

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ESTUDIO SEDIMENTOLOGICO DE LAS CAPAS ROJAS EN EL ÁREA DE MACHETE, ESTADO GUARICO

Presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela
para optar al título de
Ingeniero Geólogo
Por el Bachiller **Elias E. Varela E.**

CARACAS, NOVIEMBRE DE 2004

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ESTUDIO SEDIMENTOLOGICO DE LAS CAPAS ROJAS EN EL ÁREA DE MACHETE, ESTADO GUARICO

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Maria Eugenia Sandoval
COTUTOR ACADÉMICO: Prof. Rafael Falcón

Presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela
para optar al título de
Ingeniero Geólogo
Por el Bachiller **Elias E. Varela E.**

CARACAS, NOVIEMBRE DE 2004

Trabajo Especial de Grado aprobado a nombre de la Universidad Central de Venezuela por el siguiente jurado calificador:

Prof. María Eugenia Sandoval, Tutor Académico.

Prof. Olga Rey. Jurado.

Prof. Paúl Romero. Jurado.

Varela, E. Elias, E.

ESTUDIO SEDIMENTOLOGICO DE LAS CAPAS ROJAS EN EL ÁREA DE MACHETE, ESTADO GUARICO

Tutor Académico: Prof. Maria Eugenia Sandoval. Cotutor Académico: Rafael Falcón. Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Ingeniería Geológica. 2004, 187 Pág.

Palabras Claves: Capas rojas, Sedimentología, Diagénesis, Machete, Cuenca Oriental, Faja Petrolífera del Orinoco, Formación Carrizal, Formación Ipire.

Resumen

El siguiente trabajo tiene como objetivo principal la caracterización sedimentológica de las capas rojas en 7 pozos pertenecientes a el área de Machete, en el estado Guárico, para lo cuales se determinaron los ambientes de sedimentación, grado diagenético, relaciones estratigráficas y potencial como roca yacimiento para las formaciones Carrizal e Ipire.

Para tal fin se realizó un estudio detallado de núcleos, ripios, análisis petrográficos y evaluación de procesos diagenéticos en secciones finas, curvas de soterramiento y tablas paragenéticas, caracterización mineralógica por difracción de rayos X, para roca total y fracción menor de dos micras para los pozos en estudio.

A partir de ello se definieron un total de 6 facies sedimentarias agrupadas en 6 asociaciones de facies en las cuales se interpretan ambientes que varían desde llanuras de marea hasta fluvial de energía alta a moderada. En las secuencias estudiadas se pudieron definir tres unidades informales, las dos primeras corresponden a la Formación Carrizal, siendo la unidad I considerablemente más lutítica que la unidad II (más arenosa) suprayacente. La unidad III en contacto discordante con la unidad II infrayacente, corresponde a la Formación Ipire y está caracterizada por conglomerados en la base y arenas de grano grueso a medio intercaladas con areniscas de grano fino a muy fino.

Se propone un ambiente de depositación para la Formación Carrizal, en el área de Machete, correspondiente a llanuras de mareas, con subambientes que varían desde zonas submareales, a zonas intermareales mixtas (*mixed flat*) y arenosas (*sand flat*), zonas supramareales y canales de marea.

De acuerdo a los procesos diagenéticos presentes, las curvas de soterramiento y las tablas paragenéticas se determinó una diagénesis profunda para la Formación Carrizal, con temperaturas aproximadas de 160° C, evidenciados por la formación de arcillas del tipo illita-esmectita.

La intensa cementación de óxidos de hierro, calcita, sílice y dolomita observados en la Formación Carrizal, han reducido considerablemente la porosidad original hasta valores estimados visualmente cercanos al 1%, lo que reduce considerablemente el

potencial de estas rocas como posible yacimiento. Del mismo modo la intensa oxidación y los valores tan bajos de Carbono Orgánico Total (0.13%) reportados por GOSH *et. al.*, 1983, descartan esta a formación como posible roca madre.

Para la Formación Ipire en el área de Machete, se propone un ambiente depositacional fluvial de energía alta a moderada. El ortoconglomerado polimítico encontrado hacia la base de la secuencia (pozo MCH 7-12X) pudiera indicar la reactivación del Graben de Espino durante el Jurásico Medio a Tardío y los clastos angulares dentro de este conglomerado pertenecientes a la Formación Carrizal indica la canibalización de la cuenca en un ambiente fluvial de alta energía y escaso transporte. El paso transicional del conglomerado a areniscas de granos gruesos a medios y las areniscas de granos finos a muy finos, hacia el tope de la secuencia, indican una reducción en la energía de alta a moderada debido a la reducción de la pendiente en los sistemas fluviales, esto debido a la colmatación progresiva de la cuenca.

De acuerdo a los procesos diagenéticos presentes, las curvas de soterramiento y la secuencias paragenéticas, se determino un grado de diagenésis intermedia para la Formación Ipire, con temperaturas aproximadas de 95° C, evidenciado por la alteración y disolución de feldespatos a minerales de arcilla y la alteración de cloritas.

DEDICATORIA

A mis padres, a mi hermano y sobre todo a
ti ATA...

"No estudio por saber mas, sino por ignorar menos"
Sor Juana Inés de la Cruz.

CONTENIDO GENERAL

RESUMEN.....	III
DEDICATORIA.....	V
PENSAMIENTO.....	VI
CONTENIDO GENERAL.....	VII
INDICE DE FIGURAS.....	XII
INDICE DE TABLAS.....	XIV
INDICE DE FOTOS.....	XVI
INDICE DE ANEXOS.....	XXII

Capítulo I. INTRODUCCIÓN

	Pág
1.1. Contribución original.....	1
1.2. Objetivos y alcance del trabajo.....	1
1.3. Ubicación del área de estudio.....	2
1.4. Metodología.....	4
1.4.1. Revisión bibliográfica y recopilación de datos...	4
1.4.2. Descripción de los núcleos.....	4
1.4.3. Descripción de los Ripios.....	5
1.4.4. Difracción de rayos X.....	6
1.4.5. Descripción petrográfica.....	8
1.4.6- Elaboración de columnas y mapas.....	9
1.4.7- Determinación de espesores erosionados.....	10
1.4.8- Elaboración de curvas de soterramiento.....	11
1.5. Trabajos previos.....	12
1.6. Agradecimientos.....	16

Capítulo II. GEOLOGÍA REGIONAL

2.1. Cuenca Oriental De Venezuela.....	18
2.1.1. Introducción.....	18
2.2- Marco tectonoestratigráfico de la Cuenca Oriental.....	18
2.2.1- Episodio Rift.....	19
2.2.2- Episodio Margen Pasivo.....	19
2.2.3- Episodio Margen Activo.....	21
2.3- Tectónica de la faja petrolífera del Orinoco.....	25
2.4- Evolución tectónica-estructural del Área de Machete.....	28
2.4.1- Basamento Ígneo-metamórfico.....	28
2.4.2- Discordancia post-Paleozoica.....	29
2.4.3- Discordancia terciaria.....	30
2.4.4- Chaguaramas Basal (Arena C-39 de Corpoven)..	32

Capítulo III. ESTRUCTURA Y ESTRATIGRAFÍA DE LOS POZOS

3.1. Introducción.....	33
3.2. Estructuras.....	33
3.2.1. Geología estructural del área.....	33
3.2.2. Generalidades.....	33
3.3. Geología estructural de los pozo.....	37
3.3.1. Pozo MCH 3-2X.....	37
3.3.2. Pozo MCH 6-3X.....	38
3.3.3. Pozo MCH 6-4X.....	38
3.3.4. Pozo MCH 7-8X.....	39
3.3.5. Pozo MCH 7-12X.....	40
3.3.6. Pozo MCH 8-5X.....	40
3.3.7. Pozo MCH 12-4X.....	42
3.4. Estratigrafía.....	42
3.4.1. Generalidades.....	42
3.4.2. Estratigrafía general del área.....	43
3.4.3. Estratigrafía de los pozos.....	50

Capítulo IV MARCO TEÓRICO

4.1. Capas Rojas.....	52
4.1.1. Introducción.....	52
4.2. Origen de la coloración roja.....	52
4.3. Ambientes depositacionales de capas marrones y rojas.....	55
4.4. Clasificación de las capas rojas Continentales.....	56
4.4.1. Clasificaciones previas.....	56
4.4.2. Clasificación de la capas rojas según TURNER, 1998.....	57
4.5. Capas rojas en Venezuela.....	58

Capítulo V RESULTADOS

5.1. Sedimentología y estratigrafía.....	69
5.1.1. Facies 1a.....	70
5.1.2. Facies 1b.....	77
5.1.3. Facies 1c.....	80
5.1.4. Facies 2a.....	84
5.1.5. Facies 2b.....	91
5.1.6. Facies 3.....	96
5.2. Estructuras sedimentarias.....	102
5.2.1. Laminación paralela.....	103
5.2.2. Laminación ondulada.....	104
5.2.3. Laminación convoluta.....	105

5.2.4. Laminación cruzada.....	105
5.2.5. Rizaduras.....	106
5.3. Asociación de facies.....	109
5.3.1. Asociación de facies A.....	109
5.3.2. Asociación de facies B.....	110
5.3.3. Asociación de facies C.....	113
5.3.4. Asociación de facies D.....	115
5.3.5. Asociación de facies E.....	117
5.3.6. Asociación de facies F.....	119
5.4. Definición de unidades.....	120
5.4.1. Pozo MCH 3-2X.....	121
5.4.2. Pozo MCH 6-3X.....	121
5.4.3. Pozo MCH 6-4X.....	121
5.4.4. Pozo MCH 7-8X.....	121
5.4.5. Pozo MCH 7-12X.....	122
5.4.6. Pozo MCH 8-5X.....	122
5.4.7. Pozo MCH 12-4X.....	123
5.5. Espesores erosionados.....	130
5.5.1. Pozo MCH 3-2X.....	130
5.5.2. Pozo MCH 6-3X.....	132
5.5.3. Pozo MCH 6-4X.....	132
5.5.4. Pozo MCH 7-8X.....	134
5.5.5. Pozo MCH 7-12X.....	134
5.5.6. Pozo MCH 8-5X.....	136
5.5.7. Pozo MCH 12-4X.....	136
5.6. Elaboración de los mapas de topes e isopacos.....	138

Capítulo VI ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS

6.1. Interpretación ambiental.....	139
6.2. Edad.....	149
6.2.1. Edad de la Formación Carrizal.....	149
6.2.2. Edad de la Formación Ipire.....	151
6.3. Diagénesis.....	152
6.3.1. Generalidades.....	152
6.3.2. Diagénesis y paragénesis de la Formación Carrizal.....	152
6.3.3. Diagénesis y paragénesis de la Formación Ipire..	169
6.4. Potencial como roca yacimiento.....	173

Capítulo VII CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

7.1. Conclusiones.....	174
7.2. Recomendaciones.....	177

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	179
APÉNDICES	
ANEXOS	

INDICE DE FIGURAS

CAPITULO I

Figura 1.1	Mapa de ubicación del campo Machete.....	Pág. 3
------------	--	-----------

CAPITULO II

Figura 2.1	Ubicación de la Cuenca Oriental de Venezuela.....	19
Figura 2.2.	Desarrollo del norte y sur del área Caribeña durante el Jurásico Tardío y Paleoceno Tardío.....	20
Figura 2.3.	Tipos de Cuencas Oceánicas desde el Aptiense al Cretácico Tardío.....	22
Figura 2.4.	Desarrollo del borde sur del Caribe durante el Eoceno Medio al Presente.....	24
Figura 2.5.	Mapa generalizado que ilustra los rasgos estructurales de la Cuenca Oriental de Venezuela.....	26
Figura 2.6.	Configuración estructural esquemática de la Faja Petrolífera del Orinoco.....	28
Figura 2.7.	Posición relativa de las discordancias en el Área de Machete...	29
Figura 2.8.	Corte diagramático del Alto de Machete.....	31

CAPITULO III

Figura 3.1	Corte Esquemático Del Graben De Espino.....	35
Figura 3.2	Corte NO-SE del Graben de Espino.....	36
Figura 3.3	Sección Sísmica del Pozo MCH 7-8X.....	39
Figura 3.4	Sección Sísmica del Pozo MCH 8-5X.....	41
Figura 3.5	Secuencias perforadas y topes encontrados en los pozos estudiados.....	51

CAPITULO IV

Figura 4.1	Mapa Capas Rojas Durante El Cenozoico.....	61
Figura 4.2	Mapa Capas Rojas Durante El Cenozoico (Cont.).....	62
Figura 4.3	Mapa Capas Rojas Durante El Mesozoico.....	64
Figura 4.4	Mapa Capas Rojas Durante El Paleozoico.....	66
Figura 4.5	Mapa Capas Rojas Durante El Proterozoico.....	68

CAPITULO V

Figura 5.1	Litologías pertenecientes a las facies 1a, 1b, 1c, 2a, 2b, 3.....	107
Figura 5.2	Proporción arena-lutita observada en los ripios de los pozos MCH 3-2X, MCH 6-4X, MCH 7-8X, MCH 7-12X y MCH 8-5X.....	108

Figura 5.3	Asociación de facies A para los pozos MCH 6-3X y MCH 12-4X.....	110
Figura 5.4	Asociación de facies B para los pozos MCH 12-4X y MCH 6-4X.....	112
Figura 5.5	Asociación de facies C para los pozos MCH 3-2X y MCH 8-5X.....	114
Figura 5.6	Asociación de facies D para los pozos MCH 3-2X y MCH 7-8X.....	117
Figura 5.7	Asociación de facies E para los pozos MCH 7-8X y MCH 7-12X.....	119
Figura 5.8	Asociación de facies F para el pozo MCH 7-12X.....	120
Figura 5.9	Unidad I y II en los pozos MCH 3-2X y MCH 6-3X.....	124
Figura 5.10	Unidad I y II en los pozos MCH 6-4X y MCH 7-8X.....	125
Figura 5.11	Unidades I y II en los pozos MCH 7-12X y MCH 8-5X (Intervalo 4800'-6950').....	126
Figura 5.12	Unidad I y II en el pozo MCH 8-5X Izq intervalo 6951'-9051', Der intervalo 9051'- 11300'.....	127
Figura 5.13	Unidad I y II en el pozo MCH 8-5X Izq intervalo 11300'-13500', Der intervalo 13500'- 15000'.....	128
Figura 5.14	Unidad I en el pozo MCH 12-4X.....	129
Figura 5.15	Perfil sísmico con las discordancias interpretadas y líneas de tendencia en el pozo MCH 3-2X.....	131
Figura 5.16	Perfil sísmico con las discordancias interpretadas y líneas de tendencia en los pozos MCH 6-3X y MCH 6-4X.....	133
Figura 5.17	Perfil sísmico con las discordancias interpretadas y líneas de tendencia. En los pozos MCH 7-8X y MCH 7-12X.....	135
Figura 5.18	Perfil sísmico con las discordancias interpretadas y líneas de tendencia en los pozos MCH 8-5X y MCH 12-4X.....	137

CAPITULO VI

Figura 6.1	Bloque diagramático de los subambientes en las llanuras de marea.....	140
Figura 6.2	Bloque diagramático de los subambientes en las llanuras de marea, mostrando las diferentes estructuras sedimentarias encontradas en cada uno de los núcleos de los pozos en estudio.....	142
Figura 6.3	Diagrama sinóptico ilustrando el icnofósil Teichichnus, perteneciente a la icnofacies Cruziana en el pozo MCH 12-4X.....	144
Figura 6.4	Bloque diagramático de un sistema fluvial de alta energía (bed-load) b: Bloque diagramático de un sistema fluvial de energía moderada (mixed load) y posible ubicación de las asociaciones de facies D y E.....	146

Figura 6.5	Sucesión ideal formada por la superposición de una secuencia transgresiva y otra regresiva en ambientes de llanuras de mareas.....	147
Figura 6.6	Respuesta de sistemas fluviales de energía moderada (mixed load) a levantamiento y subsidencia, a partir de ensayos experimentales (Ouchi, 1985); la escala de tiempo corre de tope a base.....	148
Figura 6.7	Distribución estratigráfica de los subgrupos de acritarcos encontrados en la Formación Carrizal.....	150
Figura 6.8	Algunas de las especies encontradas en la Formación Carrizal..	150
Figura 6.9	Secuencia paragenética de la formación Carrizal.....	153
Figura 6.10	Curvas de soterramientos para los pozos MCH 3-2X, MCH 6-3X, MCH 6-4X y MCH 12-4X.....	154
Figura 6.11	Curvas de soterramientos para el pozo MCH 8-5X.....	155
Figura 6.12	Curvas de soterramientos para los pozos MCH 7-8X, MCH 7-12X.....	156
Figura 6.13	Secuencia paragenética de la Unidad II, Formación Ipire.....	170

INDICE DE TABLAS

CAPITULO I

	Pág.
Tabla 1.1 Intervalos de núcleos estudiados.....	4
Tabla 1.2. Intervalo de ripios estudiados.....	6
Tabla 1.3. Muestras analizadas a través del método de difracción de rayos X.....	7
Tabla 1.4. Total de secciones finas elaboradas por pozo.....	8

CAPITULO III

Tabla 3.1 Tabla de correlación estratigráfica.....	43
--	----

CAPITULO IV

Tabla 4.1 Distribución de algunas de las capas rojas en Venezuela.....	59
Tabla 4.2 Capas rojas en Venezuela durante el Cenozoico.....	60
Tabla 4.3 Capas rojas en Venezuela durante el Mesozoico.....	63
Tabla 4.4 Capas rojas en Venezuela durante el Paleozoico.....	65
Tabla 4.5 Capas rojas en Venezuela durante el Proterozoico.....	67

CAPITULO V

Tabla 5.1 Nomenclatura para las facies definidas en ripios y núcleos..	69
Tabla 5.2 Composición de la facies 1a.....	71
Tabla 5.3 Análisis mineralógico por difractometría de rayos x (semicuantitativo) para la facies 1a.....	75
Tabla 5.4 Composición de la facies 1b.....	77
Tabla 5.5.1 Análisis mineralógico por difractometría de rayos x (semicuantitativo) roca total para la facies 1b.....	78
Tabla 5.5.2 Análisis mineralógico por difractometría de rayos x (semicuantitativo) fracción menor de 2 micras para la facies 1b.....	80
Tabla 5.6 Composición de la facies 1c.....	80
Tabla 5.7 Análisis mineralógico por difractometría de rayos x (semicuantitativo) fracción menor de 2 micras para la facies 1b.....	84
Tabla 5.8 Composición de la facies 2a.....	85
Tabla 5.9.1 Análisis mineralógico por difractometría de rayos x (semicuantitativo) para la facies 2a.....	90
Tabla 5.9.2 Análisis mineralógico por difractometría de rayos x (semicuantitativo) fracción menor de 2 micras la facies 2a..	90

Tabla 5.10	Composición de la facies 2b.....	92
Tabla 5.11.1	Análisis mineralógico por difracción de rayos x (semicuantitativo) roca total para la facies 2b.....	95
Tabla 5.11.2	Análisis mineralógico por difracción de rayos x (semicuantitativo) fracción menor de 2 micras para la facies 2b.....	95
Tabla 5.12	Composición de la facies 3.....	97
Tabla 5.13.1	Análisis mineralógico por difracción de rayos x (semicuantitativo) roca total para la facies 3.....	102
Tabla 5.13.2	Análisis mineralógico por difracción de rayos x (semicuantitativo) fracción menor de 2 micras para la facies 3.....	102
Tabla 5.14	Intervalos donde se encuentran presentes la laminación paralela.....	104
Tabla 5.15	Intervalo donde se encuentra presente la laminación convoluta.....	106
Tabla 5.16	Asociación de facies C para el intervalo 9025’-15000’ en el pozo MCH 8-5X.....	115
Tabla 5.17	Asociación de facies D para el pozo MCH 8-5X.....	117
Tabla 5.18	Edad, Topes, espesores y espesores erosionados calculados para el pozo MCH 3-2X.....	130
Tabla 5.19	Edad, Topes, espesores y espesores erosionados calculados para el pozo MCH 6-3X.....	132
Tabla 5.20	Edad, Topes, espesores y espesores erosionados calculados para el pozo MCH 6-4X.....	132
Tabla 5.21	Edad, Topes, espesores y espesores erosionados calculados para el pozo MCH 7-8X.....	134
Tabla 5.22	Edad, Topes, espesores y espesores erosionados calculados para el pozo MCH 7-12X.....	134
Tabla 5.23	Edad, Topes, espesores y espesores erosionados calculados para el pozo MCH 8-5X.....	136
Tabla 5.24	Edad, Topes, espesores y espesores erosionados calculados para el pozo MCH 12-4X.....	136
Tabla 5.25	Tabla de topes de la Formación Carrizal y espesores de la secuencia Precretácio-PostCarrizal en el área de Machete...	138

CAPITULO VI

Tabla 6.1	Palinoflora presente en el pozo NZZ-108X (profundidad 8330’), edad Jurásico Tardío.....	150
-----------	--	-----

INDICE DE FOTOS

CAPITULO V

	Pág.
Lamina 1	73
a Núcleo del pozo MCH 6-3X, profundidad 2894'-2996',11'. Caja 2/2. Fracturas rellenas de cemento carbonático, y cambio de coloración producto de los diferentes niveles de oxidación.	
b Superior: Ripios pertenecientes a la facie 1a en el Pozo MCH 6-4X, intervalo 3180'-3270'. Inferior: Núcleo del pozo MCH 6-4X, profundidad 3442'-3444',3''. Se puede observar la variación en los niveles de clorita a lo largo del núcleo.	
c Núcleo del pozo MCH 7-8X, profundidad, 4924',3'' Facie 1a, intercalada con la facie 1b, formando laminaciones paralelas.	
d Núcleo del pozo MCH 7-8X, profundidad 4925'-4925',6''. Caja 11. Fracturas rellenas de barita (Color Marrón) y fracturas rellenas de cuarzo (Color blanco).	
Lamina 2	74
a Superior: Ripios pertenecientes a la facie 1a en el pozo MCH 8-5X intervalo 5010'-5160'. Inferior: Núcleo del pozo MCH 8-5X, profundidad 10427'-10429'. Facie 1a.	
b Núcleo del pozo MCH 12-4X. Profundidad 2267'. Detalle de la laminación ondulada, también se observa laminación paralela perturbada por las bioturbaciones y traza fósil teichichnus.	
c Núcleo del pozo MCH 12-4X, profundidad, 2258'. Caja 7. Detalle de los dos sistemas de fracturas, uno horizontal relleno de cemento carbonático y otro vertical más antiguo por encontrarse cortando al anterior.	
Lamina 3	76
a Arcilita limosa en el pozo MCH 6-3X, profundidad 2892'. Fractura rellena de cemento de cuarzo microcristalino, calcita y hematita.	
b Waca feldespática en el pozo MCH 6-4X, profundidad 3458',3''. Se observa reemplazo parcial de pirita a hematita.	
c Arcilita en el pozo MCH 6-4X, profundidad: 3452'. Cemento de Goetita enmascarando la Matriz.	
d Arcilita limosa en el pozo MCH 7-8X, profundidad 4920'. Se observan clastos limosos elipsoidales.	
e Arcilita limosa, pozo MCH 8-5X, profundidad 12020'-12030' (2). Se observan fracturas rellenas de cemento de cuarzo monocristalino.	
f Arcilita limosa en el pozo MCH 7-8X Profundidad:	

	4918',6''. Se observa cementación de calcita, minerales de arcilla y minerales opacos.	
	a IZQ: Núcleo en el pozo MCH 6-3X intervalo 2891-2892'. DER: Fotomicrografía del pozo MCH 6-3X. Profundidad 2891'. Se observa los tres diferentes tipos de cementos, cuarzo microcristalino como relleno de fracturas y siderita y hematita como relleno de poros.	
	b Limolita arcillosa en el pozo MCH 6-3X. Profundidad 2891'. Se observa detalle del cemento de cuarzo microcristalino como relleno de fracturas y cemento de hematita como relleno de poros.	
Lamina 4	c Limonita arcillosa en una sección fina de ripios en el pozo MCH 3-2X. Profundidad: 5910'-5920'. Se observan granos de cuarzo subredondeados, tamaño limo, del tipo monocristalino plutónico y minerales de arcilla (Ilita).	79
	d Núcleo del pozo MCH 7-8X intervalo 4920'-4922'. Se observa la intercalación de las facies 1a y 1b formando laminaciones paralelas.	
	e Limonita arcillosa en una sección fina de ripios en el pozo MCH 7-12X Profundidad: 3630'. Se observa granos subangulares de cuarzo monocristalino plutónico y minerales de arcilla.	
	f Limonita en una sección fina del núcleo del pozo MCH 8-5X Profundidad: 10428',3".	
	a Lodolita arcillosa en el pozo MCH 7-8X, profundidad 4916',4''. Se observan los granos sugangulares de cuarzo, la cementación de calcita y minerales opacos (Pitita).	
Lamina 5	b Lodolita limosa en el pozo MCH 7-8X Profundidad: 4924',6''. Se observa cuarzo subredondeados tamaño limo, del tipo monocristalino plutónico y cementación de calcita como relleno de fracturas.	83
	c Lodolita arcillosa en el pozo MCH 7-8X Profundidad: 4916',4''. Se observa alineación de minerales opacos, cementación de calcita y cuarzo del tipo monocristalino plutónico.	
Lamina 6	a Izquierda: Núcleo en el pozo MCH 8-5X, profundidad 10411'-10415', Derecha Sup: detalle de las estructuras sedimentarias (Laminación Convoluta) prof 10412',2'', Derecha inf: Detalle de la laminación paralela, prof 10416',5''.	86
	b Núcleo en el pozo MCH 7-8X profundidad 4924',3''. Se observa la intercalación de las facie 1 b con la facie 2a.	

	c	Núcleo en el pozo MCH 3-2X, profundidad 6045'-6049'. Se observan las litologías presentes en las facies 2a (Areniscas de grano fino a muy fino) y 2b (areniscas de grano medio a grueso).	
	a	Ripios correspondientes a la facies 2a en el pozo MCH 3-2X.	87
Lamina 7	b	Ripios correspondientes a la facies 2a en el pozo MCH 6-4X.	
	c	Ripios correspondientes a la facies 2a en el pozo MCH 7-12X.	
	d	Ripios correspondientes a la facies 2a en el pozo MCH 8-5X.	
	a	Arenisca feldespática en el pozo MCH 3-2X, profundidad: 6048',2". Derecha: Nícoles paralelos, Izq: Nícoles cruzados. Se observa fragmentos de rocas, granos subredondeados de cuarzo policristalino plutónico y cementación de hematita como relleno de poros.	
Lamina 8	b	Grauwaca feldespática en el pozo MCH 6-4X, profundidad: 3458',3". Se observa cementación de hematita enmascarando parcialmente la matriz.	88
	c	Arenisca cuarzosa en el pozo MCH 7-8X, profundidad: 4925',3". Se observa cuarzos subredondeados del tipo monocristalino plutónico y de minerales de arcilla tipo illita.	
	a	Arenisca cuarzosa. en el pozo MCH 8-5X, prof 10416',2''. Se observa deformación de micas (Muscovita), granos subredondeados de cuarzo policristalino plutónico y cementación de hematita como relleno de poros.	
	b	Arenisca lítica en el pozo MCH 8-5X, prof 10411',2''. Se observa fragmentos de rocas sedimentarias (Flecha), cuarzos subredondeados del tipo monocristalino plutónico y plagioclasas alteradas.	89
Lamina 9	c	Arenisca subarcósica en el pozo MCH 8-5X, prof 10420'. Se observa cementación de hematita como relleno de poros, cuarzos subredondeados del tipo monocristalino plutónico.	
	d	Arenisca subarcósica en el pozo MCH 8-5X, prof 10423',2''. Se observa cementación de calcita como relleno de poros.	
Lamina 10	a	Núcleo en el pozo MCH 8-5X, profundidad 10421'-10423'. Izq: Detalles de las estructuras sedimentarias presentes en el núcleo, Sup: Laminación cruzada	93

	profundidad 10422',1'', inf: laminación paralela profundidad 10422',9''.	
	b Arenisca lítica en el pozo MCH 3-2X. Profundidad: 6052',1". Se Observa alteración de feldespatos (plagioclasa) a minerales de arcilla.	
	c Arenisca lítica en el pozo MCH 3-2X Profundidad: 6052',1". Se Observa fragmentos de rocas volcánicas, cuarzo del tipo monocristalino plutónico con sobrecrecimientos de cuarzo en continuidad optica.	
	d Arenisca subarcósica en el pozo MCH 8-5X Profundidad: 10421',3". Se observan granos de cuarzo subangulares a subredondeados del tipo monocristalino plutónico y reemplazo parcial de calcita por dolomita (Dolomitización).	
	e Arenisca subarcósica en una sección fina de ripios en el pozo MCH 7-8X Profundidad: 3510'-.3540'. Se observan granos de cuarzo monocristalino plutónico subangulares así como también cementación de calcita y hematita como relleno de poros.	
Lamina 11	a DER: Arenisca lítica en una sección fina de ripios en el pozo MCH 8-5X, perteneciente a la facie 2d Profundidad: 5520'-.5550'. Se observa fragmentos de rocas, granos subredondeados de cuarzo monocristalino y cementación de calcita como relleno de poros en una arenisca lítica. IZQ: Detalle de la arenisca lítica.	94
	b DER: Arenisca lítica una sección fina de ripios en el pozo MCH 8-5X, perteneciente a la facie 2d Profundidad: 6990'- 7020'. Se observa fragmentos de rocas sedimentarias (Arcilitas y limolitas) en una arenisca lítica. IZQ: Detalle de la arenisca lítica	
	a Núcleo en el pozo MCH 7-12X, profundidad 4309'- 4641', cajas 1 a la 16. Se observa un ortoconglomerado polimíctico, compuestos por clastos de 1mm a 6 cm de ancho.	
Lamina 12	b Ripios en el pozo MCH 7-12X, intervalo 3570'-4360'. Facies 3.	99
	c Núcleo del pozo MCH 7-12X Profundidad: 4309',5''. Se observa gran cantidad de fragmentos de rocas sedimentarias (Arcilitas y limolitas).	
Lamina 13	a Arcilita limosa en el pozo MCH 7-12X Profundidad: 4657',10''. Cuarzo subredondeado del tipo monocristalino plutónico y minerales de arcilla (Ilita).	101
	b Arenisca arcósica en el pozo MCH 7-12X, profundidad 4333',10'', Se observa fragmentos de rocas volcánicas	

- (matriz afanítica), cuarzos subredondeados del tipo monocristalino plutónico y microclino.
- c Arenisca lítica en una sección fina de núcleo en el pozo MCH 7-12X, perteneciente a la facie 2d Profundidad: 4323',11". Se Observa fragmentos de rocas volcánicas, cuarzo del tipo monocristalino plutónico, cementación de calcita y hematita como relleno de fracturas.
 - d Arenisca lítica en una sección fina de núcleo en el pozo MCH 7-12X, perteneciente a la facie 2c. Profundidad: 4328',6". Se Observa granos subredondeados y subangulares de cuarzo monocristalino plutónico con cementación de hematita como relleno de poros.
 - e Waca cuarzosa en el pozo MCH 7-12X, profundidad: 4326',5'. Se observan fragmentos de rocas volcánicas, cuarzos ígneos volcánicos y plagioclasas con disolución parcial de los bordes.
 - f Arenisca cuarzosa en el pozo MCH 7-12X Profundidad:4317',10''. Se obseva plagioclasas alterando a minerales de arcilla, cuarzos monocristalinos plutónicos y minerales de arcilla tipo ilita.

CAPITULO VI

Fotografía 6.1	Deformación de granos dúctiles (Muscovita), en una arenisca cuarzosa. Perteneciente al pozo MCH 8-5X. Profundidad 10416',2''.....	158
Fotografía 6.2	Minerales de arcilla tipo caolinita pertenecientes a una limonita arcillosa en el pozo MCH 7-8X. Profundidad 4925',3''.....	158
Fotografía 6.3	Sobrecrecimiento de cuarzo en continuidad óptica y fragmento de roca volcánica, en una arenisca lítica en el pozo MCH 3-2X Profundidad: 6052',1".....	159
Fotografía 6.4	Sobrecrecimiento de feldespatos en continuidad óptica en una arenisca arcósica perteneciente al pozo MCH 3-2X, profundidad: 6052',1''.....	160
Fotografía 6.5	Intensa cementación de óxidos de hierro (Goetita), la cual se encuentra enmascarando la matriz. Arcilita en el pozo MCH 6-4X, profundidad: 3452'.....	160
Fotografía 6.6	Cementación de calcita en parches y fracturas rellenas de cemento de cuarzo microcristalino en una limonita arcillosa perteneciente al pozo MCH 6-3X. Profundidad 2891'.....	161
Fotografía 6.7	Reemplazo de calcita por cuarzo en una arenisca subarcósica en una sección fina de ripios en el pozo	

	MCH 3-2X Profundidad: 5925’-.5930’.....	162
Fotografía 6.8	Fractura rellada de cementos de calcita, hematita y cuarzo microcristalino, en una arcillita limosa en el pozo MCH 6-3X, profundidad 2892’.....	163
Fotografía 6.9	Se observa dos sistemas de fracturas F1 relleno de cuarzo y F2 relleno de calcita, en el núcleo del pozo MCH 12-4X, profundidad: 2262’.....	163
Fotografía 6.10	Empaquetamiento “mas apretado”, evidenciado por los contactos longitudinales y concavo-convexo en una arenisca cuarzosa en el pozo MCH 8-5X, profundidad 10416’.....	164
Fotografía 6.11	Muscovita alterando a illita, en una arenisca arcósica perteneciente al pozo MCH 7-12X.....	165
Fotografía 6.12	Alteración de plagioclasas y fragmentos de rocas volcánicas a minerales de arcillas (Ilita), en una waca cuarzosa en el pozo MCH 7-12X, profundidad: 4326',5''...	165
Fotografía 6.13	Alteración de un fragmento de roca volcánico a hematita en una arenisca surarcósica perteneciente al pozo MCH 3-2X, Profundidad 6052',2''.....	166
Fotografía 6.14	Reemplazo de calcita por dolomita (Dolomitización), en una arenisca subarcósica perteneciente al pozo MCH 8-5X, profundidad 10423',2''.....	166
Fotografía 6.15	Arcillas del tipo I/S y alteración de fragmentos de rocas volcánicas y microclinos en una arenisca arcósica perteneciente al pozo MCH 7-12X, profundidad 4333',10''.....	167
Fotografía 6.16	Alteración de cloritas en una arcillita perteneciente al pozo MCH 12-4X, profundidad 2246’.....	168
Fotografía 6.17	Cementación de calcita y hematita en una arenisca subarcósica en una sección fina de ripios en el pozo MCH 7-8X Profundidad: 3510’-.3540’.....	169
Fotografía 6.18	Cementación de calcita en una arenisca sublítica, perteneciente al pozo MCH 8-5X, profundidad 5190’-5220’.	171
Fotografía 6.19	Cementación de hematita en una arenisca sublítica, perteneciente al pozo MCH 8-5X, profundidad 5130’-5160’.	171

INDICE DE ANEXOS

Anexo 1	Análisis mineralógico por difracción de rayos x para roca total y fracción menor de 2 micras en el pozo MCH 3-2X
Anexo 2	Análisis mineralógico por difracción de rayos x para roca total y fracción menor de 2 micras en el pozo MCH 6-3X
Anexo 3	Análisis mineralógico por difracción de rayos x para roca total y fracción menor de 2 micras en el pozo MCH 6-4X
Anexo 4	Análisis mineralógico por difracción de rayos x para roca total y fracción menor de 2 micras en el pozo MCH 7-8X
Anexo 5	Análisis mineralógico por difracción de rayos x para roca total y fracción menor de 2 micras en el pozo MCH 7-12X
Anexo 6	Análisis mineralógico por difracción de rayos x para roca total y fracción menor de 2 micras en el pozo MCH 8-5X
Anexo 7	Análisis mineralógico por difracción de rayos x para roca total y fracción menor de 2 micras en el pozo MCH 12-4X
Anexo 8	Hoja petrográfica para los pozos MCH 3-2X, MCH 6-3X, MCH 6-4X, MCH 7-8X, MCH 7-12X, MCH 8-5X y MCH 12.4X.
Anexo 9	Hoja petrográfica para los pozos MCH 3-2X, MCH 6-3X, MCH 6-4X, MCH 7-8X, MCH 7-12X, MCH 8-5X y MCH 12.4X.
Anexo 10	Descripción macroscópica de los ripios en el pozo MCH 3-2X
Anexo 11	Descripción macroscópica de los ripios en el pozo MCH 6-4X
Anexo 12	Descripción macroscópica de los ripios en el pozo MCH 7-8X
Anexo 13	Descripción macroscópica de los ripios en el pozo MCH 7-12X
Anexo 14	Descripción macroscópica de los ripios en el pozo MCH 8-5X
Anexo 15	Mapa discordancia del cretácico para el área de Machete, Estado Guárico
Anexo 16	Mapa de tope de la Formación Carrizal para el área de Machete, Estado Guárico.
Anexo 17	Mapa isópaco de la Formación Ipire para el área de Machete, Estado Guárico
Anexo 18	Mapa tope de la Formación Carrizal + isópaco de la Formación Ipire para el área de Machete, Estado Guárico
Anexo 19	Visualización 3D de la discordancia del cretácico en el área de Machete, Estado Guárico
Anexo 20	Visualización 3D del tope de la Formación Carrizal en el área de Machete, Estado Guárico

Anexo 21	Hoja sedimentológica correspondiente al pozo MCH 3-2X
Anexo 22	Hoja sedimentológica correspondiente al pozo MCH 6-3X
Anexo 23	Hoja sedimentológica correspondiente al pozo MCH 6-4X
Anexo 24	Hoja sedimentológica correspondiente al pozo MCH 7-8X
Anexo 25	Hoja sedimentológica correspondiente al pozo MCH 7-12X
Anexo 26	Hoja sedimentológica correspondiente al pozo MCH 8-5X
Anexo 27	Hoja sedimentológica correspondiente al pozo MCH 12-4X
Anexo 28	Clasificación textural de las rocas de granos finos y sedimentos según PICARD, (1972), para el pozo MCH 3-2X.
Anexo 29	Clasificación textural de las rocas de granos finos y sedimentos según PICARD, (1972), para el pozo MCH 6-3X.
Anexo 30	Clasificación textural de las rocas de granos finos y sedimentos según PICARD, (1972), para el pozo MCH 6-4X.
Anexo 31	Clasificación textural de las rocas de granos finos y sedimentos según PICARD, (1972), para el pozo MCH 7-8X.
Anexo 32	Clasificación textural de las rocas de granos finos y sedimentos según PICARD, (1972), para el pozo MCH 7-12X.
Anexo 33	Clasificación textural de las rocas de granos finos y sedimentos según PICARD, (1972), para el pozo MCH 8-5X.
Anexo 34	Clasificación textural de las rocas de granos finos y sedimentos según PICARD, (1972), para el pozo MCH 12-4X.
Anexo 35	Clasificación para las areniscas propuesto por DOTT, 1964 y modificado por PETTIJHON et. al., 1972, 1987, para el pozo MCH 3-2X.
Anexo 36	Clasificación para las areniscas propuesto por DOTT, 1964 y modificado por PETTIJHON et. al., 1972, 1987, para el pozo MCH 6-4X.
Anexo 37	Clasificación para las areniscas propuesto por DOTT, 1964 y modificado por PETTIJHON et. al., 1972, 1987, para el pozo MCH 7-8X.
Anexo 38	Clasificación para las areniscas propuesto por DOTT, 1964 y modificado por PETTIJHON et. al., 1972, 1987, para el pozo MCH 7-12X.
Anexo 39	Clasificación para las areniscas propuesto por DOTT, 1964 y modificado por PETTIJHON et. al., 1972, 1987, para el pozo MCH 8-5X.

