tal como se observa en la figura 120. Las mayores proporciones de las asociaciones de facies arenosas presentan una orientación preferencial de rumbo SW – NE, con algunas estribaciones en dirección Sur de proporciones bajas, posiblemente asociados a paleoambientes de abanico de rotura, adicionalmente, se observa otro lineamiento

proveniente del Norte con proporciones de facies arenosas bajas posiblemente asociadas a paleoambientes de canales y abanico de rotura (ver Figura 120).

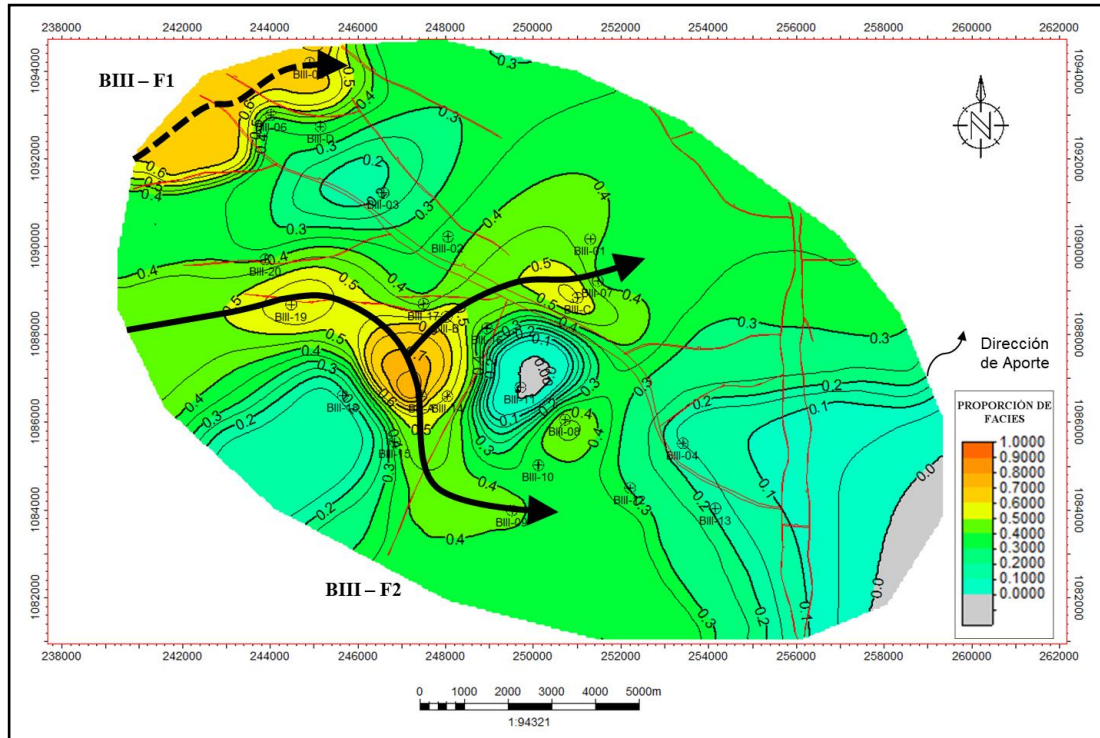


Figura 120: Mapa de Proporción de Facies Arenosas en la Unidad Genética 03

MAPAS DE PROPORCIÓN DE ASOCIACIONES DE FACIES PARA LA UNIDAD GENÉTICA 04:

Esta unidad tiene un espesor aproximado de 190 pies, donde dominan asociaciones de facies con predominio arcilloso en proporciones de alrededor de 50 a 60%. De manera minoritaria se observan asociaciones de facies arenosas las cuales presentan orientaciones una SW – NE, subparalelos a la falla BIII – F2 y otra de rumbo NW – SE, dominado por la falla BIII – F1, tal como se observa en la figura 121, la cual presenta bajas proporciones de arenas asociadas a ambientes de canales de marea.

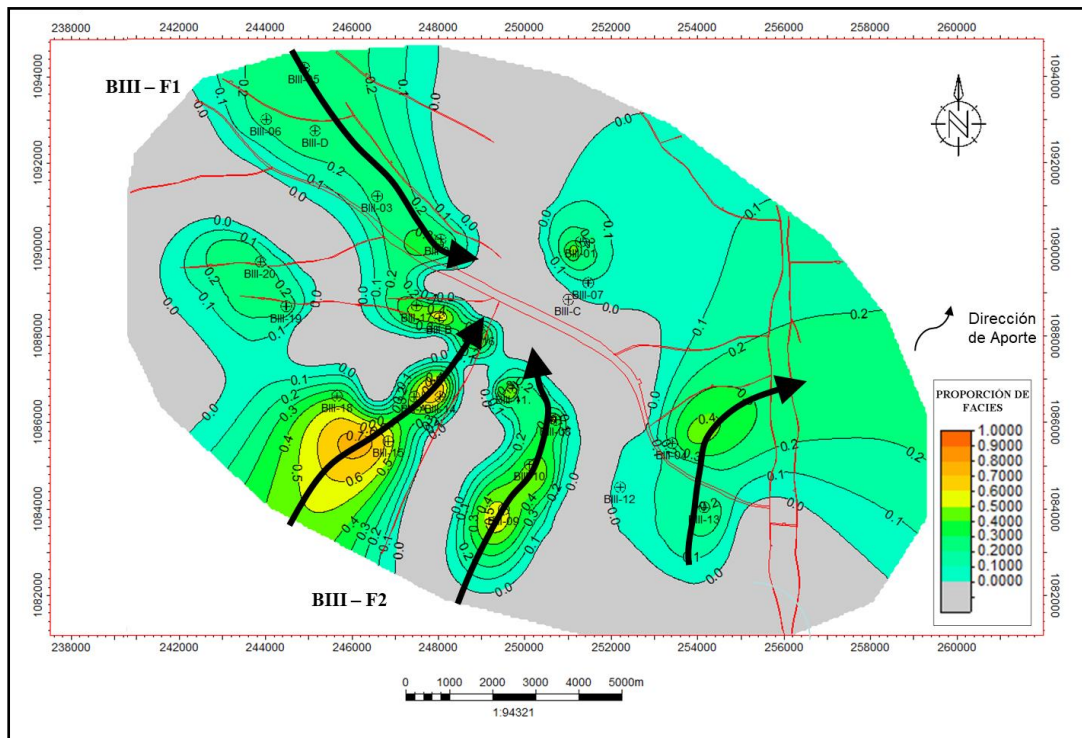


Figura 121: Proporción de Facies Arenosas en la Unidad Genética 04

CAPITULO VII

INTERPRETACIÓN E INTEGRACIÓN DE RESULTADOS

De acuerdo a lo propuesto en los objetivos generales, este trabajo se enfoca en el análisis estratigráfico y secuencial de la transición Paleoceno/Eoceno en el área del Bloque III del Lago de Maracaibo, por lo tanto, para la integración de resultados, es necesario analizar genéticamente el conjunto de rocas que abarca dicha transición, las cuales son discretizadas de la siguiente manera:

INTERVALO PALEOCENO

Está conformado por un grupo de rocas cuya unidad litoestratigráfica se define como Formación Guasare, de manera general en el área de estudio este cuerpo litológico está conformado por una sucesión de rocas de origen carbonático (calizas) intercaladas en menor proporción con algunas rocas clásticas de grano fino a medio, depositadas en un ambiente marino.

Debido a que esta unidad se encuentra atravesada parcialmente, el análisis abarco solo la parte superior de dicho intervalo, de aproximadamente 50 pies, quedando acotado en la parte inferior por las PT (Profundidad Total) de los pozos y en la parte superior por la discordancia del Paleoceno.

De acuerdo al análisis de facies realizado al intervalo perteneciente a la Formación Guasare, se identificaron tres asociaciones de facies (paleoambientes) típicas, cuyas características se resumen a continuación:

- Laguna Interna: Presenta una abundancia de alrededor del 60%, se caracteriza por la predominancia de sedimentos finos de tipo arcilla laminadas con algunas estructuras tipo hummocky, swaley y niveles sideritizados, contiene escasos niveles de caliza soportada por lodo con algunos bioclóstos desarticulados y

retrabajados. Se identifica escasa presencia de bioturbación con baja diversidad y abundancia, asociada a la ichnofacies de Skolithos – Cruziana (ver figuras 55 y 56). A partir de estas características se define la presencia de un ambiente de condiciones marina somera de baja energía con evidencia de oleaje y/o tormentas, el cual está bajo la influencia de procesos continentales y posibles eventos de exposición subaérea, dichas condiciones gradan hacia zonas de menor influencia de procesos continentales.

Dentro de los cuerpos definidos como Laguna Interna se realizó un muestreo de varios pozos para la ejecución de análisis bioestratigráficos, en los cuales se identificaron elementos de fauna béntica como *Eponides haidingerii*, *Discorbis sp.*, *Cibicides sp.*, *Eponides cf.*, *Rotalido sp.*, *Nummulites sp.*, *Miliolidos sp.*, indicativos de un ambiente marino con un rango batimétrico de Nerítico interno (5 – 20 m). Adicionalmente, se identificaron de elementos de flora (palinomorfos), los cuales definieron un marco cronoestratigráfico del intervalo asociado a la Formación Guasare de edad Paleoceno, mediante la presencia de palinomorfos del tipo *Longapertites vaneenderburgi* y *Longapertites proxapertitoides* y el quiste de dinoflagelados *Apectodinium homomorphum*, a partir de los rangos paleobatimétricos de los quistes de dinoflagelados identificados y su relación de abundancia sobre los palinomorfos continentales, se definió la presencia de un ambiente marino somero (nerítico interno) con influencia de aguas salobres, típico de un ambiente de laguna interna

- Bancos Carbonáticos: Son cuerpos conformados por ciclos somerizantes integrados por calizas soportadas por grano de tipo Packstone y Grainstone, cuyos componentes mayoritarios se asocian en dos grandes grupos, uno de ooides asociados a ambientes marinos someros de alta energía (oleaje), y otro de bioclástos, organismos que habitaron el sustrato y que fueron retrabajados. En el tope de estos ciclos somerizantes es común observar zonas de colonización por organismos horadadores y niveles sideritizados, condiciones típicas zonas de baja

profundidad y posible exposición subaérea (ver figuras 57 y 58), de manera minoritaria se observa la presencia de facies de peloides que estarían vinculados a ambientes de menor energía.

- Anteplaya: Asociación de facies típica de ambientes próximos costeros, los cuales están conformados por sedimentos clásticos con predominio de facies de arcillas y heterolitas, presencia de estructuras tipo hummocky, swaley y rizaduras ondulatorias. Este subambiente se caracterizan por presentar bioturbación de alta abundancia y diversidad, destacando la presencia de trazas de tipo Asterosoma, Rosselia y Scolicia, típicas de ambientes de anteplaya baja (ver Figura 62), los cuales gradan hacia anteplaya media debido al aumento de facies arenosas, así como el predominio de estructuras que marcan la influencia del oleaje (ver Figura 63).

Dentro de este intervalo se identificó la presencia de materia orgánica tipo húmica biodegradada, junto a una mezcla de palinomorfos terrestres y de origen marino, con microplancton y moldes de foraminíferos, siendo esta asociación indicativa de ambientes transicionales a Nerítico Interno, típico de zonas donde existe una influencia de procesos clásticos.

A partir del análisis petrográfico de la sección Paleocena se definieron un total de once (11) microfacies, las cuales se detallan en la Tabla 05. De acuerdo a la presencia y distribución de sus componentes se estableció un marco depositacional para las rocas pertenecientes a la Formación Guasare. Tomando en cuenta la distribución de los componentes en la microfacies definidas se planteó la presencia de una zona dominada por ambientes intramareales a marinos someros, tal como se muestra en la Tabla 06.

Al comparar las asociaciones de facies y las microfacies definidas en el intervalo de la Formación Guasare (ver Tabla 05), con las distribuciones de microfacies propuestas por Flügel E. (2004), se diferencian en el área de estudio las distintas

zonas típicas de una rampa interna, debido a la presencia de elementos característicos de esta zona como son ooides superficiales y micritizados, así como también la presencia de microfacies dominadas por peloides (posiblemente de origen fecal), la cual gradúa al Sur a una con predominio clástico donde existen depósitos próximo costeros y carbonatos de mezcla.