Capítulo I INTRODUCCIÓN

1.1. CONTRIBUCIÓN ORIGINAL:

En este trabajo se define y se describe detalladamente, la secuencia de “Capas Rojas” en el subsuelo de la faja petrolífera del Orinoco, siendo un aporte importante para la geología de Venezuela, así como también se pretende dentro de este estudio determinar el rol de estas capas dentro de un marco de un posible sistema petrolífero paleozoico en el oriente de Venezuela.

1.2. OBJETIVOS Y ALCANCE DEL TRABAJO:

El reto planteado a la Industria Petrolera Nacional, en la búsqueda de más recursos, siendo éste producto principal de la economía nacional, trae como consecuencia el desarrollo de nuevas técnicas y aplicaciones de métodos innovadores en la exploración y producción de los potenciales yacimientos.

Bajo esta premisa, es de gran interés nacional el desarrollo de nuevos proyectos de exploración, como lo son la evaluación del potencial petrolífero de secuencias precretácicas en Venezuela, estudios que abren una ventana de posibilidades debido a que en la actualidad existen grandes campos productores al norte de África, Brasil, Bolivia y Perú los cuales están asociados tectónica, estructural y sedimentológicamente a Venezuela, cuando América del sur y África estuvieron unidas en un mismo continente durante el Paleozoico y parte del Mesozoico.

La motivación principal de este trabajo es el hecho de que específicamente en la Cuenca Oriental de Venezuela, la sección precretácica no se conoce con precisión y las capas rojas en el subsuelo no ha sido considerada de manera detallada, motivo por el cual se planteo este estudio.

El objetivo general del presente trabajo consiste en determinar las características sedimentológicas de las rocas precretácicas del área de Machete, en la Cuenca Oriental de Venezuela, para lo cual se distinguen como objetivos específicos los siguientes:

1.2.1. Descripción macroscópica de los núcleos y ripios de los pozos que contengan capas rojas en el campo de Machete, Faja Petrolífera del Orinoco, Edo. Guárico.

1.2.3. Descripción de las facies sedimentarias dentro de un marco de estratigrafía secuencial, y su posterior correlación con los intervalos descritos con los registros de pozos disponibles.

1.2.4. Descripción petrográfica composición, madurez textural, madurez mireralógica, grado diagenético, porosidad de las facies de interés

1.2.5. Revisar el análisis de las muestras a través de difracción de rayos X (roca total y mineralogía de arcillas), para complementar los análisis petrográficos y obtener la composición de los minerales de arcilla.

1.3. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO:

El desarrollo del trabajo se llevará a cabo en el margen más occidental de la Faja Petrolífera del Orinoco en 7 pozos pertenecientes al área de Machete, ubicados en la parte sur central del estado Guárico con una extensión superficial aproximada de 23610 Km².

Sus límites son: al norte con el área mayor de las Mercedes, al sur con la ribera norte de Río Orinoco, al este Longitud 65°40', límite con el campo de Zuata, y al oeste el límite arbitrario que se extiende desde Calabozo hasta San Fernando de Apure. (Ver mapa anexo. Fig. 1.1).

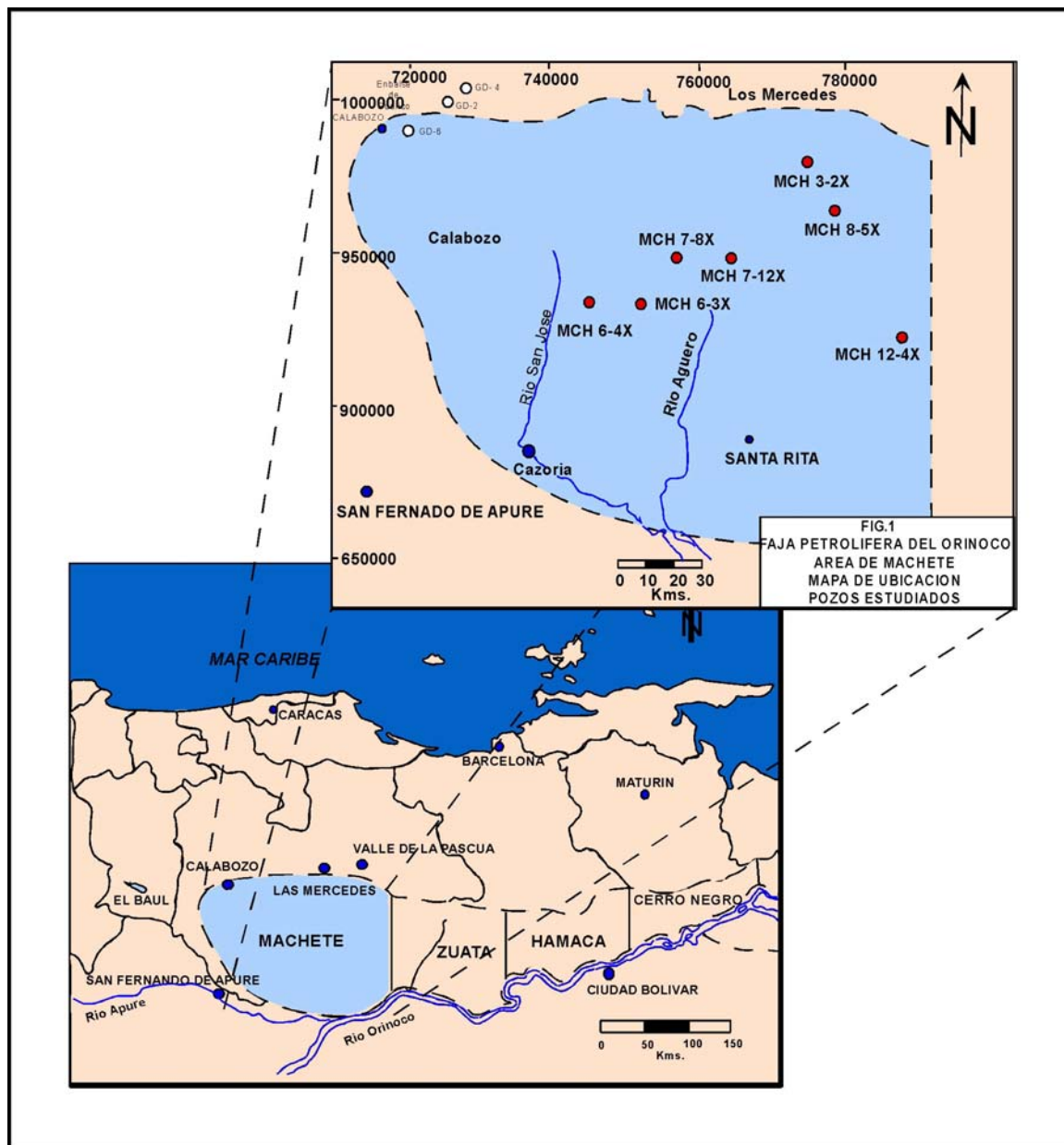


Fig. 1.1. Mapa de ubicación del área de estudio. (Tomado y modificado de FIORRILLO et. al., 1983).

1.4. METODOLOGÍA:

1.4.1. Revisión bibliográfica y recopilación de datos

Esta etapa consistió en la recopilación de trabajos elaborados en el área de estudio, además de la revisión de las carpetas de pozos, informes técnicos, archivos digitales de “Rippet” en PDVSA Chuao y Guaraguao, perfiles eléctricos, datos de perforación y otros.

1.4.2. Descripción de núcleos:

Se realizó una descripción sedimentológica detallada de un total de 157'.1'' de núcleos pertenecientes a 7 pozos del área de Machete, los cuales están distribuidos de la siguiente manera:

POZO	INTERVALO ESTUDIADO	TOTAL (En pies)
MCH 3-2X	6033' - 6055'	19'
MCH 6-3X	2888' - 2900'	12'
MCH 6-4X	3442' - 3465'.1/2''	16.'9''
MCH 7-8X	4907' - 4926'.2''	19.2'
MCH 7-12X	4309' - 4658'	30'
MCH 8-5X	10409' - 10439'	30'
MCH 12-4X	2246' - 2276'	30'
		157'.1''

Tabla 1.1 Intervalos de núcleos estudiados

En dicha descripción se definieron los diferentes aspectos sedimentológicos, tales como, litología, color según el Musell Rock Color Chart de GODDARD, 1951 (Apéndice 8), tamaño de grano según la tabla de estimación visual según POWERS,

1953 en Leyenda estratigráfica, 1998. (Apéndice 2), redondez según la tabla para estimación visual de redondez (POWERS, *op cit.*) (Apéndice 6), escogimiento según la tabla para estimación visual de escogimiento (SIMPSON, 1995 en Leyenda estratigráfica, 1998.) (Apéndice 4), estructuras sedimentarias, fracturas, mineralogía, etc.

Para dichos pozos se elaboraron las columnas estratigráficas detalladas en el programa AppleCORE de Macintosh.

Posterior a la elaboración de dichas columnas se definieron en base a los cambios litológicos, de color y composicionales observados, los intervalos para ser analizados por el método de Difracción de rayos X y para la elaboración de las correspondientes secciones finas.

1.4.3. Descripción de los Ripios:

Se describieron macroscópicamente un total de 53 ripios pertenecientes a 5 pozos del área de Machete, estudiando un total de aproximadamente 11335' tomando como criterio de selección para las muestras a estudiar, las variaciones observadas en el registro gamma ray, sónico, SP (potencial espontáneo) que podrían indicar cambios litológicos importantes o cambios de compactación en la secuencia analizada, posterior a las selección de las muestras se procedió a la descripción de las características sedimentológicas, tales como, color según Musell Rock Color Chart de GODDARD 1951, composición, tamaño de grano según la tabla de estimación visual de POWERS 1953 en Leyenda estratigráfica, 1998, redondez según la tabla para estimación visual de redondez (POWERS, *op cit.*), escogimiento según la tabla para estimación visual de escogimiento (SIMPSON, 1995 en Leyenda estratigráfica, 1998.) y relaciones porcentuales entre los diferentes litotipos presentes en cada una de las muestras, dicha descripción se realizó de tope a base para observar las primeras apariciones litológicas y disminuir el riesgo de describir secuencias superiores caídas durante la perforación.

Las tablas con las descripciones detalladas de los rípios para cada uno de los pozos descritos se muestran en los anexos 10, 11, 12, 13 y 14.

Los intervalos analizados así como el número de muestras y los pies totales analizados en cada uno de los pozos se muestran a continuación en la siguiente tabla:

POZO	INTERVALO ESTUDIADO	MUESTRAS ESTUDIADAS	TOTAL (En pies)
MCH 3-2X	5850' - 5955'	6	105'
MCH 6-4X	3150' - 3440'	9	290'
MCH 7-8X	3450' - 4260'	11	810'
MCH 7-12X	3570' - 4360'	6	790'
MCH 8-5X	4920' - 14260'	33	9340'
		65	11335'

Tabla 1.2. Intervalo de rípios estudiados

1.4.4. Difracción de rayos X

Se seleccionaron un total de 58 muestras las cuales fueron analizadas por el método de difracción de rayos x en los laboratorios El Chaure en PDVSA, Puerto La Cruz. El total de muestras analizadas para cada uno de los pozos de encuentra indicado en la tabla 1.3.

Estas muestras fueron disgregadas en un mortero de ágata y separadas en dos porciones. Una porción fue pulverizada en un pulverizador de tamaño de partícula uniforme. Del polvo así obtenido se tomó aproximadamente 0.5 g y se moto en un portamuestra de aluminio, por cada muestra. Luego se corrieron en un equipo de difracción de rayos x (marca Phillips modelo PW 1840), en un intervalo entre 45° y 2° 20. El difractograma así obtenido fue analizado cualitativa y semicuantitativamente y sus resultados expresan la composición de “RocaTotal” de cada muestra. Una vez identificados cada uno de los minerales presentes, se procedió

a cuantificarlos mediante el método estándar externo. El error del método se estima en +/- 15% de cada uno de los componentes.

POZO	TOTAL DE MUESTRAS ANALIZADAS (Difracción de RX)
MCH 3-2X	5
MCH 6-3X	8
MCH 6-4X	8
MCH 7-8X	6
MCH 7-12X	9
MCH 8-5X	13
MCH 12-4X	9
	58

Tabla 1.3. Muestras analizadas a través del método de difracción de rayos X.

La segunda porción de las muestras se utilizó para separar la fracción menor de 2 micrómetros, se considera que es la fracción representativa de los minerales de arcillas. Para lograr dicha separación, las muestras ya disgregadas fueron sometidas al ataque acetato de sodio en caliente, por 24 horas. Este tratamiento elimina los carbonatos presentes. Luego, cada muestra fue sometida a un tratamiento con peróxido de hidrógeno (H_2O_2) y ditionito de sodio a fin de eliminar la materia orgánica, materiales inorgánicos amorfos y óxidos de hierro. Posteriormente, se dispersaron en un equipo de ultrasonido, luego la suspensión obtenida se centrifugó con la finalidad de separar la fracción menor de 2 micrómetros, mediante la aplicación de la Ley de Stokes, y se concentró sobre microfiltros “nucleopore” por medio de la sedimentación al vacío, para obtener así la muestra orientada. Estas muestras se colocaron en portamuestras de vidrio y se corrieron en el mismo equipo arriba mencionado, en el rango de 35° y 2° 2θ , solvatadas en una atmósfera de etileglicol durante 72 horas y corridas de nuevo bajo las mismas condiciones. El set de difractogramas fue analizado cualitativa y semicuantitativamente para obtener de

ellos la mineralogía de arcillas. El error del método se estima en +/- 15% para cada uno de los componentes (anexos 1, 2, 3, 4, 5, 6 y 7).

Este procedimiento y el análisis de difracción de rayos X fue elaborado por los Servicios Técnicos Especializados en los laboratorios El Chaure de PDVSA en Puerto la Cruz, bajo la supervisión y asesoría de ZORRILLA, QUIROZ, y KLAR, 2002.

1.4.5. Descripción petrográfica

Se elaboraron un total de 114 secciones finas mediante las técnicas convencionales, y se impregnaron con epoxy azul para destacar la porosidad. De igual manera, fueron teñidas con cobalto-nitrato de sodio y cloruro de bario para identificar los feldespatos y con alizarina roja y ferrocianuro de potasio para diferenciar los carbonatos.

A continuación se presenta una tabla donde se muestran las secciones finas correspondientes para cada uno de los pozos estudiados:

POZO	S.F DE RIPIOS	S.F DE NUCLEOS	TOTAL DE MUESTRAS ANALIZADAS (Secciones finas)
MCH 3-2X	7	3	10
MCH 6-3X	0	10	10
MCH 6-4X	8	5	13
MCH 7-8X	11	9	20
MCH 7-12X	9	7	16
MCH 8-5X	25	12	37
MCH 12-4X	0	8	8
	60	54	114

Tabla 1.4. Total de secciones finas elaboradas por pozo.

Las secciones finas fueron descritas a partir del uso del microscopio de luz polarizante. Se determinaron los porcentajes de los componentes detríticos, componentes autígenicos, cementos, matriz y porosidad. Así mismo, se determinaron parámetros texturales tales como escogimiento según la tabla para estimación visual de escogimiento (SIMPSON, 1995 en Leyenda estratigráfica, 1998.), la redondez según la tabla para estimación visual de redondez (POWERS, 1953 en Leyenda estratigráfica, 1998.) y tamaño de los granos (promedio y máximo). A través de la clasificación de WENTWORTH, 1922 modificada por PILLOUD *et al.*, en Leyenda estratigráfica, 1998. (Apéndice 1).

Las rocas fueron clasificadas según PETTIJHON *et al.*, 1972 en SCASSO y LIMARINO, 1997, para las areniscas y PICARD, 1971, para clasificación textural de las rocas de granos finos. (Apéndice 3) y para los conglomerados se utilizó la clasificación de conglomerados, en Leyenda Estratigráfica, PDVSA, 1998 (apéndice 7) y (anexos 8 y 9).

1.4.6. Elaboración de columnas y mapas

Se elaboraron columnas estratigráficas correspondientes a los 7 pozos estudiados en este trabajo, donde se muestran la distribución de las facies definidas en la descripción de los ripios, núcleos, petrografía y registros (anexos 21, 22, 23, 24, 25, 26 y 27).

Se elaboraron los mapas correspondientes al tope y visualización 3D de la Formación Carrizal y el mapa isópaco de la secuencia Precretácica-Post-Carrizal, tendiendo como base el mapa estructural del tope de la Formación Carrizal elaborado por PORTILLA, 1990. Los mapas fueron generados a partir de la data de pozo correspondiente a los 7 pozos de estudio y 10 que sirvieron de control, dicha data de pozo y el mapa estructural fueron cargados y digitalizados para posteriormente ser generados por el programa Geoatlas^R de Discovery^R, por Landmark (anexos 15, 16, 17, 18, 19 y 20).

1.4.7. Determinación de espesores erosionados

El calculo de los espesores erosionados se realizó según la metodología aplicada por GÓMEZ, 1997, la cual está basada en los diferentes grados de compactación que presentan las formaciones, dependiendo de su litología y soterramiento, así como en el modelo exponencial de los tiempos de tránsito (registro sónico) como una función de la profundidad (HEASLER y KHARITONOVA, 1996; en GÓMEZ, 1997).

La pendiente de compactación considera a todos los tipos litológicos involucrados en una sección determinada. Para poder estimar esta pendiente se grafica la curva sonica (Δt) a escala 1:10000, detectando las diferentes discontinuidades presentes en la columna, corroboradas por las interpretaciones bioestratigráficas y sedimentológicas en los reportes de cada pozo, de manera de establecer el tipo de marcador (discordancia, falla, o cambios bruscos de litología).

Posteriormente se establece la pendiente prediscordancia en la sección no presurizada, tomando en cuenta el promedio de las litologías presentes, considerando la sección sobrepresionada y la posible litología erosionada de acuerdo a los modelos sedimentológicos para el área, hasta la superficie de erosión. Esta pendiente se relaciona con la pendiente promedio postdiscordancia, extrapolando los tiempos de tránsito de la sección erosionada hasta los tiempos de tránsito inicial de la sección suprayacente, de manera que el espesor erosionado corresponde a la diferencia de profundidades Z_1 y Z_2 , siendo Z_1 la profundidad correspondiente a la superficie de erosión, y Z_2 la profundidad en la que se encuentra la pendiente prediscordancia cuando alcanza el tiempo de tránsito inicial de la sección post-discordancia.

La expresión matemática correspondiente a las pendientes prediscordancia y postdiscordancia es la siguiente (GÓMEZ, 1997):

$$\Delta T = \Delta T_o e^{(-bz)}$$

ΔT = Tiempo de tránsito promedio

ΔT_o = Valor del tiempo de tránsito en superficie

Z = Profundidad

$-b$ = pendiente (constante de decaimiento).

Para obtener el espesor erosionado, se calcula:

$$E = Z_2 - Z_1$$

E = espesor erosionado

Z_2 = profundidad extrapolada para el tope de la sección prediscontinuidad

Z_1 = profundidad real del tope de la sección prediscontinuidad.

1.4.8. Elaboración de curvas de soterramiento

Para la elaboración de las curvas de soterramiento de los pozos estudiados se tomaron los espesores actuales de las secuencias perforadas en cada uno de los pozos y corregidas de acuerdo a la compactación asumida, los espesores erosionados fueron estimados según la metodología aplicada por GÓMEZ (1997).

El gradiente geotérmico fue estimado por la siguiente formula:

$$G_t = (T_{\text{final}} - T_{\text{inicial}}) / \text{Esp}$$

Donde T final corresponde a la temperatura de fondo de pozo (BHT), la temperatura inicial corresponde a la temperatura de la superficie (SHT) y finalmente Esp corresponde al espesor de la columna. La temperatura de fondo de pozo (BHT) fue corregida sumándole 15°C , debido a que las mediciones se realizan antes de que el agua de formación retorne a su temperatura de equilibrio después de la perturbación originada por las perforaciones, esto trae como consecuencia que las temperaturas de fondo de pozo suelen ser entre 10 y 20°C menores a las reales (SCASSO & LIMARINO, 1997).

1.5.- TRABAJOS PREVIOS :

GOSH *et al.*, 1983, realiza un reconocimiento de la sección paleozoica (formaciones Hato Viejo y Carrizal) de la Faja Petrolífera del Orinoco en las áreas de Machete y Zuata, utilizando para ella secciones no continuas de núcleos de 25 pozos del área con el objetivo de establecer relaciones litológicas entre ambas formaciones, paleoambiente de sedimentación, aspectos diagenéticos, potencial de yacimientos, roca madre y relaciones de edad.

La Formación Hato Viejo consiste en areniscas conglomeráticas con laminación cruzada tipo espina de pescado, interestratificadas con una litofacies de arena-lutita interlaminada, ligeramente glauconítica, con frecuente bioturbación vertical tipo “Skolitos”. La Formación Carrizal, suprayacente, presenta una alternancia de arenita cuarzosa, gris, glauconítica, horizontalmente bioturbada, con laminación cruzada del tipo espina de pescado y una lutita limosa con abundante glaucomita e intensa bioturbación horizontal.

La Formación Hato Viejo pudo haberse depositado en un ambiente de alta energía variado desde barras de meandro fluviales a playas costeras. La Formación Carrizal, por el contrario, fue depositada predominantemente en un ambiente marino de baja energía, relativamente poco profunda, que pudo llegar hasta zonas de anteplayas hasta plataforma marina abierta. Los estudios de difracción de rayos X revelan un alto grado de diagénesis en ambas formaciones. La presencia de porfidoblastos de clorita y textura metacuarcítica en algunas muestras sugiere que la secuencia paleozoica pudo haber sufrido localmente un bajo grado de metamorfismo. La presencia de acritarcos de Cámbrico inferior en estas rocas indica una edad Cámbrica inferior al menos para una parte de las rocas del basamento paleozoico.

MAGUREGUI & EURIBE, 1984, realizan un estudio sedimentológico, bioestratigráfico y de geología de yacimiento del núcleo del pozo MCH 6-3X del área de Machete, estado Guárico. El estudio bioestratigráfico revela asociaciones abundantes y diagnósticos de palinomorfos de edad Albiense superior –

Cenomanence inferior y Oligoceno superior. El intervalo con núcleo (2705' - 2908') abarca rocas paleozoicas de la Formación Carrizal, rocas cretácicas de la Formación Canoa y rocas terciarias de la Formación La Pascua. Interpretaron ambientes marinos abiertos para la sección paleozoica, fluvial de corrientes entrelazados y costero restringido para la sección cretácica y de plano deltaico bajo para la sección terciaria. Observaron dos importantes intervalos con moderada a buena impregnación de petróleo pesado como parte de arenas de canales entrelazados en el cretáceo (Formación Canoa) y arenas de canal distributivo en el Terciario (Formación La Pascua).

MOTICKA, 1985, describe un horizonte de coladas de lava de 113 m de espesor, perforado a 1989 m de profundidad en el subsuelo de la Faja Petrolífera del Orinoco, específicamente en el pozo NZZ-88X. Se trata de un basalto alcalino de efusión fisural subáerea y de carácter continental anorogénico. La edad de este basalto calculada mediante métodos radiométricos (K/Ar roca total), dio como resultando una edad comprendida entre 157 ± 5 a 162 ± 8 Ma, correspondiente al período Jurásico medio-tardío. Suprayacente a este se encuentra una secuencia de sedimentos molásicos rojos espesos, comparables con la Formación La Quinta los cuales postula el nombre de Formación Ipire. La estratificación en la unidad se caracteriza por su inhomogeneidad y variabilidad vertical y lateral, con laminaciones lenticulares, textura subflaser y perturbaciones típicas de regímenes continentales inconsistentes. El ambiente de sedimentación de la Formación Ipire, fue interpretado como de corrientes fluviales intermitentes y lacustres con largos periodos de exposición subaerea en un ambiente de extrema aridez. Las capas rojas de la Formación Ipire infrayacen, con hiatus depositacional y posible discordancia erosional, a sedimentos cretácicos del Grupo Temblador (Aptiense-Santonense). Este tipo de sedimentos molásicos rojos se hallan mundialmente rellenando grábenos tectónicos continentales, y frecuentemente se asocian a vulcanismo fisural; especialmente característico del Triásico-Jurásico. En Venezuela puede ser directamente correlacionado con la Formación La Quinta de Perijá y Los Andes.

SOLORZANO *et al.*, 2002, realiza estudios sedimentológicos, geoquímicos y bioestratigraficos en 5 pozos ubicados en el área de Machete, estado Guárico.

En el Pozo MCH 7-8X el estudio sedimentológico se realizó en el intervalo de núcleo de 4907'-4926',2'', el cual consiste en intercalaciones de niveles de lutitas y limonitas muy duras, de color rojo oscuro a claro, con laminación convoluta en los intervalos limolíticos. En este estudio también se incluye el análisis de roca total y minerales de arcilla, obteniéndose como resultado una asociación de minerales de arcilla comunes de una secuencia diagenética de alto grado, donde las arcillas probablemente son de origen autigénico. En los análisis bioestratigráficos correspondiente a 6 muestras entre las profundidades de 4907'-4926',2'', no fue posible determinar edad ni paleoambiente de sedimentación. El análisis de contenido de carbono orgánico total en las muestras presentan un contenido de materia orgánica menor de 0.40%.

Para el Pozo MCH 3-2X, el estudio sedimentológico de los núcleos se realizó en el intervalo 6033'-6055', los cuales están compuestos por areniscas y lutitas de color ladrillo y se determinó que las arcillas presentes en las muestras probablemente son de origen autigénico, ya que son comunes en una secuencia diagenética de alto grado. El estudio bioestratigráfico de 3 muestras en el intervalo 6033'-6055' concluyó que no fue posible determinar edad ni paleoambiente de sedimentación.

Para el Pozo MCH 7-8X el estudio sedimentológico se realizó en los intervalos de núcleos 4309'4339' y 4657' 4658'. En este estudio se incluye la descripción macroscópica de núcleos, el análisis de roca total y de mineralogía de arcilla. El intervalo 4309'4339' consiste de un conglomerado compuesto por fragmentos de lutita y arenisca, es del tipo ortoconglomerado, perteneciente a los conglomerados epiclásticos extraformacionales. El intervalo 4657' 4658' está compuesto por de lutitas color ladrillo oscuro. La mineralogía de arcillas de los conglomerados está compuesta por caolinita, clorita, illita y esmectita, probablemente de origen autigénico. El intervalo de lutitas está compuesto por arcillas del tipo clorita e illita estos minerales son comunes en una secuencia diagenética de alto grado, probablemente de origen autigénico. En el estudio bioestratigráfico de 9 muestras no

fue posible determinar edad ni paleoambiente de sedimentación. En el estudio de geoquímica realizado se obtuvo un contenido de materia orgánica de menor de 0.50%.

Para el pozo MCH 12-4X el estudio sedimentológico se realizó en el intervalo de núcleo 2246',2''-2275',5''. Este estudio incluye la descripción macroscópica de núcleos y análisis por difracción de rayos X para roca total y minerales de arcilla. A través de la descripción de los núcleos se determinó que la secuencia está compuesta de lutitas color rojo oscuro, muy duras, con micas, glaucomita y trazas fósiles (*Teichichnus*). Con base a los análisis de difracción de rayos X se determinó que las arcillas son probablemente de origen autógeno y de diagénesis alta. En el estudio palinológico de 9 muestras no fue posible determinar edad ni paleoambiente de sedimentación. El estudio de geoquímica se obtuvo un contenido de materia orgánica menor al 0.40%. (SOLORZANO *et al.*, *op. Cit.*).

MACHADO, 2003, realiza un modelo sedimentológico, estratigráfico de la secuencia paleozoica en la cuenca oriental de Venezuela, específicamente en las áreas de Machete y Zuata, mediante la correlación de con registros, análisis bioestratigráficos recopilados, análisis sedimentológicos de núcleo considera que la Formación Hato Viejo fue depositada en un ambiente próximo costero y debido a la sedimentología presente propone un ambiente de llanuras de marea, lo que difiere de algunas interpretaciones paleoambientales, la progresiva profundización de la cuenca producto de sistemas de fallas normales en una cuenca graben, dio como resultado la deposición concordante de sedimentos mas finos, que conforman la Formación Carrizal en un ambiente marino transicional. La continua activación y desactivación de la cuenca graben durante el paleozoico, así como los cambios del nivel del mar producto de la tectónica global, dieron como resultado la erosión del tope de la secuencia del Cámbrico y la posterior deposición de una unidad no muy bien definida de edad carbonífero (Formación Espino). (MACHADO *op. cit.*).

1.6. AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Central de Venezuela, por permitirme formarme profesional y personalmente.

A la Escuela de Geología, Minas y Geofísica por darme los conocimientos y todas las experiencias para afrontar el futuro.

A mi padre por ser un ejemplo de constancia, dedicación, afecto, trabajo duro, amor y por apoyarme en todos los momentos de mi vida.

A mi madre por darme la vida y salvarla un par de veces, por sus consejos, su amor, sus oraciones, sobre todo su constancia y por siempre enseñarme el mejor camino a seguir.

A mi hermano por todos los consejos, sus regaños, por ser un ejemplo de dedicación y por abrir los caminos para seguir adelante.

A mi tutora y amiga Dr Xiomara Márquez por su confianza en mí, por darme la oportunidad de trabajar a su lado, por los consejos tanto personales como profesionales.

A la mi Profe Maria Eugenia Sandoval, por su calidad humana, por su confianza y por su fortaleza para seguir adelante en los peores momentos, por todos los consejos, por su apoyo profesional y personal, por seguir adelante a mi lado a lo largo de este proyecto pese a todas las dificultades.

A la profesora Olga Rey por su ayuda incondicional a lo largo de todo este trabajo y sobre todo por su paciencia, a los profesores Rafael Falcón, Ricardo Alezones,

Afredo Mederos y Paul Romero por su ayuda a lo largo de toda mi carrera y por ser más que profesores.

A Juan Francisco Arminio, Felipe Párraga, Felipe Audemard, Irene Truskowski por permitirme trabajar a su lado y por todas sus orientaciones y consejos. A Carlos Giraldo, Juan Di Croce, María del Carmen Gómez, por sus consejos siempre oportunos, al equipo del Laboratorio El Chaure-PDVSA, Puerto La Cruz, especialmente a María Eugenia Dávila, Olga Rodríguez, Pablo Klar, Pablo Quiroz y Douglas Somoza, por su inmensa colaboración.

A mis compañeros José Ramón Perez, Orleth Tortolero y Mauricio Hernandez por su ayuda a lo largo de este proyecto, a mis amigos de siempre Adrian Castillo “El Koala”, por sus consejos y regaños, a Julio Martinez por tantos años de amistad incondicional, a Joshua Carpio por repararme la camioneta y por todos tus sabios consejos, a mi gran amigo Ernesto Tundidor “ El Chaolin ” por tu ayuda incondicional en todo momento y sobre todo por todos los consejos y los grandes y pequeños momentos, a Juan Carlos Suárez “ El Enano ” por sus profundas reflexiones, consejos y por su verdadera amistad, a Jesús Padilla por su animo para seguir adelante, a Ramón Gonzáles y Lilian Navarro por su orientación a Alonso Vera, Andrés Tur (dondequiera que estés), José Baena, Luiraima Salazar, Gabriela Arostegui, Jonathan Quintero, Carolina Mancillada, Carmen Yegres, Omar Aguirre, Ruth Quereguan, Giovanni, Humberto, Cesar, Alexis, Matías Araujo y a todos mis compañeros y amigos que han compartido durante toda mi carrera.

A Maria Alejandra Martinez “Mi Nena” por estar en el momento indicado, por tu comprensión, dedicación, amor, cariño y sobre todo por tu paciencia.

A las todas las personas que confiaron en mi por apoyarme y a las que no por darme las fuerzas para seguir adelante.

Y sobre todo a ti Ata...

Capítulo II GEOLOGÍA REGIONAL

2.1. CUENCA ORIENTAL DE VENEZUELA

2.1.1. Introducción

Según GONZÁLEZ DE JUANA *et. al.*, 1980 la Cuenca Oriental de Venezuela es una depresión estructural ubicada en la región centro-este del país, entre las coordenadas 8° y 11° de latitud norte, y 61° y 66° de longitud oeste, comprende los estados Guárico, Anzoátegui y Monagas, así como la extensión meridional del estado Sucre y el Territorio Federal Delta Amacuro, prolongándose mar adentro hacia la Plataforma Deltana y el sur de Trinidad. Está limitada al norte por el Cinturón Móvil de la Serranía del Interior Central y Oriental, al sur por el borde septentrional de las rocas precámbricas del Cratón de Guayana, al este se prolonga hasta la Plataforma Deltana y al oeste la limita el levantamiento de El Baúl.

Topográficamente se caracteriza por extensas llanuras y una zona de mesas en Anzoátegui y Monagas, que en conjunto abarcan unos 164.000 km² de superficie, lo cual la hace la cuenca de mayor extensión superficial.

La cuenca actual es asimétrica, con el flanco sur ligeramente inclinado hacia el norte y un flanco norte más tectonizado y con mayores buzamientos, conectado a la zona plegada y fallada que constituye el flanco meridional de las cordilleras que limitan la cuenca hacia el norte. Toda la cuenca se inclina hacia el este, de manera que su parte más profunda se encuentra al noreste, hacia Trinidad, donde se estima que pudieron acumularse unos 40.000 pies de sedimentos. Basándose en sus características sedimentológicas, tectónicas y estratigráficas se subdivide en tres subcuencas, a saber: Subcuenca de Guárico, Subcuenca de Maturín y Subcuenca de Paria. (Figura 2.1).

2.2. MARCO TECTONOESTRATIGRÁFICO DE LA CUENCA ORIENTAL

La evolución de la Cuenca Oriental de Venezuela se encuentra controlada por tres episodios mayores de acuerdo a DI CROCE, 1995, los cuales son: 1) Epidodio “Rift”, 2) Epidodio Margen Pasivo y 3) Epidodio Margen Activo

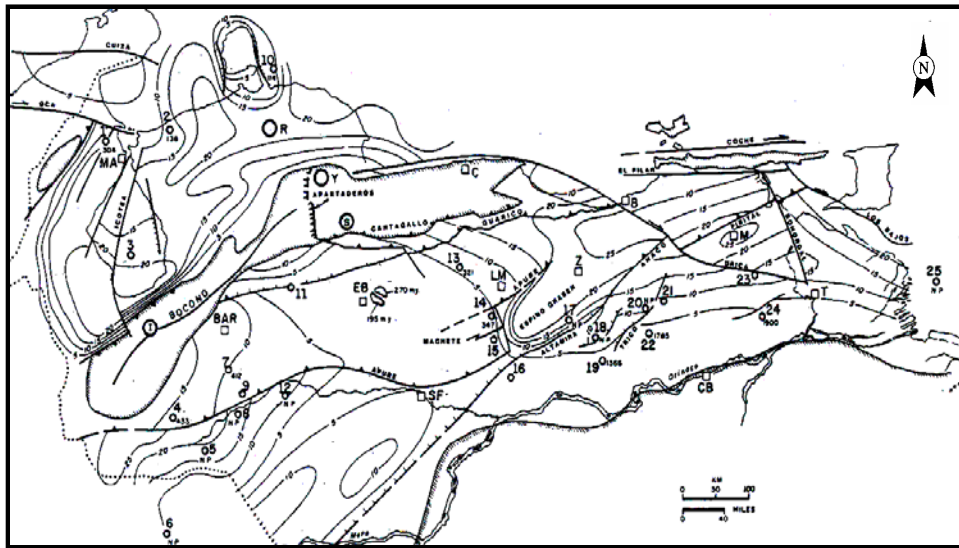


Figura 2.1. Ubicación de la Cuenca Oriental de Venezuela. (Tomado de FEO CODECIDO et al., 1984)

2.2.1. Episodio Rift:

Este episodio se desarrolla durante el Triásico al Jurásico Tardío y está relacionado a la separación de Pangea, caracterizado por el “rifting” o expansión en dirección noroeste – sureste de América del Norte de Gondwana (FEO CODECIDO *et. al.*, 1984 en DI CROCE, 1995). (Figuras 2.2 a y 2.2 b)

2.2.2. Episodio Margen Pasivo:

Este episodio se encuentra comprendido entre el Jurásico Tardío al Oligoceno donde posterior a la fase de extensión se produjo una fase de subsidencia del margen pasivo ocurrida entre el Jurásico tardío - Cretácico tardío en el occidente de Venezuela y Jurásico tardío – Oligoceno en el oriente de Venezuela.

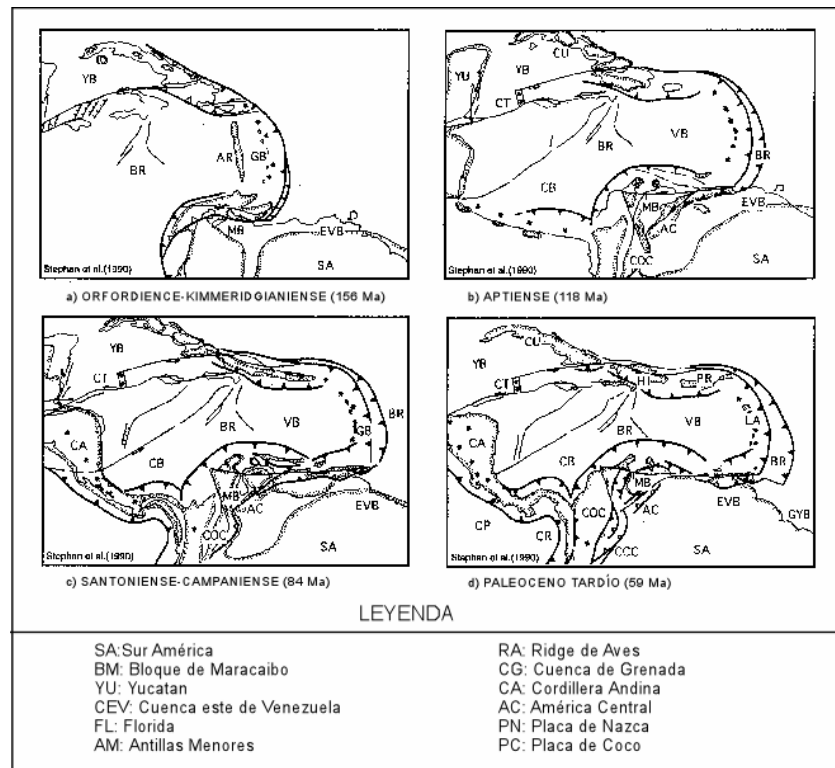


Figura 2.2. Desarrollo del norte y sur del área Caribeña durante el Jurásico Tardío y Paleoceno Tardío. Tomado y Modificado de STEPHAN *et. al.*, 1990 en Di CROCE, 1995.

La culminación de la expansión entre el Norte y Suramérica ocurrió en tiempos del Campaniense para tal momento, el arco de isla magmático de las protoantillas Mayores colisionó con el margen pasivo de Norteamérica (Cuba Española) y Sudamérica (Venezuela). (Figura 2.2 c)

Finalmente, la deformación transpresional desde el Paleoceno tardío hasta el Reciente, avanza diacrónicamente a lo largo del borde norte de Sudamérica (PINDELL & BARRETT, 1990, en DI CROCE, 1995). (Figuras 2.2 d).

Este episodio, de margen pasivo, de acuerdo a PARNAUD *et. al.*, 1995, se divide a su vez en tres fases transgresivas principales, que se desarrollan de norte a sur y culminan durante el Turoniense, Paleoceno-Eoceno temprano y Oligoceno, respectivamente.

La fase inicial transgresiva se origina con la depositación de las areniscas basales de la Formación Barranquín (VAN DER OSTEN, 1957). Esta transgresión se define como una

secuencia Cretácica intermedia, la cual entre el alto de El Pirital y la falla El Pilar se observa como depósitos de ambientes batiales, de lutitas marinas ricas en materia orgánica mezcladas con facies orgánicas que ocurren en ambientes plataformales hacia el sur, específicamente entre el alto de Pirital y el frente de deformación. Estas rocas se corresponden con la Formación Querecual y la Formación San Antonio de edad Cenomaniense-Campaniense.

Es importante destacar que durante el Cenomaniense tardío – Turoniense temprano ocurre un evento anóxico oceánico (EAQ), en el cual los estratos marinos depositados presentan características geológicas y geoquímicas que indican que una parte significativa de los océanos a nivel mundial fueron periódicamente deficientes en oxígeno. (Figura 2.3). Estos estratos se caracterizan por la ausencia general de bioturbación, y abundancia de foraminíferos planctónicos y restos de radiolarios, aunado a la ausencia de foraminíferos bénticos, lo que confirma la deficiencia de oxígeno en aguas marino profundo. (SCHLANGER *et. al.*, 1987, en ARREAZA, 2002). Parte de la Formación Querecual fue afectada por este evento.

El conjunto de transpresiones en el oeste de Venezuela ocurrió durante el Eoceno temprano – Medio (Figura 2.4 a) y progresivamente las transpresiones afectaron el centro y oriente de Venezuela, durante el Oligoceno tardío – Mioceno medio. (Figuras 2.4 b).

Durante el Paleoceno-Eoceno, la siguiente fase transgresiva seguida de la regresión Maestrichtiense se encuentra representada por la Formación San Juan. La transgresión final que se desarrolla durante el Oligoceno se origina con la depositación de las areniscas basales de la Formación Merecure, la cual fue depositada en un ambiente continental hacia la parte sur de la cuenca (área Cerro Negro) y en ambientes plataformales internos hacia la parte norte (afloramientos de la Serranía del Interior).

2.2.3. Episodio Margen Activo

Este episodio se desarrolla durante el Mioceno temprano hasta el Reciente (Figuras 2.4 b, c, d). El margen pasivo formado durante el Cretácico es transformado en un frente de corrimientos y cuencas “foreland” asociadas. La Cuenca Oriental de Venezuela es definida

en respuesta al esfuerzo y a la carga antepaís, incrementando la deformación transpresional hacia el este. Actualmente la Cuenca Oriental de Venezuela se encuentra localizada cerca de la conexión entre la Placa Atlántica, de Norteamérica y del Caribe. A esta etapa se atribuye la formación de las cuencas antepaís de Venezuela.

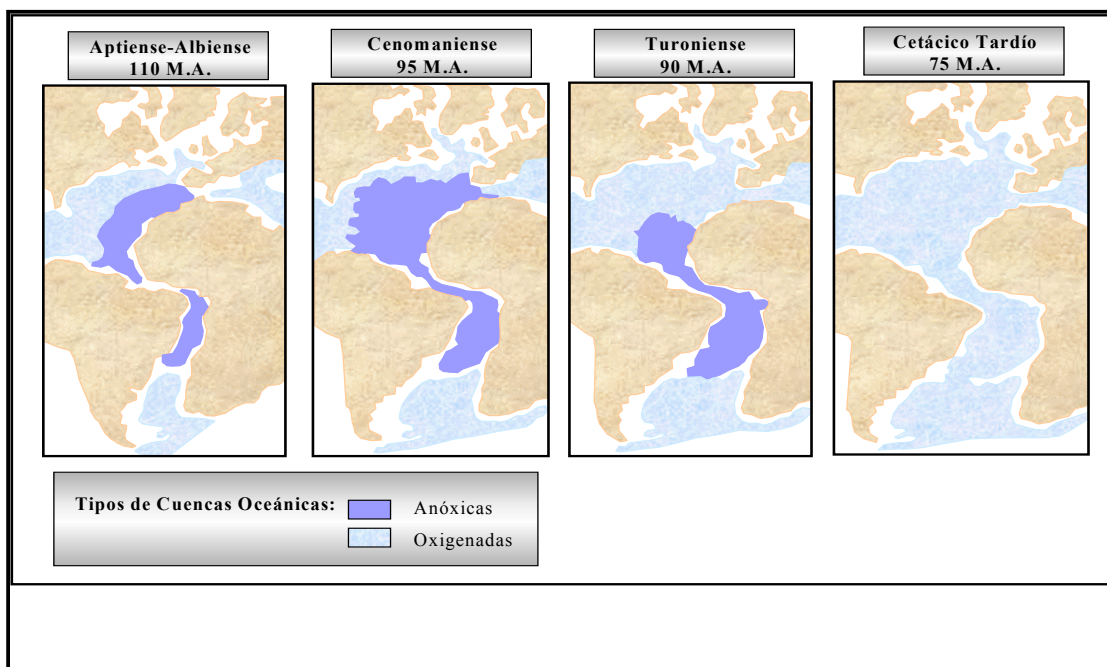


**Figura 2.3. Tipos de Cuenas Oceánicas desde el Aptiense al Cretácico Tardío.
Tomado y Modificado de SCHLANGER et. al., 1987, en ARREAZA, 2002.**

Los eventos compresionales del Neógeno evidenciados por anticlinales y las expresiones diapíricas en la superficie definen la deformación frontal de la Cuenca Oriental de Venezuela (AYMARD *et. al.*, 1990, en ARREAZA, 2002).

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

Durante el Mioceno temprano ocurre una profundización sustancial que produce una discordancia importante y separa los sedimentos del Oligoceno de los sedimentos del Mioceno temprano, es decir, la Formación Menecure y la Formación Carapita, respectivamente.

Por otra parte en el Mioceno medio DI CROCE, 1995, definió tres litofacies pertenecientes a la Formación Freites, la primera de ellas se caracteriza por patrones grano crecientes de lutitas basales con cambios variables de facies de limolitas a areniscas y finalizando con areniscas de grano medio a grueso. Estos sedimentos se depositaron en un ambiente litoral a marino somero. La segunda litofacies se caracteriza por la presencia de lutitas limosas con abundante fauna béntica y plantónica. La última litofacies se caracteriza por depósitos de lutitas de color grises a verde oliva, localmente interestratificadas con capas delgadas de areniscas de grano fino, las cuales fueron depositadas en ambientes de aguas profundas en el rango batial superior/nerítico externo a nerítico interno.

En el Mioceno Tardío DI CROCE *op cit.*, definió dos litofacies, la primera consiste de lutitas y limolitas intercaladas con areniscas, restos de plantas y capas de lignitos en un ambiente depositacional que varía de continental a planicie costera. La segunda litofacies son lutitas grises y verde oliva intercalas con limolitas y areniscas pobremente escogidas, depositados en un ambiente que varía de marino somero a nerítico externo/batial superior, correspondientes a la Formación La Pica.

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

Entre los principales elementos estructurales de la cuenca que sugieren la compleja evolución de la misma, se pueden mencionar: El Corrimiento frontal de Guárico, el Corrimiento de Anaco, el Sistema de corrimientos frontales de Anzoátegui y Monagas y el Sistema de fallas del Flanco sur de la cuenca (Figura 2.5).

Corrimiento Frontal de Guárico: constituye el límite septentrional del nor-oeste de la cuenca y se encuentra en el pie de monte de Cojedes, Guárico y la parte nor-occidental de Anzoátegui, con una longitud aproximada de 400 Km. con unos 7 Km de ancho.

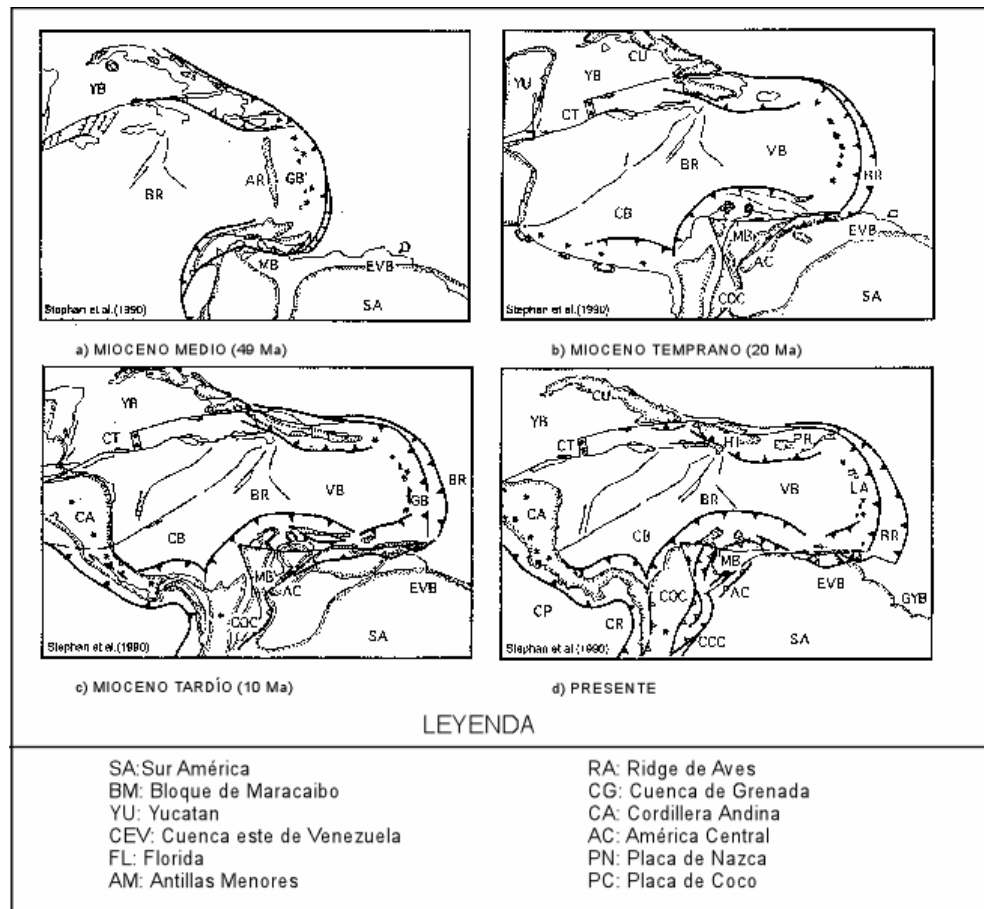


Figura 2.4. Desarrollo del borde sur del Caribe durante el Eoceno Medio al Presente. Tomado y Modificado de STEPHAN et al., 1990 en DI CROCHE, 1995.

A lo largo de este rasgo tectónico ocurre un contacto tectónico por sobrecorrimiento de formaciones cretácicas metamorfizadas y paleocenas en facies de “flysch” sobre formaciones autóctonas del Oligo-Mioceno.

Corrimiento de Anaco: Se encuentra en la parte central del estado Anzoátegui, constituyendo el límite noroeste del Área Mayor de Oficina. Se extiende por aproximadamente 85 Km en dirección noreste y buzamiento promedio de 45° al noroeste. A lo largo del lado levantado se encuentra una serie de domos con acumulaciones de hidrocarburos que forman los campos de Anaco.

Sistema de corrimientos al sur de la Serranía del Interior Oriental: Es un sistema de corrimientos que existe al sur de la Serranía del interior y se extiende a partir de la falla de

Urica al oeste hasta la falla de Los Balos en el Golfo de Paria, alcanzando una extensión de unos 200 Km. Entre las numerosas fallas que conforman este sistema resalta la más meridional denominada el Corrimiento de Pirital, el cual subdivide el norte de Monagas en dos áreas: la septentrional, ubicada entre la Serranía y el Corrimiento de Pirital, que se caracteriza por la ausencia de la Formación La Pica, una de las mejores rocas receptoras de hidrocarburos en el área, y la meridional entre dicho corrimiento y el Alto de Tonoro, donde se presenta la Formación La Pica cortada por un sistema de fallas normales asociado a la tectónica de distensión y transcurrancia post-Mioceno medio. En esta última área se encuentra la mayoría de las trampas de petróleo.

Flanco meridional de la cuenca: La característica más destacada del flanco meridional de la Cuenca Oriental de Venezuela es un sistema de fallas normales de rumbo este-oeste y buzamiento hacia el sur y a veces hacia el eje de la cuenca al norte. Prácticamente, todas las acumulaciones de petróleo asociadas con estas fallas se encuentran en su labio norte.

2.3. TECTONICA DE LA FAJA PETROLÍFERA DEL ORINOCO

Según FIORRILLO *et. al.*, 1983, los rasgos mayores reconocidos dentro del marco regional de la faja permiten individualizar dos provincias estructurales y tectónicas, separadas entre sí por el sistema de fallas de Hato Viejo. (Figura 2.6).

La provincia Oriental se caracteriza por presentar el Terciario transgrediendo el basamento ígneo-metamórfico, excepto en una estrecha franja localizada al norte de las áreas de Cerro Negro y Hamaca, donde el Terciario se encuentra sobre sedimentos cretácicos. En la provincia Occidental, al oeste de la falla de Hato Viejo, en una gran parte de las áreas de Machete y Zuata, el Terciario descansa discordantemente por encima de espesas secuencias de sedimentos cretácicos y paleozóicos que se han depositado en profundas depresiones estructurales.

Únicamente al sur de estas dos líneas, cerca del río Orinoco, el Terciario suprayace al basamento.

Regionalmente la dinámica de la faja corresponde a una tectónica de fallas caracterizadas por bloques rígidos sin evidenciar plegamientos definidos. En promedio los saltos verticales de las fallas no exceden los 200 pies, son persistentemente de tipo tensional normales, ya sean sintéticas o antitéticas.



En la provincia Oriental se destacan tres tendencias tectónicas preferenciales: Este-Oeste, localizada a todo largo de la zona de bisagra en el sector norte de Hamaca y Cerro Negro.

N 60° a 70° W, tendencia paralela a la dirección predominante en el cratón de Guayana, al sur del río Orinoco.

N 30° a 45° O, orientación muy resaltante en el zócalo y refleja la topografía pre-terciaria, transversal al rumbo regional de la faja, con depresiones que se rellenaron con depósitos fluvio deltáticos al inicio de la sedimentación terciaria.

En la provincia Occidental, la dirección predominante de las fallas mayores varía de este-oeste a noreste suroeste. Algunas del segundo tipo se reconocen sólo en el área de Machete.

El sistema de fallas de Altamira en el área de Machete determina el límite estructural entre una porción sur, donde el basamento se encuentra a poca profundidad, en la cual no se reconoce el Cretácico y sólo localmente está presente el paleozóico, y otra porción norte donde el basamento está a grandes profundidades debajo de espesas secuencias de sedimentos cretácicos y paleozóicos.

En la configuración estructural de la base del Terciario en el área de Machete se interpreta un alto que atraviesa el área en dirección Noreste-Suroeste. Esta situación también se confirma en las areniscas basales de la Formación Chaguaramas (tope sísmico C-39), donde se define como parte de este alto, el Arco de Monasterio. Dicho alto actúa como línea divisoria de dos depocentros mayores y se asume como límite occidental de la Faja Petrolífera del Orinoco.

Todos estos eventos sedimentarios, erosivos y estructurales referidos permiten establecer la siguiente reconstrucción de la evolución tectónica-estructural de esta área a través del tiempo geológico

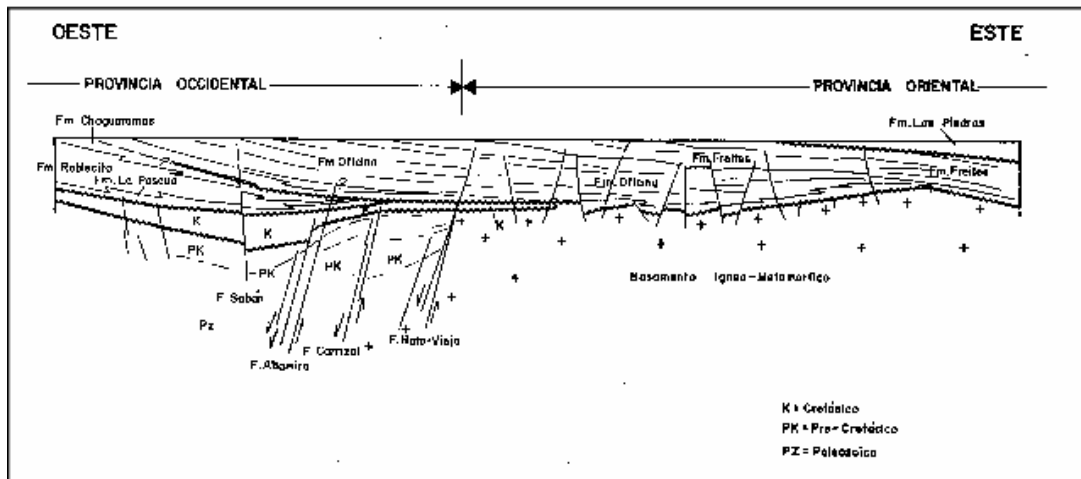


Figura 2.6. Configuración estructural esquemática de la Faja Petrolífera del Orinoco. Tomando y modificado de FIORILLO et. al., 1983b.

2.4. EVOLUCIÓN TECTÓNICA-ESTRUCTURAL DEL ÁREA DE MACHETE

2.4.1. Basamento Ígneo-metamórfico:

Según FIORILLO *et. al.*, 1983a, la configuración estructural es muy poco conocida para dos tercios del área, este hecho se debe a que para la parte norte del área de Machete las reflexiones profundas de este horizonte están por debajo del alcance de los perfiles sísmicos, lo que no permite establecer su representación, aunque se considera al cuadrante noreste como la zona más deprimida de la faja, lo cual se ajusta con lo ya descrito al noroeste de Zuata.

Es de hacer notar la existencia de una flexura fallada a nivel de este horizonte, a lo largo del sistema de fallas de Altamira, muy bien definido en dirección este-oeste, en las proximidades del paralelo 8020° desde donde se evidencia un hundimiento gradual y progresivo del basamento hacia el norte mientras que el zócalo ígneo - metamórfico hacia el sur de la falla se halla a poca profundidad y constituye la extensión lateral del basamento ígneo-metamórfico observado en el área de Zuata.

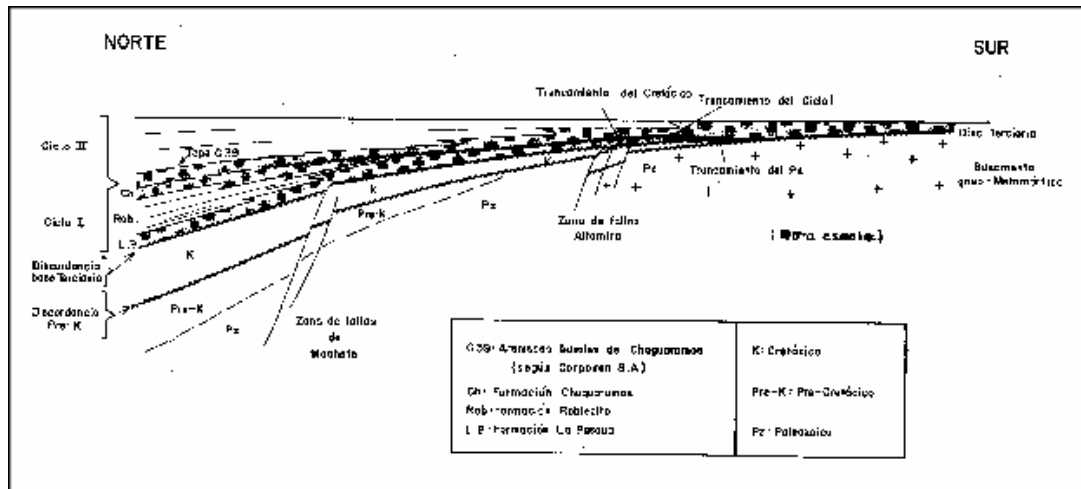


*Figura 2.7. Posición relativa de las discordancias en el Área de Machete.
Tomando y modificado de FIORILLO et al., 1983b.*

2.4.2. Discordancia post-Paleozoico

La secuencia paleozoica y probablemente infra-mesozoica fue intensamente erosionada y fallada previo a la sedimentación cretácica la cual suprayace discordantemente a los sedimentos paleozóicos al norte del límite actual de los sistemas de fallas de Machete y Altamira, mientras que los sedimentos terciarios se presentan en la misma relación de discordancia hacia el sur con la sección paleozoica (Figura 2.7). Individualmente, el sistema de fallas de Altamira persiste en su rol de zona de bisagra durante el Paleozóico.

Al norte: en el cuadrante noreste del área de Machete, al norte de la zona de fallas de Altamira se observa un pronunciado declive de la base del Cretácico hacia el norte, que varía en la profundidad desde menos de 2000 pies hasta casi 8000 pies. Este gradiente se hace menos abrupto al atravesar la zona de fallas de Machete, donde sufre un cambio de tendencia, para seguir con una orientación predominante hacia el noroeste. Esta parte del Área de Machete se encuentra perturbada por fallas orientadas en dirección este-noroeste, donde los desplazamientos verticales son generalmente muy tenues.

A1 sur: este sector se caracteriza por la ausencia de sedimentos cretácicos; los sedimentos terciarios suprayacen discordantemente al paleozóico y al basamento ígneo-metamórfico. La discordancia post-paleozoica refleja un declive regional muy tenue ligeramente ondulado y fallado.

Todas las fallas son normales, algunas del tipo antitético (reajuste) orientadas en rumbo regional N75°E.

2.4.3. Discordancia terciaria

Según FIORRILLO *et. al.*, 1983a, en este horizonte se detectan fundamentalmente los siguientes cambios:

El patrón estructural regional de la discordancia de la base del Terciario en el área de Machete se caracteriza por la presencia de un alto estructural orientado en dirección noroeste-sureste, estructura que cruza todo el área desde el Embalse de Guarico hasta su vértice sureste.

La región central del alto estructural se halla afectada por la zona de fallas de Machete, la cual provoca un ensillamiento (hondonada) transversal que facilita la comunicación entre los dos flancos o partes deprimidas del alto. A esta zona, relativamente alta respecto a las depresiones, se le ha denominado previamente como el Alto de Machete (Figura 2.8).

Persiste la tendencia del declive observado previamente para la discordancia de la base cretácica, donde se observa la parte más deprimida a profundidades por debajo de los 4500 pies al noroeste de la falla Sabán. Este declive corresponde al flanco norte a noreste del alto estructural antes mencionado.

En el cuadrante opuesto, al suroeste del área de Machete, la discordancia terciaria se reconoce con un gradiente menos pronunciado en dirección suroeste, que apenas alcanza la profundidad de unos 3000 pies. Obviamente los declives opuestos antes mencionados reflejan una estructura transversal asimétrica. El sistema de fallas "en Echelon" de Altamira se localiza al suroeste de la zona de fallas de Machete, denotándose para este horizonte menor actividad en relación con periodos anteriores. Esta zona delimita el acuífero sur de los sedimentos cretácicos por debajo de la discordancia de la base del Terciario.

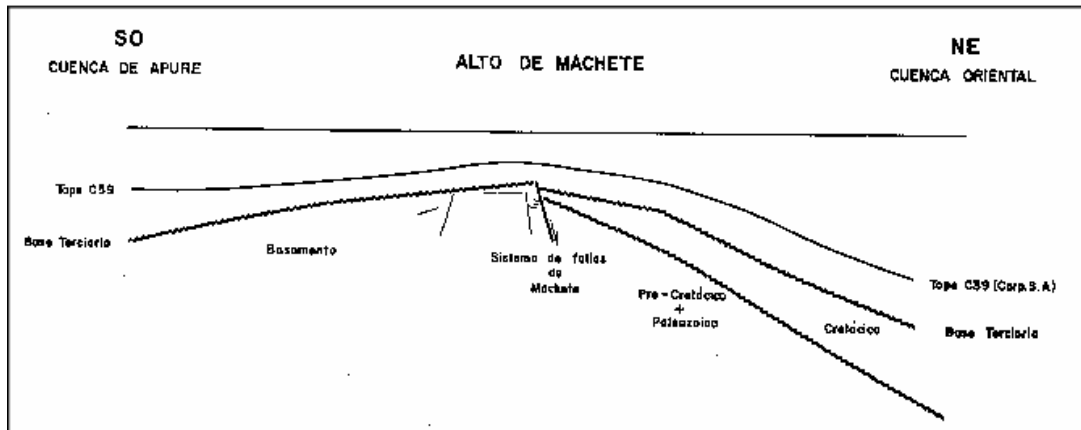


Figura 2.8. Corte diagramático del Alto de Machete. Tomando y modificado de FIORILLO et al., 1983b.

Estos rasgos definen la sección cretácica como un prisma acunado al sur y engrosado al norte, donde alcanza su espesor máximo de unos 3000 pies.

Numerosas fallas evidenciadas en la discordancia post-paleozoica desaparecen al alcanzar este horizonte, particularmente aquellas localizadas al norte del área, donde se observa un mayor espesor de sedimentos. En general, las fallas activas hasta la discordancia terciaria no muestran gran inclinación, tendiendo a ser casi verticales. Tal parece ser el caso de la falla Sabán, la cual continúa su actividad durante el Terciario.

Hacia el noroeste del área (Embalse de Guárico) se observa que los sedimentos parecen inclinados con declive regional oeste-este, lo que contrasta grandemente con la tendencia norte-sur reportada para todo el resto de la faja.

La correlación de la sección inferior del Terciario, y datos, indica la desaparición del Oligoceno superior (formaciones La Pascua-Roblecito y areniscas basales de la Formación Chaguaramas) hacia la parte occidental del área de Zuata, debido a un truncamiento del Mioceno. Todos estos hechos permiten definir un basculamiento de la faja hacia el este-suroeste, fenómeno que aconteció paralelamente con la transgresión del Mioceno.

2.4.4. Chaguaramas Basal (Arena C-39 de Corpoven)

La persistencia de una zona alta transversal de rumbo noroeste-sureste constituye el rasgo estructural de mayor relevancia para este horizonte, situación que refleja gran correspondencia con lo ya indicado por la discordancia terciaria. Este rasgo se mantiene a nivel de este marcador, aún cuando se evidencia su afloramiento hacia el noroeste del área de Machete, debido a su disposición buzamiento arriba ("up dip") de la sección terciaria, al suroeste por debajo del Mioceno, situación que se confirma en las correlaciones de la zona contigua (Zuata) entre los pozos NZZ-23X a IZZ-38X.

Las partes más profundas de este horizonte se ubican a ambos lados del alto transversal, y se detecta una profundidad máxima de unos 3300 pies al noroeste y 1800 pies al suroeste. El mapa estructural de la C-39 muestra poca cantidad de fallas que afectan a esta secuencia en su parte basal en relación a los niveles más profundos; esto indica poca actividad tectónica para, este tiempo en este sector, si se compara con lo ya descrito para la provincia oriental de la faja, donde gran cantidad de fallas del zócalo afectan al tope de la Formación Oficina. Para el área de Machete solamente se reconoce como falla de importancia la falla Sabán y una serie de tenues ondulaciones, muy poco falladas, entre las cuales se destaca el Arco de Monasterio, localizado en la parte central este del área (entre los pozos MCH-11-4X, MCH-12-3X, MCH-12-5X y, NZZ-45X), donde el zócalo, el Paleozóico, y una probable porción del cretácico fueron perturbados por una tectónica post-Chaguaramas, ya que esta última secuencia se encuentra en una posición estructuralmente positiva sin presentar cambio alguno en espesor de los flancos de la estructura. (FIORRILLO *et. al.*, 1983a).

Capítulo III. ESTRUCTURA Y ESTRATIGRAFÍA DE LOS POZOS

3.1. Introducción

Según FIORRILLLO *et. al.*, 1983a, el área de Machete fue inicialmente explorada por las antiguas concesionarias, durante los años de 1939 y 1976, habiéndose perforado un total de 30 pozos durante ese periodo. En la mayoría de los casos, dichos pozos encontraron petróleo pesado, extrapesado, y algunos ubicados al norte del campo, descubrieron cantidades no comerciales de crudos medianos y gas.

A partir de 1978, Corpoven inició los programas sísmicos del exploración del área; hasta junio de 1983 fueron grabadas 8662 Km de líneas incluyendo 2800 Km levantados en los años de 1975 y 1976 por C.V.P.S.A. Desde Febrero 1980 hasta junio de 1983, Corpoven ha perforado 74 pozos exploratorios que han evaluado aproximadamente un 85% del área Machete. De estos 74 pozos perforados, 46 de pozos resultaron petrolíferos, con potencial de producción y 22 de esos pozos fueron abandonados secos o con cantidades de hidrocarburos no comerciales.

3.2. Estructuras

3.2.1. Geología estructural del área

3.2.2. Generalidades

Según FIORRILLLO *et. al.*, 1983a, la subcuenca de Guárico fue afectada desde el Paleozoico hasta el Cuaternario por diversos movimientos tectónicos de variable intensidad a lo largo de su historia geológica, generando fallamientos, plegamientos, intrusiones y metamorfismo asociado de bajo grado. El área está compuesta por dos sistemas de fallas normales, el primero de ellos con orientación NNE-SSW, de gran extensión y magnitud, está conformado principalmente por los sistemas de fallas de Altamira, Machete y Sabán –Ruiz,

los cuales representan los límites del “Graben de Espino” (Fig. 3.1), el segundo, de menor magnitud y de orientación SSW-NNE se encuentra estrechamente relacionado con el primero.

A lo largo del tiempo geológico las subcuenca de Guárico sufrió principalmente tres procesos de basculamiento, el primero de ellos fue al inicio de la sedimentación cretácica, donde la cuenca se inclino hacia el norte y se observan los mayores espesores de estas secuencias, en este periodo y debido a procesos de levantamiento se reactivaron los sistemas de fallas paleozoicos y se generaron nuevos sistemas cretácicos, con similar orientación que los anteriores, el segundo basculamiento ocurrió antes de la sedimentación de las secuencias terciarias, donde la cuenca se inclino nuevamente , pero en dirección NNE, donde al igual que el cretácico se acumularon un mayor espesor de sedimentos como consecuencia directa de la generación de mayor espacio para la sedimentación, el ultimo basculamiento está ligado a la orogénesis andina, en este caso la cuenca se inclinó hacia el este, afectando a los sistemas de fallas anteriores y generando nuevos sistemas terciarios, finalmente los intensos procesos de erosivos exponen actualmente a la Formación Roblecito al noreste y la Formación Chaguaramas a lo largo del área de Machete.

Las principales estructuras del área de Machete se describen a continuación.

Graben de Espino

El graben de Espino es definido según BARTOK, 1993, como una estructura extensional paleozoica formada al final del Cámbrico y reactivada durante el Triásico –Jurásico. Se encuentra limitada por un sistema de fallas normales, con inversión parcial de los hombros y según estudios aeromagnéticos tiene un ancho de 100 Km y una extensión de aproximadamente 800 Km desde los llanos de Venezuela hasta Colombia con orientación NNE-SSW (BONINI Y MOORE, 1988), siendo su limite sur la falla de Altamira y su limite norte las fallas de Sabán-Ruiz y Machete. (FIORRILLO *et. al.*, 1983a) (Fig. 3.1).

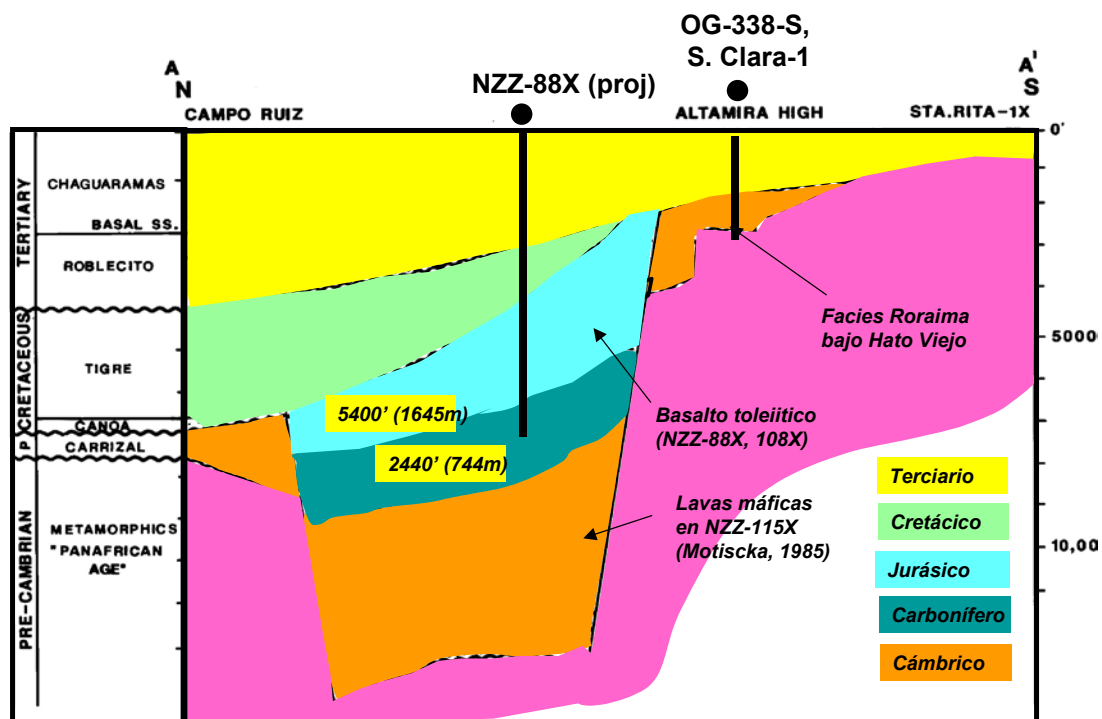


*Fig. 3.1 Corte esquemático del graben de Espino
(Tomado y modificado de BARTOK, 1993 en ARMINIO, 2001)*

Falla Sabán-Ruiz

La falla Sabán-Ruiz fue reinterpretada como una falla normal levantada al noreste de rumbo aproximado noreste con buzamiento al sureste. Dicha falla fue reactivada durante la orogénesis andina, desplazando secuencias terciarias hasta la superficie. Esta falla desplaza 250 pies del terciario y desaparece antes de llegar al alto de machete, y posee un desplazamiento de aproximadamente 1000 pies en el Paleozoico. (FIORRILLO *et. al.*, 1983a).

Falla de Altamira y Anibal Ron

MOTICKA, 1985, considera que estas fallas son actualmente normales de ángulo alto que buzcan al noroeste (ver figura 3.2), este sistema de fallas es de "echelon", que conforman el borde meridional del graben de Espino, fueron muy activas durante el Paleozoico probablemente y el Mesozoico, pero su desplazamiento

vertical ha ido disminuyendo hacia el Terciario inferior, cesando en su actividad antes del Mioceno. Asimismo ha ido aumentando el salto de las fallas a medida que se acerca al eje del actual graben de Espino, aumento marcado por el dramático engrosamiento de los sedimentos del Jurásico en esa dirección como se interpretan en los perfiles sísmicos.

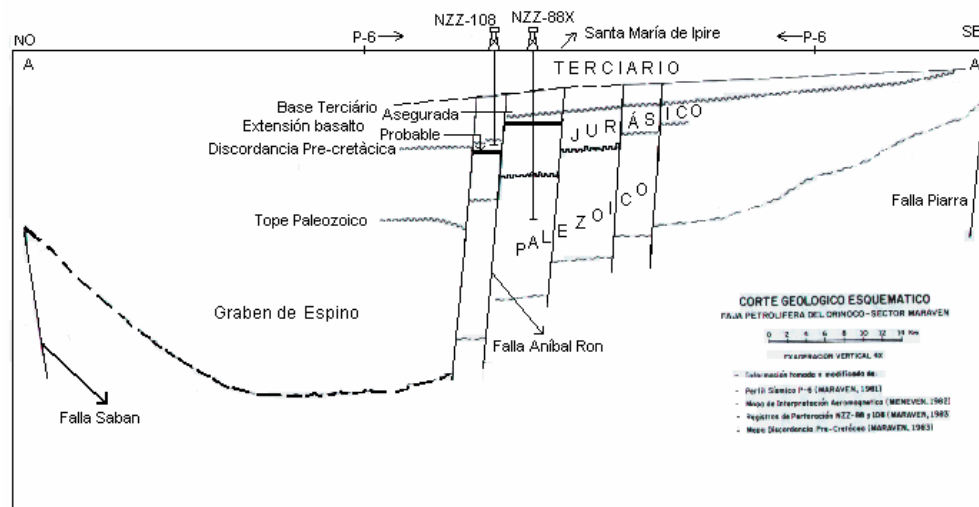


Figura.3.2 Corte NO-SE del Graben de Espino. (Tomado de MOTICKA,P 1985).

Sistemas de fallas de Machete y alto de Machete

El sistema de fallas de machete corresponde a un conjunto de fallas en “echelon” con orientación aproximada este-oeste y rumbos paralelos al graben de Espino y la falla de Altamira. La falla principal se encuentra deprimida aproximadamente 200 pies al norte del alto de Machete, disminuyendo su desplazamiento y terminando hacia el oeste. (FIORRILLO *et. al.*, 1983a).

Arco del el baul

El alto de El Baúl constituye el límite oeste del graben de Espino formado por un conjunto de colinas bajas que afloran en medio de los llanos. Representa un elemento estructural que separa las cuencas Oriental y Barinas-Apure

(GONZÁLEZ DE JUANA *et. al.*, 1980, involucra rocas de basamento en la superficie y controló los límites erosionales de todas las formaciones en su flanco este, influyendo en la sedimentación cretácica y terciaria, FIORRILLO *et al* (1983a).

Según SMITH, 1980, una orogénesis Permo-Triásica provocó el levantamiento de este macizo y justifica la presencia de rocas volcánicas de edad triásica en la zona. Afloran rocas ígneas intrusivas (granito), volcánicas y metamórficas de edad Paleozoica, GONZÁLEZ DE JUANA *et. al., op. cit.* En el Arco de El Baúl también se encuentra expuestos sedimentos cretácicos-terciarios que yacen sobre la aureola metamórfica de sedimentos paleozoicos, (FEO CODECIDO *et. al.*, 1984). Fué un elemento positivo a fines del Cretáceo y de nuevo a fines del Terciario, FIORRILLO *et. al., op. cit.*

Granitos similares a los de El Baúl han sido perforados en la región occidental de la Cuenca Oriental de Venezuela, GONZÁLEZ DE JUANA *et. al.*, 1980.

3.3. Geología estructural de los pozos

3.3.1. Pozo MCH 3-2X.

Ubicación

El pozo MCH 3-2X, se encuentra ubicado en la localización GE-A, del área de Machete bajo las siguientes coordenadas N 983.348.00 E 821.119.00, tiene una elevación del terreno de 418' y una elevación de la mesa rotatoria de 432'.

Geología estructural en el pozo

Este pozo está ubicado en una estructura cómica la cual está encerrada entre dos fallas cortadas perpendicularmente entre sí.

No se atravesaron fallas en este pozo.

3.3.2. Pozo MCH 6-3X

Ubicación

El pozo MCH 6-3X, se encuentra ubicado en la localización Gorrin-6-3 del área de Machete bajo las siguientes coordenadas N 949.784.30 E 764.685.50, tiene una elevación del terreno de 571’ y una elevación de la mesa rotatoria de 585’.