De acuerdo a la información presentada, se propone para los depósitos analizados de la Formación Guasare, un marco paleoambiental de Rampa Carbonática Interna, la cual gradúa hacia una zona con influencia de procesos próximo costeros al Sur. En este medio se identificaron las siguientes asociaciones de microfacies propuestas por Flügel E. (2004), cuya distribución se muestra de manera esquemática en la figura 90.

- Bancos de Arenas Oolíticas: En esta zona se ubican las microfacies MF5, hacia la parte central y frontal de los bancos y las microfacies MF4 hacia la parte posterior de los bancos.
- Medio Marino Restringido: En esta zona se ubican las microfacies MF1, MF6, MF7, MF8, caracterizada por la presencia de ooides y bioclásticos.
- Medio Marino Abierto: Este medio favoreció la depositación de las microfacies MF2, MF3 y MF7
- Laguna Restringida: En esta zona se depositaron las microfacies MF9 y MF8.
- Próximo - Costero: Zona mixta que favoreció la depositación de las microfacies MF10 y MF11.

Como resultado del análisis petrográfico se identificaron algunas microfacies las cuales son propensas para la generación de porosidad, como es el caso de las microfacies dominadas por bioclásticos y ooides, MF2, MF4 y MF5 (ver tabla 06), sobre las que actuaron procesos de disolución de fragmentos. Además, en otros estados diagenéticos se identificaron procesos de dolomitización selectiva de ooides, quienes son más propensos a la disolución durante eventos más tardíos generando de esta forma porosidad secundaria (ver foto 34 y 36 A-B), en valores de alrededor de

10%, los cuales no muestran una buena interconexión, excepto por la presencia de algunas fracturas.

Con base a la integración de todos los análisis realizados se propone la existencia de un margen formado por una de rampa carbonática, consistente con la interpretación sísmo-estratigráfica realizada en el área, en donde los reflectores asociados a la Formación Guasare presentan un buzamiento en sentido Norte de alrededor de 3° , bastante homogéneo y sin elementos que pudieran conformar el frente de una plataforma, tal como se observa en la Figura 122, pudiendo ser esta configuración relacionada a un margen de rampa carbonática.

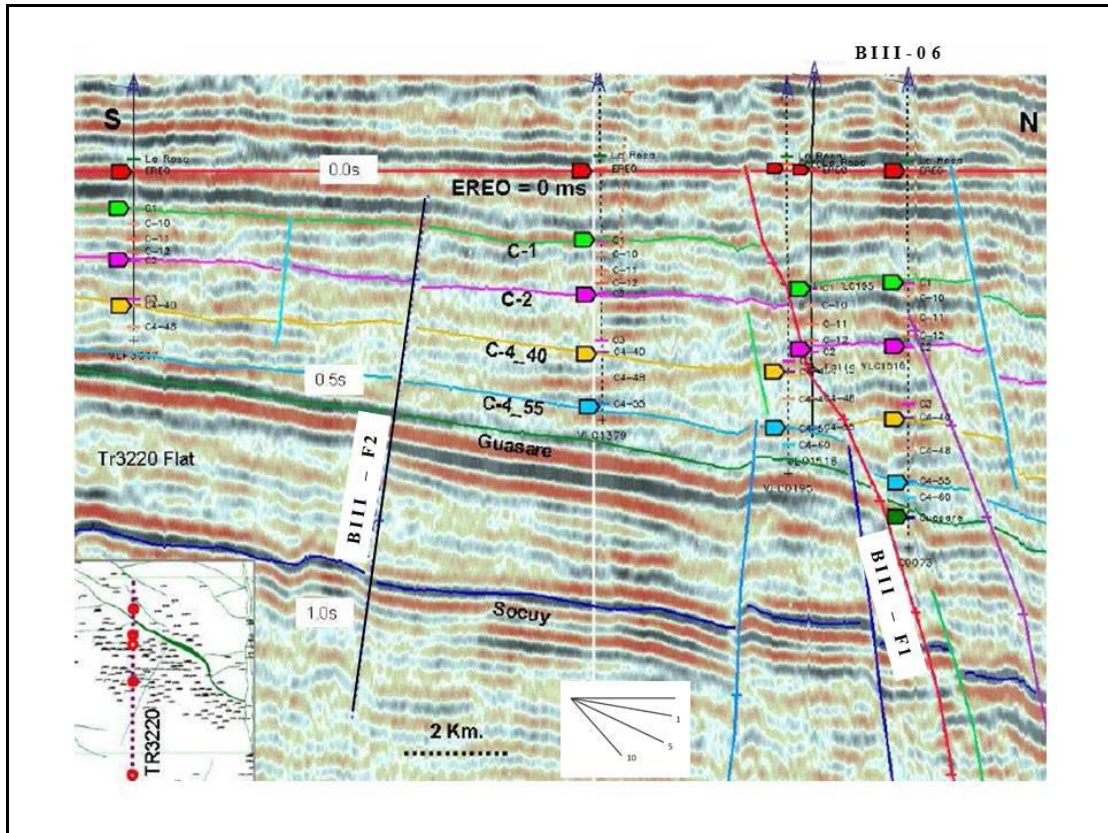


Figura 122: Sección sísmica N - S, horizontalizada sobre la discordancia del Eoceno, donde se observa la estructura de la Formación Guasare

DISCORDANCIA DEL PALEOCENO

De acuerdo a las características estratigráficas de las rocas del Paleoceno, definidas como Formación Guasare, las cuales fueron depositadas en un sistema encadenado de HST, caracterizado por secuencias somerizantes hacia el tope en el marco de una rampa carbonática interna, culminando en un discordancia de alcance regional, la cual es definida como un SB tipo I, determinado tanto por criterios sedimentológicos y bioestratigráficos, dados por la última aparición de los fósiles *Foveotriletes margaritae* (regional), y la asociación de los fósiles *Longapertites proxapertitoides*, *Longapertites vaneendenburgi*, *Proxapertites cursus*, que marcan una edad no más joven de 59.2 M.a., y la primera aparición del marcador regional *Rugotricolporites felix* que marca una edad de 56 M.a.

Tomando en cuenta estos resultados se definió que la duración de esta discordancia en el área del Bloque III, fue de al menos 3,2 Myr, tal como se observa en la Figura 89, lo cual implica, la posible erosión y/o no-depositación durante el Thanetiense que abarca el intervalo 59,2 – 56 Ma.

Estos resultados se correlacionaron con análisis similares realizados en áreas vecinas como es el caso del pozo LB – 273 ubicado al Noreste del área, que de acuerdo a los resultados de los análisis bioestratigráficos compilados por Contreras J.; (2014), se define la discordancia del Paleoceno con un rango de al menos 5,8 Myr., marcado por la última aparición del palinomorfo *Spinizonocolpites baculatus* (UAE – 61,8 Ma.) y la primera aparición del palinomorfo continental *Rugotricolporites felix* (PAE – 56 Ma.), planteados en el trabajo de Muller *et. al.*; (1987). Al correlacionar estos resultados se construye un cuadro cronoestratigráfico compuesto, donde se observa una tendencia que muestra como la discordancia del Paleoceno afecta de manera más prolongada hacia el Norte (5,8 Myr), mientras que hacia el Sur la misma presenta una afectación menor (3,2 Myr), tal como se muestra en la Figura 123.

Esto concuerda con lo mostrado en trabajos de alcance regional como el de Mann *et al.* (2006), que indica como esta discordancia tiende a desaparecer hacia el Sur y al Oeste donde se muestran los sedimentos del Eoceno descansando de manera concordante sobre los sedimentos depositados durante el Paleoceno.

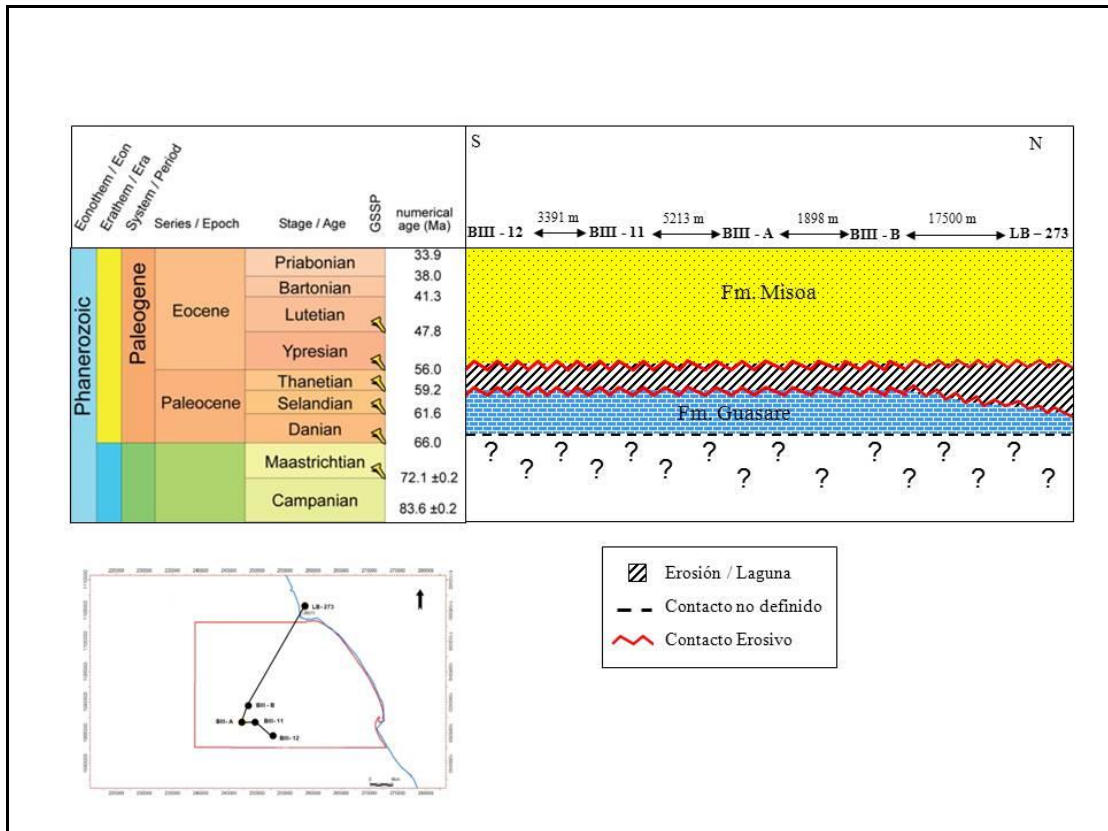


Figura 123: Cuadro Cronoestratigráfico compuesto, que muestra la extensión de la discordancia del Paleoceno hacia el Norte

INTERVALO EOCENO TEMPRANO

Está conformado por un grupo de rocas cuya unidad litoestratigráfica se define como Formación Misoa, conformada por una secuencia de rocas de origen clástico, en su mayoría areniscas intercaladas con algunas lutitas y/o heterolitas, depositadas en un sistema deltaico.

Este intervalo, está delimitado hacia la base por la Discordancia de edad Paleoceno, la cual representa un límite de secuencia de alcance regional, y su límite superior es dado por la presencia de una superficie transgresiva bien definida, que marca el final del sistema encadenado de bajo nivel (LST), establecido luego de la discordancia de alcance regional afectara los sedimentos del Paleoceno, generando un límite de secuencia tipo I, y el inicio de un nuevo proceso de aumento del nivel eustático.

Los sedimentos depositados durante el LST, conforman la parte inferior de la Formación Misoa y se caracterizan por estar conformados mayormente por cuerpos arenosos con baja arcillosidad apilados verticalmente (ver Figura 98), presentando buenas calidades como roca yacimiento.