Geología estructural en el pozo

El pozo MCH 6-3X está ubicado en un bloque levantado al sur de una falla normal buzamiento noroeste rumbo noreste que se extiende desde el Paleozoico hasta el Oligoceno Medio.

La localización está situada en el flanco este de un cierre contra la falla de 160’ (40 msg.). Se trata con este pozo de evaluar este cierre interpretado en Caguaramas Basal. Este pozo no atravesó ninguna falla. (GUTIERRES, 1982).

3.3.3. Pozo MCH 6-4X

Ubicación

El pozo MCH 6-4X, se encuentra ubicado en la localización Gorrin-6-4 del área de Machete bajo las siguientes coordenadas N 949.528.39. E 754.548.28, tiene una elevación del terreno de 366’ y una elevación de la mesa rotatoria de 380’.

Geología estructural en el pozo

La localización está ubicada en el bloque deprimido norte de una falla normal, buzamiento al norte y rumbo este-oeste en edad Oligoceno medio, limitada al norte por una falla normal con buzamiento al norte y rumbo este-oeste, y al oeste por otra falla normal de rumbo nororeste y buzamiento al este, las cuales

constituyen en un cierre de aproximadamente 20 mgs contra dichas fallas formando así una estructura favorable para el entrapamiento de hidrocarburos.

3.3.4. Pozo MCH 7-8X

Ubicación

El pozo MCH 7-8X, se encuentra ubicado en la localización MG-16, del área de Machete bajo las siguientes coordenadas N 954.273.81 E 782.290.00, tiene una elevación del terreno de 433' y una elevación de la mesa rotatoria de 443'.

Geología estructural en el pozo

Este pozo se encuentra ubicado en el centro del área de Machete, a unos 11 Km. al noroeste del pozo MCH 7-12X y a unos 9 Km. noreste del pozo MCH 7-6X, se encuentra ubicado en el bloque levantado limitado por dos fallas de orientación, N45°E, lo que podría formar una posible trampa estructural característica del Oligoceno medio (LOAIZA, 1983).

En la línea sísmica de orientación N-S, se puede observar el acunamiento de los reflectores pertenecientes a la secuencia precretácica (Color Azul oscuro) contra la discordancia Cretácica (Color Azul claro), al sur del área de Machete. (Figura 3.3).

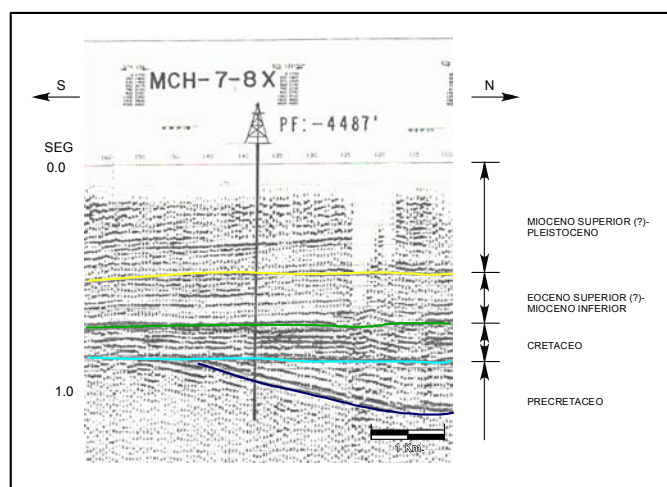


Fig. 3.3 Sección Sísmica del Pozo MCH 7-8X (Tomado y modificado de PORTILLA, A 1993).

3.3.5. Pozo MCH 7-12X

Ubicación

El pozo MCH 7-12X, se encuentra ubicado en la localización ZG 20 del área de Machete bajo las siguientes coordenadas N 953.027.58 E794.470.36, tiene una elevación del terreno de 341’ y una elevación de la mesa rotatoria de 355’.

Geología estructural en el pozo

Este pozo está ubicado en la parte este central del área de Machete a unos 17 Km. Al sur este de los pozos MCH 7-1X y MCH 7-4X y a unos 27 Km. al sur del pozo MCH 7-11X y se encuentra en un alto estructural formado por un domo, cortado por una falla normal de buzamiento al este y rumbo casi norte-sur, lo que constituye una trampa de característica estructural a nivel de Oligoceno-Medio. (LOAIZA. P, 1983).

3.3.6. Pozo MCH 8-5X

Ubicación

El pozo MCH 8-5X, se encuentra ubicado en la localización Espino 1-1 del área de Machete bajo las siguientes coordenadas N 969.670.97 E 170.244.53, tiene una elevación del terreno de 459’ y una elevación de la mesa rotatoria de 473’.

Geología estructural en el pozo

El pozo MCH 8-5X está ubicado en un alto estructural limitado por la intersección de dos fallas normales, formando un cierre de aproximadamente 1200’ (300 msgs.). La estructura está limitada en el norte por una falla normal, levantada al sur, rumbo este-oeste y buzamiento hacia el norte y en el oeste por

una falla normal, levantada al este rumbo noreste-suroeste buzamiento al noroeste formando un cierre aproximado de 20 Km². (Figura 3.4).

El cierre está interpretado en el nivel de una discordancia angular intrapaleozoico +/- 13500' de profundidad.

Con este pozo se pretende evaluar el potencial hidrocarburífero del Paleozoico, calidad de la roca madre, historia geotérmica, minerales pesados y calidad del yacimiento.

La discordancia interpretada sísmicamente, “discordancia basal pre-cretácica o discordancia Paleozoico medio” es una discordancia interpretada como base de Carrizal. Esta discordancia es angular contra las capas más profundas y se puede observar las estructuras claramente en la línea sísmica ZG-13. La edad de las rocas pre discordancia es desconocida pero puede ser una secuencia de areniscas cuarcíticas- arcósicas con porosidad por fracturas sobre el basamento ígneo metamórfico.

No se atravesaron fallas en este pozo. (STREDER, 1982.).

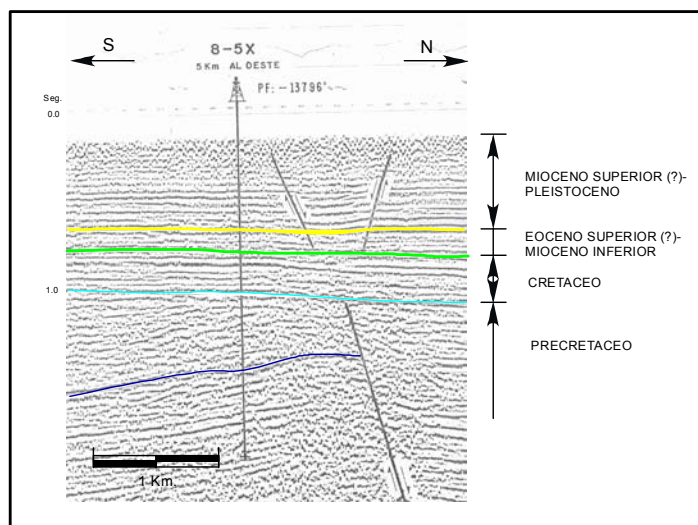


Fig. 3.4. Sección Sísmica del Pozo MCH 8-5X (Tomado y modificado de PORTILLA, A 1993).

3.3.7. Pozo MCH 12-4X

Ubicación

El pozo MCH 12-4X, se encuentra ubicado en la localización “Y”, del área de Machete bajo las siguientes coordenadas N 927.943.77 E 195.735.47, tiene una elevación del terreno de 394’ y una elevación de la mesa rotatoria de 409’.

Geología estructural en el pozo

El pozo MCH 12-4X se encuentra ubicado en una alto estructural formado por un domo, cortado por una falla normal de buzamiento al este y rumbo casi norte sur, lo que constituye una trampa de característica estructural a nivel del Oligoceno medio.

3.4. Estratigrafía

3.4.1. Generalidades

El estudio estratigráfico y sedimentológico del área de Machete fue elaborado por FIORILLO *et al.*, 1983a, basándose en toda información disponible del área, como informes técnicos, paleontológicos, estudios sedimentológicos de núcleos, descripciones de muestras de canal y pared, así como también se obtuvo información de mapas estructurales, sísmicos e isópacos, secciones estructurales y estratigráficas previamente elaboradas.

La columna estratigráfica detallada del área de Machete se presenta a continuación (Tabla 3.1).

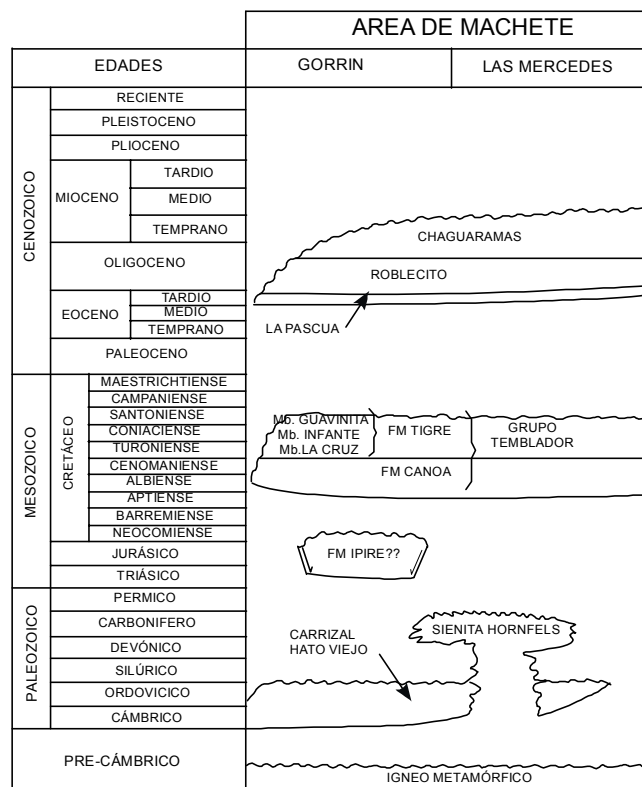


Tabla 3.1 Tabla de correlación estratigráfica. (Tomado y modificado de FIORRILLO et al., 1983).

3.4.2. Estratigrafía general del área

Precámbrico

Según FIORRILLO *et. al.*, 1983a, el basamento ígneo metamórfico del área de Machete está conformado por una roca granítica, de color rosado a gris claro, blancuzco y compuesto principalmente por cuarzo, plagioclasa, ortosa, muscovita, clorita y óxidos de hierro. Los cristales son de tamaño medio a grueso y de bordes suturados, con marcada textura de mosaico, los feldespatos se encuentran comúnmente alterados y los componentes félsicos consisten principalmente en cloritas. Esta roca fue clasificada como un Leucogranito.

La edad radiométrica de una muestra del pozo MCH 12-7X a una profundidad de 1192 pies (-944 pies), es de 1025 ma. +/- 31 ma., usando el sistema K/SPAR de roca completa.

Paleozoico

Según FIORRILLO *et. at.*, 1983a., la secuencia pre-cretácica está distribuida en la Faja Petrolífera del Orinoco en Machete, Zuata y en la parte nor-occidental de Hamaca, y comprende las formaciones Hato Viejo, Carrizal y la formación de carácter informal Espino. Las cuales se describen a continuación:

Cámbrico

Formación Hato Viejo

Descrita inicialmente por HERBERG, 1950 en el pozo Hato Viejo-1, esta formación está compuesta por areniscas de color gris oscuro a gris rosado, de grano grueso, friable y ligeramente calcáreo. Los pozos Hato Viejo 1, Santa clara 1, Maco-1, OG338-S, Zuata-1 y Zuata Este-1, perforaron una secuencia de areniscas cuarzosas y arcosas de 782 pies de espesor.

En los pozos NZZ-45X, SDZ-43X y Zuata Este-1X, en el área de Zuata, FEO CODECIDO *et. al.*, 1982, describió areniscas conglomeráticas de color gris claro, que presentan disminución del tamaño del grano hacia el tope y una asociación de areniscas y lutitas interlaminadas con bajo contenido de glauconita. Esta secuencia pudo haber sido sedimentada en un ambiente de alta energía variando desde barra de meandro fluvial a playa costera.

La Formación Hato Viejo no ha sido reconocida en pozos del área de Machete, sólo se conoce por sísmica la existencia de una secuencia por debajo de la discordancia angular que define la base de la Formación Carrizal.

Se desconocen las relaciones estratigráficas reales de esta unidad, se supone en contacto discordante sobre el Basamento. (FIORRILLO *et. al.*, 1983a).

Formación. Carrizal

La Formación Carrizal en el área de Machete esta compuesta principalmente por una argilita que varia de color entre gris verdosa a rojiza (dependiendo de su estado de oxidación), glauconítica, con menores desarrollos de arenisca marrón, a gris claro, cuarcítica, micácea, de grano fino a medio, la cual cambia a una argilita rojo púrpura, limolítica en parte, de color gris a verde, con indicaciones de metamorfismo de muy bajo grado, incluyendo vetas rellenas de calcita. Esta formación está restringida al sur este de la falla de Altamira.

En el área de Machete esta formación es estéril, pero en el área de Zuata contiene acritarcos de edad Cámbrico inferior-medio. (DI GIACOMO, 1983).

Devónico/Carbonífero

En la zona oeste del área de Machete, varios pozos alcanzaron una roca de aspecto metamórfico. Una muestra de dicha sección, perteneciente al pozo MCH 2-3X a una profundidad de 4263' consiste en un Hornfels, compuesto principalmente por abundantes granos de cuarzo de tamaño limo, con comunes inclusiones de apatito y rutilo, biotita como producto de una fuerte recristalización de la matriz, clorita como producto de alteración de la biotita y cristales de hematina y magnetita distribuidos en forma homogénea.

La edad radiométrica de una muestra del mismo núcleo a una profundidad de 4261' arroja una edad de 347 ma. +/- 10 ma. Usando K/AR (análisis de las Biotitas). Esta edad esta entre el Devónico y el Carbonífero y representa el último evento térmico del área, el cual posiblemente metamorizó sedimentos equivalentes a Carrizal. (FIORRILLO *et. al.*, 1983a).

Jurásico

Formación Espino

FIORRILLO *et al.*, 1983a, denomina informalmente a la Formación Espino a una secuencia de aproximadamente 800 pies de sedimentos de edad desconocida, estratigráficamente es Post-Carrizal y Pre-Temblador y se encuentra ubicada en las zonas centro noreste del área de Machete y al noreste del área de Zuata, limitado al sur por el sistemas de fallas de Altamira. Esta secuencia fue encontrada en los pozos MCH 3-1X, MCH 3-5X, MCH 3-6X, MCH 3-7X, MCH 4-2X, MCH 4-5X, MCH 7-2X, MCH 7-8X, MCH 7-11X, MCH 7-15X, ,CH 8-4X, MCH 11X, MCH 11-6X, MCH 12-2X y definida como una secuencia de areniscas masivas de color gris claro, rosado, intercaladas con una lutita de color verde.

Posteriormente MOTICKA, 1985, le asigna a esta secuencia el nombre de Formación Ipire, debido a que los sedimentos descritos en informes inéditos bajo el nombre de la Formación Espino, incluían, además de las capas rojas, una secuencia de areniscas grises y blancas halladas en el área de Machete, estado Guárico, de características litológicas, de ambiente sedimentario y de edad distintas a las capas rojas, también se describe un horizonte de coladas de lavas de 113 metros de espesor, los cuales corresponde a un basalto alcalino de efusión fisural subaérea, quien sugiere denominar Basalto de Altamira.

La Formación Ipire se caracteriza por ser una secuencia muy irregularmente alternante de areniscas, arcosas, limolitas, lutitas y ocasionales intercalaciones conglomeráticas, de persistente color marrón rojizo en diferentes tonalidades, con ocasionales horizontes de color gris claro a verdoso. Los estratos arenáceos y arcósicos, frecuentemente presentan un cemento carbonático (esencialmente dolomítico). El detritus es fino a muy fino, y los granos son angulosos a subangulares y moderadamente mal escogidos. La estratigrafía se caracteriza por su inhomogeneidad y variabilidad vertical y lateral, con estratificación cruzada, rizaduras, con laminaciones lenticulares onduladas, texturas subflaser y otras perturbaciones, debidas a regímenes de corrientes inconsistentes. A corta

distancia del tope de esta formación, se halla intercalada una colada lávica de 113 m de espesor. Se trata del basalto de Altamira, un basalto alcalino de efusión fisural subaérea y de carácter continental anorogénico. (MOTICKA, 1985).

Cretáceo

La secuencia cretácica en la faja está representada por los sedimentos del Grupo Temblador, descritos inicialmente por HEDBERG, 1942 en L.E.V., 1996 y subdividido en las formaciones Tigre y Canoa por DUSEMBURY, 1960 en L.E.V., 1996.

Grupo Temblador

Formación Canoa

La Formación Canoa está compuesta principalmente por areniscas macizas de color gris claro a blanco con granos de cuarzo muy variables en tamaño y forma, caoliníticas y no calcáreas, intercalas con capas finas de lutitas, de textura semiestilosa y colores muy variables entre los rojos, marrones y amarillos.

Se considera Cretáceo medio (pre-Turonense), debido a su posición infrayacente al Miembro La Cruz, de edad Turonense Temprano-Cenomaniense?, con el cual guarda relación concordante, y suprayacente a rocas paleozoicas o precámbricas en forma discordante (HEDBERG, *et al.*, 1947 en FIORRILLO *et. al.*, 1983). De acuerdo a palinomorfos, VAN ERVE, 1985 en FIORRILLO *et. al. op. cit.*, le asigna una edad Aptiense-Albiense. SINANOGLU (1985) concluyó que la edad mas probable para el anterior conjunto de fósiles es ?Aptiense-Albiense medio, parte Temprano.

Formación Tigre

La Formación Tigre representa el ciclo marino del cretáceo y esta conformada por una intercalación de calizas, lutitas marinas y areniscas.

Esta formación se divide en tres miembros:

Miembro La Cruz

Este miembro representa la primera parte marina del Cretáceo, y se caracteriza por capas de areniscas glauconíticas bien estratificadas, de color blanco a gris con tamaño y forma muy variable y escogimiento muy pobre, intercaladas con capas menores de lutitas de color gris a negro y ocasionalmente verdosas, calcáreas, piríticas y fosilíferas. En esta sección se identificaron los primeros desarrollos de calizas arcillosas, de color blanco a marrón claro, ocasionalmente masivas y microfracturadas, las cuales en algunos casos estaban rellenas con petróleo pesado.

En el Alto de Machete, este miembro es petrolífero. Los pozos MCH 7-5X y MCH 7-9X produjeron 120 y 180 BBPD, respectivamente, de crudo de 6° API, por bombeo en caliente después de la estimulación con vapor de agua.

Miembro Infante

El Miembro Infante consiste en un desarrollo de calizas de color gris claro, a blanco, ocasionalmente glauconíticas y fosilíferas, intercaladas con capas finas de lutitas de color gris oscuro a marrón oscuro, ligeramente calcáreas, glauconíticas y piríticas. Localmente cambia a facies más limolíticas/ arenosa.

Miembro Guavinita

Este miembro se caracteriza por una secuencia de areniscas de color blanco a gris claro de grano fino y de forma variable, bien escogida, bien cementada, glauconítica y calcáreas, intercalado con capas de lutitas y calizas.

Las lutitas son de color gris claro, a marrón claro, calcáreas, carbonáceas y fosilíferas en su intervalo inferior, las calizas son de color marrón claro a blanco, microcristalinas, fosilíferas y glauconíticas, laminadas con capas finas de lutitas y limolitas arenosas.

Cenozoico

Terciario

La columna sedimentaria del terciario está constituida por tres ciclos sedimentarios de transgresión-regresión. El ciclo más antiguo corresponde al Oligoceno y los otros dos al Mioceno.

Localmente existen depósitos pliocenos de carácter continental cubriendo discordantemente el Mioceno.

Los ciclos 2 y 3 del Mioceno se han subdividido en 5 unidades litoestratigráficas, las cuales, de manera informal se extendieron regionalmente con el fin de simplificar la diversidad de terminología utilizada en cada área.

El Ciclo 2 corresponde a la mayor parte de la Formación Oficina y el ciclo 3 a la parte superior de dicha formación y a la Formación Freites.

El Ciclo 1 (Oligoceno) sólo está presente en el subsuelo de la parte occidental de la Faja (Áreas Machete y parte occidental de Zuata) e incluye tres unidades litoestratigráficas: Formación La Pascua, Formación Roblecito y Formación Chaguaramas, que se describen a continuación:

Formación La Pascua

La Formación pascua, típicamente, es una secuencia de areniscas de color gris, gris claro a marrón, dura, firme, de grano fino a medio, subredondeado a subangular, regularmente escogido. Localmente es calcárea, intercalada con capas finas de lutitas gris-gris oscuro, firmes y fosilíferas, subastillosas, ocasionalmente cambian de color a marrón claro, limolítica, carbonácea, ligeramente calcárea, con capas finas de carbón.

Formación Roblecito

La Formación Roblecito representa el máximo avance de los mares eo-oligocenos. En el área de Machete alcanza un espesor máximo de 2300' y está compuesto principalmente por lutitas de color gris claro a oscuro, limosas,

calcáreas, carbonáceas y piríticas y en su intervalo inferior por areniscas de color gris claro, de grano medio, bien escogidas, ligeramente calcáreas, con pirita y restos fósiles y capas finas de carbón, intercaladas con arcillas de color gris verdoso, no calcáreas.

Formación Chaguaramas

En su parte basal la Formación Chaguaramas está compuesta por areniscas de color gris verdoso, de grano fino a medio, gradando a grueso en la base de las arenas, regularmente escogidas, calcáreas en parte, piríticas, intercaladas con capas finas de lutitas y arcilita de color gris, con capas finas de carbón. Localmente la lutitas es calcárea y micácea.

La parte superior consiste en una sección gruesa de areniscas intercaladas con calas de lutitas, arcillas, carbones y limolitas. Algunas limolitas gradan a conglomerados.

3.4.3. Estratigrafía de los pozos

A continuación se presenta una tabla donde se muestran las secuencias perforadas por cada uno de los pozos estudiados, así como la profundidad a la que se encontraron el tope de cada una de estas según FIORILLO *et al.* (1983).

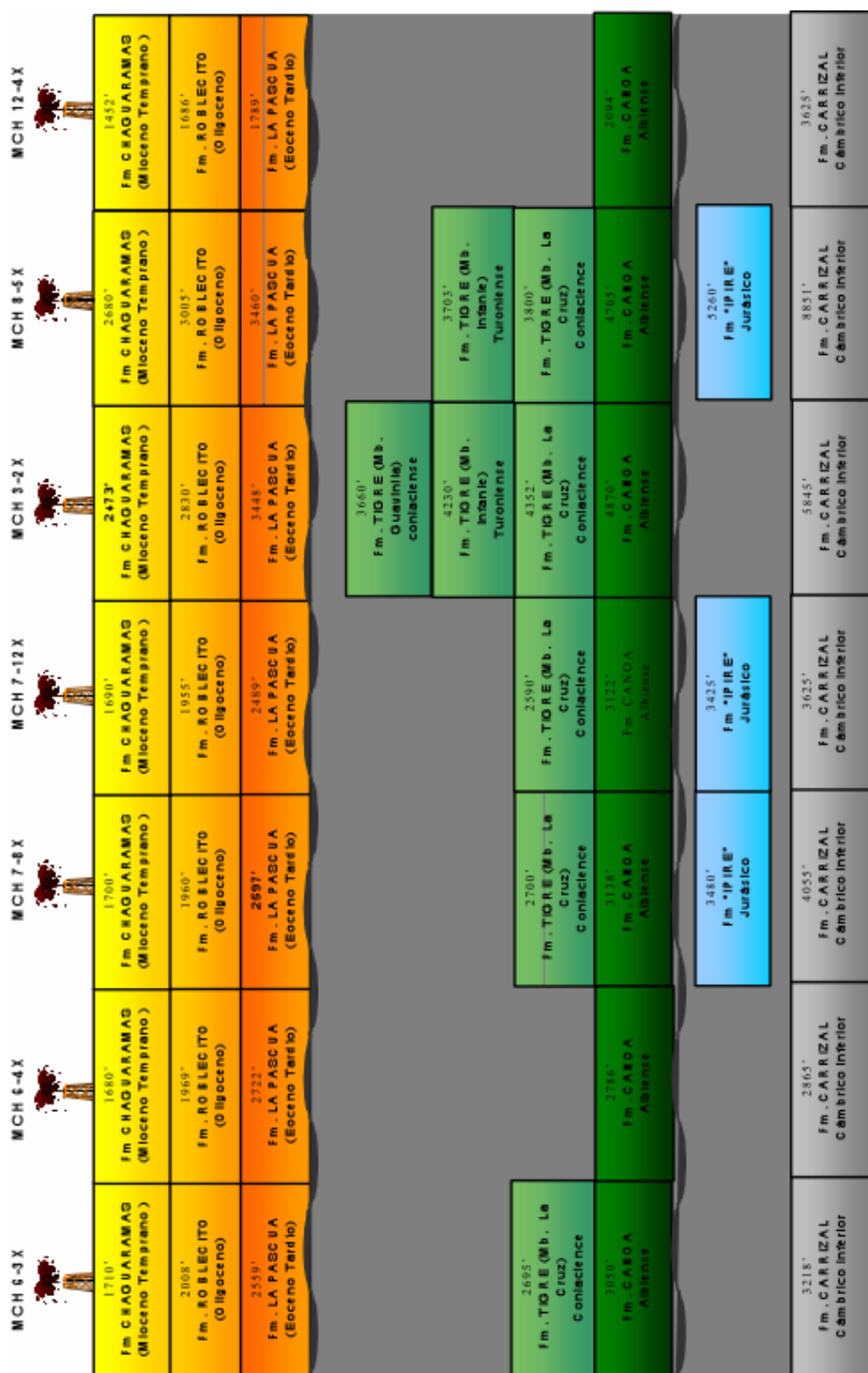


Tabla 3.5. Secuencias perforadas y topes encontrados en los pozos estudiados.
Tomado y modificado de FIORILLO et. al., 1983a.

Capítulo IV. MARCO TEÓRICO

4.1. CAPAS ROJAS

4.1.1. Introducción

Las capas rojas incluyen, arcilitas, areniscas, arcosas, radiolaritas, algunas limolitas y ocasionalmente otros tipos de rocas tal como capas de teph. El color rojizo de las capas rojas en contraste con el gris de la mayoría de las rocas sedimentarias antiguas, siempre ha causado interés de los profesionales de geología. Frecuentemente se asumió que las capas rojas indicaban antiguos ambientes áridos, porque a menudo están asociados con evaporitas. De hecho, este tipo de capas rojas es particularmente común y ocurre en regiones de baja paleoaltitud. En el permo-triásico las capas rojas gruesas y de gran extensión se acumularon en todos los continentes. Sin embargo, las arenas rojas y los suelos son raros y no típicos de los desiertos de hoy en día. Además, las capas rojas fueron identificadas en varios otros ambientes depositacionales, incluyendo sedimentos marinos. En principio, estas pueden ocurrir incluso en secuencias glaciares. Estos descubrimientos llevaron a controversias sobre el origen de las capas rojas. (GERHARD, 1992).

4.2. Origen de la coloración roja

La mayoría de los autores asumen que el pigmento que da coloración a las capas rojas es la hematita (Fe_2O_3) de grano fino uniformemente dispersa, mientras que la hematina concentrada en cristales de mayor tamaño en algunos lugares específicos no genera coloración roja. TORRENT y SCHWERTMANN, 1987 en GERHARD, 1992, determinaron que el color rojo es producido por el comportamiento óptico de pequeños grupos de hematita. El color de mezclas sintéticas de hematitas y arcillas varía con el tamaño de grano de los cristales de hematina. Los hidróxidos de hierro férrico, tales como la goetita y la no tan bien definida limonita, son de color marrón a

ocre. Menos del 1% de hematita es suficiente para generar la coloración roja en las arcillas y limos. El contenido total de hierro en las arcilitas, es sin embargo, comúnmente de dos a tres veces mayor al requerido por el pigmento, porque los minerales de arcilla y otras fases minerales también contienen hierro férrico y ferroso. En las arcilitas rojas y verdes alternantes, el contenido de la capa roja es, si acaso, solo insignificantlymente mayor que el de las capas verdes. El color rojo de las areniscas es causado por el revestimiento de granos con contenido de hematita. Su contenido de hematita puede ser incluso menor que el de las arcilitas. Las capas superiores de las areniscas de coloración rojiza puede también ser causada por infiltración mecánica de detritos de arcilla (TURNER, 1980).

FRIEDMAN y SANDERS, 1978 proponen cinco mecanismos como maneras para crear el pigmento rojo de las capas rojas:

1. La hematita formada en un suelo laterítico en un clima húmedo-tropical por la oxidación del hierro ferroso derivado de los silicatos ferromagnesianos (principalmente piroxeno, hornblenda, biotita, y clorita) y magnetita, tal hematita fue transportada físicamente al sitio de la depositación, y posteriormente no sufrieron cambios importantes.
2. La hematita formada por la alteración "in-situ" de los óxidos parduzcos hidratados del hierro derivados de la oxidación del hierro ferroso en minerales ricos en hierro (principalmente los silicatos ferromagnesianos y magnetita,) en un clima caliente y árido. Los minerales frescos que contenían el hierro ferroso fueron depositados inicialmente como un aluvión no rojizo, alterado in situ, a óxidos hierro hidratados parduzcos, y con el tiempo, estos óxidos se convirtieron en hematita.
3. La hematita formada por el envejecimiento de óxidos férricos de hierro hidratado y parduzco en un clima tropical húmedo; el óxido está contenido dentro de los sedimentos aluviales como: (a) Productos de suelos madurado finamente divididos transportados y depositados por ríos o (b) como productos de alteración "in-situ" de minerales ferromagnesianos frescos.
4. La hematita estaba relacionada a una unidad de capas roja preexistente y fue redepositada como partículas del segundo ciclo.

5. La hematita fue precipitada directamente fuera del agua de mar durante las etapas iniciales de la evaporación.

La presencia de hematita o limonita indica que el sedimento está en un estado de oxidación. Generalmente esta condición ocurre y se mantiene en ambientes continentales por encima de los niveles freáticos, más que en sistemas acuáticos. En consecuencia las capas rojas son comunes en depósitos continentales, aunque también ocurren en ciertos sedimentos marinos y lacustres. Durante la historia temprana del planeta, cuando la atmósfera era pobre o libre de oxígeno, la formación de capas rojas era limitada o imposible. Las capas rojas continentales mas antiguas en el registro estratigráfico están probablemente en las capas verdes de Dharwar en la India (SRINIVASAN y SREENIVAS, 1972 en FRIEDMAN y SANDERS, 1978), las cuales tienen aproximadamente 2500 m.a. de antigüedad. Las capas rojas, sin embargo, no son abundantes en el registro estratigráfico sino entre 1800 y 2000 m.a. las cuales han sido formadas como indicadores del oxígeno libre que empieza a acumularse en la atmósfera a partir de este tiempo.

Las condiciones oxidantes dentro de un sedimento pueden ser mantenidas por un largo tiempo cuando poca o ninguna materia orgánica o agua de poros reductora este disponible para reducir el hierro férrico. Luego, el hierro no puede incorporarse en los carbonatos, minerales de arcilla, o formar sulfuros de hierro (pirita). Además, el hierro férrico no puede ser removido por agua de poro circulante como hierro ferroso disuelto. En contraste, en sedimentos enterrados que contienen suficiente materia orgánica para reducir toda la limonita y hematita pre existente, el pigmento marrón o rojo no persiste. Por ello, estos se vuelven grisáceo pálido. Coloración roja secundaria puede ocurrir solo si el exceso de materia orgánica es destruido por agua de poro oxidante o algún otro mecanismo.

Con estas reglas básicas en mente, la ocurrencia de capas rojas en varios ambientes depositacionales es fácil de entender.

4.3. Ambientes depositacionales de capas marrones y rojas

Ejemplos de ambientes depositacionales con un gran potencial de formación de lechos marrones pueden ser fácilmente deducidos a partir de estas reglas generales. Estos incluyen sistemas marinos y continentales. Las lodolitas rojas fluviales de muchas formaciones pueden ser interpretadas como sedimentos de llanuras aluviales originalmente marrones derivadas de de carga de suspensiones de lodo o carga agregada de lecho de río.

Ambientes con sedimentación relativamente rápida tal como llanuras aluviales, depósitos prodelta en lagos y mares o sedimentos supramareales, pueden mantener un estado oxidizado solo cuando su contenido de carbón orgánico primario es bajo. En contraste, sedimentos pelágicos lentamente depositados en mesetas submarinas y en mar profundo pueden tener altos contenidos de carbón orgánico originalmente, pero la vida béntica en aguas oxigenadas tiene suficiente tiempo para destruir la materia orgánica antes de que sea finalmente soterrada bajo sedimentos mas recientes. La arcilla roja de mar profundo que se acumula bajo la profundidad de compensación de los carbonatos, es representativa de este grupo de lechos rojos, los cuales no dependen de una fuente específica de mineral de arcilla.

Los sedimentos rojos de mar profundo son restringidos a sitios basales en las fosas “mid-oceánicas” sin mayor influjo clástico (FRANKE y PAUL, 1980 en GERHARD, 1992), aunque ellos pueden contener sílice biogénica y carbonatos. Las arcillas rojas pueden alternarse con turbiditas grises que son depositadas rápidamente y obtienen su material orgánico de áreas con mayores rasas de sedimentación (FAUPL y SABER, 1978 en GERHARD, 1992).

Carbonatos pobres en hierro solo requieren de poco carbón orgánico preservado para mantenerse en estado reducido. Por ello, los carbonatos más antiguos son color gris claro. Las calizas rojas indican un ambiente particularmente bien oxidizado, baja tasa de sedimentación y, en algunos casos, posiblemente emergencia sobre el nivel del mar. Adicionalmente, algunas calizas rojas, areniscas y en menor grado arcilitas con limites de color irregular a lo largo de los planos de lecho primarios puede resultar de

procesos postdeposicionales, tales como aguas subterráneas circulantes con un alto potencial de oxido-reducción. Similarmente, aguas de poro reductoras pueden destruir el tinte rojo, particularmente a lo largo de zonas con alta permeabilidad de fractura. Transgresiones del mar sobre sedimentos continentales marrones o rojos, normalmente dejan atrás depósitos grises, pero pueden tan bien afectar los sedimentos inferiores proveyendo agua de poro reductora circulante. De esta forma, las porciones superiores y zonas localizadas más profundas de estos sedimentos pueden ser decoloradas.

Finalmente, es importante notar que el hierro es también liberado de minerales inestables durante la diagénesis (WALTER 1967, 1976,1979; FUCHTBAUER 1988 en GERHARD, 1992). Aguas intersticiales oxidantes llevan a la meteorización de esas partículas y a la formación de nuevos minerales de arcilla así como hidróxidos de hierro férrico. Estos últimos, cambian lentamente a hematita y consecuentemente causa la coloración roja mencionada previamente. Este proceso ocurre comúnmente en sedimentos que originalmente eran marrones y no contienen suficiente materia orgánica para mantener condiciones de reducción bajo la superficie.

4.4. Clasificación de las capas rojas Continentales.

4.4.1. Clasificaciones previas.

KRYNINE, 1949 en TURNER, 1980, propuso una clasificación comprensiva de capas rojas en la cual utilizó sus propias ideas acerca del origen del pigmento de oxido de hierro en capas rojas y le asigno cuatro posibles orígenes.

Desafortunadamente como ocurre en muchos casos en esquemas de clasificación, la clasificación de KRYNINE, *op. cit.*, para capas rojas ha sufrido mucho abuso, debido a que en la mayoría de los casos es difícil aplicar.

CLARK, 1962 en TURNER, 1980, propuso una clasificación basada principalmente en las variaciones del color y relacionado con las estructuras sedimentarias, texturas, contenido fósil y posible ambiente depositacional. Esta clasificación también resultó

insatisfactoria, debido a que se pueden confundir a las capas rojas que provienen de orígenes tectónicos diversos con asociaciones sedimentarias simples ya que tienen características similares de color. También el uso del origen del pigmento como un origen de clasificación es insuficiente debido a que este puede obligatoriamente llevar a categorías mutuamente excluyentes.

4.4.2. Clasificación de la capas rojas según TURNER, 1998.

La clasificación de capas rojas propuestas por TURNER, *op. cit.*, es quizás la más práctica y utilizada en la actualidad debido a que las divide según su ambiente depositacional e historia diagenética en:

Capas rojas primarias:

Se depositan como producto de la erosión de suelos lateríticos o capas rojas más antiguas, originados en climas húmedos; durante la diagénesis temprana los hidróxidos férricos, por lo general goetita o limonita, son alteradas a hematita con el tiempo (VAN HOUTEN, 1961 en TURNER; 1980).

FOLK, 1976, en TURNER; 1980, demostró que el color rojo de las arenas de las dunas del desierto de Simpson en Australia fueron formadas por un proceso de laterización y posterior deshidratación en un periodo de tiempo mas amplio, lo que formuló un buen modelo para explicar el enrojecimiento mas intenso en secuencias eólicas mas antiguas con respecto a las jóvenes.

Capas rojas de origen diagenético:

Se forman cuando la alteración de silicatos ferromagnesianos ocurre sólo durante la diagénesis en etapas avanzadas de soterramiento. El enrojecimiento es mas intenso

mientras que la alteración diagenética llega a ser más avanzada y es así un mecanismo dependiente del tiempo. Se forman en cualquier tipo de ambiente y clima.

Capas rojas secundarias:

Son formadas por la meteorización y oxidación durante el levantamiento de estratos originalmente no rojos pero con alto contenido de hierro, comúnmente de tipo ferroso (coloración post-diagenética). Esto indica que las condiciones oxidantes para la formación de hematita no se dieron antes o durante la diagénesis.

Capas rojas marinas:

Este tipo de capas rojas es muy raro, ya que en ambientes marinos la materia orgánica es abundante y prevalecen las condiciones reductoras. Solo se pueden formar cuando la productividad de materia orgánica es baja y la tasa de sedimentación es lenta, lo que da lugar a que se establezcan condiciones oxidantes por debajo de la interfase agua-sedimento y se preserven los óxidos férricos detríticos que más tarde se transformaran a hematita. De esta manera se forman las arcillas rojas de ambientes marinos profundos y las capas rojas pelágicas (FROELICH *et al.*, 1979; en TURNER, 1998).

4.5. Capas Rojas en Venezuela

Como se ha discutido anteriormente, las capas rojas pueden desarrollarse en una gran variedad de ambientes sedimentarios, pueden tener diferentes orígenes y se encuentran distribuidas prácticamente desde 1800 m.a. atrás hasta el presente.

En Venezuela muchas formaciones contienen capas rojas por este motivo a continuación se presentan cuatro tablas donde se describe muy resumidamente las referencias originales, localidades tipos, litologías, espesores, contactos, edades,

fósiles, paleoambientes, columnas estratigráficas, de algunas de las formaciones, miembros o grupos que contienen capas rojas y se encuentran distribuidas de la siguiente manera (Tabla 4.1):

<i>Tabla N°</i>	<i>Formaciones</i>	<i>Era</i>
4..3	Formación Zarida	Cenozoico
	Formación El Milagro	
	Miembro Algodones (Formación Codore)	
	Grupo Guayabo	
	Formación Freites	
	Formación Parangula	
	Formación Quiamare	
	Formación Castillo	
	Formación Tilangola	
4.4	Formación Rio Negro	Mezosoico
	Formación Ipire	
	Formación Macoita	
	Formación La Quinta	
	Colglomerado De Seco	
4..5	Formación Sabaneta	Paleozoico
	Rocas Volcánicas Del Totumo	
	Formación Caño Indio	
	Formación Carrizal	
4.6	Grupo Roraima	Proterozoico
	Formación Urico	

***Tabla 4.1. Distribución de algunas de las capas rojas en Venezuela.
Compilado del LE.V., 1999.***

A continuación se presentan algunos de los grupos, formaciones o miembros que contienen capas rojas en Venezuela.