Tal como se mencionó en el capítulo VI, de acuerdo al análisis de los patrones de apilamiento se identificaron un grupo de cuatro unidades genéticas, tal como se observa en las figuras 101 – 102 y 106 – 108, cuyas características desde el punto de vista estratigráfico se definen a continuación de base a tope:

UNIDAD GENÉTICA 01:

Está limitada en la base por la discordancia del Paleoceno, la cual conforma el límite de secuencia (SB_Paleoceno) y hacia el tope por una superficie de inundación definida como FS_1. Esta unidad presenta un espesor aproximado de 50 pies, se caracteriza por presentar un espesor homogéneo a todo lo largo del área como se observa en las secciones 1-1' y 2-2' en las figuras 106, 107 y 124.

A partir del análisis de la sección estratigráfica de la figura 124, se observa como la falla BIII – F1, tiene poca influencia sobre en los espesores de U. Genética 01, por lo que se puede asumir que dicha falla no era activa durante ese periodo. Adicionalmente, en la sección de la figura 125, se observa un comportamiento similar alrededor de la falla BIII – F2, aunque destaca un ligero aumento del espesor en

ambos lados de la falla, indicando como esta podría estar actuando como un elemento de control en el espesor de los cuerpos, tal como se observa en las figuras 110 y 118.

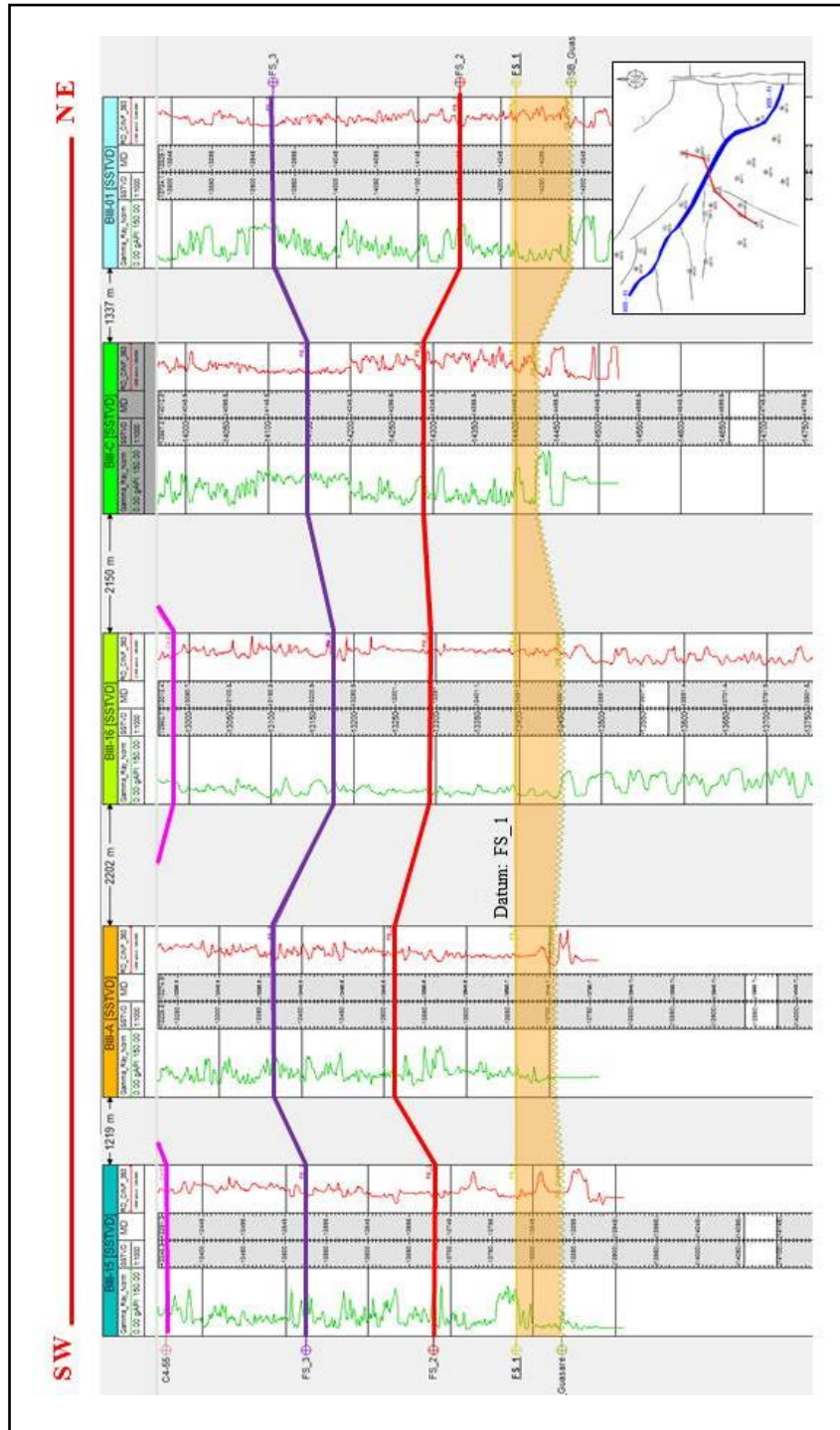


Figura 124: Sección Estratigráfica SW - NE, Datum: FS_1

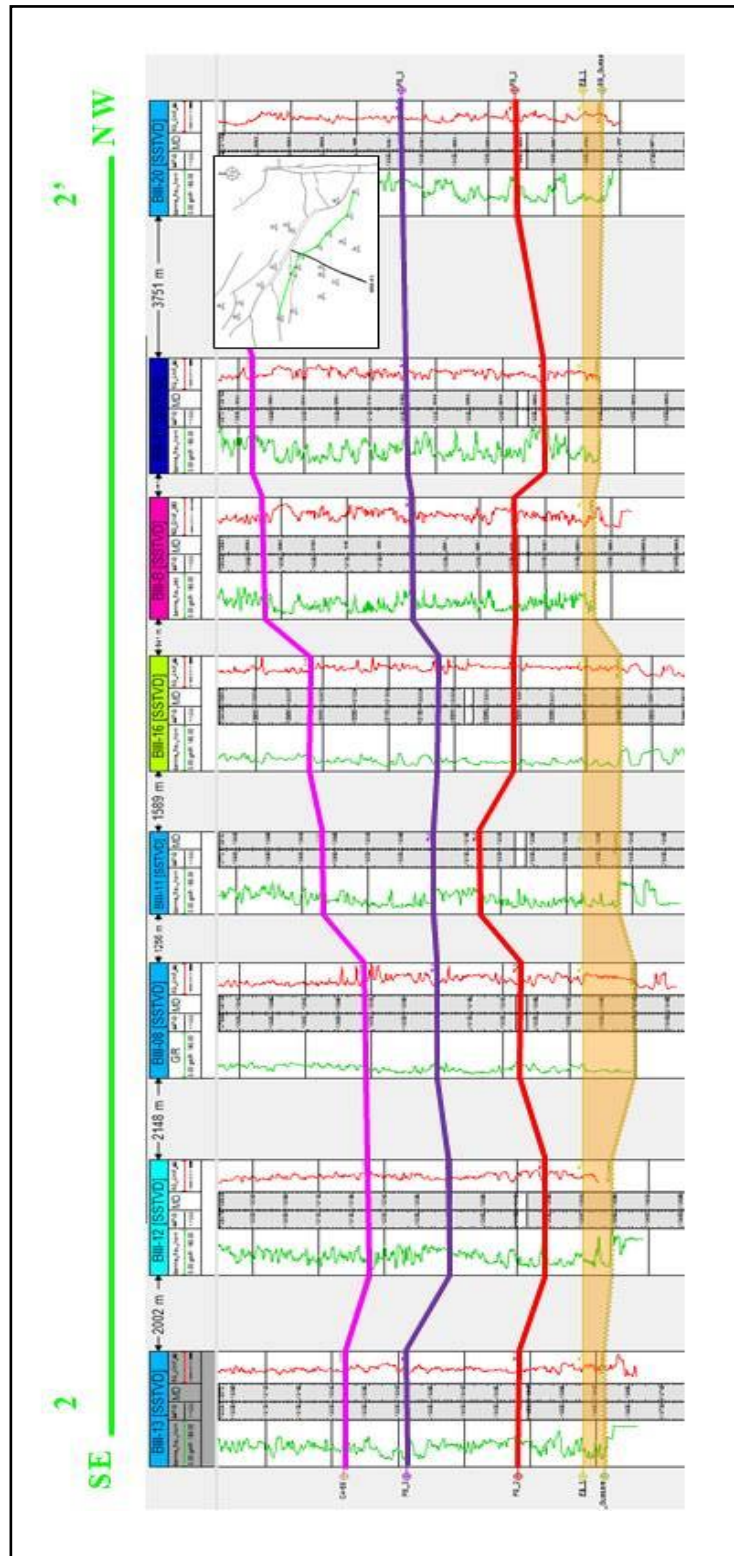


Figura 125: Sección Estratigráfica SE - NW, Datum: FS_1

Este intervalo se caracteriza por estar conformado en su mayoría por asociaciones de facies con predominio arenoso, más específicamente canales (ver Figura 114), depositados durante el Eoceno Temprano, definido en base a la asociación de palinomorfos tales como *Striacolpites catatumbus*, *Retitricolpites amapaensis* y *Rugotricolporites felix*, junto con la asociaciones de paleoflora como *Retitricolpites amapaensis*, *Proxapertites operculatus*, *Monoporites annulatus*, *Mauritiidites franciscoi*, *Striatricolpites catatumbus*, *Retistephanocolpites angeli*, *Monoporites annulatus*, *Longapertites proxapertitoides*, y *Wilsonipites margocolpatus* (ver anexo 05), asociados a algunos restos de carbón, típicos de una Llanura Aluvial, lo cual concuerda con los resultados de los análisis sedimentológicos que indican que dichos canales pertenecen a la Planicie Deltaica Superior.

Estos cuerpos canalizados presentan una orientación preferencial de rumbo SW-NE, tal como se observa en la figura 118. Las orientaciones preferenciales de los cuerpos arenosos mostrados en la figura 118 son subparalelos al rumbo de las fallas principales, por lo que se puede asociar un posible control de las fallas en el rumbo de los cuerpos arenosos.

Desde un punto de vista petrográfico, estos cuerpos se caracterizan por estar conformados por areniscas con bajo contenido de arcillas (7 – 17%) de tamaño de grano medio a grueso con escogimientos buenos a moderados, las cuales en su mayoría están clasificadas dentro del grupo de los Arenitas Cuarzosas y Sublitarenitas, de acuerdo a Pettijohn *et. al.* 1972, cuya fase de unión está representada por cemento de calcita, y pseudomatriz (ver fotos 43A, 47A, 53A), las cuales ha sufrido procesos de disolución generando porosidad secundaria con valores de alrededor del 10% (ver fotos 58B y 59B). Destacando como los pozos ubicados en el bloque Norte o bloque deprimido de la falla BIII – F1 (ver figura 109), presentan los menores valores de porosidad y abundante cementación por sílice en forma de sobrecrecimientos de cuarzo en continuidad óptica. Demostrando como los cuerpos

arenosos canalizados identificados en los pozos ubicados en el bloque levantado de la falla BIII – F1, presenta las mejores características como roca yacimiento.

UNIDAD GENÉTICA 02:

Está definida por las superficies de inundación FS_1, en la base y el FS_2 en el tope, presenta un espesor promedio de alrededor de 100 pies. En un análisis detallado de las secciones estratigráficas, se observa como durante la depositación de los sedimentos de esta unidad, asignados al Eoceno Temprano debido a la primera aparición (PAE) del palinomorfo *Rugotricolporites felix*, asociado al fósil *Retitricolpites amapaensis*, la falla BIII – F1 inicia su actividad de carácter sin-sedimentario, debido al aumento de espesor hacia el bloque Norte o bloque deprimido (ver Figura 109), tal como se observa en la figura 126.

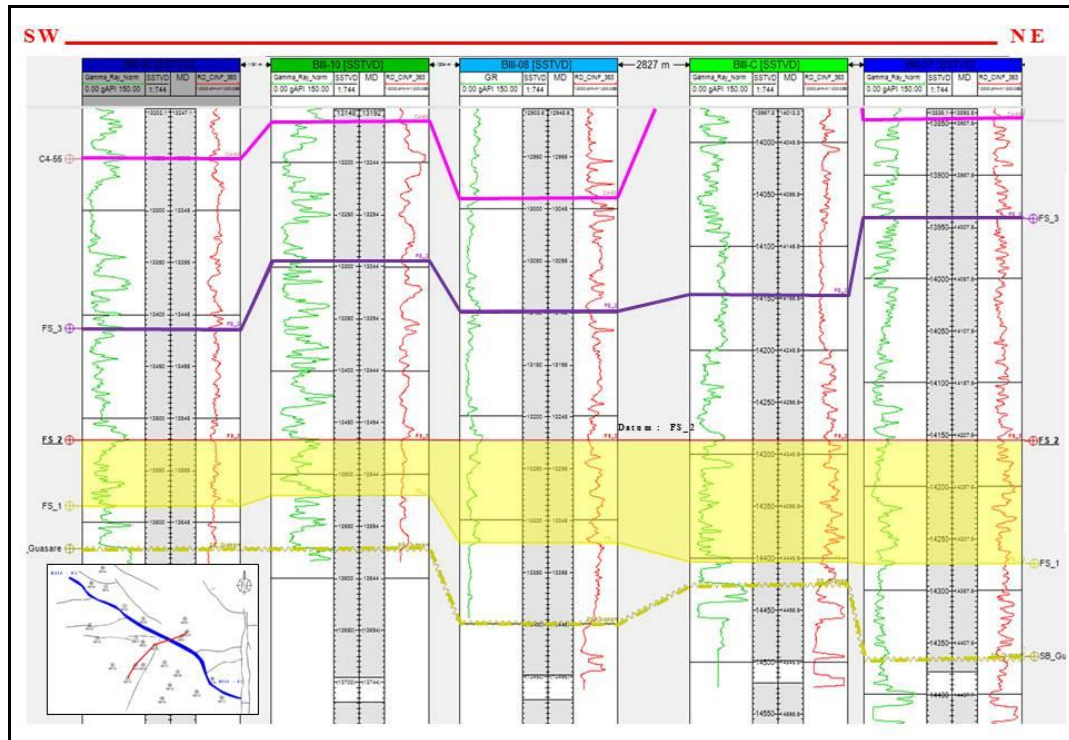


Figura 126: Sección Estratigráfica de rumbo SW - NE, Datum: FS_2

Mientras, que la falla BIII – F2, se presenta inactiva debido a que hacia ambos lados de la falla los espesores de esta unidad son similares. Destaca como los pozos próximos a la falla BIII – F2, presentan espesores un poco más desarrollados, lo cual se puede relacionar a un posible control estructural del patrón de aporte de sedimentos ejercido por esta falla, tal como se observa en las figuras 127, 119.

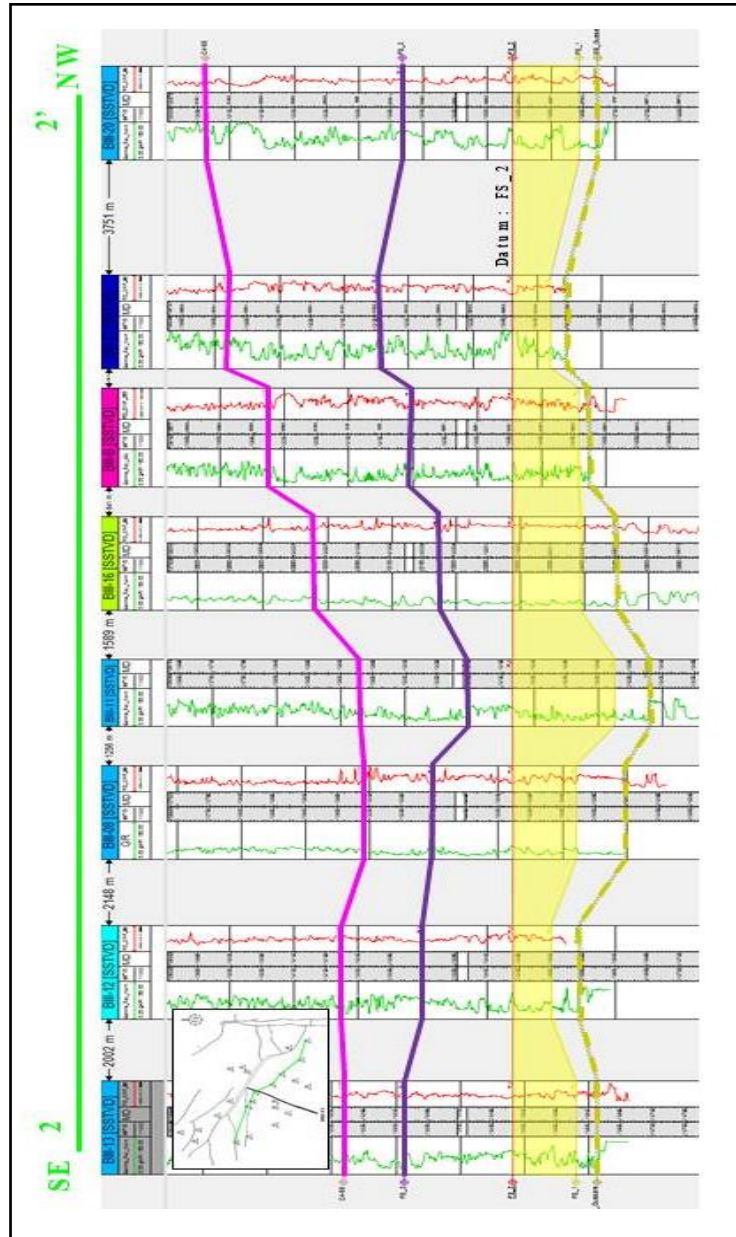


Figura 127: Sección Estratigráfica 2 - 2' de rumbo SE - NW, Datum: FS_2

A partir de los análisis bioestratigráficos y sedimentológicos se definió que esta unidad presenta condiciones ambientales que van de una Llanura Aluvial a una Planicie Costera media, debido a la asociación de fósiles tales como; *Retitricolpites amapaensis*, *Proxapertites operculatus*, *Monoporites annulatus*, *Mauritiidites franciscoi*, *Retitricolpites irregularis*, *Clavatricolporites leticiae*, *Verrucatosporites speciosus*, *Retitricolpites hispidus*, *Retitricolpites crassus*, *Spinizonocolpites echinatus*, *Deltodoispora adriennis* y *Laevigatosporites catanajensis*.

La interpretación concuerda con la información obtenida de los análisis sedimentológicos que muestra la presencia de facies arcillosas, con una ligera influencia de mareas, pero con predominio de facies arenosas asociadas a paleoambientes de canales distributarios.

De manera general, esta unidad presenta preponderancia de asociaciones de facies arenosas (canales) en el bloque Sur-Oeste, tal como se muestra en las figuras 115 y 119, indicando una orientación preferencial en sentido SW – NE, mientras que en el bloque Sur-Este y Norte, destaca la abundancia de facies con predominio arcilloso, como es el caso de bahías interdistributarias y abanicos de rotura, tal como se observa en las figuras.

Del análisis de las tendencias de los mapas de asociaciones de facies y de espesores, se observan agrupaciones de canales en las zonas próximas a la falla BIII – F1, lo cual demuestra un posible control de la falla sobre la orientación de estos cuerpos, tal como se observa en la figura 119.

Desde el punto de vista microscópico, los cuerpos arenosos pertenecientes a la Unidad Genética 02, se caracterizan por presentar microfacies de areniscas generalmente de tamaño medio, de moderada a bien escogidas, con proporciones variables de cemento y matriz (ver fotos 43B, 45A), obteniéndose microfacies de Wackas Líticas, Arenitas Cuarzosas y Sublitarenitas. Mostrando de esta manera una

madurez textural intermedia, mientras que dado la baja proporción de minerales lábiles estos depósitos se pueden interpretar como maduros desde el punto de vista mineralógico.

Al realizar una zonificación de cada una de estas microfacies, se observa como en el bloque levantado de la falla BIII – F1 (bloque Sur-Oeste y Sur-este mostrados en la figura 109), se agrupan la mayoría de las muestras clasificadas como Wackas Líticas, cuya fase de unión está representada por pseudomatriz y algunos cementos de minerales de arcilla y calcita (ver foto 43B, 46B), mientras que el bloque deprimido (bloque Norte), hay mayor preponderancia de facies limpias clasificadas como Arenitas Cuarzosas y Sublitarenitas. Indicando esto una mayor influencia de los procesos diagenéticos tardíos o de soterramiento profundo, tales como reemplazo, y/o alteración-disolución en las zonas del bloque deprimido de la falla BIII – F1 (ver fotos 54A, 57A).

Las porosidades son variables y están entre 5 – 15%, asociadas principalmente al tipo de fase de unión, afectadas en distinto grado por la disolución (ver foto 60B), por lo tanto, fases tempranas de cemento de calcita y pseudomatriz tienden a ser más factibles a la disolución en fases de diagénesis intermedia, a diferencia de calcita recristalizada y minerales de arcilla de tipo esméctica y/o clorita, que se forman en fases de diagénesis tardías donde los procesos naturales de disolución son menos preponderantes. Por lo tanto, para el análisis de calidad de roca yacimiento, es importante conocer, cuáles son las fases de unión predominantes y cuales son más susceptibles a procesos de disolución las cuales se ubican en general en el bloque levantado de la falla BIII – F1.

UNIDAD GENÉTICA 03:

Esta unidad está limitada por las superficies de inundación, FS_2 en la base, y la FS_3 en el tope, presenta un espesor promedio de alrededor de 150 pies. Los

espesores de esta unidad se caracterizan por presentar un aumento significativo hacia el Norte, tal como se observa en la figura 128. El aumento del espesor, está controlado por la actividad sin-sedimentaria de la falla BIII – F1.

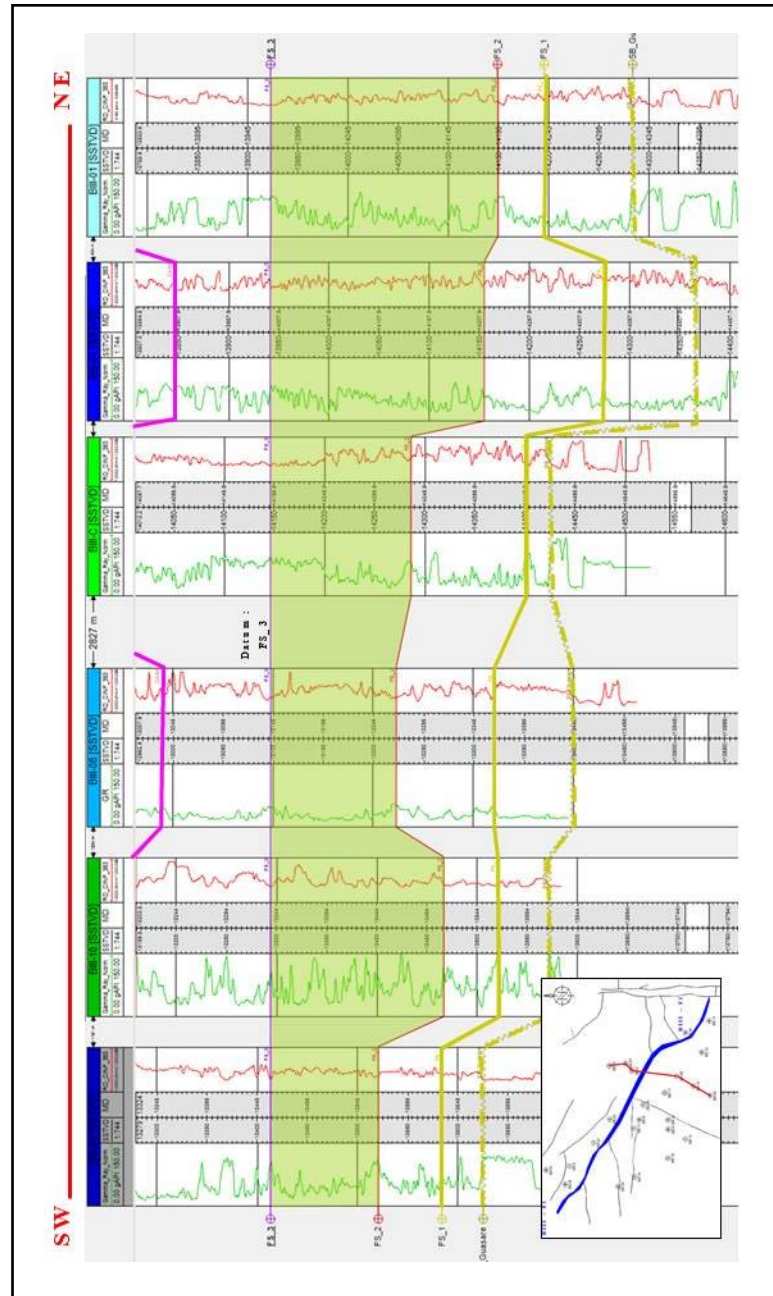


Figura 128: Sección Estratigráfica SW - NE, Datum: FS_3

Mientras que, en el sentido Este – Oeste, no hay aumento significativo de los espesores (ver Figura 129), por lo tanto, se sugiere que la falla BIII – F2, durante este periodo es inactiva. Estos sedimentos son asignados al Eoceno Temprano a partir de los resultados de los análisis palinológicos, antes mencionados, estos fueron depositados en un rango paleoambiental de Llanura Costera media a superior, a partir de la asociación de palinomorfos del tipo *Retitricolporites irregularis*, *Clavatricolporites leticiae*, *Verrucatosporites speciosus*, *Retitricolporites hispidus*, *Retitricolporites crassus*, *Spinizonocolpites echinatus*, *Mauritiidites franciscoi*, *Deltodoispora adriennis*, *Laevigatosporites catanajensis*.