GRUPO, FORMACIÓN O MIEMBRO	AUTOR (ES)	LOCALIDAD TIPO/ UBICACIÓN	LITOLOGÍA	ESPESTORES/ CONTACTOS	EDAD/ FOSILES	PALEOAMBIENTES
CENOZOICO						
<u>Formación ZAZÁRIDA</u>	Referencia original: C. Graf H., 1969.	Está situada a 6 km al sureste del pueblo de Zazárida, distrito Buchivacoa, Falcón.	Arcillas limosas y arenosas, interestratificadas con areniscas cuarzosas, con estratificación cruzada y gruesos lentes de conglomerados con nódulos de Fe, se distinguen 3 horizontes lateríticos	Su espesor es de 92.5 metros en su localidad tipo. Contacto Inf está representado por una discordancia agular. Contacto Sup, discordancia levemente angular con la Fm Buchivacoa o unidades más jóvenes	Solamente se encontraron raros foraminíferos arenáceos redepositados, que no indican edad relativa para estos sedimentos.	Representa los remanentes de antiguos conos fluviales, localmente coalescentes, depositados a lo largo del frente de montaña de las serranías de Falcón.
<u>Formación EL MILAGRO</u>	Referencia original: R. A. Liddle, 1928, p. 348.	Barrio El Milagro de la ciudad de Maracaibo, estado Zulia y en los acantilados occidentales de la avenida de su nombre, a lo largo de la costa del lago.	Arenas y limos micáceos de color rojo y gris interestratificados con arcillas rojas y lentes lateríticos definidos por Graf (1969). Como paleozuelos, abundantes frag de troncos, madera salificados y nódulos de Fe	De 0 a 33 m en el centro del Arco de Maracaibo, y aumenta rápidamente hacia el sur, alcanzando unos 150 m en el pozo Regional-1, a unos 10 km al suroeste de Maracaibo. Contacto Inf discordante debajo de estratos terciarios, Superior discordante sobre sedimentos cuaternarios	Su posición estratigráfica y el grado de litificación, sugieren una edad Pleistoceno, con posible extensión al Plioceno. No se menciona la presencia de fósiles, excepto frag de madera silificada.	Según Sutton (1946), estos sedimentos son de aguas dulces y llanas, Kerez y San Juan (1964) consideran que el ambiente es fluvio-deltaico y lacustino marginal, Según Graf (1969), los sedimentos de la Fm son de carácter fluvial y paludal siendo después meteorizados
<u>Miembro ALGODONES (Formación CODORE)</u>	Referencia original: R. A. Liddle, 1946	A 4,5 km al este de Río Seco, cerca de la antigua casa de Algodones. Hoja No. 6140, escala 1:100.000, Cartografía Nacional.	Capas lenticulares interestratificadas, de limos, arenas y arcillas amarillas, marrones, rojas, grises y blancas; algunas areniscas ferruginosas, marrón oscuro, bien consolidadas y conglomeráticas.	Weingest (LEV I, 1956) cita un espesor de 244 m en su localidad tipo. Rey (1990) midió un espesor máximo la sección oriental es de 303 m. Según Weingest (LEV I, 1956), el contacto Inf es concordante con el Miembro Chiguaje de la Fm Codore, mientras que el Sup de discordancia angular debajo de la Fm San Gregorio	Plioceno Tardío, por su posición estratigráfica. El Miembro Algodones de la Fm Codore es estéril. Rey (1990) indica la presencia de Ophiomorpha en la base del miembro en la quebrada El Pauji.	Según Rey (1990), la sedimentación del Miembro Algodones fue en una llanura aluvial con canales meandriformes de baja sinuosidad
<u>Grupo GUAYABO</u>	Referencia original: R. A. Liddle, 1928, p. 333.	Liddle (1928-1946) designó como localidad tipo, las colinas del mismo nombre en la parte sur del distrito Colón, Zulia suroccidental, Hoja (5741)	Arenas y arcillas moteadas intercaladas con arcillas abigarradas y arenas de color pardo con estratificación cruzada y conglomerados altamente ferruginosos y por debajo un tramo de lutitas ligníticas	Sutton (1946) postula un espesor de 305 m González de Juana (1952), un espesor de 500 metros y Notestein et al. (1944), un espesor de 803 m, y Van Houten y James (1984), sugieren unos 1.240 m en el área de Cúcuta. Es concordante sobre la Fm León, con un contacto probablemente transicional; el contacto superior es con depósitos aluviales Cuaternarios y Recientes.	En base a su escasa fauna, y a su posición estratigráfica, al Grupo Guayabo se le ha asignado edad Mioceno superior-Plioceno.	Según González de Juana (1952), el Grupo Guayabo se depositó en un ambiente de carácter continental, según Van Houten y James (1984), los restos de fósiles indican un ambiente acuático-paralítico, las direcciones de Paleocorrientes y las relaciones de facies en el Grupo El Guayabo, requieren de una provincia distributiva occidental.
<u>Formación FREITES</u>	Referencia original: H. D. Hedberg, L. C. Sass y H. J. Funkhouser, 1947, p. 2105-2107.	La sección tipo es aquella penetrada por los pozos del campo Oficina, distrito Freites del estado Anzoátegui.	Un intervalo superior de unos 100 m de capas delgadas de areniscas arcillosas de grano fino. Un intervalo predominantemente lutítico, y un intervalo inferior de aproximadamente 100 m de lutitas intercaladas con areniscas verde-amarillentas, de grano medio a grueso. En las lutitas, son frecuentes concreciones amarillentas, calcáreo-ferruginosas.	Hedberg et al. (op. cit.) mencionaron espesores de 335 m a 610 m desde el campo Yopales hacia los campos de Guara Oeste, Nipa y Leona Norte. La Fm Freites suprayace concordantemente a la Fm Oficina en casi toda su extensión. Hacia el tope, la Fm es concordante con la Fm Las Piedras suprayacente	Los datos de Sulek (op. cit.) ubican a Freites en el Mioceno Medio, llegando posiblemente al Mioceno Tardío (Zona Globorotalia menardii).	La Fm Freites representa en general un ambiente marino somero en su proporción inferior, pasando a ambientes de aguas algo más profundas en la parte media. La parte superior corresponde de nuevo a ambientes de aguas llanas.
<u>Formación PARÁNGULA</u>	Referencia Original: A. N. Mackenzie, 1937, p. 282 y 1938, p.264.	Quebrada Parángula, afluente del río Santo Domingo, inmediatamente al oeste de la terraza del pueblo de Barinitas, estado Barinas.	En la superficie, predominan los conglomerados lenticulares de grano grueso, de color gris a verdoso y pardo claro a blanco; areniscas de grano fino en capas masivas con estratificación cruzada, localmente glauconíticas;	Mide 350 m en la sección tipo. Pierce (1960) nota que aumenta su espesor hasta 1400 m. Von Der Osten (1966) reporta espesores de unos 850 m y Campos (1977) encontró espesores entre 800 m y 1000 m en la región de Calderas. Aguasuelos (op. cit.) midieron	Abundantes microfósiles, retrabajados del Eoceno Medio, huesos de micromamalias, tortugas, quelonias y caimanes, palinomorfo,	Parángula, junto con Río Yuca, conforma un típico depósito molásico que refleja la rápida acumulación de los detritos erosionados del levantamiento de los Andes de Mérida y depositados en la antefosa adyacente

Tabla 4.2. Capas rojas en Venezuela durante el Cenozoico. Tomado y modificado del L.E.V., 1999.

MAPA DE LAS CAPAS ROJAS EN VENEZUELA DURANTE EL CENOZOICO

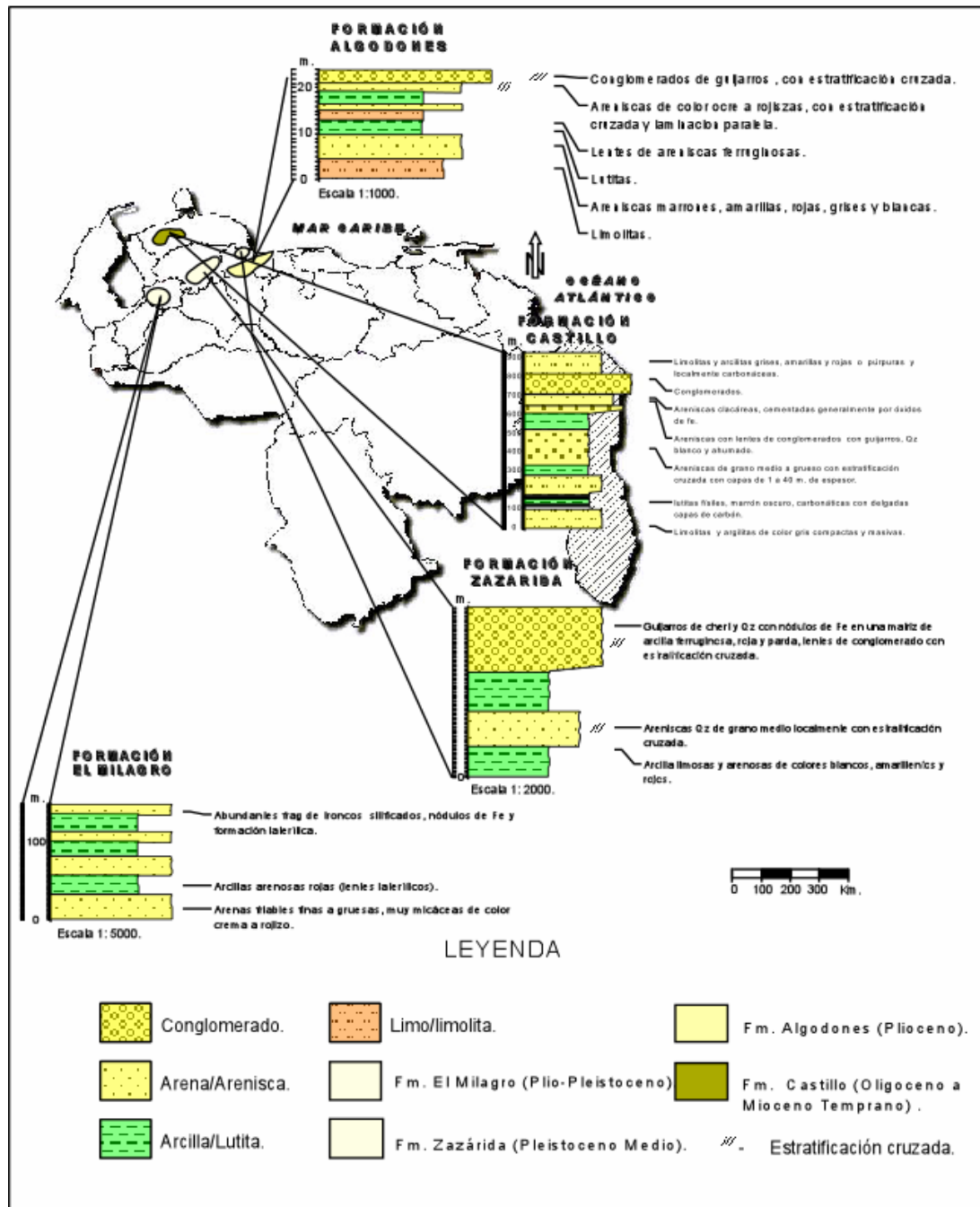


Figura 4.1. Mapa Capas Rojas Durante el Cenozoico. Tomado y modificado del L.E.V., 1999.

MAPA DE LAS CAPAS ROJAS EN VENEZUELA DURANTE EL CENOZOICO

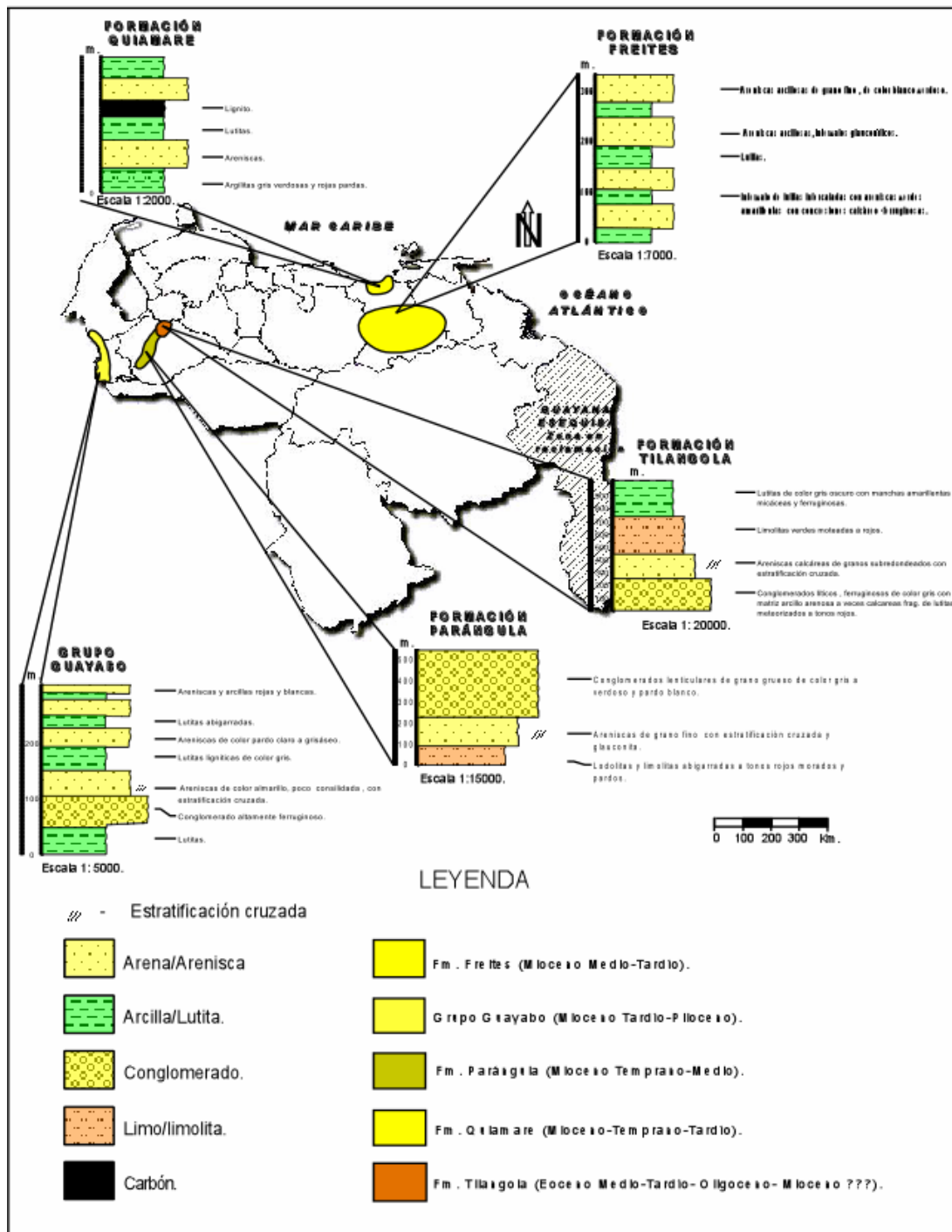


Figura 4.2. Mapa Capas Rojas Durante el Cenozoico (Cont.). Tomado y modificado del L.E.V., 1999.

G R U P O , FORMACIÓN MIEMBRO	AUTOR (ES)	LOCALIDAD TIPO/ UBICACIÓN	LITOLOGÍA	ESPEORES/ CONTACTOS	EDAD/ FOSILES	PALEOAMBIENTES
MESOZOICO						
<u>Formación RIO NEGRO</u>	Referencia original: H. D. Hedberg, 1931, p. 230.	Rio Negro, en la Sierra de Perijá, estado Zulia. Hoja 5745, escala 1:100.000 Cartografía Nacional.	Se inicia, con capas de arenisca de grano fino a grueso y conglomerados, en capas de hasta 1 metro de espesor, de color gris claro, con manchas rojizas debido a lixiviación de los sedimentos rojos de la Formación La Quinta, infrayacente. Estos estratos están intercalados, con niveles de lutitas y limolitas negras, intercaladas con capas de caliza y yeso, entre 1 y 2 m de espesor.	En el surco de Machiques, se midieron espesores de 1.500 metros. El contacto basal, es discordante sobre rocas precámbricas (Sierra Nevada, Tostosa); paleozoicas (Mucuchachi); mesozoicas (La Quinta). El contacto superior, con las calizas de la Formación Apón es generalmente abrupto, aunque aparentemente concordante.	En base a sus relaciones de campo, y a la flora y fauna determinadas, la edad de la formación se considera Neocomiense-Barremiense.	La secuencia calcárea-lutácea y yesífera, se depositó en un ambiente de lagunas costaneras, llanuras de marea o albufera. La secuencia de areniscas con estratificación cruzada, se depositó en un ambiente deltáico a marino costanero; y la secuencia de conglomerados y areniscas conglomeráticas, en un ambiente deltáico.
<u>Formación IPIRE</u>	Referencia original: G. Feo-Codécido, F. Smith, N. Aboud, E. Di Gracomo, 1984	Pozo exploratorio NZZ-88X perforado por Maraven, a 7,5 km al suroeste del poblado de Santa María de Ipire, distrito Zaraza, estado Guárico, desde los 6370' hasta 11422' de profundidad.	Secuencia muy irregularmente alternante de areniscas, arcosas, limolitas, lutitas y ocasionales intercalaciones conglomeráticas, de persistente color marrón rojizo en diferentes tonalidades, con ocasionales horizontes de color gris claro a verdoso.	En el pozo NZZ-88X se perforó un espesor total de 1540 m de sedimentos rojos. Las capas rojas yacen horizontales y concordantes, pero con hiatus deposicional y discordancia erosional, sobre la Formación Zuta del Paleozoico sup (Carbonífero medio-superior), e infrayacen con hiatus deposicional y probable discordancia erosional, a sedimentos cretácicos (Aptiense Santoniense) del Grupo Temblador.	Jurásico medio (157 ± 5 m.a. a 162 ± 8 m.a.) en base a las dataciones radiométricas por el método K/Ar realizadas en roca total del Basalto de Altamira. En el pozo exploratorio NZZ-108 a 8330' de profundidad, se halló un horizonte con polenes y esporas de edad Jr inf a sup.	Los sedimentos inmaduros de la Formación Ipire, son de tipo molásico de relleno de graben continental (Graben de Altamira). El ambiente sedimentario es fluvial y lacustre, cambiante y efímero, con deposición rápida y continua y escaso transporte.
<u>Formación MACOITA</u>	Referencia original: H. D. Hedberg y L. C. Sass, 1937-a, p. 79.	Hea y Whitman (op. cit.) indican como localidad tipo el flanco oriental del anticlinal asimétrico de río Negro, en el río Macoita y los caños Cuna e Indio, distrito Perijá, estado Zulia. (Hoja 5746. Escala 1:100.000 de Cartografía Nacional).	Limolitas calcáreas, de color gris aceituna, interestratificadas con arcosas de color gris pardusco y tobas liticas. Hea y Whitman (op. cit.) reconocieron un miembro inferior, compuesto de arcosas volcánicas, de granos gruesos a conglomeráticas, color gris aceituna, en capas de espesor mediano, muy calcáreas, interestratificadas con lutitas, limolitas y calizas y con un conglomerado basal.	Hea y Whitman (op. cit.) mencionaron espesores de 1.150 m para el miembro inferior y 1.250 m para el superior, para un total de unos 2.350 m de espesor de la formación en conjunto. En general, los límites de la unidad son arbitrarios y dependen de la posición de la sección en la cuenca.	En base a los palinomorfos, determinados por la Compañía Shell de Venezuela y a los restos florales estudiados por Odreman y Benedetto (op. cit.), la edad de la formación se considera Jr Medio, corroborando lo sugerido por Bowen (1972).	Las características sedimentarias y el contenido de rocas piroclásticas, indican que la Fm Macoita es en gran parte producto de la erosión de rocas volcánicas tipo La Ge, depositadas en aguas someras o en ambiente continental. La presencia de tobas puras, indica actividad volcánica continua, aunque en escala reducida.
<u>Formación LA QUINTA</u>	Referencia original: E. Kündig, 1938-a, p 31-32.	Carretera Seboruco a La Grita, al sur del caserio de La Quinta, estado Táchira (Hoja 5740, 1:100.000, Cartografía Nacional).	En la sección tipo (Schubert et al., 1979), consta de tres intervalos: uno inf, compuesto por una capa de toba vítrea de color violáceo, de aprox 150 m de espesor; uno medio, consistente de una secuencia interestratificada de toba, arenisca gruesa y conglomerática, limolita y algunas capas delgadas de caliza, de color verde, blanquesino, gris o violáceo (espesor aprox: 840 m); y un intervalo sup, formado por limolita y arenisca, intercaladas con algún material tobáceo, de color rojo ladrillo y marrón de aprox 620 m de espesor.	El espesor de la Fm La Quinta es muy variable. En el estado Táchira se han medido los siguientes espesores (Schubert, 1986): 1610 m (sección tipo), 1270 m (San Juan de Colón), 3400 m (Angaraveca-El Zumbador), 1390 m (La Pulida), 1485 m (San Buenas) y 2400 m (Pregonero). En la sección tipo, la Formación La Quinta cubre discordantemente a filitas de la Formación Mucuchachi (Paleozoico Superior) y el contacto con la Formación Río Negro (Cretáceo Inferior), es una discordancia paralela o es transicional.	De acuerdo con el contenido fosilífero, la Formación La Quinta se considera de edad Jurásico. En la sección tipo, se han hallado Concostráceos (estériles), ostrácodos, restos de dientes de peces, palinomorfos y restos de plantas.	Con base en las estructuras sedimentarias, litología y distribución de las rocas piroclásticas (ver compilación en Schubert, 1986), se puede postular que la secuencia de limolitas de la formación La Quinta, se originó en una planicie aluvial.
<u>Conglomerado de SECO</u>	Referencia original: F. A. Sutton, 1946, p. 1639.	La sección tipo es la quebrada Aponcito Seco, distrito Perijá, estado Zulia.	La unidad consiste de capas de conglomerados de guijarros a peñones, mal escogidos, de color rojo oscuro a rojizo. La matriz se compone de una mezcla de frag de rocas volcánicas, sedimentos pre-existentes y minerales autígenicos de baja temp. Con cemento hemántico arcilloso.	En la quebrada Aponcito Seco, Sutton (1946) estimó un espesor máximo de 670 metros. La unidad es discordante por encima de la Formación Macoita y por debajo de la Formación Río Negro.	Hea y Whitman (1960) la atribuyeron al Jurásico-Cretácico, basados en su posición estratigráfica. La unidad carece de fósiles.	

Tabla 4.3. Capas rojas en Venezuela durante el Mesozoico. Tomado y modificado del L.E.V., 1999.

MAPA DE LAS CAPAS ROJAS EN VENEZUELA DURANTE EL MESOZOICO

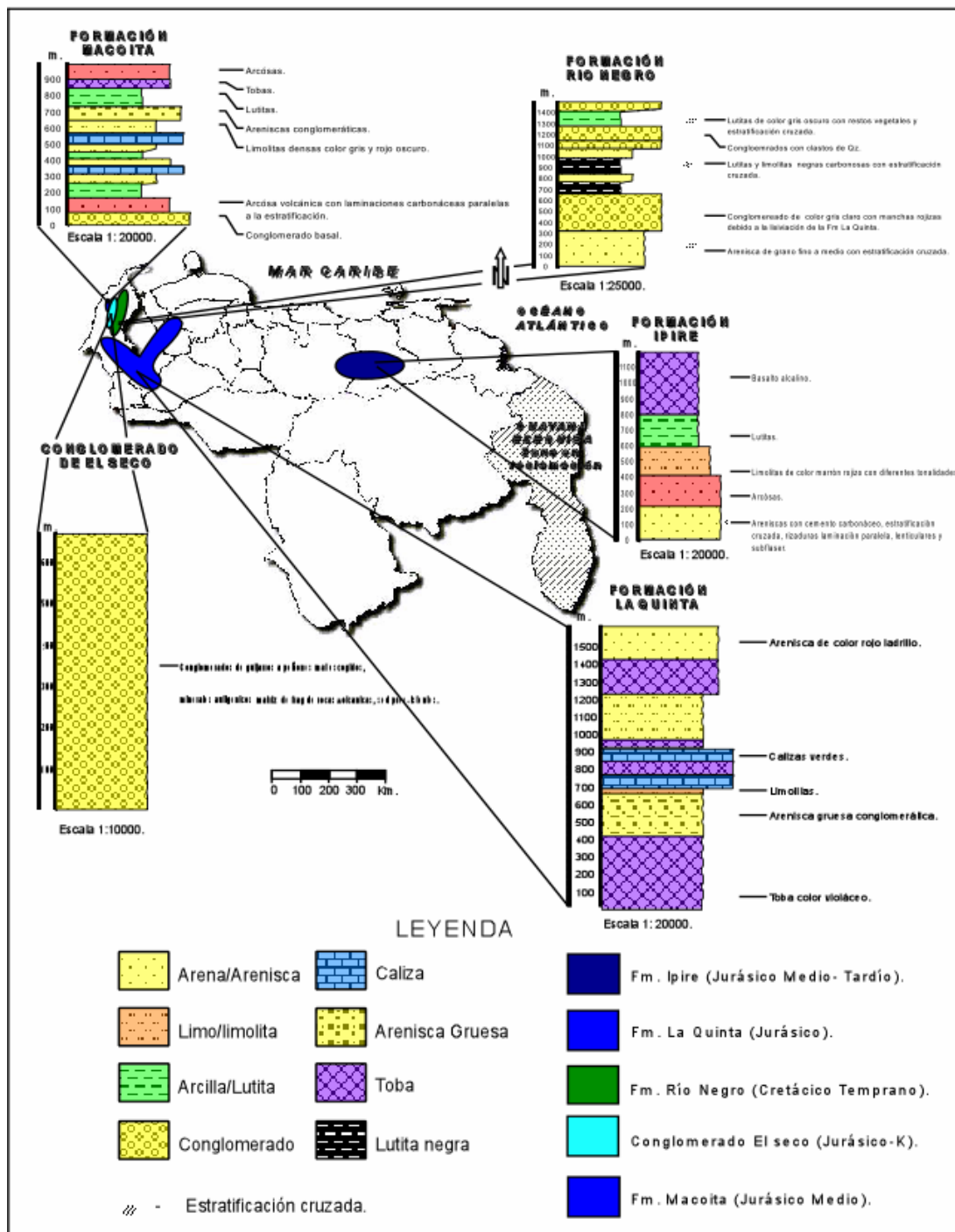


Figura 4.3. Mapa Capas Rojas Durante el Mesozoico. Tomado y modificado del L.E.V., 1999.

GRUPO FORMACIÓN MIEMBRO	AUTOR (ES)	LOCALIDAD TIPO/ UBICACIÓN	LITOLOGÍA	ESPESTORES/ CONTACTOS	EDAD/ FOSILES	PALEOAMBIENTES
PALEOZOICO						
<u>Formación SABANETA</u>	Referencia original: V. Oppenheim, 1937-a, p. 41.	Camino de Santa Bárbara de Barinas a Mucuchachí, en una desviación hacia el este que pasa por Palmarito y La Aguada, estado Mérida; Hoja 5939 a escala, 1:100.000 de Cartografía Nacional		En la sección del río Aricagua, se mencionan espesores de hasta 3.360 m, probablemente el mayor conocido para la unidad (Compañía Shell y Creole, 1964; Arnold, 1966). Contacto discordante sobre rocas del Pz inferior. El contacto sup se mencionan como transicional a la Fm Palmarito; cerca de Mérida existe un contacto de falla con la Fm La Quinta.	En base a las determinaciones palinológicas y a su posición por debajo de la Formación Palmarito, la unidad es considerada de edad Carbonífero Superior-Pérmico Inferior.	La Formación Sabaneta, es una formación terrígena de origen continental, caracterizada por marcados cambios de facies, y se relaciona en su distribución, con su carácter de depósitos Piemontinos en forma de cuña, que se adelgazan rápidamente.
<u>Rocas Volcánicas del TOTUMO</u>	Referencia original: C. González de Juana, 1951-b, p. 197.	Quebrada El Totumo, desde el frente de montañas hasta la cabecera septentrional de La Quebrada, afluente norte de la quebrada La Gé, distrito Perijá, estado Zulia.	Coladas volcánicas con algunas tobas brechadas interestratificadas, parcialmente metamorfizadas, que constituyen el miembro intermedio entre coladas e intrusiones poco profundas. Consisten de tobas liticas y aglomerados limosos a conglomeráticos, de color verde claro grisáceo a rojo oscuro, con fragmentos volcánicos de diferentes tipos y colores, plagioclasa, cuarzo, serpentina y minerales de hierro.	Intrusivo. Según Hea y Whitman (1960) hay metasomatismo y metamorfismo progresivo en las rocas que se encuentran alrededor de El Totumo, con alteración hidrotermal	Según Hea y Whitman, consideraron que la actividad volcánica de El Totumo fue contemporánea con la sedimentación del Grupo La Gé y contribuyó a formar estos sedimentos (del Paleozoico Tardío al Triásico).	
<u>Formación CAÑO INDIO</u>	Referencia original: J. M. Bowen, 1972, p. 729-760.	Bowen (op. cit.) estableció la localidad tipo en el Caño Caliche, Sierra de Perijá central, entre los puntos, a 2.650 y 1.900 m aguas arriba, desde su confluencia con el río Palmar (Hoja 5748, escala 1:100.000 de Cartografía Nacional).	Lodolitas limosas, mal estratificadas, de colores rojo púrpura, gris púrpura y a veces verde; también se presentan varias capas de limolitas rojo púrpura y de areniscas pardo rojizas de grano fino a medio. La parte media de la Fm consiste en areniscas macizas espesas, de color púrpura rojizo y pardo rojizo, de grano muy fino a grueso, con intercalaciones ocasionales de lutitas limosas y limolitas rojas. En la parte superior, nuevamente predominan las lutitas limosas y limolitas rojas, similares a las de la parte basal.	En la región del río Cachirí, se postula un espesor de aproximadamente la mitad, 200 m, en el Caño Colorado. Formación Caño del Noroeste, e infrayace también concordantemente, a la Formación río Palmar.	Carbonífero superior (Pensilvaniano), de acuerdo a las evidencias aportadas por los fósiles. Benedetto (op. cit.), describe una fauna de bivalvos, compuesta de numerosos géneros que abarcan el intervalo Carbonífero-Pérmico, entre los cuales, sobresalen los siguientes: Pteronites, Myalina, Limipecten, Aviculopecten, Acanthopecten, Streblopteris, Sanguinolites, entre otros	Benedetto (op. cit.), sugiere tres facies sucesivas para el ambiente de deposición, el primero, representa sedimentación en un medio parcialmente fluviodeltaico, asociados a algunos depósitos de playa; el segundo, representado por facies mixtas de lodolitas calcáreas oscuras, calizas delgadas y areniscas, que corresponden a depósitos de plataforma restringida, dentro de la región litoral, y tercero, facies de lutita-caliza, que en conjunto, corresponden a depósitos acumulados alternadamente entre la zona de plataforma abierta
<u>Formación CARRIZAL</u>	H. D. Hedberg, 1942, p. 200.	La sección tipo de la formación está en el pozo Carrizal 1, situado en el distrito Monagas del estado Anzoátegui, a unos 65 km al suroeste de Pariaguán, y a unos 40 km al sureste de Santa María de Ipíre (Hoja 7141, esc. 1:100.000, Cartografía Nacional), entre la profundidad de 1.111 m (3.645 pies) y el fondo del pozo a 1.598 m (3.645 pies).	Arcilitas verdosas a gris oscuro, duras, masivas y densas, ocasionalmente teñidas de rojo, duras y compactas. Contiene algunas capas de limolita y areniscas. Generalmente está fuertemente bioturbada. Es notablemente homogénea, pese a su contenido variable de limo, con intercalaciones locales de areniscas o conglomerados de guijarros. Intercaladas, y generalmente hacia la base de la formación, se han observado cuerpos de arena. Ocasionalmente, se presenta calcita como cemento en las capas de limolita y en diaclasas verticales	En el pozo Carrizal 2X se han medido 1.827 m (5.975 pies), pero se supone que el espesor sea mucho mayor. El tope de la Formación Carrizal es siempre erosional, estando cubierto por sedimentos precretácicos, por el Grupo Temblador o por la Formación Oficina. En la base suprayace a la Formación Hato Viejo, con la cual guarda estrecha relación.	Los únicos fósiles hallados en la Formación Carrizal son <i>acritarcos</i> , Stover (1967), Di Giacomo (1985) y Sinanoglu (1986). En estos estudios se mencionan los géneros <i>Michrystidium</i> , <i>Dictyotidium</i> , <i>Gorgoniosphaeridium</i> , <i>Goniosphaeridium</i> , <i>Skigiagia</i> , etc. Di Giacomo (1985) y Sinanoglu (1986), le han asignado una edad Cámbrico temprano.	Las estructuras sedimentarias sugieren, que estas litologías fueron depositadas bajo condiciones de ambiente marino (nerítico), en aguas someras y condiciones de corriente típicas de llanuras de marea

Tabla 4.4. Capas rojas en Venezuela durante el Paleozoico. Tomado y modificado del L.E.V., 1999.

MAPA DE LAS CAPAS ROJAS EN VENEZUELA DURANTE EL PALEOZOICO

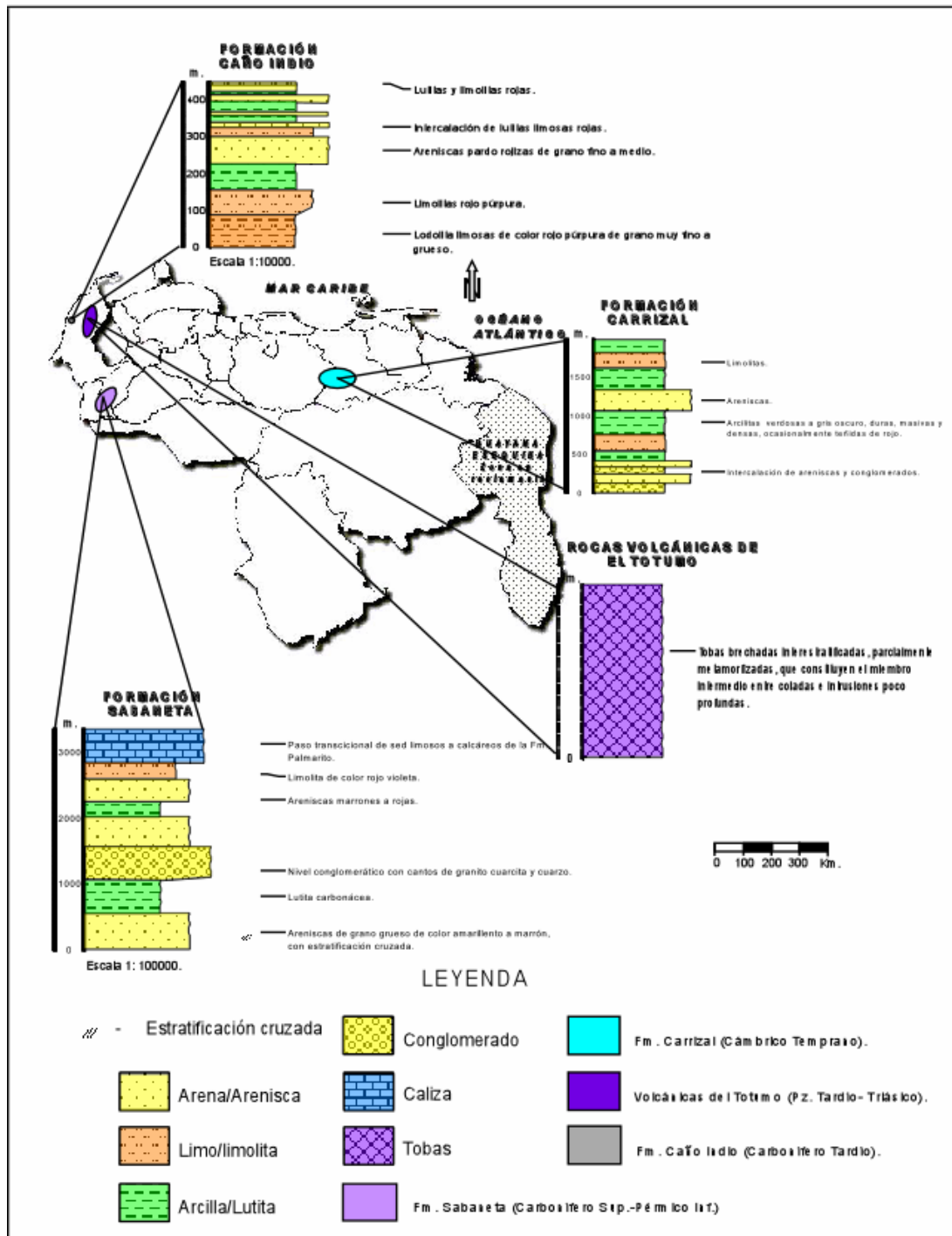


Figura 4.4. Mapa Capas Rojas Durante el Paleozoico. Tomado y modificado del L.E.V., 1999.

G R U P O FORMACIÓN MIEMBRO	AUTOR (ES)	LOCALIDAD TIPO/ UBICACIÓN	LITOLOGIA	ESPESORES/CONTACTOS	EDAD/ FOSILES	PALEOAMBIENTES
PROTEROZOICO						
G R U P O RORAIMA	L. V. Dalton, 1912, p. 39.	Cerro Roraima, en el extremo suroriental de Venezuela, en el área de la Gran Sabana del estado Bolívar colindante con Brasil y Guyana.	En el área tipo cuatro fm han sido descritas (de base a tope): 1) Fm Uairén (850 m de esp): conglomerados y areniscas con estratificación cruzada, algunas lutitas y una capa superior delgada (2-4 m) de laterita hematítica. La base de la secuencia en el área tipo fue intrusada por diques de diabasas. 2) Fm Cuquenán (50-100 m): lutitas de color variable, probablemente discordante sobre la Fm Uairén. 3) Fm Uaimapue (250 m): secuencia de conglomerado basal gradando hacia arriba a arcosa roja, con intercalaciones de jaspe y fantías volcánicas (rojas y verdes) con estratificación cruzada. 4) Fm Mataui (600 m): cuarzo arenitas de grano fino.	En la localidad tipo, el Grupo Roraima tiene 1800 m de espesor (Reid, 1974) mientras, según Gibus y Barrón (1983), el espesor allí es alrededor de 2500 m. Van De Putte (1972), cita un espesor de 5000 m del Grupo Roraima en el estado Bolívar. Briceño (1983) corrobora esta cifra, basado en su estudio en la cuenca media del río Caroní, estado Bolívar.	M é t o d o radiométricos en rocas ígneas intrusivas (diabasas) indican una edad entre 1700- 1800 m. a. (Shelling <i>et al.</i> , 1969). Stainforth (1964), reseñó los hallazgos e identificaciones de polen y esporas fósiles de edad Cretácico-Mioceno. Gansser (1974), observó que las muestras de lutitas fueron contaminadas por fósiles jóvenes, movilizados a lo largo de una superficie de planación (Superficie kopinang de edad Cretácico Tardío a Terciario Temprano).	Reid (1972), interpretó la secuencia en el área tipo como de origen fluvio- deltaico, con influencia marina (durante la deposición de la Formación Cuquenán). Keats (1973), observa que la secuencia varía desde fluvial y deltaico hasta marino somero (tipo playa). Ghosh (1977, 1978, 1985) sugiere que la secuencia en la Gran Sabana varía desde fluvial- deltaico-lagunal, hasta marino próximo costero y nerfítico interno.
Formación URICO. (Inválido).	Referencia original: Alberdi y Contreras, 1989.	Alberdi y Contreras (1989) proponen como sección tipo los afloramientos de las occidentales del tepuy que se ubica a la margen izquierda del curso medio del río Urico, afluente del río Yuruián, en el distrito Roscio, estado Bolívar.	Se inicia con cuarzo wackas masivas de grano grueso a muy grueso, color verde, pirita diseminada con un alto porcentaje de matriz Las cuarzo wackas pasan transicionalmente a grauwackas liticas, brechas polimíticas y conglomerados brechosos interestratificados con grauwackas.	En la sección tipo es de 22 m. El contacto inf de la Fm es discordante sobre un granito del Complejo de Supamo. Las lutitas y limolitas tobáceas de color rojo, de la parte sup de la Fm, infrayacen en forma discordante a conglomerados rojos polimíticos del Grupo Roraima	La ausencia de fósiles y la carencia de intrusiones ígneas impide la datación de la Formación Urico, sin embargo se sugiere edades superiores a las medidas sobre diques intrusivos.	Las areniscas grauwaquicas y los conglomerados brechosos polimíticos basales indican una sedimentación sub- acuática, con muy poca selección granulométrica y textural, en ambientes reductores.