Esta asociación concuerda con los resultados de los análisis sedimentológicos, que muestran la presencia de un sistema deltaico, más específicamente en una planicie deltaica superior a media hacia el tope, interpretado por el aumento de facies de predominio arcilloso y estructuras sedimentarias que muestran influencia de mareas, la cual se hace más considerable hacia el tope de la sección.

Esta unidad muestra una preponderancia de canales hacia los bloques Sur – Oeste y Norte, mientras que hacia el Bloque Sur – Este se observan ambientes con predominio arcilloso como bahías interdistributarias y abanicos de rotura. Estas tendencias muestran una posible orientación preferencial de los canales de rumbo SW - NE y otra asociación de rumbo NW – SE, la cual esta posiblemente dominada por el rumbo de la falla BIII – F1, tal como se observa en la figura 120.

En esta unidad se identificaron microfacies arenosas de tamaño de grano fino a medio moderadamente escogida, clasificadas dentro del grupo de Wackas Líticas, Arenitas Líticas y Sublitarenitas. Estas se agrupan de la siguiente manera; en el bloque levantado de la falla BIII – F1 las microfacies de Wackas (ver foto 45B), y en el bloque deprimido las facies más limpias de Arenitas Líticas y Sublitarenitas (ver fotos 40B, 47B, 52 A y B). Los rangos de porosidad varían entre 5 – 10%, mostrando los mayores valores de porosidad en las microfacies con mayores contenidos de

matriz, donde se presentan procesos de disolución de cementos y algunos fragmentos lábiles (ver fotos 58A, 59A, 61A).

UNIDAD GENÉTICA 04:

Esta unidad es la más somera y está definida por las superficies de inundación FS_3 en la base, y la superficie transgresiva TS_C4-55 al tope, la cual representa el límite superior del LST de la base de la Formación Misoa. Esta unidad tiene un espesor promedio de alrededor de 200 pies, asociado al carácter sin-sedimentario de las fallas principales, tal como se observa en las figuras 130 y 131.

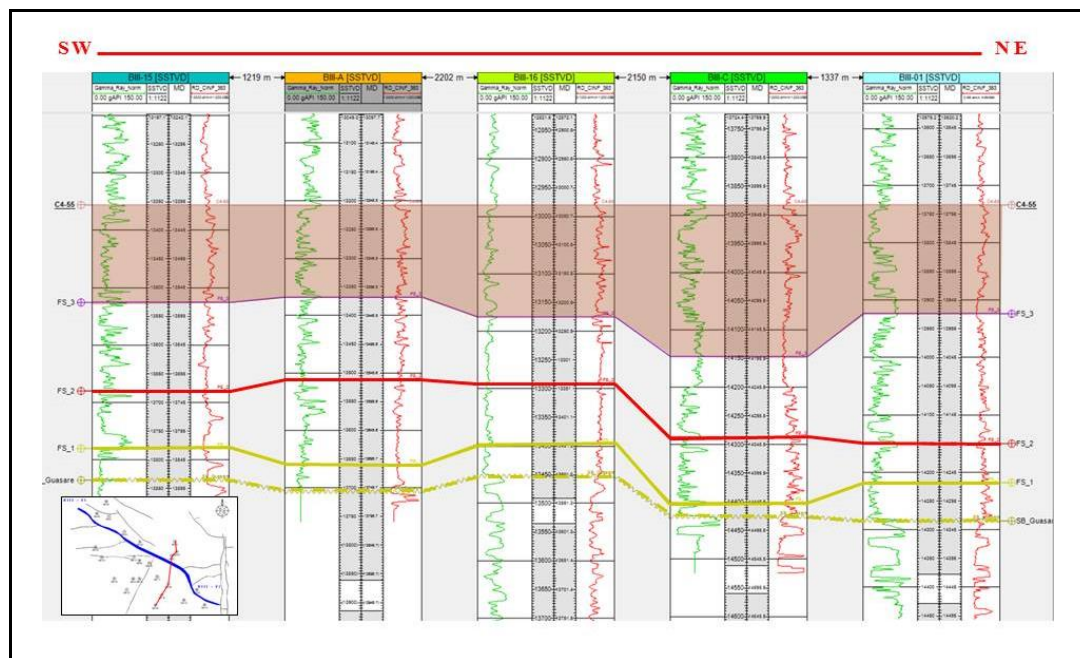


Figura 130: Sección Estratigráfica SW - NE, Datum: TS_C4-55

Estas figuras muestran un aumento del espesor de sedimentos hacia el Norte de entre 10 y 250 pies, el cual está asociado a varios factores, el primero relacionado con la actividad sin-sedimentaria de la falla BIII – F1, tal como se observa en la figura 131, otros asociados a la generación de mayor espacio de acomodación debido a procesos tectónicos, y por ultimo una posible fuente de aporte de sedimentos provenientes del N-NW, tal como se observa en la figura 130.

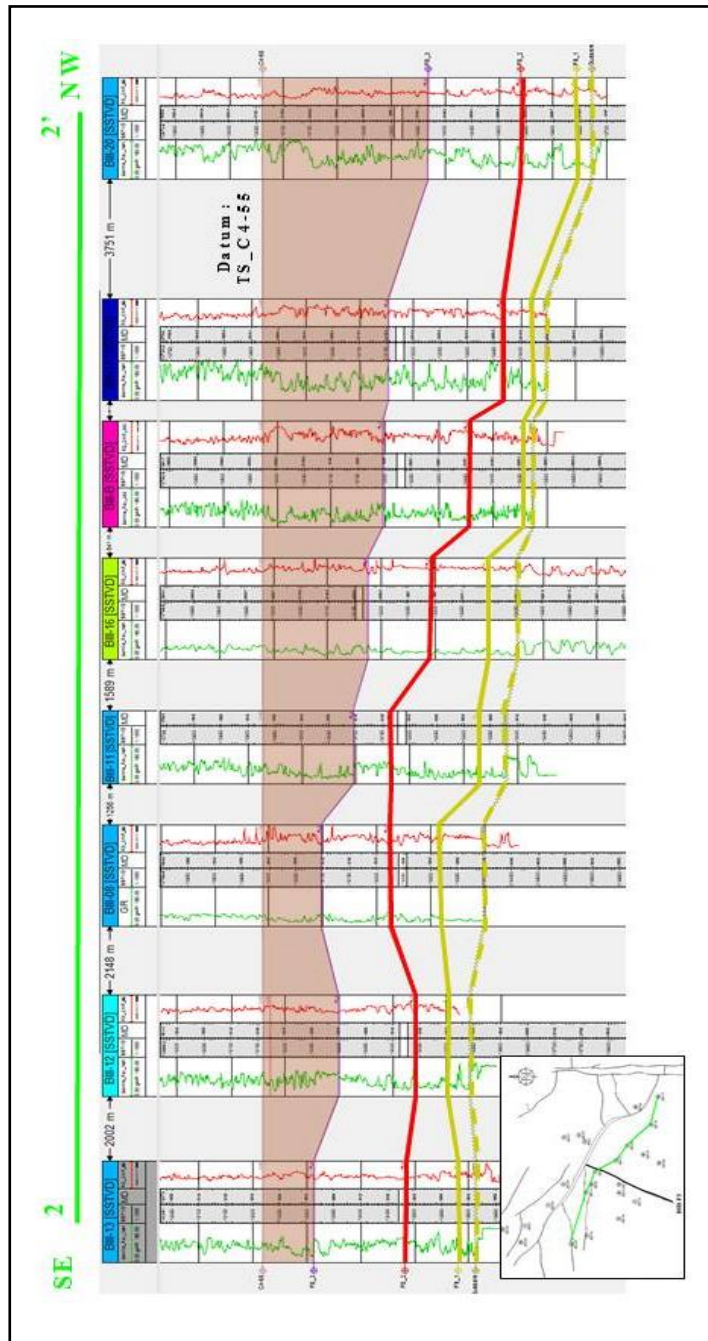


Figura 131: Sección Estratigráfica SE - NW, Datum: TS_C4-55

Esto concuerda con los resultados obtenidos de la reconstrucción cronoestratigráfica mostrado en la figura 123, que muestra como la discordancia del Paleoceno se hace más prolongada hacia el Norte, debido posiblemente a la presencia de una zona

subpositiva relacionada al emplazamiento de las napas de Lara, y la creación de un mayor espacio de acomodación.

Los sedimentos pertenecientes a la Unidad Genética 04, se le asigna una edad de Eoceno Temprano, desde un punto de vista paleoambiental se reconoció la presencia de palinomorfos del tipo *Bombacacidites sp.*, *Retitricolpites irregularis*, *Retitricolporites hispidus*, *Deltodoispora adriensis*, *Clavatricolporites leticiae*, *Verrucatosporites speciosus*, *Retitricolporites crassus*, *Spinizonocolpites echinatus*, *Laevigatosporites catanajensis*, junto al palinomorfo *Echitricolporites trianguliformis* (forma A), asociación típica de ambientes Llanuras Costeras media a inferior, destacando hacia el tope el aumento de palinomorfos marinos (dinoflagelados) de los tipos *Lingolodinium pugiatum*, y *Spiniferites sp.*, indican ambientes marinos pocos profundos marcado por la presencia de aguas salobres. Por lo tanto, este intervalo puede ser interpretado en un rango de Llanuras Costeras de Aguas Salobres, típico de una Planicie Deltaica Inferior. Esto concuerda con las interpretaciones realizadas desde el punto de vista sedimentológico que muestran la presencia de una Planicie Deltaica inferior con una considerable influencia de mareas, así como un aumento de las asociaciones de facies dominadas por arcillas (bahía interdistributaria y abanico de rotura), corroborando de esta manera la interpretación secuencial del área que indica como esta unidad representa la culminación del LST.

Las facies arenosas se caracterizan por la presencia de microfacies de tamaño de grano fino a medio, con escogimiento de moderados a buenos (ver foto 38B), generalmente maduras desde el punto de vista mineralógico y textural, clasificadas como Sublitarenitas y en menor proporción Wackas Líticas, las cuales presentan como fase de unión cementos de minerales de arcilla y calcita en disolución, generando porosidad secundaria de 7% a 15% (ver fotos 56A, 57B), mostrando como estas facies tienen las mejores características como roca yacimiento (ver foto 60A).