Tabla 4.5. Capas rojas en Venezuela durante el Proterozoico. Tomado y modificado del L.E.V., 1999.

MAPA DE LAS CAPAS ROJAS EN VENEZUELA DURANTE EL PROTEROZOICO

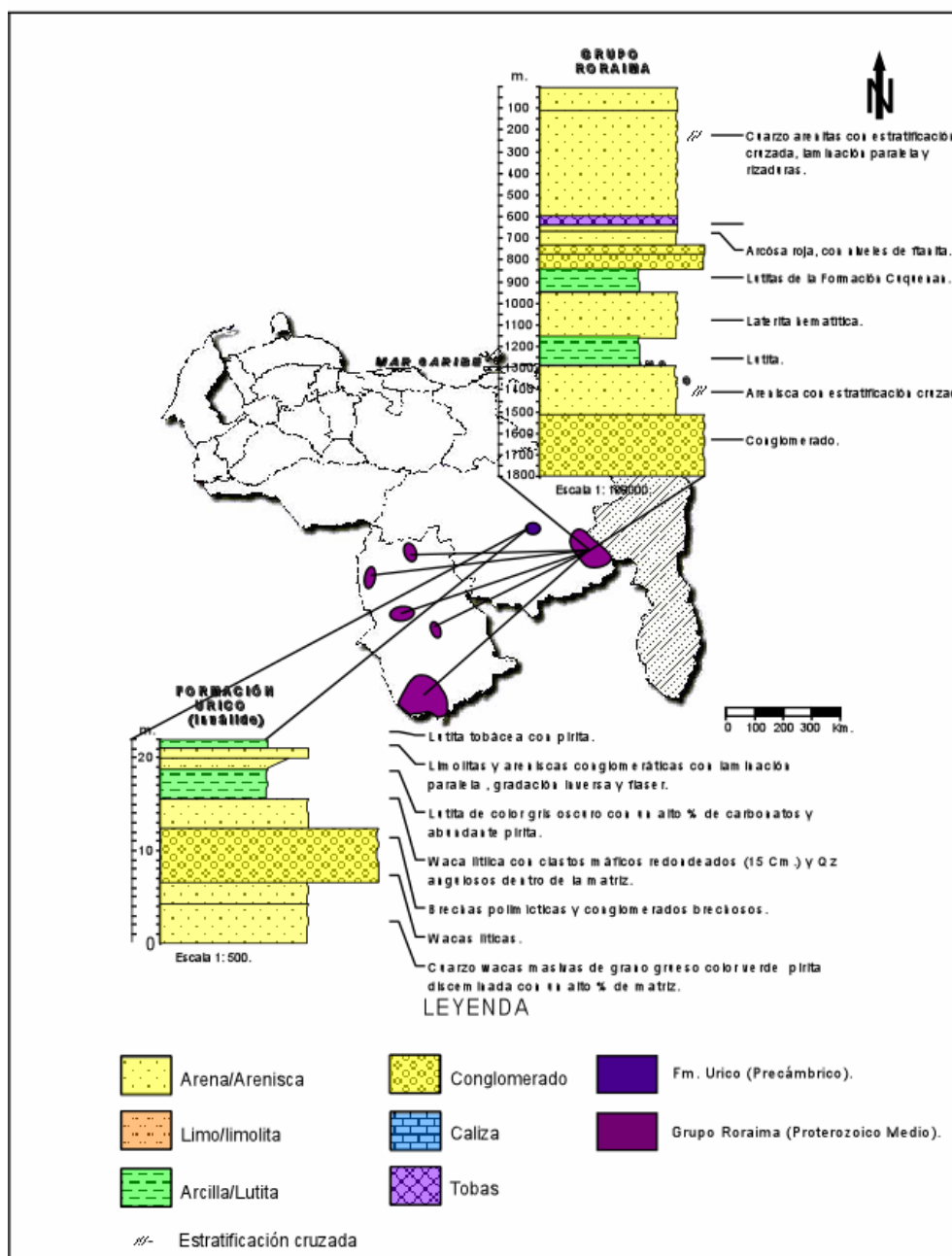


Figura 4.5. Mapa Capas Rojas Durante el Proterozoico. Tomado y modificado del L.E.V., 1999.

Capítulo V RESULTADOS

5.1. SEDIMENTOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA

Para el estudio sedimentológico detallado se describieron un total de 157,1 pies de núcleos no continuos, 53 muestras de ripios y 114 secciones finas elaboradas mediante los métodos petrográficos convencionales, para un total de 13922 pies de sección estudiada. De estas secciones finas, 60 correspondieron a muestras de ripios y las restantes 54 a muestras de núcleos.

A continuación se describen un total de 6 facies, definidas según las características texturales (tales como: redondez, escogimiento, tamaño de grano, etc.).

Debido a que la mayor parte de las muestras analizadas (13765', 99%), están compuestas por ripios, la diferenciación de facies se sustenta en el tamaño de grano. El estudio de las estructuras sedimentarias, observadas en núcleo se empleara en la interpretación ambiental.

Las facies están ordenadas en sentido granocreciente y están denotadas de la siguiente manera (Tabla 5.1.):

<i>Facies</i>	<i>Litologías</i>
1a	Arcilitas
1b	Limolitas
1c	Lodolitas
2a	Areniscas de granos muy fino a fino
2b	Areniscas de grano medio a muy grueso
3	Conglomerado

Tabla. 5.1. Nomenclatura para las facies definidas en ripios y núcleos

5.1.1. Facies 1a

Macroscópicamente los ripios pertenecientes a esta facies están constituidos por: arcilitas compactas de color gris (Med dark gray N4, Med light gray N5) o rojo (Dark red dish grown 10R 3/4, Moderate red 5R 5/4). El escogimiento es bueno, y los granos varían de subredondeados a redondeados. Por lo general son calcáreas, con la excepción de los pozos MCH 6-4X y MCH 7-8X donde se presentan ligeramente calcáreas (anexos 10-14).

Los núcleos consisten en intercalaciones de arcilitas y arcilitas limosas de colores que varían desde gris claro (Very light grey, N8), rosado claro (Pale purple 5P 6/2), morado claro (Grayish red purple 5RP 4/2), a rojo oscuro (Dusky red 5R 3/4). Ocasionalmente se observan niveles arenosos a limosos, con bioturbaciones y fracturas rellenas de calcita.

En el pozo MCH 6-3X la facies **1a** consiste en una intercalación de arcilitas y arcilitas limosas de 20 pies de espesor, (intervalo 2888'-2908'), de colores variados (dependiendo del nivel de oxidación, Lámina 1a) entre: crema (Very pale orange 10YR 8/2), rojo (Dark reddish brown 10R 3/4), gris verdoso claro (Greenish gray 5G 6/1) y gris oscuro (Médium gray N5), masivas, con abundantes fracturas sin ninguna orientación preferencial, rellenas de calcita (en el intervalo color crema) y cuarzo (en el intervalo color rojo) (anexo 22).

En el núcleo del pozo MCH 6-4X consiste en un intervalo muy homogéneo de arcilitas de aproximadamente 16, 9 pies de espesor (intervalo 3442'-3465'.1/2''), masivas, de color vino tinto (Dusky red 5R 3/4), con manchas de clorita que disminuyen hacia el tope hasta desaparecer. Ocasionalmente con fracturas sin orientación preferencial, rellenas de calcita, también se observan micas y fragmentos de cuarzo tamaño limo (Lámina 1b) (anexo 23).

El pozo MCH 7-8X consiste en arcilitas limosas de color morado oscuro (Dusky red 5R 2/6), masivas, con intercalaciones de areniscas de grano muy fino de 5 mm a 1 cm, las cuales disminuyen hacia el tope. También se observan fracturas verticales y horizontales sin desplazamiento aparente, rellenas de cuarzo y barita (Lámina 1b y 1c), clastos de limolitas de forma elipsoidal de 5 mm de diámetro en el intervalo 4920' (Lámina 3d) (anexo 24).

El núcleo del pozo MCH 8-5X consiste en arcilitas de color rojo muy oscuro (Very dark red 5R 2/6), con intervalos limolíticos, ocasionalmente fracturas perpendiculares a la estratificación rellenas principalmente de cuarzo y calcita, también se observan clastos angulares a subangulares de arcilitas y areniscas de grano fino de tamaño de 3 a 7mm y bioturbaciones perpendiculares a la estratificación (Lámina 2a) (anexo 26).

El pozo MCH 12-4X consiste en arcilitas y arcilitas limosas de color rojo morado claro (Dusky red 5R 3/4) a verde claro (Pale green 10 G 6/2).

Frecuentemente se observan dos sistemas de fracturas, uno horizontal el cual se encuentre relleno de calcita y uno vertical (más antiguo, por encontrarse cortando al anterior) donde se observan cambios de colores rojo a verde debidos a los diferentes niveles de oxidación (anexo 27).

También se observan niveles limosos a arenosos muy finos, ligeramente inclinados y generalmente bioturbados (Lámina 2b y 2c).

Las 50 muestras descritas para esta facies, fueron clasificadas según PICARD (1972), como: 21 arcilitas (42%) y 29 arcilitas limosas (58%) (Figura 5.1.a).

FACIES	CEMENTO (%)	ACCESORIOS (%)	QZ (%)	FELD (%)	FR (%)
1a	HEMATITA: 0-25 CALCITA: 0-15 SIDERITA: 0-1 QZ: 0-10	CLORITA: 0-20 OPACOS: 0-9 MUSCOVITA: 0-5 BIOTITA: 0-2 ILMENITA: 0-2 CIRCÓN: 0-1 TURMALINA: 0-1	CMP: 2-45 CMM: 0-16 CPP: 0 CPM: 0 CIV: 0	PLAG: 0-2 ORT: 0-1 MICROC: 0-3	CHERT: 0-1 SED: 0-5
	Total: 1-25	Total: 0-21 :	Total: 4-61	Total: 0-6	Total: 0-5
	% ARCILLA	% LIMO	% ARENA		
	20-90	4-68	0-21		

Qz: Cuarzo, CMP: Cuarzo monocristalino plutónico, CUARZO POLICRISTALINO PLUTÓNICO: Cuarzo policristalino plutónico, CMM: Cuarzo monocristalino metamórfico, CPM: Cuarzo policristalino metamórfico, CIV: Cuarzo ígneo volcánico, PLAG: Plagioclasa, ORT: Ortosa, MICROC: Microclino.

Tabla. 5.2. Composición de la facies 1a

Petrográficamente están compuestas por un 5 a 75% de granos detríticos, con una fracción tamaño arena muy fina (0-15%), compuesta por granos de cuarzo

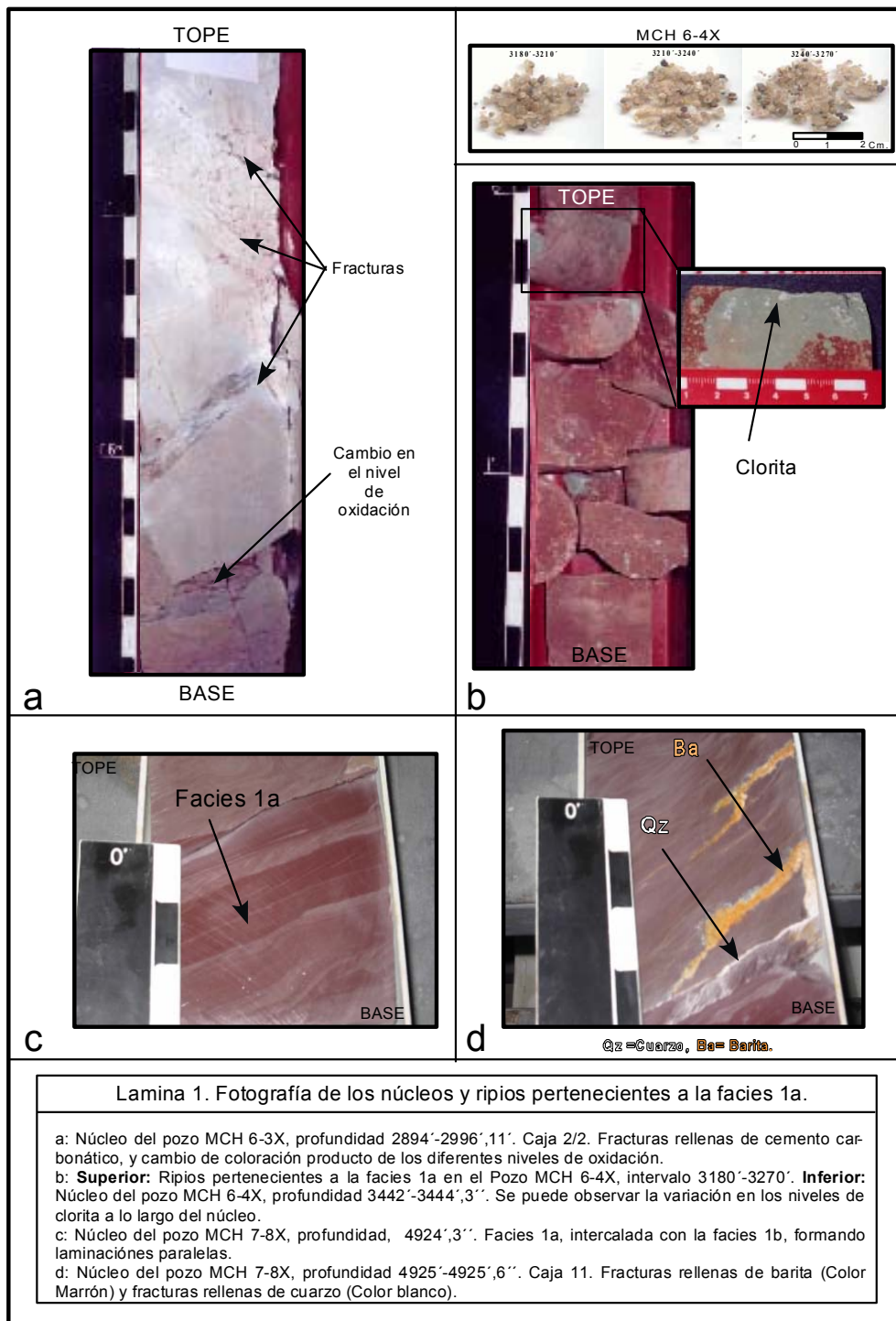
monocristalino plutónico, cuarzo monocristalino metamórfico, chert y plagioclasas.

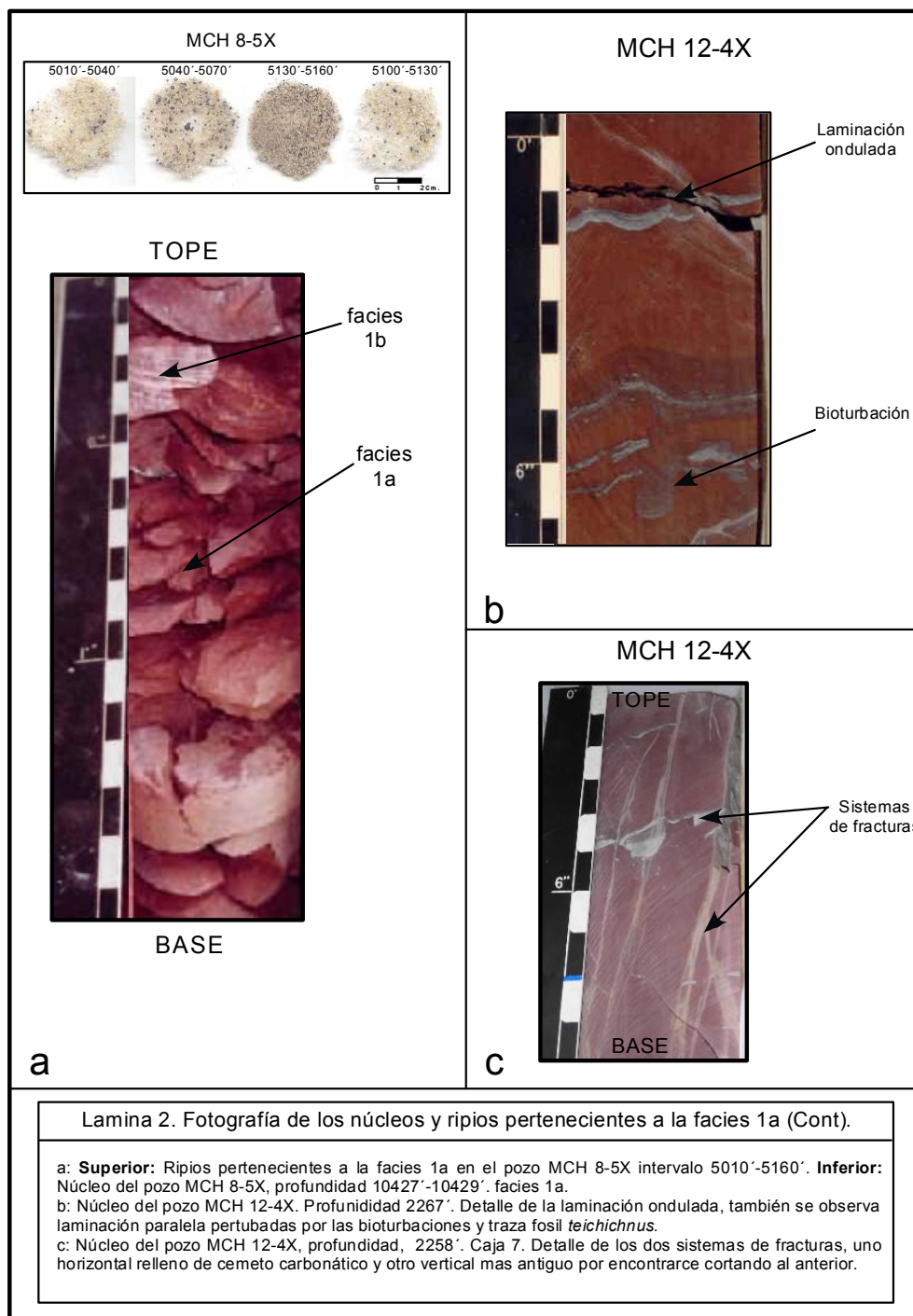
La fracción tamaño limo de 4 a 68%, está constituida por granos de cuarzo en sus variedades de monocristalino plutónico (cuarzo monocristalino plutónico) y monocristalino metamórfico (cuarzo monocristalino metamórfico), minerales accesorios como la clorita, minerales opacos como la pirita y en menor cantidad ilmenita, feldespatos (plagioclasa, ortosa y microclino), fragmentos de rocas sedimentarias (limolitas), chert, muscovita, biotita e ilmenita, finalmente la fracción tamaño arcilla está compuesta por 67-90% de minerales de arcilla.

Los procesos diagenéticos más importantes son:

- Compactación media, con la mayoría de contactos del tipo longitudinales en los granos de tamaño limo.
- Cementación de calcita como relleno de poro y en menor proporción hematita y gohetita como envoltorio de granos y sílice como relleno de fracturas (Lámina 3a, 3c, 3e y 3f).
- Disolución de granos de cuarzo y en menor proporción de feldespatos.
- Reemplazo parcial de pirita a hematita (Lamina 3b).
- Alteración media de cloritas y de feldespatos a minerales de arcilla.

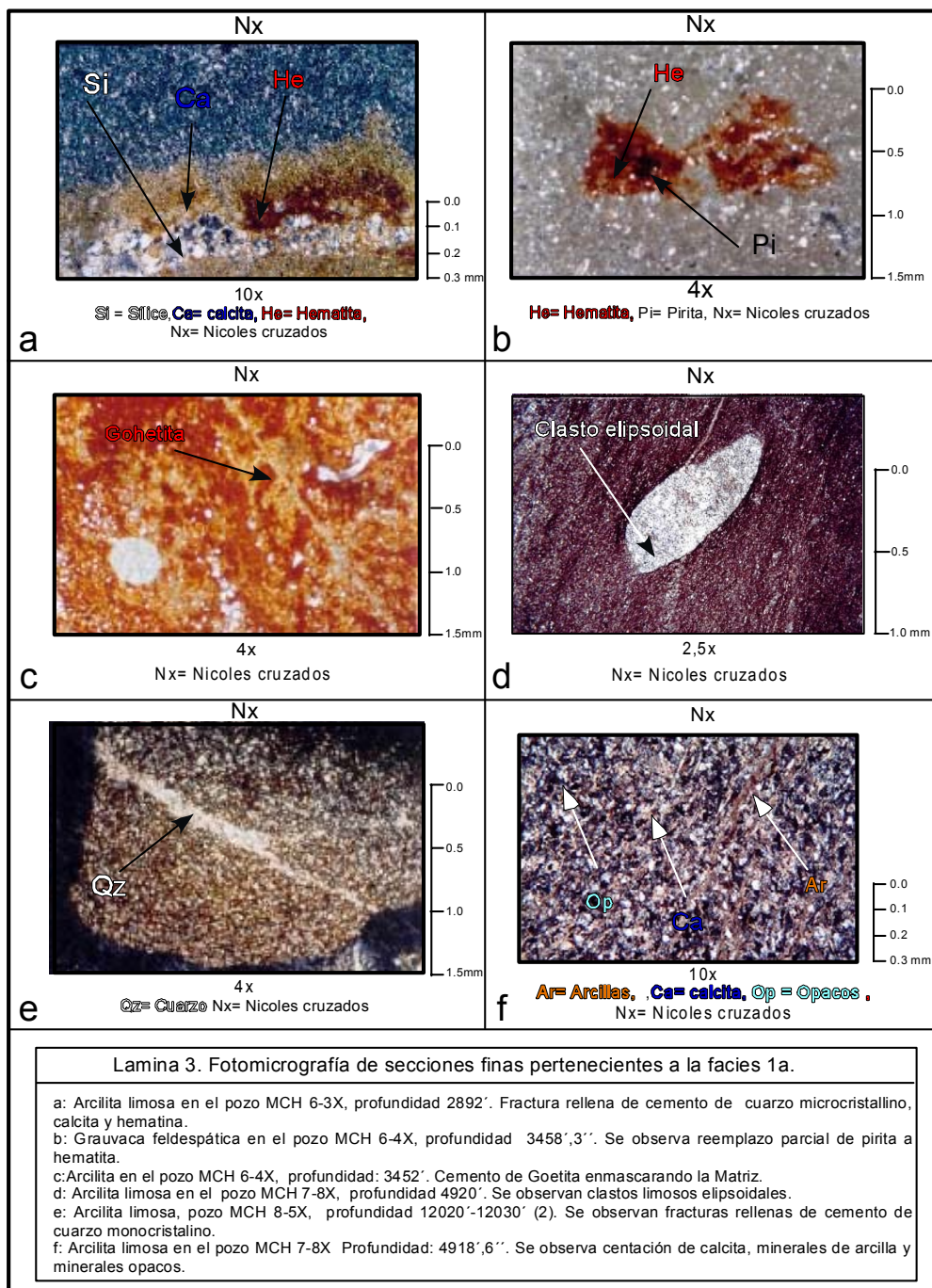
El análisis de difracción de rayos x para un total de 28 muestras pertenecientes a esta facies arrojó valores para roca total de: cuarzo 14 a 35%, feldespatos sódicos 1 a 18%, feldespatos potásicos 0 a 4%, dolomita 0-7%, calcita 0-6%, pirita 0 a 25%, hematita 0-21%, siderita 0-4%. Para la fracción menor a dos micras, muestra valores de caolinita 0-41%, ilita 0 a 77%, clorita 0 a 34%, caolinita+clorita 0 a 37% e I/S 0 a 70% (tabla 5.3).





POZO	PROF	Roca total (% Peso)										Fracción menor de 2 micras				
		QZ	AR	F – Ma	F – K	DOL	CAL	PIR	HEM	SID	CAO	IL	CL O	CAO+ CLO	I/S	
MCH 6-3X	2892'2"	24	54	1					17	4		30		25	45	
	2894'6"	29	51	1					16	3		26		37	37	
	2895'	26	57	1					12	4	41	38	21			
	2896'	28	51	1					16	4	19	32	13		36	
	2897'	25	55	1					15	4	35	32	33			
	2898'	25	49	1					21	4	31	37	32			
	2898'6"	27	51	1					18	4	35	31	34			
	2899'9"	33	53	1					10	3	38	38	34			
	3443'2"	17	62	2					17	1	6	57			37	
	3445'	14	58	2	3	1			17	2	5	45			50	
	3446'8"	21	51	3	4				15	2	5	49			46	
	3450'6"	27	44	4	3				15	2	5	49			46	
	3452'9"	16	67	2					9	2	6	32			62	
	3460'	16	58	2		1			18	2	7	60			33	
	3465'	18	53	3	4	1			16		5	46			49	
MCH 7-12X	4921'4"	14	42	14		2		25		3		84	16			
	4657'8"	17	46	18			2	17				77	23			
	10430'	25	44	6		1	3		21				30		70	
	10431'2"	35	35	5		2			21	2			33		67	
	10433'	25	42	5					#	2			30		70	
MCH 12-4X	2246'2"	21	59	8				9		3		68	39		23	
	2249'8"	23	56	8				11		2		62	11		27	
	2253'1"	18	55	9				16		2		67	8		25	
	2256'1"	17	55	7				19		2		76	5		19	
	2261'	19	60	8			4	6		3		65	5		30	
	2264'9"	20	60	7			2	8		3		53	4		39	
	2268'3"	21	51	8				17		3		68	7		25	
	2272'5"	22	57	9				10		2		72	9		19	
	2275'5"	25	53	11			6	3				63	29		8	

Tabla 5.3 Análisis mineralógico por difracción de rayos x (semicuantitativo) para la facies
1a. Tomado y modificado de KLAR, 2002.



5.1.2. Facies 1b

Esta facies está representada por limolitas y limolitas arcillosas con escogimientos buenos a moderados y granos redondeados a subredondeados.

Macroscópicamente los núcleos consisten en limolitas de colores: gris claro (Very light grey, N8), rosado claro (Pale purple 5P 6/2), morado claro (Grayish red purple 5RP 4/2), a rojo oscuro (Dusky red 5R 3/4). Ocasionalmente se observan bioturbaciones verticales y fracturas rellenas de calcita (Lámina 4a y 4d) (ver anexos 10-14).

Las 28 muestras descritas para esta facies fueron clasificadas según PICARD (1972), como: 11 limolitas (39%), y 17 limolitas arcillosas (61%) (Figura 5.1.b).

FACIES	CEMENTO (%)	ACCESORIOS (%)	QZ (%)	FELD (%)	FR (%)
1b	HEMATITA: 0-89 CALCITA: 0-70 DOLOMITA: 0-60 QZ: 0-3	CLORITA: 0-30 OPACOS: 0-7 MUSCOVITA: 0-3 ILMENITA: 0 BIOTITA: 0-1 CIRCÓN: 0-1 TURMALINA: 0-1	CMP: 7-45 CMM: 0-40 CPP: 0-2 CPM: 0-6 CIV: 0-5	PLAG: 0-7 ORT: 0 MICROC: 0-3	CHERT: 0-5
	Total: 1-89	Total: 3-33	Total: 8-66	Total: 0-10	Total: 0-5
	% ARCILLA	% LIMO	% ARENA		
	0-46	54-95	0-20		

Qz: Cuarzo, CMP: Cuarzo monocristalino plutónico, CUARZO POLICRISTALINO PLUTÓNICO: Cuarzo policristalino plutónico, CMM: Cuarzo monocristalino metamórfico, CPM: Cuarzo policristalino metamórfico, CIV: Cuarzo ígneo volcánico, PLAG: Plagioclasa, ORT: Ortosa, MICROC: Microclino.

Tabla. 5.4. Composición de la facies 1b

La proporción de granos detríticos varían de 10 a 80 %, compuesta por una fracción tamaño arena muy fina a fina (0-20%) de microclino, chert y cuarzo en sus tipos monocristalino plutónico y metamórfico, policristalino plutónico y metamórfico.

La fracción tamaño limo (54 a 95%), está constituida por granos de cuarzo, del tipo cuarzo monocristalino plutónico y del tipo cuarzo monocristalino

metamórfico en las limolitas y cuarzo monocristalino metamórfico, cuarzo monocristalino plutónico, cuarzo ígneo volcánico, cuarzo policristalino plutónico y cuarzo policristalino metamórfico en las limolitas arcillosas (lámina 4e); plagioclasas, fragmentos de roca (chert), minerales opacos como la piritita, turmalina, clorita y trazas de muscovita y circón.

La fracción tamaño arcilla está compuesta por un 0-5% de minerales de arcillas en las limolitas y un 25 a 46 % en las limolitas arcillosas (Lámina 4c y 4f).

Los procesos diagenéticos más importantes son:

- Compactación baja (contactos predominantemente del tipo grano-cemento).
- Cementación de calcita como rellenos de poros y reemplazo parcial de granos de cuarzo, observados en los pozos MCH 6-3X, MCH 7-8X y MCH 7-12X. (Lámina 4a y 4b).
- Cementación de óxidos de hierro (hematita) como relleno de poros y envoltorios de granos en los pozos MCH 3-2X, MCH 8-5X y MCH 12-4X (Lámina 4b).
- Disolución parcial de granos de fragmentos de roca, cuarzo y feldespatos.
- Alteración media de cloritas, muscovitas a ilitas, feldespatos a minerales de arcilla y biotita a clorita.
- Reemplazo parcial de piritita a hematita

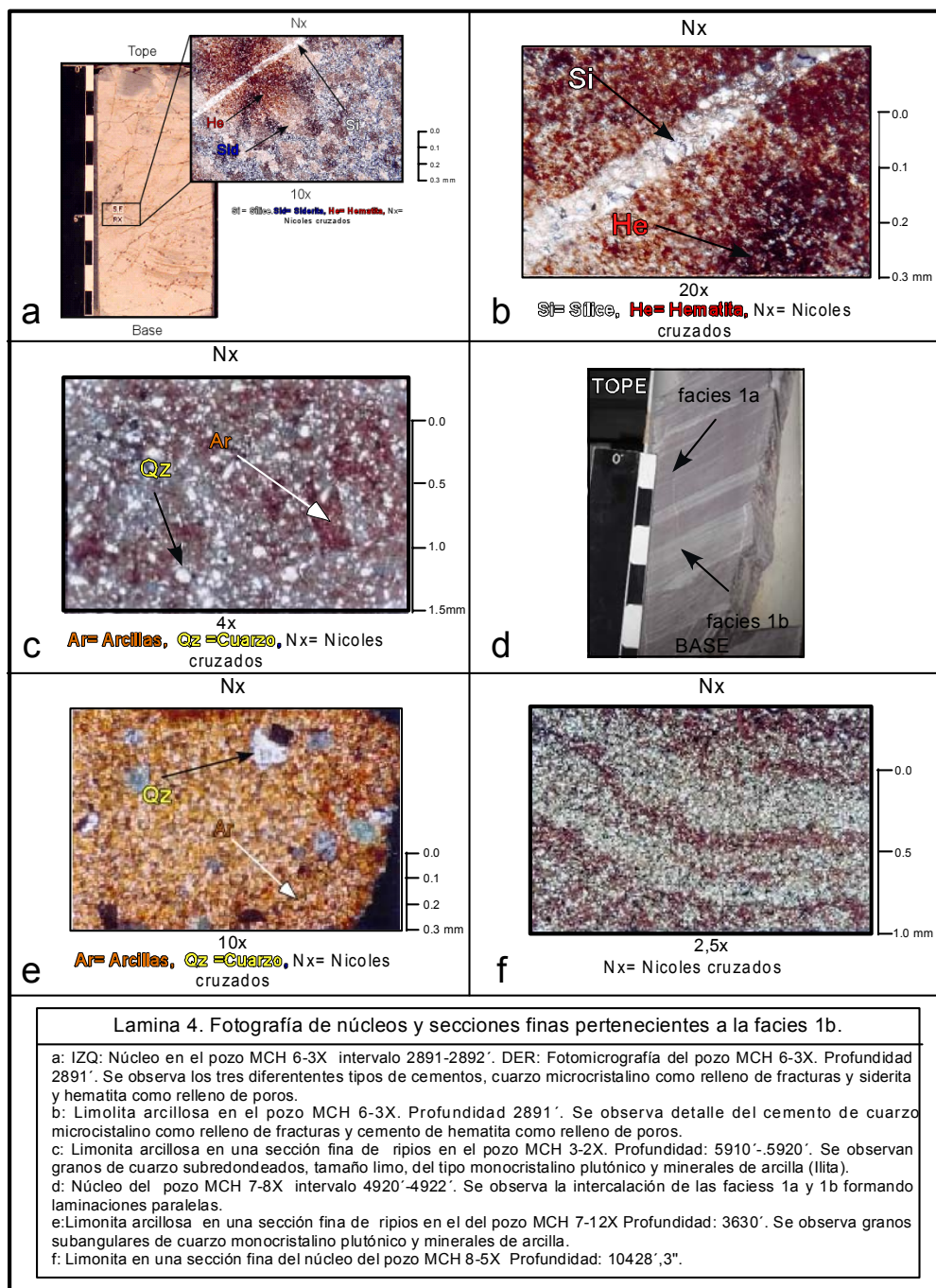
El análisis de difracción de rayos x para roca total muestra valores de: cuarzo 20 a 40%, feldespatos sódicos 2 al 7%, dolomita 0-8%, calcita 0-2%, piritita 0-8%, hematina 0-21% y siderita 0-3% (Tabla 5.5.1).

En la fracción menor de 2 micras muestra valores de caolinita 0-40%, ilita 0-53%, clorita 0-41% y I/S 19 a 69% (Tabla 5.5.2).

POZO	PROF	Roca total (% en peso)							
		Qz	AR	F-Ma	DOL	CAL	PIR	HEM	SID
MCH 6-3X	2891'	40	51	2		1	2		1
MCH 8-5X	10428'3	25	35	7	3	1		#	
	10434'	21	39	4	8	2		#	2
	10436'	34	37	6				21	2
MCH 7-8X	4923,9	21	37	16	8		14		4
MCH 12-4X	2265'	20	60	7		2	8		3

PROF= Profundidad, QZ= Cuarzo, AR= Arcillas, F-Ma= feldespato Sodico, CAL= Calcita, DOL= Dolomita, HEM=Hematina, PIR= Piritita, SID=Siderita. **Valores tomados de GOSH et al., 1983.**

Tabla 5.5.1. Análisis mineralógico por difractometría de rayos x (semicuantitativo) roca total para la facies 1b. Tomado y modificado de KLAR, 2002.



POZO	PROF	Fracción menor de 2 micras			
		CAO	IL	CLO	I/S
MCH 6-3X	2891'	40	41		19
MCH 8-5X	10428'3			32	68
	10434'			31	69
	10436'			41	59
MCH 7-8X	4923,9	74	26		Tz
MCH 12-4X	2265'	4	53	4	39

PROF= Profundidad, CAO= Caolinita , CLO= Clorita, IL= Ilita, I/S= Ilita-Esmectita.

Tabla 5.5.2. Análisis mineralógico por difracción de rayos x (semicuantitativo) fracción menor de 2 micras para la facies 1b. Tomado y modificado de KJAR, 2002.

5.1.3. Facies 1c

Esta facies consiste en lodolitas limosas y lodolitas arcillosas con escogimientos buenos a moderados y granos redondeados a subredondeados, reconocidas exclusivamente en las muestras 4911',6'', 4916',4'' y 4924',6'', pertenecientes al núcleo de el pozo MCH 7-8X.

Dichas muestras fueron clasificadas según PICARD (1972) como: 2 lodolitas limosas, muestras 4911',6'' y 4924',6'', (67%) y una lodolita arcillosa, muestra 4916',4'', (33%) (Figura 5.1.c).

FACIES	CEMENTO (%)	ACCESORIOS (%)	QZ (%)	FELD (%)	FR (%)
<i>Ic</i>	HEMATITA: 1-5 CALCITA: 8-10 DOLOMITA: 0 SIDERITA: 0	CLORITA: 0-7 OPACOS: 0-5 MUSCOVITA: 0-4 BIOTITA: 0 CIRCÓN: 0-1 TURMALINA: 0-2	CMP: 20-31 CMM: 10-12 CPP: 0-5 CPM: 0-2 CIV: 0	PLAG: 1-2 ORT: 0 MICROC: 0	CHERT: 0-1
	Total: 10-15	Total: 8-14	Total: 34-45	Total: 1-2	Total: 0-1
		:			
	% ARCILLA	% LIMO	% ARENA		
	36-44	47-50	6-17		

Qz: Cuarzo, CMP: Cuarzo monocristalino plutónico, CUARZO POLICRISTALINO PLUTÓNICO: Cuarzo policristalino plutónico, CMM: Cuarzo monocristalino metamórfico, CPM: Cuarzo policristalino metamórfico, CIV: Cuarzo ígneo volcánico, PLAG: Plagioclasa, ORT: Ortosa, MICROC: Microclino.

Tabla. 5.6. Composición de la facies 1c

Petrográficamente la muestra 4911',6'' (lodolita arcillosa), está compuesta por un 51% de granos detríticos con una fracción tamaño arena muy fina a fina (6%) conformada por granos de cuarzo monocristalino plutónico, cuarzo monocristalino metamórfico y plagioclasas (anexo 8).

La fracción tamaño limo (50%), está compuesta por granos de cuarzo del tipo cuarzo monocristalino plutónico y cuarzo monocristalino metamórfico, plagioclasas, minerales opacos (pirita) y muscovita.

La fracción tamaño arcilla (44%), está compuesta principalmente por illita y en menor proporción caolinita y clorita.

Los procesos diagenéticos más importantes observados en la muestra 4911',6'' son:

- Compactación baja a media con contacto del tipo longitudinal y deformación de granos dúctiles (muscovita).
- Cementación en bajo grado de calcita como relleno de poro.
- Disolución en los granos de cuarzo
- Alteración de muscovita a illita y alteración de cloritas.

La muestra 4924',6'' (lodolita limosa), presenta un escogimiento bueno a moderado, con granos redondeados, porosidades muy bajas (1%) e isotropía de los granos. está compuesta por un 57% de granos detríticos, con una fracción tamaño arena fina conformada por granos de cuarzo monocristalino plutónico, metamórfico y en menor proporción chert (anexo 8).

La fracción tamaño limo (46%) la componen granos de cuarzo en sus tipos cuarzo monocristalino plutónico, cuarzo monocristalino metamórfico, cuarzo policristalino metamórfico y cuarzo policristalino plutónico, plagioclasas, fragmentos de roca tipo chert, clorita y circón y turmalina.

La fracción tamaño arcilla (36%) está compuesta por principalmente por illita.

Los procesos diagenéticos más importantes observados en la muestra 4924',6'' son:

- Compactación baja, con contactos del tipo grano cemento en los granos tamaño limo.
- Cementación de calcita como relleno de poros y en menor proporción óxidos de hierro (hematita) como envoltorio de granos.

- Disolución en granos de feldespatos y cuarzo.
- Reemplazo parcial de pirita a hematita y reemplazo parcial de calcita en algunos granos de cuarzo,

La muestra 4916',4'', (lodolita arcillosa), presenta un escogimiento bueno a moderado, con granos redondeados, porosidades muy bajas (1%) e isotropía de los granos. Están compuestas por un 60% de granos detríticos, con una fracción tamaño arena muy fina (17%) conformada por granos de cuarzo monocristalino plutónico, cuarzo monocristalino metamórfico y cloritas (anexo 8).

La fracción tamaño limo (39%) está compuesta por granos de cuarzo en sus tipos cuarzo monocristalino plutónico, cuarzo monocristalino metamórfico, cuarzo policristalino plutónico y plagioclasas (Lámina 5a).

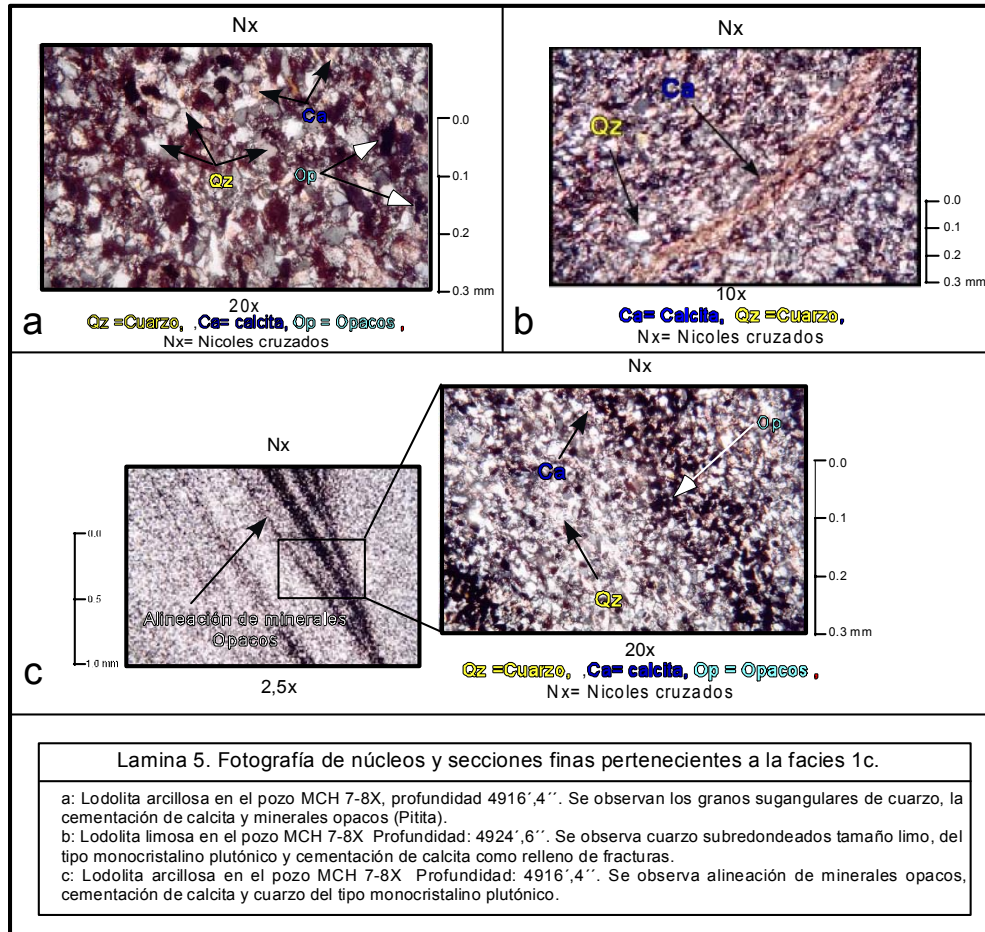
Finalmente la fracción tamaño arcilla está compuesta por un 44% de minerales de arcilla en su mayor parte illita.

Se pueden apreciar alineaciones de minerales opacos formado laminación cruzada (Lámina 5c).

Los procesos diagenéticos en la muestra 4916',4'', más importantes son:

- Compactación baja, con contactos del tipo grano-matriz, en granos tamaño arcilla y longitudinales en los granos de tamaño limo.
- Cementación de óxidos de hierro (3-15%) en sus tipos hematita y goetita, seguidos de calcita (2-5%) y en menor proporción cuarzo microcristalino y siderita (trazas a 3%). Ellos se encuentran principalmente como envoltorios de granos, relleno de poros y ocasionalmente como relleno de fracturas respectivamente (Lámina 5a y 5b).
- Disolución de granos de cuarzo y en menor proporción de feldespatos.
- Reemplazo parcial de pirita a hematita.
- Alteración de cloritas, de feldespatos a minerales de arcilla y muscovita a illita.

El análisis de difracción de rayos x para la muestra 4916',6'' arrojó valores para roca total de 22% de cuarzo, 22% de feldespatos sódicos, 7% de dolomita 7% de pirita y 3% de siderita. Para la fracción menor de dos micras la arcilla más



abundante es la illita con un 79%, seguida de la clorita con un 13% y finalmente la caolinita con un 8% (tabla 5.7).

POZO	PROF	Roca total (% en peso)						Fracción Menor De 2 Micras		
		Qz	ARC	FELD – Ma	DOL	PIR	SID	CAO	CLO	IL
MCH 7-8X	4916',6"	22	39	22	7	7	3	8	13	79

PROF= Profundidad, QZ= Cuarzo, AR= Arcillas, F-Ma= feldespato Sodico, CAL= Calcita, DOL= Dolomita, HEM=Hematina, PIR= Pirita, SID=Siderita, CAO= Caolinita , CLO= Clorita, IL= Illita, I/S= Illita-Esmectita.

Tabla 5.7. Análisis mineralógico por difracción de rayos x (semicuantitativo) para roca total y fracción menor de 2 micras para la facies 1b. Tomado y modificado de KJAR, 2002.

5.1.4. Facies 2a

Esta facies se reconoce en ripios en los pozos MCH 3-2X, MCH 6-4X, MCH 7-8X y MCH 8-5X (Lámina 7).

Está compuesta por areniscas cuarzosas y micáceas, de grano muy fino a fino, de colores blancos, gris (Med dark gray N4), morado claro (very dusky red purple 5RP 2/2, Grayish purple 5P 4/2), o rojos claros a oscuros en varias tonalidades (Pale red 10R 10/2, Dark red dish grown 10R ¾, dusky med 5R ¾ y Moderate red 5R 4/6), con escogimientos buenos a moderados, bien compactas, con granos redondeado a subredondeados y calcáreas en los pozos MCH 3-2X, ligeramente calcárea en los pozos MCH 3-2X, MCH 6-4X, MCH 7-8X y MCH 8-5X (anexos 10, 11, 12, 14).

Macroscópicamente esta facies se presenta en los núcleos de los pozos MCH 3-3X, MCH 7-8X y MCH 8-5X, consisten en areniscas de grano fino a muy fino con escogimiento moderado a bueno con granos subredondeados a redondeados y colores que varían entre rojo claro (Moderate reddish orange 10R 6/6), vino tinto (Dusky red 5R 2/6) (Láminas 6a, 6b y 6c) y (anexos 21, 24 y 26).

Las 99 muestras pertenecientes a esta facies fueron clasificadas según PETTIJON, POTTER y SIEVER (1972), como: 10 grauvacas líticas (10%), 26 wacas cuarzosas (27%), 20 grauvacas feldespáticas (20%), 4 areniscas arcósicas (4%), 7 sublitarenitas (7%), 22 areniscas cuarzosas (22%) y 11 areniscas subarcósicas (11%) (Figura 5.1.d).

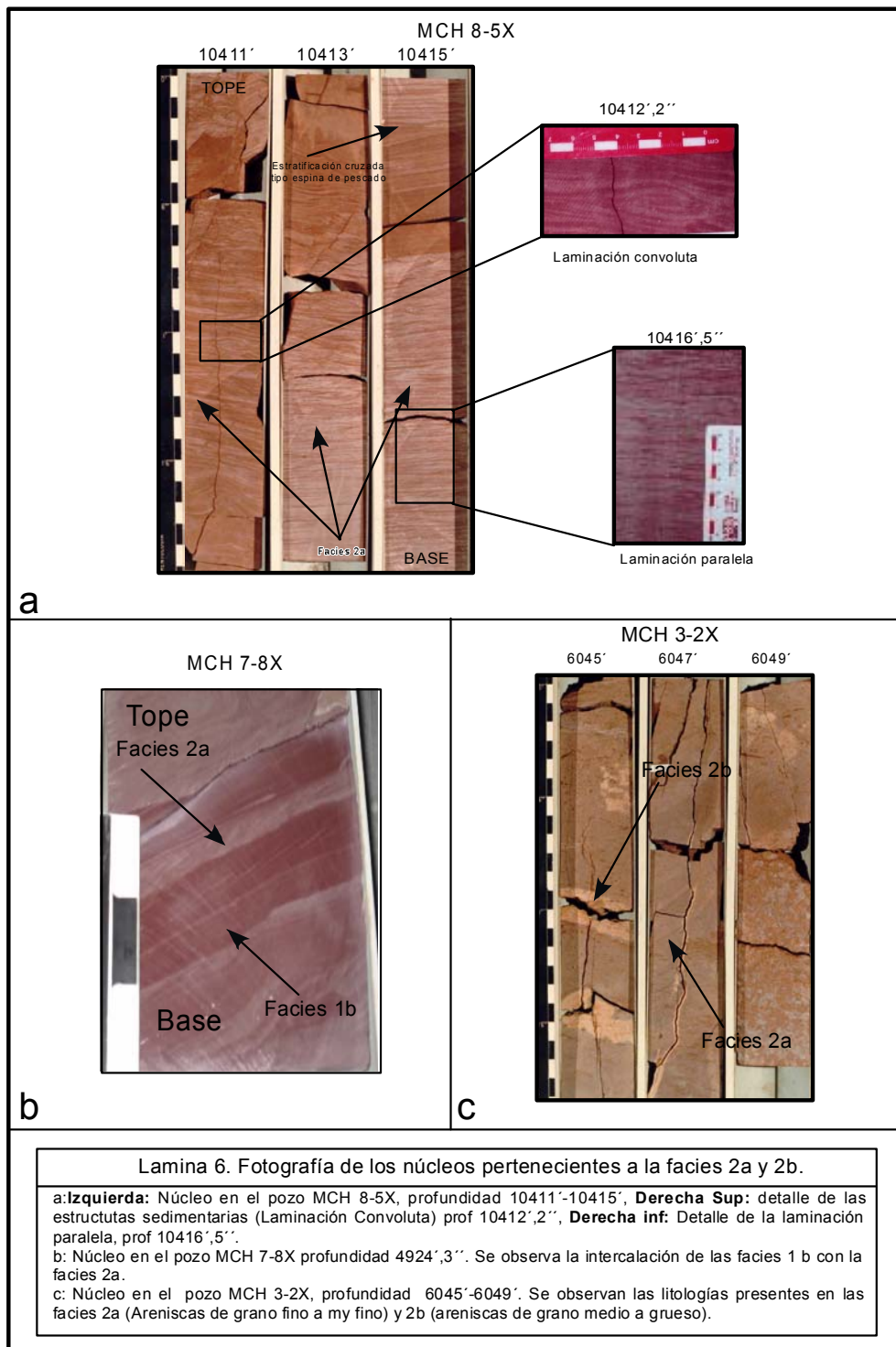
Petrográficamente esta facies está compuesta por areniscas de grano fino a muy fino, con escogimiento bueno a moderado, granos subangulares a redondeados. Presentan un 20 a 82% de granos detríticos, donde el cuarzo es el componente más abundante con un 11 a un 75%, en sus variedades de monocristalino plutónico 7 a 70%, policristalino plutónico 0 -21%, ígneo volcánico 0 a 11%, monocristalino metamórfico 0 a 54% y policristalino metamórfico 0-15%, 0 a 20% de feldespatos (plagioclasas de 0 a 15%, microclino de 0 a 5 % y ortosa 0 a 3%), 0 a 8% de fragmentos de roca tipo chert (lámina 8a), trazas de rocas metamórficas y 0-5% de fragmentos de rocas sedimentarias (arcilitas), trazas de biotita, 0 a 1% de muscovita, 0 a 1 % de circón, turmalina y esfena, 0 a 7% de minerales opacos (pirita), y 0 a 70% de minerales de arcilla.

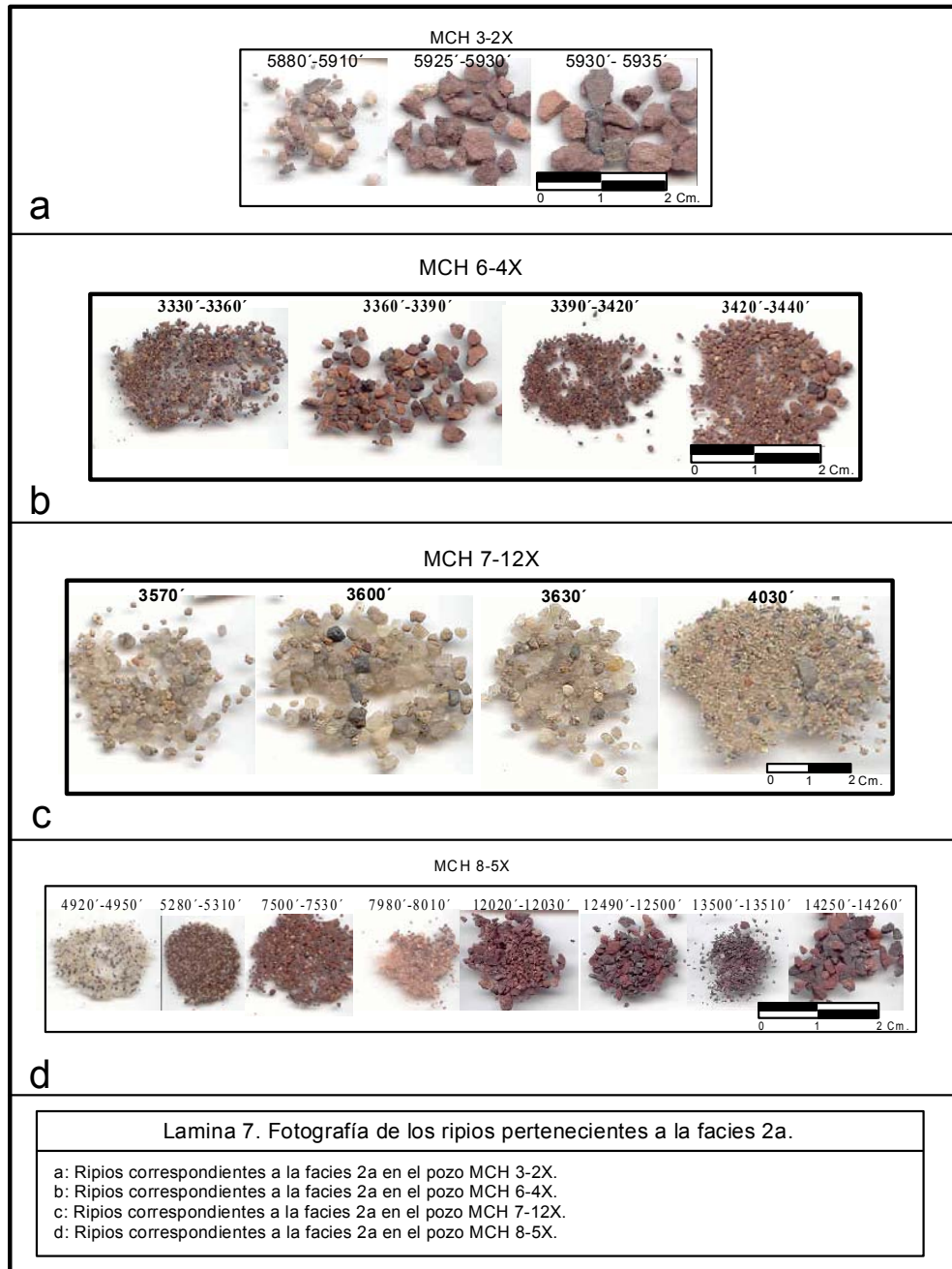
FACIES	ESC	REDONDEZ	COMPONENTES PRINCIPALES (%)			
			GRANOS	MATRIZ	CEMENTO	POROSIDAD
2a	M-B-B	SA-R	20-82	0-70	0-80	1-2
	GRANOS					CEMENTO
	QZ	FELD	FR	ACCESORIOS	(TIPO)	
	CMP: 7-70 CPP: 0-21 CMM: 0-54 CPM: 0-15 CIV: 0-11	PLAGIOCLASA: 0-15 MICROCLINO: 0-5 OTROSA: 0-3	Chert: 0-8 Metamórfica: Tz Sedimentaria: 0-5	BIO: Tz MUSC: 0-1 CIRC: 0-1 TUR: 0-1 ESF: 0-1 OPC: 0-7 CLORITA: 0-6	CAL: 0-80 HEM: 0-70 DOL: 0-30	
	TOTAL 11-75	TOTAL 0-20	TOTAL 0-7	TOTAL 0-11		

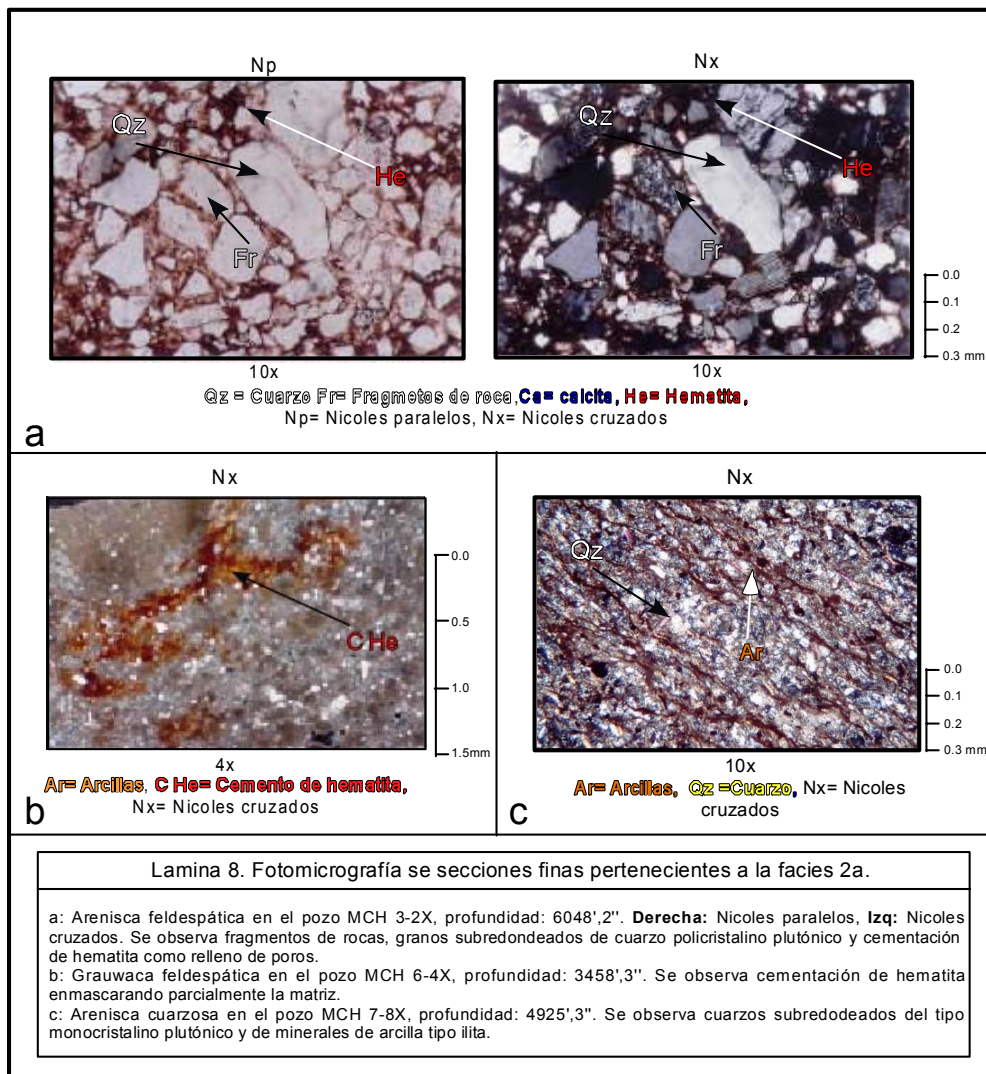
M-B: Moderado, B: Bueno, MB: Muy Bueno, SA: Subangular, SR: Subredondeado, R: Redondeado, CMP: Cuarzo monocristalino plutónico, CUARZO POLICRISTALINO PLUTÓNICO: Cuarzo policristalino plutónico, CMM: Cuarzo monocristalino metamórfico, CPM: Cuarzo policristalino metamórfico, CIV: Cuarzo ígneo volcánico, Bio: Biotita, Musc: Moscovita, Circ: Circón, Tur: Turmalina, Esf: Esfena, Opc: Opacos, Cal: Calcita, Hem: Hematita, Dol: Dolomita.

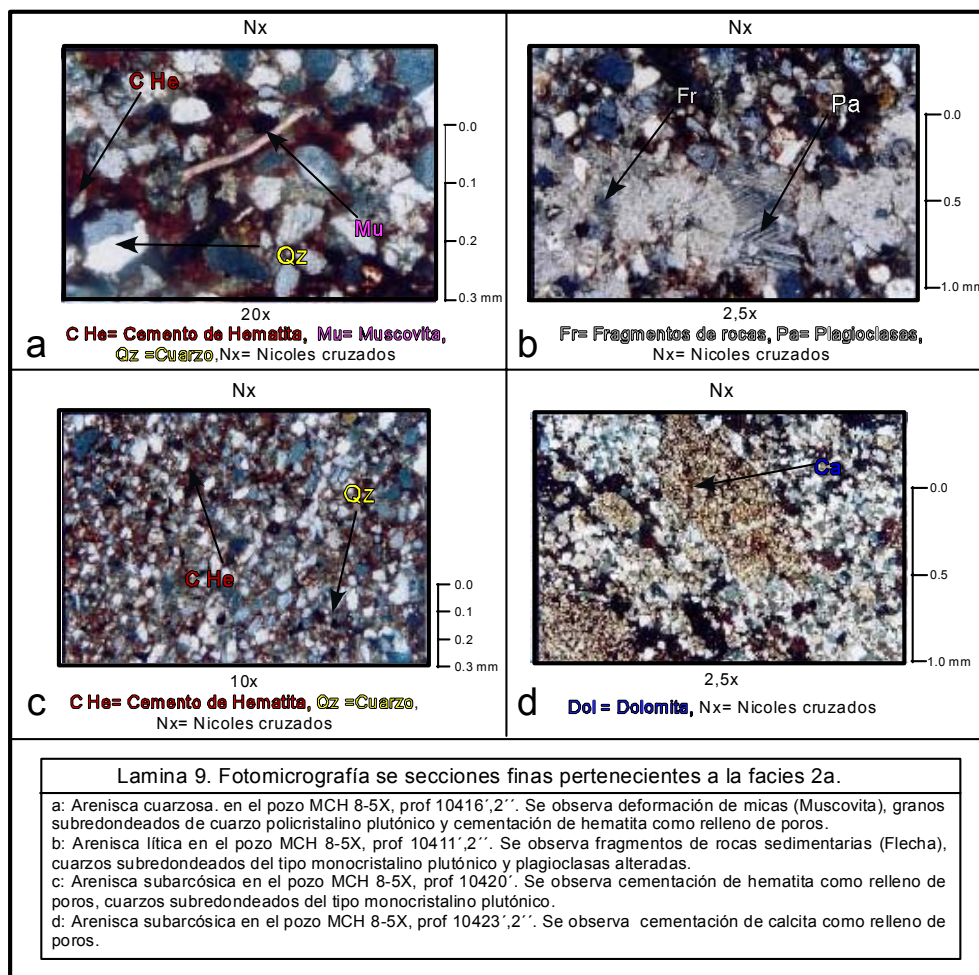
Tabla. 5.8. Composición de la facies 2a

El análisis de difracción de rayos x para dos muestras pertenecientes a esta facies, mostró valores de cuarzo 19 a 21%, feldespatos sódicos 2 a 4%, feldespatos potásicos 0 a 3%, calcita 1 a 6%, dolomita 1 a 15%, hematita 14 a 21%, siderita 0 a 3% (Tabla 5.9.1).









En la fracción menor de dos micras muestra valores de ilita 0 a 53% (Lámina 8c), clorita 6 a 28%, e I/S 41 a 72% (Tabla 5.9.2).

POZO	PROF	Roca total (% en peso)								
		Qz	AR	F- K	F- Ma	CAL	DOL	HEM	SID	PIR
MCH 6-4X	3458'3"	19	55	3	2	6	1	14		
MCH 8-5X	10422'	21	36		4	1	15	21	3	

PROF= Profundidad, QZ= Cuarzo, AR= Arcillas, F-K= Feldespato Potásico, F-Ma= Feldespato Sodico, CAL= Calcita, DOL= Dolomita, HEM=Hematina, SID=Siderita, CLO= Clorita, IL= Iilita, I/S= Iilita-

Tabla 5.9.1. Análisis mineralógico por difracción de rayos x (semicuantitativo) para la facies 2a. Tomado y modificado de KJAR, 2002.

POZO	PROF	Fracción menor de 2 micras			
		CAO	IL	CLO	I/S
MCH 6-4X	3458'3"		53	6	41
MCH 8-5X	10422'			28	72

PROF= Profundidad, CAO= Caolinita , CLO= Clorita, IL= Iilita, I/S= Iilita-Esmectita.

Tabla 5.9.2. Análisis mineralógico por difracción de rayos x (semicuantitativo) fracción menor de 2 micras la facies 2a. Tomado y modificado de KJAR, 2002.

Los procesos diagenéticos más importantes son:

- Compactación baja a moderada, con contactos predominantemente del tipo grano-matriz en los pozos MCH 3-2X, MCH 6-4X, y del tipo grano-cemento en los pozos MCH 7-8X y MCH 8-5X. En el pozo MCH 8-5X se observa deformación de granos dúctiles (muscovita) (Lámina 9a).
- Cementación de óxidos de hierro y calcita, como envoltorios de granos y relleno de poros respectivamente (Lámina 8b y 9c).
- Reemplazo parcial a total de calcita por dolomita (dolomitización) en los pozos MCH 6-4X, MCH 7-8X y MCH 8-5X (Lámina 9d) y reemplazo parcial calcita por cuarzo en el pozo MCH 7-8X.
- Reemplazo parcial de pirita a hematita en los pozos MCH 7-8X y MCH 8-5X.
- Disolución de feldespatos, fragmentos de roca y cuarzo.
- Alteración de cloritas, de fragmentos de rocas y feldespatos (Lámina 9b) dando origen a minerales de arcilla y de muscovita a ilita.
- Sobrecrecimientos de cuarzo y feldespatos en continuidad óptica observada en los pozos MCH 3-2X y MCH 8-5X.

5.1.5. Facies 2b

Esta facies está compuesta por areniscas de grano medio a grueso, con escogimiento bueno a moderado y con granos subangulares a redondeados.

Se reconoce macroscópicamente en los núcleos de los pozos MCH 3-2X y MCH 8-5X.

En el pozo MCH 3-2X, consiste en una arenisca de grano medio color rojo claro a rosado (Moderate reddish orange 10R 6/6), con escogimiento moderado, granos subredondeados a redondeados, con laminación paralelas con un ligero ángulo de inclinación. Se observan clastos subredondeados de arcilitas o limolitas y areniscas de granos muy finos de tamaños que varían entre los 2 y los 4 cm de diámetro (anexo 21).

En el núcleo del pozo MCH 8-5X esta facies se observa a la profundidad de 10429' a 10423'. Consiste en una intercalación de areniscas de grano medio de color rojo oscuro (Very dark red 5R 2/6), con escogimiento bueno a moderado y granos subangulares a redondeados (Lámina 10a) (anexo 26).

Las 28 muestras descritas para esta facies fueron clasificadas según PETTIJHON, POTTER y SIEVER (1972), como: 7 areniscas cuarzosas (25%), 2 areniscas subarcósicas (7%), 2 sublitarenitas (7%), 2 vacas cuarzosas (7%), 10 grauvacas feldespáticas (36%), 2 grauvacas líticas (7%), 1 arenisca arcósica. (4%) y 2 areniscas líticas (7%) (Figura 5.1.e).

Petrográficamente están compuestas por un 15 a un 98% de granos detríticos, con porosidad muy baja, de aproximadamente 1 a 2%, principalmente del tipo interpartícula.

El componente principal es el cuarzo con un 9 a 98%, en sus tipos monocristalino plutónico 5 a 59%, policristalino plutónico 0 a 5%, ígneo volcánico 0 a 11%, monocristalino metamórfico 0 a 40%, policristalino metamórfico 0 a 40%; 0 a 10% de plagioclasas, 0 a 5% de microclino, 0 a 5% de fragmentos de roca tipo chert, 0-4% de fragmentos de rocas volcánicas (Lámina 10c).

Como minerales accesorios se tiene 0 a 1% de muscovita, 0 a 2% de clorita, 0 a 4% de pirita.

La matriz está compuesta por 0 a 75% de minerales de arcilla.

FACIES	ESC	REDONDEZ	COMPONENTES PRINCIPALES (%)			
			GRANOS	MATRIZ	CEMENTO	POROSIDAD
2b	M-B-B	SA-R	15-98	0-75	5-70	1-2
	GRANOS					CEMENTO (TIPO)
	QZ	FELD	FR	ACCESORIOS		
	CMP: 5-59 CMM: 0-40 CPP: 0-5 IV: 0-11 CPM 0-40	PLAGIOCLASA: 0-10 MICROCLINO: 0-5	Chert: 0-5 Metamórfica: 0 Volcánica: 0-4	BIO: 0 MUSC: 0-1 CIRC: 0-1 TUR: 0-1 OPC: 0-4 CLO: 0-2	CAL: 0-40 HEM: 0-58 DOL: 0-29 QZ: 0-2	
	TOTAL 9-98	TOTAL 0-15	TOTAL 0-5	TOTAL 0-5		

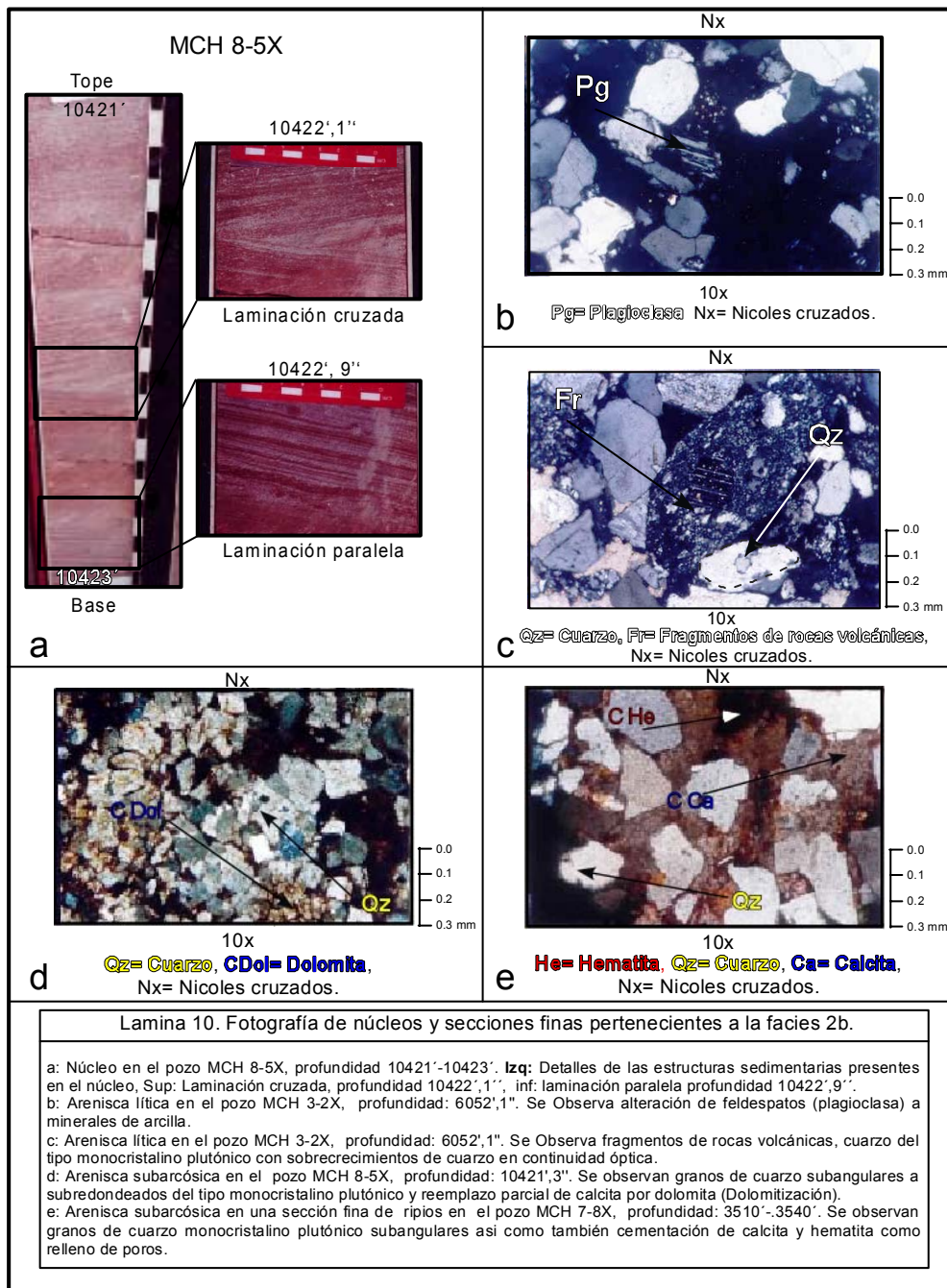
M-B: Moderado, B: Bueno, MB: Muy Bueno, SA: Subangular, SR: Subredondeado, R:Redondeado, CMP: Cuarzo monocristalino plutónico, CUARZO POLICRISTALINO PLUTÓNICO: Cuarzo policristalino plutónico, CMM: Cuarzo monocristalino metamórfico, CPM: Cuarzo policristalino metamórfico, CIV: Cuarzo ígneo volcánico, Bio: Biotita, Musc: Moscovita, Circ: Circón, Tur: Turmalina, Esf: Esfena, Opc: Opacos, Cal: Calcita, Hem: Hematita, Dol: Dolomita.

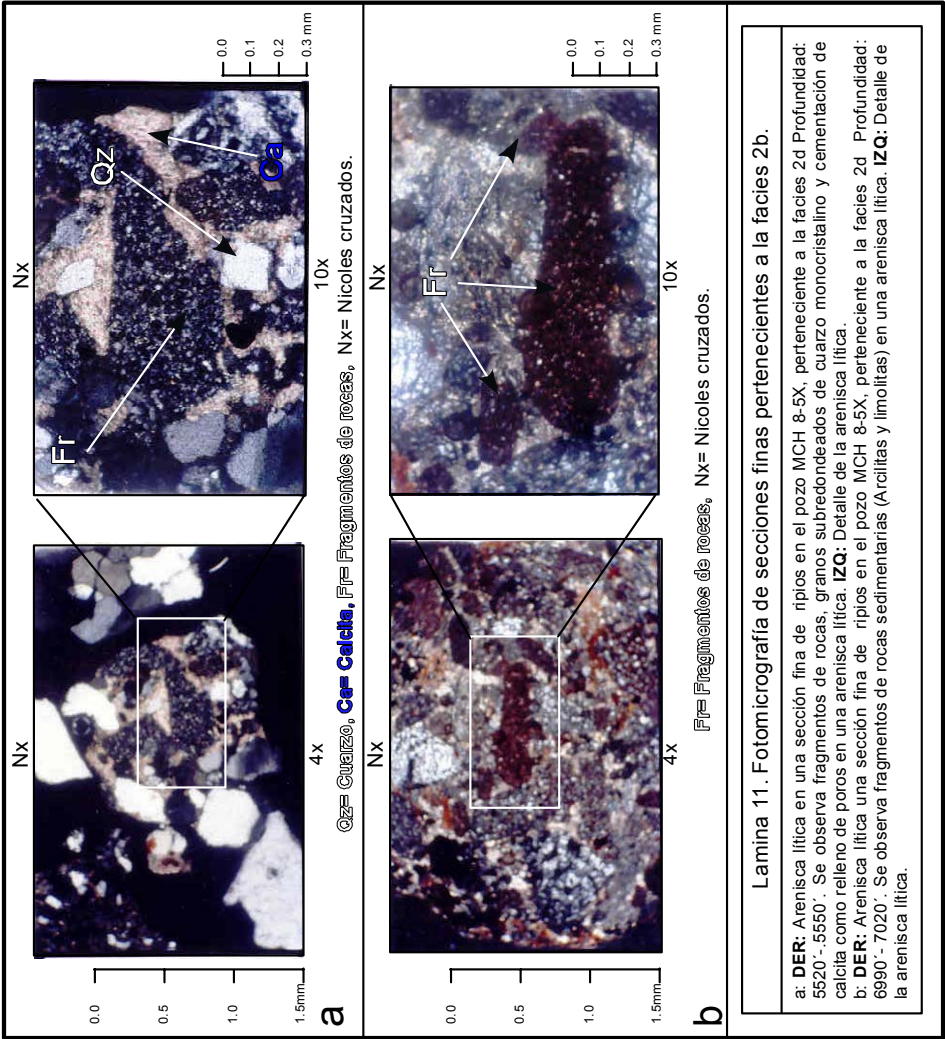
Tabla. 5.10. Composición de la facies 2b

Los procesos diagenéticos más importantes son los siguientes:

- Compactación moderada con contactos predominantemente del tipo longitudinal en el pozo MCH 3-2X, G-M en el pozo MCH 6-4X y G-C en los pozos MCH 7-8X y MCH 8-5X.
- Cementación principalmete de calcita como relleno de poro y en menor proporción óxidos de hierro como envoltorio de granos y relleno de poros. En el pozo MCH 6-4X el cemento predominante es la glauconita como envoltorio de granos y en el pozo MCH 8-5X es la dolomita como reemplazo parcial a total de la calcita (Lámina 10d y 10e).
- Disolución en granos de feldespatos, cuarzo y fragmentos de roca.
- Alteración de feldespatos a minerales de arcilla (Lámina 10b).
- Reemplazo parcial de piritita a hematita.