CAPITULO VIII

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

CONCLUSIONES

Teniendo como base los objetivos planteados al inicio de esta investigación tenemos que; en cuanto al objetivo general de este trabajo, se logró cumplir a cabalidad lo planteado concerniente a la definición de un marco estratigráfico y secuencial para las rocas del tope de la Formación Guasare y la base de la Formación Misoa, se tiene lo siguiente:

En lo referente a la Formación Guasare, en la rocas ubicadas al tope, se observan secuencias somerizantes, que generalmente culminan en zonas con evidencias de posible exposición subaérea, características típicas de un sistema encadenado de alto nivel (HST), influenciado por el inicio de un proceso regresivo, que culmina con la generación de un discordancia subaérea, y conforma un límite de secuencia de alcance regional, definido como SB_Guasare, este puede ser fácilmente identificado y cartografiable, a diversas escalas de trabajo (sísmica, núcleo y registro de pozo). Dentro de un esquema de estratigrafía secuencial regional estos sedimentos corresponden a un prisma de alto nivel depositado en una regresión normal, durante la parte final de un proceso de ascenso del nivel del mar. A partir del análisis de facies en los núcleos se reconocieron tres asociaciones de facies características definidas como: Laguna Interna, Bancos Carbonáticos, y Anteplaya baja a media.

En cuanto, a las rocas analizadas pertenecientes a la base la Formación Misoa, estas constituyen un sistema encadenado de bajo nivel (LST), limitado en la base por la discordancia del Paleoceno, que conforma una discordancia tipo I definida como SB_Guasare, y al tope por un cambio significativos en los patrones litológicos que

muestran una superficie de inundación o una superficie transgresiva definida como TS_C4-55.

A partir del análisis de facies realizado a las rocas pertenecientes al LST de la base de Misoa, se reconocieron hacia la base asociaciones de facies casi exclusivas de ambientes de canales distributarios apilados y amalgamados. La parte media está caracterizada por la presencia de asociaciones de facies de predominio arenoso, pero con una mayor variabilidad de paleoambientes, tales como; canales distributarios, canales abandonados, diques naturales, abanicos de rotura y bahías interdistributarias, con diversidad de estructuras que demuestran una posible disminución de la energía del aporte fluvial y la influencia de flujos combinados, dando lugar a la presencia de intercalación de arenas muy finas y arcillas (heterolitas). En la parte media a inferior existe una ausencia significativa de bioturbación indicando condiciones que no permitieron el desarrollo de organismos horadadores (alto aporte de sedimentos y aguas frescas).

Hacia el tope se denota un cambio contrastante en las tendencias depositacionales dado por una presencia de paleoambientes de canales de marea, planicie de mareas y abanicos de rotura, en donde los cuerpos arenosos son más delgados, además hay abundancia de estructuras de mareas y un considerable aumento de las trazas fósiles, así como de su abundancia, diversidad y desarrollo de estas trazas, pertenecientes a las icnofacies de *Skolithos* y *Cruziana*, al igual que la presencia de abundantes grietas de sinéresis, típicos en ambientes transicionales con influencia de mareas, concordando con lo mostrado en los análisis bioestratigráficos.

En general el LST de la base de Misoa, muestra una tendencia de ambientes netamente arenosos con predominio fluvial en la base, que gradúa hacia ambiente con predominio de facies arcillosas con una marcada influencia de mareas, culminando en el tope con un intervalo arcilloso altamente bioturbado indicativo de una posible superficie transgresiva que marca el final de los depósitos de LST de la base de la

Formación Misoa. Dentro de este intervalo de alrededor de 500 pies, que constituyen los depósitos de cuña de bajo nivel (LSW), se identificaron cuatro (04) unidades genéticas conformada por sedimentos deltaicos, limitadas por superficies menores de inundación.

A partir del cartografiado de cada una de estas unidades se reconocieron dos fuentes de aporte de sedimentos que controlaron la depositación en el área, la principal de rumbo SW – NE relacionada con el levantamiento del arco de Mérida y otra de menor influencia ubicada al Norte, evidenciada a partir de la UG03, asociada posiblemente al emplazamiento de las napas de Lara. La posición de la línea de costa corresponde a dos ejes perpendiculares a ambas fuentes de sedimentos.

Los objetivos específicos 01 y 02, los cuales están enmarcados en las primeras etapas de la investigación se logró recopilar una serie de trabajos realizados en el área sobre los cuales se fundamente este estudio, además se realizó el control de calidad de la información disponible de más de cien pozos del área para comprobar utilidad en base a una serie de criterios, tales como; cobertura vertical del área de interés en la Formación Misoa y Guasare, disponibilidad de registros eléctricos, disponibilidad de muestras de núcleos o canal, existencia de análisis bioestratigráficos, seleccionándose un total de veinticuatro (24) pozos, los cuales cumplieron con las condiciones antes mencionadas, escogiéndose cuatro (04) de ellos como pozos claves para el estudio.

El tercer objetivo específico, basado en la descripción sedimentológica de los núcleos disponibles, tenemos que; para la Formación Guasare se describieron un total de doscientos trece pies (213) en los cuatro pozos claves del área, representando un promedio de aproximadamente 53 pies, esto corresponde al 20% del espesor promedio de la Formación en el área, generando esto un grado de incertidumbre en las interpretaciones realizadas. A partir del análisis de facies se identificó un predominio de facies arcillosas, seguidas por facies dominadas por ooides, bioclástos,

peloides y arenosas, asociadas en los siguientes paleoambientes, Bancos Carbonaticos, Laguna Interna, y Anteplaya baja a media.

El intervalo correspondiente al LST de la base de la Formación Misoa se analizaron un total de 1373, 6 pies repartidos en los cuatro pozos claves del área, en ella se definieron de facies de predominio arenoso de distintos tamaños de grano y con diversidad de estructuras sedimentarias, las cuales indican como hacia la base se interpreta un predominio de procesos de origen fluvial, mientras hacia la parte media y el tope se identifican procesos mareales que marcan las características del sedimento, a partir de estas características se identificaron las siguientes asociaciones de facies; canales distributarios, apilados, canales abandonados, canales de marea, dique natural, abanico de rotura, bahía interdistributaria y planicie de mareas.

Lo correspondiente al cuarto objetivo específico, relacionado con los análisis petrográficos de las muestras de núcleos, tenemos que; a partir del análisis petrográfico se definieron un total de 11 microfacies, típicas de un margen de rampa carbonática interna, como; Bancos de Ooides, Medio Marino Restringido, Medio Marino Abierto, Laguna Restringida (Lagoon) y Próximo - Costero.

En general, las rocas pertenecientes a la Formación Guasare presentan porosidades bajas y sin aparente interconexión, asociadas a la disolución de fragmentos y ooides. Sin embargo, se observan intervalos que presentan dolomitización selectiva, como es el caso de las microfacies dominadas por ooides, que en algunos casos se encuentran dolomitizados y/o parcialmente reemplazados por dicho mineral, llegando a sufrir procesos de disolución.

El análisis petrográfico de las muestras de la Formación Misoa, indica que estas rocas están compuestas mayormente por fragmentos de cuarzo de diversos tamaños y algunos fragmentos de roca, mostrando un alto grado de madurez mineralógica. Desde el punto de vista textural estas rocas presentan contenidos de pseudomatriz en

algunos casos mayores al 15%, mostrando un grado de madurez textural considerable (aproximadamente 45% de rocas clasificadas como wackas).

Desde el punto de vista diagenético se identificaron diversos procesos típicos de distintos estados diagenéticos, destacando, la cementación primaria de calcita, la alteración de fragmentos líticos y la precipitación de minerales de arcillas como los más relevantes, mientras que existen otros procesos como los de disolución selectiva de pseudomatriz, calcita y fragmentos lábiles que son generadores de porosidad secundaria, propiedad esta de valores variables de entre 5 – 15%, dependiendo de la afectación de los procesos diagenéticos antes mencionados.

El quinto objetivo específico, referente a las interpretaciones de los análisis bioestratigráfico de los pozos evaluados compilados de Guerrero E. (2009) y Contreras J. (2014), muestran que; la Formación Guasare se caracteriza por presentar asociaciones de foraminíferos béticos de ambientes Nerítico Interno y por asociaciones de palinomorfos continentales y quistes de dinoflagelados de edad Paleoceno siendo estos últimos los predominantes en la asociación. Estas asociaciones indican la presencia de ambientes de aguas de salinidad normal con algunos influjos de aguas salobres ricas en nutrientes con la presencia de materia orgánica húmica biodegradada, microplancton y moldes de foraminíferos, que es común en ambientes poco profundos y con alguna influencia continental, típico de una laguna interna en un sistema de rampa carbonática interna, concordando con lo planteado en los análisis de facies y microfacies.

Lo correspondiente a la Formación Misoa, solo se obtuvo resolución palinológica en algunos niveles arcillosos analizados, lográndose definir una edad Eoceno Temprano, observándose hacia la base la presencia de asociaciones de palinomorfos casi exclusiva de medios continentales junto con la presencia de algunos restos de carbón, y abundantes restos de materia orgánica estructurada, que indican la presencia de condiciones de llanura aluvial. Mientras que hacia la parte media y tope se observa la

presencia de una mezcla de palinomorfos continentales junto con algunos quistes de dinoflagelados, materia orgánica tipo húmica biodegradada, moldes de foraminíferos, con una tendencia a hacerse más abundantes hacia el tope, mostrando la existencia de un ambiente de llanura costera media a inferior, dentro de un cinturón de mareas con aguas salobres al tope. Esta tendencia muestra la existencia de superficie transgresiva, que marca el tope de la sección estudiada (TS_C4-55), concordante con los análisis de facies realizados a los núcleos, que muestran la presencia de asociaciones de facies de predominio arenoso (canales distributarios apilados y diques) con características típicas de procesos de descarga fluvial de alta energía.

En el sexto objetivo específico, donde se propuso definir las facies sedimentarias que son más propensas a ser rocas reservorios y sello, tenemos que; para la Formación Guasare destaca la presencia de facies dominadas por Ooides (Bancos), con dolomitización selectiva de estos y posterior disolución, los cuales presentan mejores condiciones de porosidad (5% aproximadamente), generalmente con baja interconexión, mientras que las facies dominadas por arcillas pueden ser consideradas buenos sellos dada su continuidad lateral y vertical.

En la Formación Misoa destaca la abundancia de facies de canales con predominio arenoso, sobre todo hacia la base de la misma, los cuales tienen un alto grado de apilamiento vertical, con buenas porosidades secundarias (disolución) en la parte Sur del yacimiento, hacia el tope de la sección estudiada se presenta una mayor variabilidad de los paleoambientes debido al aumento de las facies arcillosas, las cuales pueden ayudar a conformar algunos cuerpos arenosos aislados que puedan servir como buen yacimiento de hidrocarburo.

El séptimo objetivo específico concerniente a la redefinición de las superficies de control estratigráficos, a partir de los análisis sedimentológicos y bioestratigráficos se logró redefinir la presencia de la Discordancia de Paleoceno (SB_Paleoceno) en los pozos analizados, en donde el proceso regresivo a final del Paleoceno genero un

límite de secuencia, identificado a partir del análisis bioestratigráfico sistemático de los pozos del área, definida por la asociación de los fósiles *Longapertites vaneendenburgii*, *Longapertites proxapertitoides* y *Proxapertites cursos*, junto a la primera aparición del marcador regional *Rugotricolporites felix*, en un mismo nivel estratigráfico, que marca una discontinuidad de al menos 3,2 Myr, asociada a la discordancia del Paleoceno, lográndose identificar evidencias de esta con los análisis de núcleos, donde se pueden observar el contacto erosivo entre las formaciones Guasare y Misoa en los pozos con núcleos, la respuesta en los registros eléctricos en este nivel pudo ser observada en el resto de los pozos extrapolándose la misma en el área. Producto de esta discordancia se produce la mayor progradación de la línea de costa hacia el NE, generando evasión de sedimentos hacia la cuenca.

El límite superior del análisis definido como el fin del LST, está marcado como una superficie de regresión máxima (MRS) o superficie transgresiva (TS), es evidenciada por el cambio de los patrones de depositación de progradacionales (regresión normal) a retrogradacionales (transgresión) debido a la continua creación de espacio de depositación, este comportamiento es claramente evidenciado en los núcleos analizados debido al aumento de facies con influencia de mareas que marcando una superficie de inundación denominada TS_C455, las tendencias de estas electrofacies fueron identificadas en el resto de los pozos pudiéndose propagar en el área para la definición de este límite vertical en el área de estudio.

Lo propuesto en los objetivos específicos ocho, nueve, diez y once, referente a la subdivisión del intervalo de la Formación Misoa (LST) en unidades de alcance regional, propagarlas a todos los pozos involucrados, y la elaboración de mapas de facies para entender los patrones de depositación en el área; tenemos que habiendo definido claramente los límites verticales (SB_Paleoceno en la base y TS_C455), y analizando los patrones de apilamiento en los pozos analizados con base a lo observado en los núcleos se definieron un grupo de cuatro unidades genéticas, de

acuerdo a lo planteado por Escalono & Mann (2006), de manera más detallada las unidades genéticas definidas presentaron las siguientes características:

UNIDAD GENÉTICA 01:

- Espesor homogéneo alrededor del área, y está conformada por abundantes cuerpos arenosos canalizados.
- Tendencia de rumbo SW – NE, asociada posiblemente a un control ejercido por el rumbo de la falla BIII – F1.
- Areniscas de tamaño de grano medio a grueso con escogimientos buenos a moderados, cementadas por sílice y calcita.
- Porosidad secundaria en valores de alrededor del 10%, afectada por procesos de disolución.
- Microfacies con mayor contenido de porosidad en el bloque levantado de la falla BIII-F1.
- Menores valores de porosidad y abundante cementación por sílice en forma de sobrecrecimientos de cuarzo en continuidad óptica en el bloque deprimido de la falla BIII-F1.

UNIDAD GENÉTICA 02:

- Edad asignada de Eoceno Temprano con un rango paleoambiental de llanura aluvial a planicie costera media al tope.
- Orientación preferencial de los cuerpos arenosos en sentido SW-NE en el bloque Sur-Este.
- Abundancia de asociaciones de facies de predominio arcilloso hacia el Norte.
- Se observa el inicio de la actividad sin-sedimentaria de la falla BIII - F1, dado el aumento de espesor hacia el bloque Norte o bloque deprimido de la falla.
- La petrografía indica una zonificación que muestra una influencia de los procesos diagenéticos de soterramiento profundo (reemplazo y recristalización), que no favorecen a procesos de desarrollo de porosidad en las microfacies de arenas limpias (Arenitas cuarzosas y Sublitarenitas) ubicadas en el bloque deprimido de la falla BIII – F1.
- En el bloque levantado de la falla BIII-F1 se ubican las microfacies de Wackas con valores más altos de porosidad (alrededor de 10%) y matriz (mayores al 15%) susceptibles a la disolución, representando estas por lo tanto las mejores calidades de yacimiento.

UNIDAD GENÉTICA 03:

- Edad de Eoceno Temprano y un rango paleoambiental de llanura costera media a superior.
- Preponderancia de canales en el bloque Sur – Oeste y Norte con dos orientaciones significativas, una de rumbo SW – NE, y otra de rumbo NW – SE, ésta última controlada posiblemente por el rumbo de la falla BIII – F1.
- Presencia de microfacies clasificadas como Wackas, con valores de porosidad por disolución de alrededor de alrededor de 10% ubicadas en el bloque levantado de la falla BIII – F1.
- Identificación de microfacies con mayores contenidos de cemento y porosidades menores (alrededor de 5%) en el bloque deprimido de la falla BIII-F1.

UNIDAD GENÉTICA 04:

- Representa el límite superior del LST, con una edad asignada de Eoceno Temprano y un rango paleoambiental de Llanura costera de aguas salobres.
- Los cuerpos arenosos muestran dos rumbos, uno del SW – NE y otro del NW – SE, el cual se hace más marcado en esta unidad, tendencia que puede estar relacionada a la influencia de una zona de aporte ubicada hacia el Noreste.
- Presenta valores de porosidad más altos en el rango de 7 – 15%, siendo esta la más atractiva como roca yacimiento.

Dada la limitante de la cobertura vertical de los pozos en la Formación Guasare (aproximadamente un 20% de su espesor), es establecimiento de unidades genéticas no fue posible dada la incertidumbre que esto conllevaría, por lo tanto basado en el esquema de microfacies planteado por Fúgel E. (2004) y Méndez J. (2009) se propone la presencia de una rampa carbonática al tope de la Formación Guasare, sustentada también con las observaciones de los análisis sismoestratigráfico del área, lo cual ayudo a demostrar el carácter sinsedimentario de la falla BIII – FI.

RECOMENDACIONES

Tomando en cuenta los resultados plasmados en este trabajo, así como también, las limitaciones de la investigación, se recomienda:

- Ampliar la base de datos referente a la cantidad de pozos, incorporando nuevos pozos que atraviesen toda la Formación Guasare, para de esta manera realizar una interpretación sedimentológica más completa.
- Adicionar nuevos estudios bioestratigráficos con la finalidad de alimentar el modelo cronoestratigráfico del área.
- Extender los análisis bioestratigráficos en áreas vecinas, para tener una mejor comprensión del comportamiento de la discordancia del Paleoceno a nivel regional, así como también integrarlo con la información sísmica existente.
- Realizar nuevas adquisiciones sísmica a detalle tanto a nivel regional como local, para de esta manera realizar una mejor caracterización sismo estratigráfica del área.
- Extender esto tipo de análisis a todo lo largo de la Formación Misoa, para de esta manera establecer un conjunto de unidades genéticamente relacionadas entre sí, que atiendan a criterios estratigráficos, para así contar con un sistema integral división de esta formación de alcance regional
- Ejecución de análisis de DRX, SEM, catoluminiscencia, isótopos estables, entre otros, de importancia para el estudio de los procesos diagenéticos y la naturaleza de los componentes neoformados.
- Ejecución de modelos geoestadísticos y simulaciones computarizadas, para de esta manera corroborar y afinar las interpretaciones realizadas en base a las tendencias de sedimentación planteadas.
- Se recomienda aplicar en el yacimiento diferentes técnicas de geomodelaje con base a los resultados plasmados en este trabajo (unidades genéticas y facies sedimentarias) con la finalidad de realizar determinaciones de volumetría (POES) y posterior modelaje dinámico para optimizar el drenaje y/o proponer sistema de inyección de fluidos para un barrido eficiente y aumentos del factor de recobro.

- Realización de análisis de proveniencia, mediante el uso de elementos trazas y minerales pesados, las cuales sirvan para discretizar las posibles fuentes de aporte existentes.
- Ejecutar análisis de radiométricos que sirvan para datar los diversos estratos y unidades definidas, para de esta manera calibrar las edades ya existentes y poder establecer un marco cronoestratigráfico y tasas de aporte.
- Realizar la adquisición de registros de imágenes en los pozos nuevos y en los ya existentes, los cuales puedan servir para realizar análisis estructurales y de paleocorrientes, que den indicios de las direcciones de las fuentes de aporte.
- Tomar nuevos núcleos en el área de interés, bajo procedimientos de núcleos orientados para poder realizar análisis de paleocorrientes
- Validar los análisis basados en muestras de subsuelos con campañas de campo, para de esta manera obtener una visión más general de las características estratigráficas y estructurales, y completarla con análisis de patrones de sedimentación.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ARCHE, A. (2010) “Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria” Consejo superior de investigaciones científicas, Textos universitarios, Madrid, España. 1287 p.

AZPIRITXAGA I. (1991) “Carbonate depositional styles controlled by siliciclastic influx and relative sea level changes, Lower Cretaceous, central Lake Maracaibo, Venezuela. M.A thesis Texas University Austin Texas. 151 p.

BEICIP FRANLAB (2009) “Modelo Estático del Yacimiento C – Inf VLC – 363” Informe Interno para PDVSA.

BELLO LEZAMA ANA (1995) “Estudio del Yacimiento Eoceno C-Inferior del VLC0993, Bloque III, Lago de Maracaibo”. Informe Interno Maraven.

BHATTACHARYA JANOK P. (2006) “Deltas”, In Facies Model Revisited (H. W. Posamentier & Walker R., Editors), SEPM – Special Publication 84, 237 – 293 pp.

BOLLI, H.M., BECKMANN, J.-P. & SAUNDERS, J.B. (1994): “Benthic Foraminiferal Biostratigraphy of the South Caribbean Region”. – Cambridge University Press, 408 p.
Bridge J.S. (2003) “Rivers and Floodplains”, London, Blackwell, 491 pp.

BRITISH GEOLOGICAL SURVEY (2017) <http://www.onegeology.org/extra/>

BUATOIS L. *et. al.* (2011a) “Sedimentological and Ichnological signature of changes in wave, river and tidal influence along a Neogene tropical deltaic shoreline”. *Sedimentology – IAS*.

BUATOIS, L.A., SACCAVINO L.L., ZAVALA C., (2011b) “Ichnologic Signatures of Hyperpycnal Flow Deposits in Cretaceous River-dominated Deltas, Austral Basin, Southern Argentina” *Sediment transfer from shelf to deep water – Revisiting the delivering system: AAPG Studies in Geology* 61, 153 – 170 pp.

BUATOIS, L.A. & MANGANO M.G. (2011c) “Ichnology”, Cambridge University Press, p 358.

CATUNEANU, O. (2006) “Principles of Sequence Stratigraphy” Elsevier, Amsterdam. 375 p.

CATUNEANU, O., GALLOWAY, W., KENDALL, C., MIAL, A., POSAMENTIER, H., STRASSER, A., TUCKER, T., (2011) “Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature” *Newsletters on stratigraphy*, vol. 44/3, pp. 173–245, Stuttgart, Germany.

CHOQUETTE P. W. & PRAY L. C., (1970) “Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates”. *AAPG Bulletin* 54, 207 – 250 pp.

CÓDIGO GEOLÓGICO DE VENEZUELA (2008). PDVSA, Intevep. <http://www.pdv.com//léxico>.

CONTRERAS JIME (2014) “Recopilación y Reinterpretación Bioestratigráfica de los pozos del proyecto Bachaquero – Lago, Informe Interno PDVSA.

COOKSON, I. C., & EISENAK, A., (1968) “Microplankton from two samples from Gingin Brook, N°4 borehole, Western Australia”, *Journal of the Royal Society of Australia*, Vol. 51, pp 110 – 122.

DE BOER; E. T. DE BREEN; H. M. VAN. (1976). “Eocene Lower “C” Block III - Reservoir Study. Informe interno Shell.

DE BRUIJN, E. G. (1966) “A Study of the Performance and Prospects of the Eocene Lower C Sands in Lake Block III”. Informe interno Shell.

DELGADILLO JOSÉ A. (2014) “Facies Sedimentarias asociadas a los parámetros de control estratigráfico durante el Eoceno Medio en el Bloque III del Lago de Maracaibo, Cuenca de Maracaibo. estado Zulia”. Tesis de Maestría UCV. 202 p.

DISCEPOLA P. *et. al.* (2010). “Estudio Sedimentológico y Bioestratigráfico del Yacimiento, Misoa C – Inferior, VLC -363, Campo Bachaquero - Centro, Bloque III, Cuenca del Lago de Maracaibo, Estado Zulia”. Informe Interno PDVSA 119 p.

DUNHAM, R.J. (1962) “Classification of carbonates rocks according to depositional texture”. *Classification of Carbonates Rocks – AAPG – Memoir 01*. pp 108 – 121.

EL PLANETA AZUL (2017) <https://jfblueplanet.blogspot.com/>

EL CICLO DE LAS ROCAS, (2017) <https://es.wikipedia.org/wiki/Roca>

EMBRY, A. F. & KLOVAN, J. E., (1971) “A late Devonian reef tract on north-eastern Banks island, N.W.T. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*. V19, pp 730 – 781.

ESCALONA, A., (2003) “Regional Tectonics, Sequence Stratigraphy and reservoir properties of Eocene clastic sedimentation, Maracaibo Basin, Venezuela” Ph.D. dissertation, University of Texas at Austin, Austin, Texas, 222p.

ESCALONA, A. & MANN P., (2006) “Sequence-stratigraphic analysis of Eocene clastic foreland basin deposits in central Lake Maracaibo using high-resolution well correlation and 3D seismic data” *AAPG Bulletin*, v. 90 No. 4, pp 581 – 623.

ESTUDIOS INTEGRADOS DE YACIMIENTOS PDVSA OCCIDENTE (2008). “Somatimiento De Reservas Del Prospecto C-6-X.121, Mediante La Recompletación Del Pozo BA2015, Área Suroeste, U.E. Bachaquero Lago”. Informe interno PDVSA, 82 p

FLÜGEL ERIK; (2004) “Microfacies of Carbonates Rocks” Springer Edt. Berlin – Alemania, 970 p.

FUENMAYOR, A., (1986) “Manual de Foraminíferos de la Cuenca de Maracaibo” Informe interno MARAVEN, 191 p.

GALLOWAY W. E. (1989) "Genetic Stratigraphic Sequences in Basin Analysis. I Architecture and genesis of flooding – surface bounded depositional units" AAPG Bulletin, Vol. 73, pp. 125 – 142.

GAMERO DE VILLARROEL, E. *et al.* (1997) "Estudio Sedimentológico del Eoceno B, área VLC-100/949, Bloque III". Informe Interno PDVSA, 95 p.

GERMERAAD, J & DE HAAN, R. (1964). "Palynological contributions to the stratigraphy, paleogeography and climatology of the uppermost Cretaceous, Tertiary and Quaternary of Venezuela." Shell internal report EP-32765 (MARAVEN EPC-4.183)

GONZÁLEZ BRACHO KLEIDY & HERNÁNDEZ ROJAS DAISY (1999) "Estudio Convencional Yacimiento C-Superior Área VLC-881, Bloque III Lago de Maracaibo". Informe Interno PDVSA, 75 p.

HALLSWORTH, C. R. & O'B KNOX, R. W., (1999) "BGS Rock Classification Scheme Volume 3, Classification of sediments and sedimentary rocks", British Geological Survey – Research Report Number RR 99 – 03, 44 p.

HUNT, D. & TUCKER, M. E. (1992) "Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems track: deposition during base level fall" Sedimentary Geology, Vol 81, pp 1 - 9.

HALLSWORTH, C. R. & O'B KNOX, R. W., (1999) "BGS Rock Classification Scheme Volume 3, Classification of sediments and sedimentary rocks", British Geological Survey – Research Report Number RR 99 – 03, 44 p.

INGLE, JAMES Jr. (1980) "Cenozoic Paleobathymetry and depositional History of Selected Sequence within the Southern California Continental Bordeland". Department of Geology – Stanford University, Cushman Foundation Special Publication N° 19 – Memorial of Orville L. Bandy, pp 163 – 195.

JAN DU CHÊNE, R. E. (1987) "Dinoflagellates. (In: Contribution of micropaleontology (foraminifera, ostracods, dinoflagellates) to the stratigraphical and paleoecological knowledge of the Formation des Madeleines (Danian of Senegal) by de Klasz et al), Cahiers de Micropaléontologie, Nouvelle série, Vol. 2, pp 5 – 27.

KAMINSKI, M. & GRADSTEIN FELIX (2005) "Atlas of Paleogene Cosmopolitan Deep-water Agglutinated Foraminifera". Edited by Grzybowski Foundation. pp 202.

KLEIN, C., & HULBURT C. K., (2000) "Manual de Mineralogía – Basado en la obra de J. D. Dana" 4° Edición, Editorial Reverte, 350 p.

LONGMAN, M. W. (1982) "Carbonate Diagenesis as a Control on Stratigraphic Traps". AAPG Educational Course Note Series 21, p. 159.

LUGO, J., (1991) "Cretaceous to Neogene tectonic control on sedimentation: Maracaibo Basin, Venezuela" Ph.D. dissertation. University of Texas at Austin, Austin, Texas, 219p.

- LUGO, J. (1997) “Curso de Análisis Secuencial Estratigráfico” Documento Inédito - Lagoven S.A.
- MAHMOUDI, M., (2014) “Taller de Sedimentología” Beicip – Franlab, Puerto La Cruz – Venezuela.
- MANN, P., GAHAGAN, L. & GORDON M., (2003) “Tectonic setting of the world’s giant oil fields” en M. Halbouty, Editors, ed., Giant oil and gas field of the decade 1990 – 1999. AAPG Memoir 78, pp 15 – 105.
- MANN, P., ESCALONA A. Y CASTILLO, M. V. (2006) “Regional Geologic and Tectonic Setting of the Maracaibo Supergiant Basin, Western Venezuela” AAPG Bulletin, V. 90, No. 4 (April 2006), pp. 445–477.
- MÁRQUEZ X. & AZPIRITXAGA I. (1997) “Yacimientos Diagenéticos: Facies de Oolitas de la Formación Guasare, Bloque III, Lago de Maracaibo” Memorias del I Congreso Latinoamericano de Sedimentología, Tomo II, pp 37 – 44.
- MÉNDEZ BAAMONDE JOSÉ (2009) “Carbonátos, Origen y Sedimentación”; Facultad de Ciencias de la Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela, p 270.
- MONTILLA FRANKLIN (1986). “Venezuela, Lake Block III, Eocene Lower C: Reservoir Engineering Study”. Informe Interno Maraven
- MOUNT JEFFREY (1985) “Mixed Siliciclastic and carbonate sediments: a proposed first – order textural and compositional classification” Sedimentology – Vol. 32, 435 – 442.
- MULLER, J., DI GIACOMO, E and VAN ERVE, A. (1987). “A Palynological Zonation for the Cretaceous, Tertiary and Quaternary of Northern South America”. American Association of Stratigraphic Palynologists, Contribution Series Num. 19, pp. 7-76.
- NICHOLS, GARY. (2009) “Sedimentology and Stratigraphy”, Second Edition, Wiley – Blackweel, 419 p.
- OGG, J. G., OGG, G., Grandstein, F. M. (2008) “The Concise Geologic Time Scale”, Cambridge University Press, p. 177.
- PARNAUD, F. *et. al.*; (1995) “Stratigraphic Synthesis of Western Venezuela” American Association of Petroleum Geologist (AAPG) Memoir 62, pp 681 – 698.
- PEMBERTON, S. G. & Wightman D. M. (1992) “Ichnological Characteristics of brackish water deposits” Icnología y sus aplicaciones en la industria petrolera, CIED – PDVSA
- PEMBERTON, S. George. & McEachern James A., (1997) “Applied Ichnology Short Course – The use of trace fossils in Sequence Stratigraphy, Exploration and Production Geology” Documento Inédito para PDVSA, 274 p.
- PERFILES DE RAYOS GAMMA (2014) <http://www.lizneg.net/>.

- PETTIJOHN, E.; P. POTTER y R. SIEVER (1972). "Sand and Sandstone". Springer-Verlag, New York-Heidelberg-Berlín. 618 p.
- PINTO *et. al.*; (2009) "Geología Sedimentaria de la sucesión Barremiense – Cenomaniense, Grupo Cogollo – Basal La Luna, en la región central de la cuenca de Maracaibo"; Informe interno PDVSA, numero INT – 13031,2009. 172 p.
- POSAMENTIER, H. G. & VAIL, P. R. (1988) "Eustatic control in clastic deposition II – sequences and systems track model" In Sea Level Changes – An Integrated Approach, SEPM Special Publication 42. (C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross and J.C. Van Wagoner, Editors), pp. 125 – 154.
- REINECK, H. E. & SINGH I. B. (1975) "Sedimentary Enviroments and Facies. Blackwell Scientific Publications. Oxford London, p. 557.
- RODRÍGUEZ, A. (1986). "Características Sedimentológicas del Eoceno C-455 en el Pozo VLC-812, Bloque III, Lago de Maracaibo y su Relación con la Exploración y Producción". Maraven S. A. Informe Interno. EPC-10227. 26 p.
- RULL, V. (1994) "Palinoestratigrafía del Eoceno Temprano y Medio, Bloque Centro Lago" (Lagoven) Maraven, S.A. Departamento de Exploración. Unidad de Servicios Geológicos Especializados. Palinología. Caracas. EPC-13548.
- RULL, V. (1999a) "Sequence analysis of Western Venezuelan Cretaceous to Eocene sediments using palynology: Chrono-paleoenvironmental and paleovegetational approaches: Discussion and reply. Reply". Palynology, pp 79 – 90.
- RULL, V. (1999b) "Palaeofloristic and palaeovegetational changes across the Paleocene/Eocene boundary in northern South America Review of Palaeobotany and Palynology". Palynology, pp 83 – 95.
- RULL, V (2000). "Ecostratigraphic study of Paleocene and Early Eocene palynological cyclicity in northern South America." Palaios, pp 14 – 24.
- RULL, V (2001) "A quantitative palynological record from the Early Miocene of western Venezuela, with emphasis on mangroves", 2001 Palynology, pp 109 – 126.
- SÁNCHEZ, NÉSTOR; BELLO, ANA; ROJAS, LUÍS. (1998). "Estudio Integrado del Yacimiento Eoceno C Inferior VLC-363 Arenas C455/60 Bloque III Lago de Maracaibo". Informe Interno PDVSA, 158 p.
- SANDOVAL M. E. (2000) "Diagénesis de Areniscas". Universidad Central de Venezuela. CDCH – UCV. Caracas Venezuela. 412 p.
- SARJEANT *et. al.* (1967) "WAS / The stratigraphical distribution of fossil dinoflagellates" 1967.
- SCASSO, R. A. & LIMARINO C. O.,(1997) "Petrología y Diagénesis de rocas clásticas" Asociación Argentina de Sedimentología.

- SCHLUMBERGER (1997) WEC Venezuela 1997. Geología de Venezuela. Caracas.
- SCHLUMBERGER (2017) <http://www.glossary.oilfield.slb.com/>
- SCHOLLE P. A. & ULLMER – SCHOLLE D. S. (2003) “A color guide to the petrography of carbonate rocks: Grains, Texture, Porosity and Diagenesis” AAPG Memoir 77, p. 459.
- SEQUENCE STRATIGRAPHY - Clastic Sequence Stratigraphic Hierarchies (2001) http://www.seddepseq.co.uk/SEQ_STRAT/
- SIBLEY, D. F. & GREGG J. M., (1987) “Classification of Dolomites Textures” Journal of Sedimentary Petrology Vol. 57, 957 – 965 pp.
- SIMUPET, C.A. – INGENIEROS & ASOCIADOS (1995), “Estudio de los Yacimientos arena Eoceno C-Superior Bloque III”. Informe interno para PDVSA
- SNEIDER, & SNEIDER, *et. al.*, (1996). “Eoceno "C" Integrated Reservoir Study VLC-363, Block III, Lake Maracaibo, Venezuela”, Informe Interno para PDVSA (EPC-13997)
- SOCIETY FOR SEDIMENTARY GEOLOGY (2015) SEPM <http://www.sepmstrata.org/page.aspx?pageid=229>.
- SURDAM, R., CROSSEY, L., HAGEN, E. y HEASER, H. (1989). “Organic inorganic interactions and sandstone diagenesis”. AAPG, Bulletin. 73(1), pp 1-23.
- TUCKER M., WRIGHT V. P., DICKSON J. A. D.; (2006) “Carbonate Sedimentology”; Blackwell Science, Oxford – UK, 482p.
- VILLAMIL, T., (1999) “Campanian-Miocene tectonostratigraphy, depocenter evolution and basin development of Colombia and western Venezuela” Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Editorial Elsevier, Amsterdam 153(1-4): 239-275.
- WILLIAMS, G. L. & BUJAK J. P. (1985) “Mesozoic and Cenozoic dinoflagellates”. (In: Plankton Stratigraphy. H. M. Bolli et al, editor), Plankton Stratigraphy.(H. M. Bolli, J. A. Saunders and K. Perch-Nielsen, editors).Cambridge University Press, pp 847 - 964.
- WRIGHT, V. P. (1992) “A revised classification of Limestones” Sedimentary Geology, V.76, pp 177 – 185.
- YEPES O., (2001) “Maastrichtian – Danian Dinoflagellate cyst biostratigraphy from two equatorial sections in Colombia and Venezuela”, Palynology, pp 217 – 249.

ANEXOS