El análisis de difracción de rayos x para roca total y fracción menor de dos micras se puede observar en las tablas 5.11.1 y 5.11.2.





POZO	PROF	Roca total (% en peso)								
		QZ	AR	F – Ma	F-K	CAL	PIR	SID	DOL	HEM
MCH 3-2X	6052',8"	36	6	37	10	1	10			
MCH 8-5X	10422',2"	21	36	4		1		3	15	21

QZ= Cuarzo, AR= Arcillas, F-K= Feldespato Potásico, F-Ma= feldespato Sodico, CAL= Calcita, PIR = Pirira, DOL= Dolomita, HEM=Hematina, SID=Siderita.

**Tabla 5.11.1 Análisis mineralógico por difracción de rayos x (semicuantitativo)
roca total para la facies 2b. Tomado y modificado de KLAR, 2002.**

POZO	PROF	CAO	CLO	IL	I/S	% en I/S
MCH 3-2X	6052',8"	70	7	6	17	63
MCH 8-5X	10422',2"		28		72	

PROF= Profundidad, CAO= Caolinita , CLO= Clorita, IL= Ilita, I/S= Ilita-Esmectita.

**Tabla 5.11.2. Análisis mineralógico por difracción de rayos x (semicuantitativo)
fracción menor de 2 micras para la facies 2b. Tomado y modificado de KLAR, 2002.**

En el pozo MCH 8-5X las muestras 5220'-5250' (4) y 6990'-7020' (3) consisten en areniscas líticas de grano grueso y medio respectivamente, con escogimiento bueno a moderado y granos subredondeados a redondeados, porosidades muy bajas cercanas al 1%, e isotropía de los granos.

Están compuestas por un 70% de granos detríticos con un 20 a un 38% de cuarzo en sus tipos monocristalino plutónico 18 a 20% y monocristalino metamórfico 20% en la muestra 6990'-7020' (3). La muestra 5220'-5250' (4) contiene un 20% de fragmentos de roca tipo chert y la muestra 6990'-7020' (3), posee un 50% de fragmentos de rocas sedimentaria (arcilitas) (Lamina 11a y 11b). La matriz está compuesta por un 0 a un 5% de minerales de arcilla (anexo 8).

Los procesos diagenéticos más importantes son:

- Compactación baja, con contactos del tipo grano-cemento.
- Cementación de calcita como relleno de poros.
- Disolución de granos de cuarzo
- Alteración de fragmentos de roca a minerales de arcilla.

5.1.6. Facies 3

Esta facies consiste en un conglomerado soportado por una matriz arenosa a limosa de color rojo claro (Moderate red 5R 4/6) (ortoconglomerado), con clastos subangulares a subredondeados de 2mm a 7 cm de baja esfericidad. Estos clastos son principalmente de 3 tipos (polimíctico) (Lámina 12a).

El primero corresponde a una limolita de color vino tinto, con niveles de arenosos muy finos formando estratificación paralela, estos clastos son los mas abundantes en el conglomerado (80%).

Seguidamente se observan una arenisca cuarzosa de grano fino a medio, de color gris oscuro (Mediun gray N5). Estos clastos son de forma angular a subangular y de tamaños que varían entre los 5 a los 7 cm.

Finalmente, fragmentos de rocas metamórficas (cuarcitas) de forma angular a subangular y tamaños comprendidos entre 2 a 3 cm (anexo 25).

En ripios se reconocen 7 litotipos, de los cuales uno es lutítico y seis son arenosos, estos últimos se encuentran en mayor proporción hacia el tope de la secuencia (3570' - 4030') alcanzando hasta el 100% de la litología observada (Lámina 12b) (anexo 13).

Los litotipos arenosos están compuestos por areniscas cuarzosas de grano fino, color blanco, bien compacta, escogimiento bueno, granos subredondeados a angulares

El litotipo lutítico se observó a la profundidad de 4080' y 4630' (base de la secuencia), presentado valores del 50 al 15% de la litología observada y consiste en un lutita de color gris (Med dark grey N4), medianamente compacta, bien escogida y granos subredondeados.

Petrográficamente los granos la muestra 4309',5'' son de tamaño correspondiente a un microconglomerado.

Está compuesto por 95% de granos detríticos, con un 1% de cuarzo monocristalino plutónico y 1% de cuarzo policristalino plutónico, con un 5% de fragmentos de roca tipo chert y un 89% de fragmentos de rocas sedimentarias (limolitas y arcilitas) cementados por un bajo porcentaje (1%) de calcita.

El contacto es principalmente del tipo grano-matriz, como cemento se observa la calcita y los óxidos de hierro y la alteración es moderada de feldespatos a minerales de arcilla.

FACIES	ESC	REDONDEZ	COMPONENTES PRINCIPALES (%)			
			GRANOS	MATRIZ	CEMENTO	POROSIDAD
3	MM-B	SR-R	32-95	0-66	1-10	1-5
	GRANOS					CEMENTO
	QZ	FELD	FR	ACCESORIOS	(TIPO)	
	CMP: 1-50	PLAGIOCLASA: 0-20 MICROCLINO: 0-5	Chert: 0-20 Metamórfica: 0-2 Sedimentaria: 0-89	BIO: 0-1	CAL: 0-4 HEM: 0-8 DOL: 0 QZ: 0-6	
	CMM: 0-38			MUSC: 0-5		
	CPP: 0-10			CIRC: 0		
	IV: 0			TUR: 0-1		
	CPM: 0-30			OPC: 0-2		
	TOTAL 1-70	TOTAL 0-25	TOTAL 0-94	TOTAL 0		

MM: Muy malo, M-B: Moderado, B: Bueno, MB: Muy Bueno, SA: Subangular, SR: Subredondeado, R: Redondeado, CMP: Cuarzo monocristalino plutónico, CPP: Cuarzo policristalino plutónico, CMM: Cuarzo monocristalino metamórfico, CPM: Cuarzo policristalino metamórfico, CIV: Cuarzo ígneo volcánico, Bio: Biotita, Musc: Moscovita, Circ: Circón, Tur: Turmalina, Esf: Esfena, Opc: Opacos, Cal: Calcita, Hem: Hematita, Dol: Dolomita, Qz: Cuarzo.

Tabla. 5.12. Composición de la facies 3.

Las muestras 4323'.11'' y 4324',10', en el pozo MCH 7-12X consisten en areniscas líticas de granos gruesos y la primera presenta un escogimiento malo a muy malo y la segunda presenta escogimiento moderado, ambas con granos subredondeados a redondeados. La porosidad es muy baja con valores cercanos al 2%. (Lámina 13c) (anexo 8).

Están compuestas por un 85 a 93% de granos detríticos con un 55-62% de cuarzo del tipo monocristalino plutónico 10-19%, monocristalino metamórfico 15-38%, policristalino plutónico 2% (Muestra 4324',10') y policristalino metamórfico 14-30%, 5% de plagioclasa, 8-20% de fragmentos de roca tipo chert, 5-13% de fragmentos de rocas volcánicas, 1-5% de moscovita y 1% de turmalina.

La matriz está formada por un 2-5% de minerales de arcilla y el cemento por 5% de cuarzo, 4% de calcita y 1% de hematita.

La muestra 4328', 6'', consiste en una arenisca lítica de grano muy fino a fino con más de un 20% de fragmentos de roca, presenta escogimiento malo, con granos subredondeados a redondeados.

Los contactos son principalmente del tipo longitudinal 68%, porosidades muy bajas cercanas al 1%, e isotropía de los granos. (Lámina 13d).

Está formada por un 90% de granos detríticos con un 59% de cuarzo, en sus tipos monocristalino plutónico 35%, monocristalino metamórficos 17%, policristalino plutónico 7%, 2% de plagioclasas, 7% de fragmentos de roca tipo chert y 13% de fragmentos de rocas volcánicas, 1% de circón y trazas de muscovita, el cemento está compuesto principalmente por calcita 4%, cuarzo microcristalino 3% y hematita 1%.

Los procesos diagenéticos más importantes observados en esta muestra son:

- Compactación baja, con contactos predominantemente del tipo G-C
- Fuerte cementación alta, compuesta principalmente por calcita, y en menor grado el óxido de hierro como relleno de poros.
- Alteración y disolución de feldespatos (plagioclasa) a minerales de arcilla.

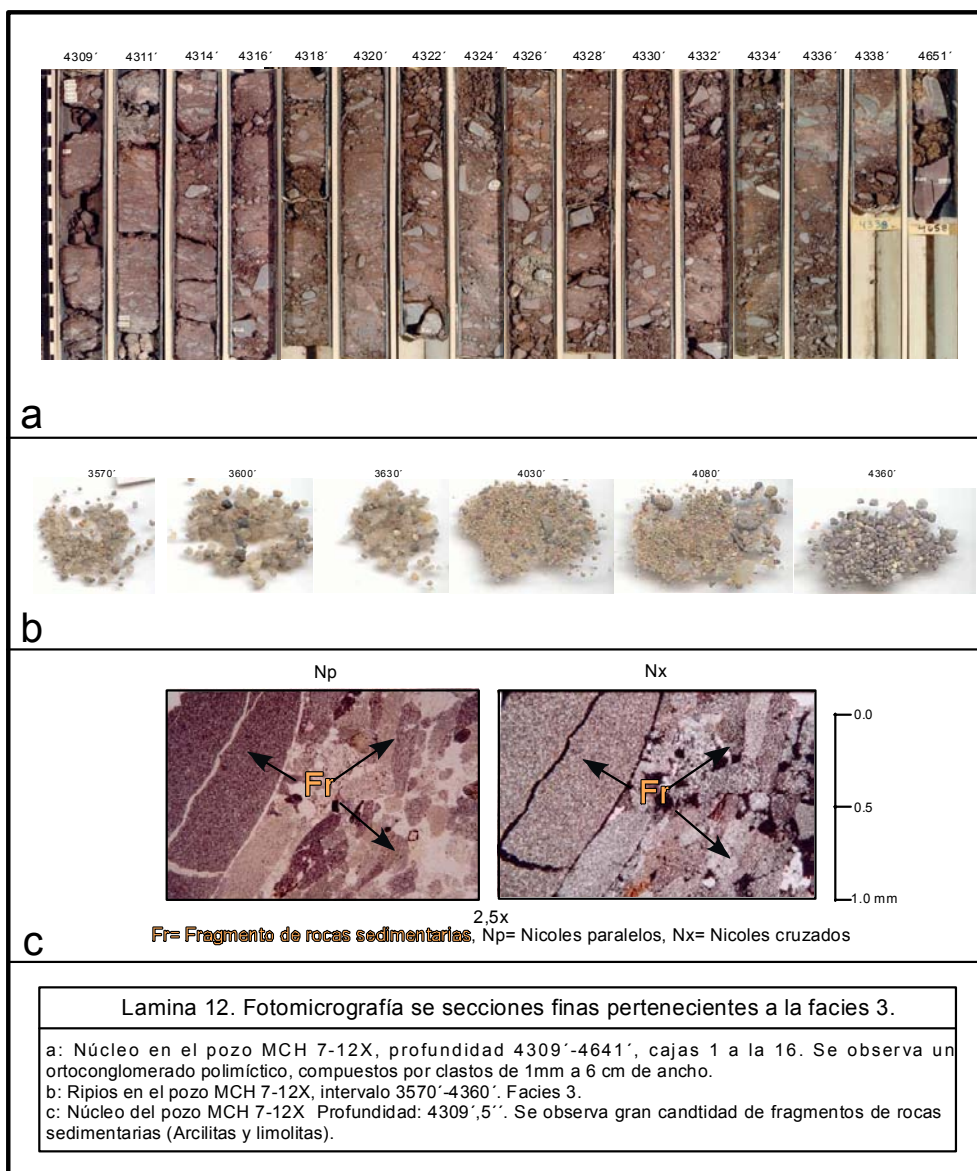
Las muestras 4317'.10'' y 4326',5', en el pozo MCH 7-12X consisten en areniscas de granos muy finos, cuarzosa y waca cuarzosa respectivamente, la primera presentan un escogimiento bueno a moderado y la segunda presenta escogimiento malo a muy malo, ambas con granos subredondeados a redondeados.

Las porosidades son muy bajas con valores cercanos al 1%, los contactos predominantes son tangenciales y longitudinales respectivamente.

Están compuestas por un 74-80% y granos detríticos con un 69-70% de granos de cuarzo del cuarzo monocristalino plutónico 44-50%, cuarzo monocristalino metamórfico 20-25%, 2-3% de plagioclasa, 0-2% de muscovita y 0-2% de minerales opacos. La matriz está compuesta por un 12-25% de minerales de arcilla. El cemento está compuesto por 1-8% de hematita (Lámina 13f y 13e).

Los procesos diagenéticos más importantes observados en esta muestra son:

- Compactación baja, con contactos predominantemente del tipo G-C,
- Cementación es alta, compuesta principalmente por calcita, y en menor grado el



óxido de hierro como relleno de poros.

- Alteración y disolución moderada de feldespatos (plagioclase) a minerales de arcilla.

La muestra 4657',10'', consiste según PICARD (1972), en una limolita, con un 66% de granos tamaño arcilla y 34% de granos tamaño limo. Estos últimos lo conforman granos de cuarzo monocristalino plutónico y metamórfico, chert, clorita y piritita. (Lámina 13a).

Los procesos diagenéticos más importantes observados en esta muestra son:

- Compactación media, con contactos predominantemente longitudinales en granos tamaño limo.
- Disolución parcial de granos de cuarzo.
- Reemplazo parcial de piritita a hematita.

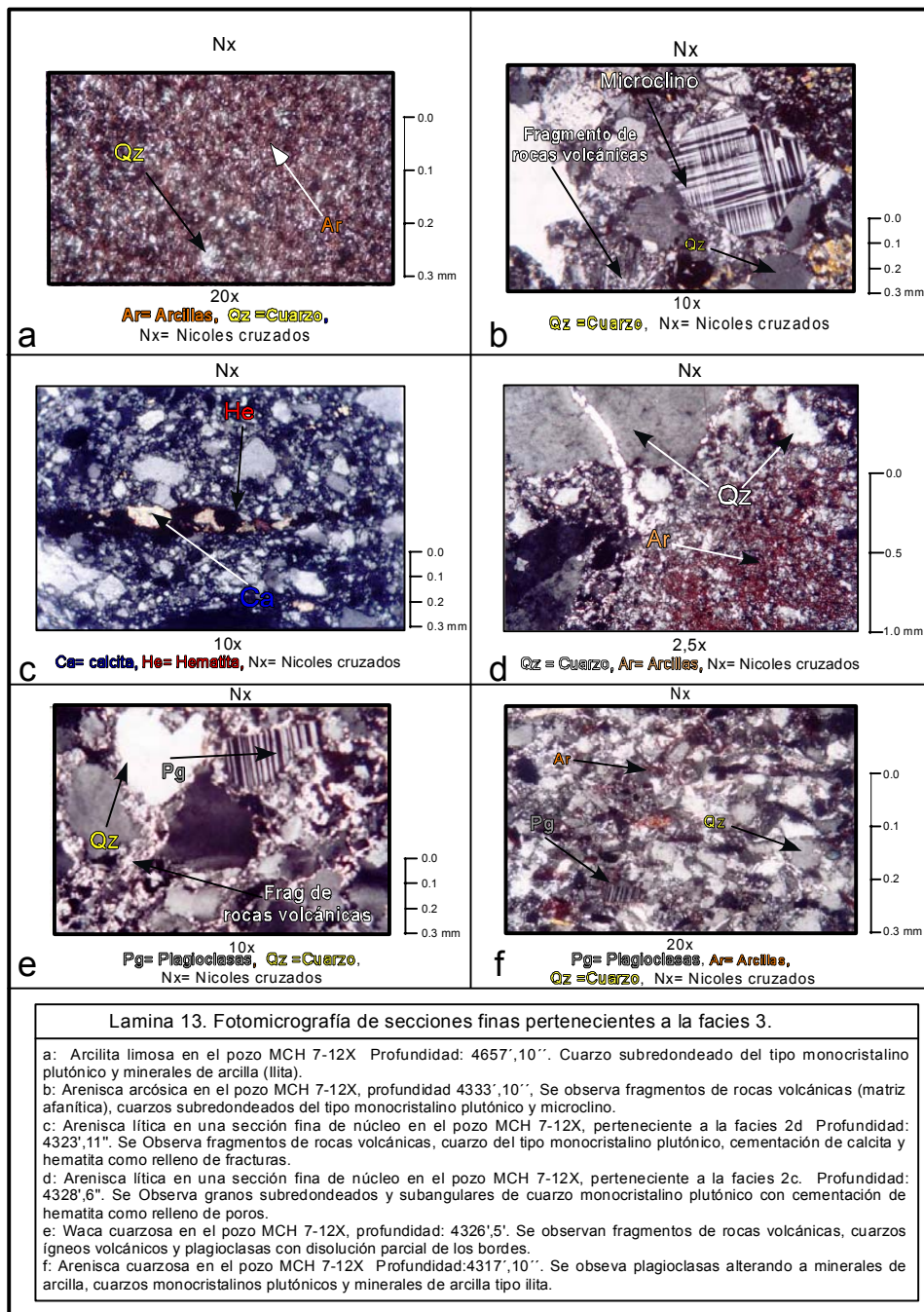
La muestra 4333'10'', consiste en una arenisca arcósica de grano grueso, con escogimientos malos a muy malos y porosidades del 1% del tipo interpartícula.

Está compuesta por un 89% de granos detríticos con un 43% de cuarzo en sus tipos cuarzo monocristalino plutónico 33% y cuarzo monocristalino plutónico 10%, 20% de plagioclase, 5% de microclino, 10% de chert, 2% de fragmentos de rocas metamórficas (Cuarzitas), 8% de rocas volcánicas, y 1% de biotita, la matriz está compuesta por un 3% de minerales de arcilla. (Lámina 13b).

Los procesos diagenéticos más importantes observados en esta muestra son:

- Compactación media, con contactos predominantemente longitudinales.
- Cementación de cuarzo 6% y calcita 1% como relleno de poros.
- Disolución parcial de granos de cuarzo y plagioclases.
- Alteración media de feldespatos a minerales de arcilla.
- Sobrecrecimientos de cuarzo y feldespatos en continuidad óptica.

El análisis de difracción de rayos x para roca total y fracción menor a dos micras, realizado a 9 muestras pertenecientes a esta facies presenta en las tablas 5.13.1 y 5.13.2.



POZO	PROF	Roca total (% en peso)								
		QZ	AR	F – Ma	F-K	CAL	PIR	SID	DOL	HEM
MCH 7-12X	4310'	24	43	12		4	15	2		
	4315'	23	43	11		5	16	2		
	4319'	29	34	20		3	12	2		
	4323',8"	45	34	6		2	12	1		
	4327',5"	21	40	15		18	4	2		
	4330',6"	27	40	16		3	12	2		
	4334',7"	26	41	13		6	12	2		
	4339'	26	42	14		4	14			
	4657',8"	17	46	18		2	17			

QZ= Cuarzo, AR= Arcillas, F-K= Feldespato Potásico, F-Ma= feldespato Sodico, CAL= Calcita, PIR = Pirira, DOL= Dolomita, HEM=Hematina, SID=Siderita.

**Tabla 5.13.1. Análisis mineralógico por difracción de rayos x (semicuantitativo)
roca total para la facies 3. Tomado y modificado de KLAR, 2002.**

POZO	PROF	CAO	CLO	IL	I/S
MCH 7-12X	4310'		11	13	76
	4315'	4	9	17	70
	4319'	7	12	10	71
	4323',8"	6	8	21	65
	4327',5"	7	12	13	68
	4330',6"	10	12	18	60
	4334',7"	6	10	14	70
	4339'		10	18	72
	4657',8"		23	77	

PROF= Profundidad, CAO= Caolinita , CLO= Clorita, IL= Ilita, I/S= Ilita-Esmectita.

**Tabla 5.13.2. Análisis mineralógico por difracción de rayos x (semicuantitativo)
fracción menor de 2 micras para la facies 3. Tomado y modificado de KLAR, 2002.**

5.2. ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

Como se mencionó al inicio del capítulo, las estructuras sedimentarias en este trabajo no se utilizaron como un criterio para la definición de las facies, debido principalmente a la falta de continuidad como poco espesor (en el mejor de los casos 30') de los intervalos con núcleos para cada uno de los pozos, lo cual no es representativo de la secuencia en estudio, sin embargo, son gran utilidad para definir los posibles ambientes de sedimentación en dichos intervalos, por ello, a continuación se describirán cada una de dichas estructuras reconocidas en los núcleos de los 7 pozos en estudio.

5.2.1. Laminación paralela

Esta estructura sedimentaria se encuentran presentes en los núcleos de los pozos MCH 6-3X, MCH 7-8X, MCH 7-12X, MCH 8-5X y MCH 12-4X. Dichas estructuras se distinguen tanto en intervalos arenosos asociados a la facies 2a como en intervalos lutíticos, asociados a la facies 1a, 1b y 1c.

El primero de ellos consiste en una intercalación de areniscas de grano fino a muy finos de 1 a 5mm de espesor (asociados a la facies 2a), presentan escogimiento bueno, con granos redondeados a subredondeados y se reconoce en los pozos MCH 3-2X y MCH 8-5X, en los intervalos mostrados en la tabla 5.14.

El pozo MCH 3-2X consiste en una intercalación de areniscas de grano fino a muy fino con laminación paralela de 30 cm de espesor (asociados a la facies 2a), entre las profundidades de 6045' y 6046', son de color rojo claro (Moderate reddish orange 10R 6/6), presentan escogimiento bueno, con granos redondeados de cuarzo y plagioclasa.

En el núcleo del pozo MCH 8-5X, se presenta en dos intervalos, de base a tope, el primer intervalo va desde los 10418' hasta los 10423' y el segundo intervalo comprendido entre las profundidades de 10411' hasta los 10416',2'', consiste en areniscas de grano muy fino a medio de color rojo (Dusky red 5R 3/4), y rojo oscuro (Very dark red 5R 2/6) respectivamente, presentan escogimiento bueno a moderado, con granos subredondeados a redondeados con laminación paralela, asociados a la facies 2a.

La laminación paralela en intervalos lutíticos, consiste en una intercalación de arcilitas, limolitas y lodolitas con escogimiento bueno y granos redondeados, se encuentran presentes en los pozos MCH 6-3X, MCH 7-8X, MCH 8-5X, MCH 12-4X, en las siguientes profundidades o intervalos. (Tabla 5.14).

En el pozo MCH 6-3X esta estructura sedimentaria solo se observa en el núcleo a la profundidad de 2904', consiste en una intercalación de arcilitas y limolitas color marrón claro (Dark yellowish brown 10YR 4/2), de 5 cm de espesor, presentan escogimientos buenos y granos subredondeados a redondos, esta estructura sedimentaria se encuentra asociada a la facies 1a y 1b.

El núcleo de el pozo MCH 7-8X consiste en, arcilitas limosas de color morado oscuro (Dusky red 5R 2/6), con intercalaciones de limolitas y areniscas de grano muy fino de 5 mm a 1 cm de espesor, formando laminaciones paralelas, (asociadas a las facies 1a) las cuales disminuyen hacia el tope hasta desaparecer, se observan fracturas verticales y horizontales sin desplazamiento aparente, rellenas de cuarzo y barita.

Esta estructuras se encuentra presentes en el núcleo del pozo MCH 8-5X entre las profundidades de 10416' hasta los 10418', consiste en una intercalación de arcilitas y limolitas de color marrón claro (Moderate reddish brown 10R 4/6) formando laminación paralela, asociadas a las facies 1a y 1b.

<i>Estructura sedimentaria</i>	<i>Pozo</i>	<i>Intervalo arenoso</i>	<i>Intervalo lutítico</i>
Laminación paralela	MCH 3-2X	6045' - 6046'.	-
	MCH 8-5X	10411' - 10416',2''	10416' - 10418'.
		10418' -10423'	
	MCH 6-3X	-	2904',
	MCH 7-8X	-	4908',1'', 4911', 4915',6'', 4916',4'', 4918',6'', 4920',6''
	MCH 8-5X	-	
	MCH 12-4X	-	2254', 2265'.

Tabla 5.14. Intervalos donde se encuentran presentes la laminación paralela.

En núcleo del pozo MCH 12-4X consiste en arcilitas y arcilitas limosas de color rojo morado claro (Dusky red 5R 3/4) a verde claro (Pale green 10 G 6/2), bien escogidas y con granos redondeados a subredondeados, frecuentemente se observan niveles limosos a arenosos muy finos ligeramente inclinados generalmente bioturbados (*Teichichnus*).

5.2.2. Laminación ondulada

Estas estructuras sedimentarias se distinguen tanto en intervalos arenosos (pozo MCH 3-2X), como en intervalos lutíticos (pozo MCH 12-4X).

En el núcleo del pozo MCH 3-2X se reconocen a la profundidad de 6042', 6045', 8'' y 6055', consiste en arcilitas, limolitas y areniscas de granos finos de color rojo claro (Moderate reddish orange 10R 6/6), presentan escogimiento bueno a moderado con granos subredondeados (asociadas con las facies 1a, 1b y 2a).

En el núcleo del pozo MCH 12-4X y consiste en la intercalación de arcilitas, limolitas y lodolitas de 5mm a 1 cm, de color morado oscuro (Dusky red 5R 2/6), masivas, con laminación ondulatoria. Se observan a las profundidades de 2250', 1'', 2256', 1'' y 2276', 1'' y se encuentran asociadas con las facies 1a, 1b y 1c.

5.2.3. Laminación convoluta

Se reconocen en intervalos arenosos en los núcleos de los pozos MCH 3-2X y MCH 8-5X (tabla 5.15), consiste en areniscas de granos fino a muy fino intercaladas con arcilitas y limolitas con laminación convoluta, asociadas con las facies 2a, 1a y 1b. Presentan escogimientos buenos a moderados con granos redondeados a subredondeados,

En intervalos lutíticos se reconocen solamente en el núcleo del pozo MCH 7-8X, a las profundidades mostradas en la tabla 5.15. Consiste en la intercalación de arcilitas, limolitas y lodolitas de 5mm a 1 cm, de color morado oscuro (Dusky red 5R 2/6), masivas, asociadas a las facies 1a, 1b y 1c. Presentan laminación convoluta y fracturas verticales y horizontales, rellenas de cuarzo, presentan escogimientos bueno a moderado con granos redondeados a subredondeados.

5.2.4. Laminación cruzada

Estas estructuras sedimentarias se reconocen en intervalos arenosos en el pozo MCH 8-5X, está compuesta por arenisca de grano fino a muy fino con laminación cruzada a las profundidades de 10415' y 10422', 1'', son de color rojo claro (Dusky red 5R 3/4), con escogimientos buenos y granos redondeados a subredondeados, asociadas a la facies 2a.

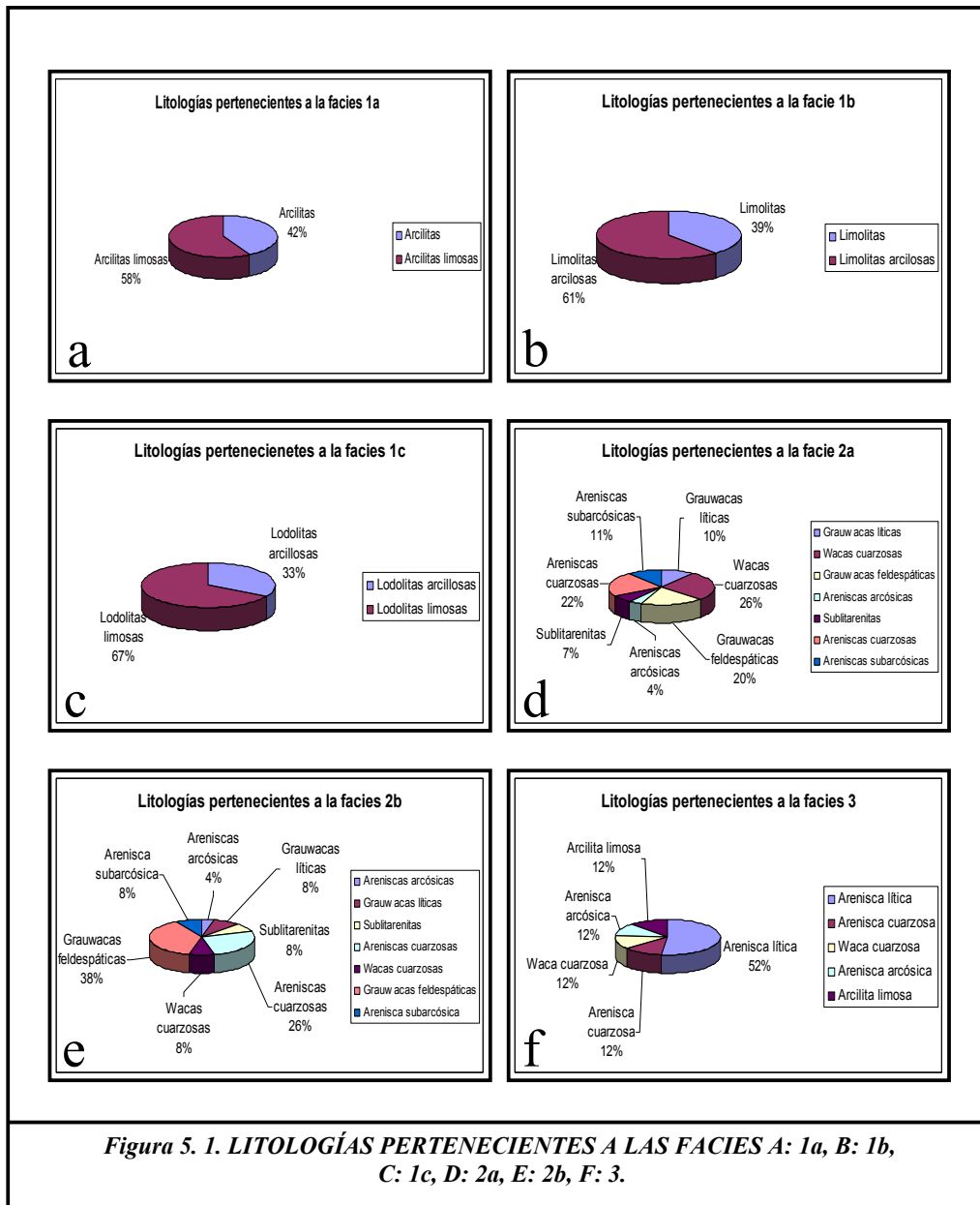
Estructuras sedimentarias	Pozo	Intervalo ó Profundidad		
		Intervalos arenosos	Intervalos lutíticos	
			Intervalos arcilíticos	Intervalos Limolíticos
Laminación convoluta	MCH 7-8X	-	4908', 3'', 4909, 4'', 4911', 6''-4913', 6'', 4919', 2'', 4920', 11''	4922', 4922', 2'', 4922', 6'', 4923', 6'', 4924', 1'' y 4925'
	MCH 3-2X	6045', 3''-6054'	-	-
	MCH 8-5X	10410', 7'', 10411'- 10411', 6'', 10412', 2'', 10412', 6'' , 10413', 4'', 10414', 2'', 10415', 7'', 10419- 10419', 5'', 10420', 10435', 6''-10436',	-	-

Tabla 5.15. Intervalo donde se encuentra presente la laminación convoluta.

En intervalos lutíticos solo se reconoce en el núcleo del pozo MCH 7-8X, consiste en arcilitas limosas de color morado oscuro (Dusky red 5R 2/6), masivas, con intercalaciones de areniscas de grano muy fino de 5 mm a 1 cm, formando laminaciones cruzadas, presentes a las profundidades de 4910', 4925', 3'' y 4925', 6'', asociadas con las facies 1a y 2a.

5.2.5. Rizaduras

Esta estructura sedimentaria solo se reconoció en el núcleo del pozo MCH 7-8X. Consiste en una intercalación de arcilitas y limolitas de color morado oscuro (Dusky red 5R 2/6), con rizaduras, presentes a la profundidad de 4921', 10'' y 4925', 6'', asociadas con las facies 1a y 1b.



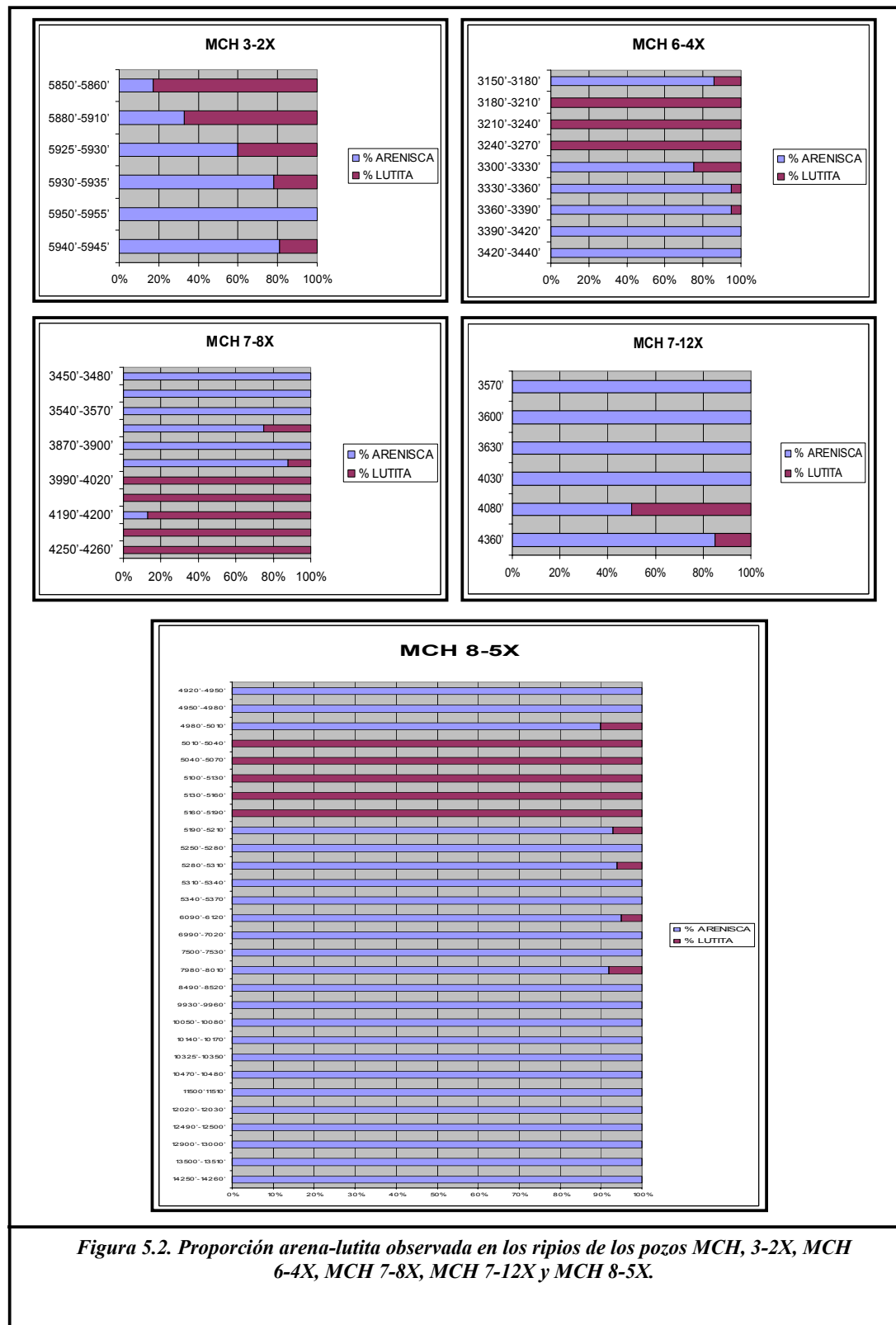


Figura 5.2. Proporción arena-lutita observada en los rípos de los pozos MCH, 3-2X, MCH 6-4X, MCH 7-8X, MCH 7-12X y MCH 8-5X.

5.3. Asociaciones de facies

Se definieron un total de 6 asociaciones de facies, basados en las relaciones entre las litologías observadas en los ripios, núcleos y registro rayos gamma, así como también el patrón de apilamiento.

Estas asociaciones están descritas en orden alfabético y en forma granocreciente, es decir, la asociación de facies A contendrá las litologías mas finas y la E las litologías mas gruesas.

5.3.1. Asociación de facies A

Esta asociación de facies consiste en una intercalación de las facies finas 1a, 1b y 1c, compuestas por arcilitas, limolitas y lodolitas respectivamente, con dominio de la facies 1a sobre la facies 1b y en escasa proporción de la facies 1c. Se encuentran presentes en los pozos MCH 6-3X, MCH 7-8X, MCH 7-12X y MCH 12-4X.

En el caso del pozo MCH 6-3X esta asociación de facies consiste en un intervalo potente de la facies 1a con un intervalo delgado de la facies 1b, se encuentra ubicada hacia el tope de la secuencia y alcanza espesores de 126 pies (38 metros) entre las profundidades de 2900' y 3026', representando el 38% de la secuencia estudiada (Figura 5.3.).

En este pozo el contacto superior es abrupto contra la discordancia del Cretácico que separa a la Formación Carrizal de la Formación Canoa suprayacente y el inferior es transicional con respecto a la asociación de facies B.

En esta asociación de facies solo se reconoce un intervalo aislado con laminación paralela de 5 cm de espesor, a la profundidad de 2904'.

La asociación de facies A en el pozo MCH 7-8X, consiste en un intervalo potente de la facies 1a, se encuentra ubicada hacia la base de la secuencia y alcanza espesores de 436 pies (133 metros), 30% de la secuencia, entre las profundidades de 4332' hasta los 4768'.

Su contacto inferior es transicional con respecto a la asociación de facies B y el superior es abrupto con respecto a la asociación de facies D.

La asociación de facies A para el pozo MCH 12-4X se encuentra ubicada hacia la base de la secuencia y consiste en un dominio de la facies 1a sobre la facies 1b, alcanza un espesor de 30 pies (9 metros), entre las profundidades de 2246’ y 2276’, representando el 8% de la secuencia estudiada en dicho pozo, sus contactos tanto superior como inferior son transicionales con respecto a la asociación de facies B (Figura 5.3.).

De base a tope se observan abundantes laminaciones paralelas asociadas a la facies 1a, intercaladas con laminaciones convolutas y laminaciones onduladas, estas últimas asociadas a la facies 1b.

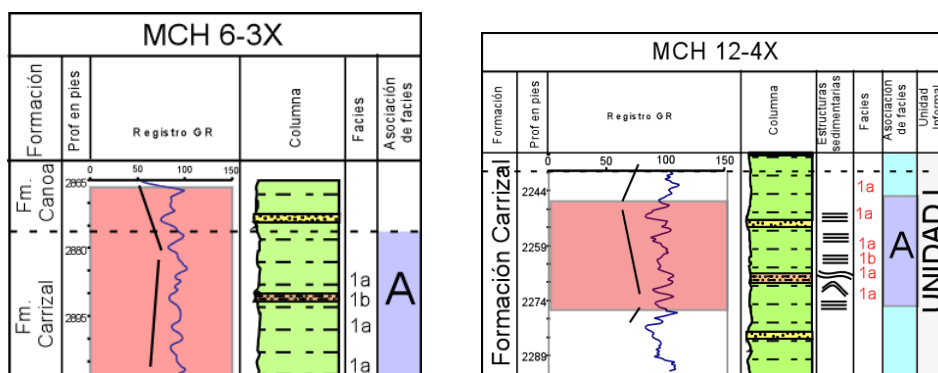


Figura 5.3 Asociación de facies A para los pozos MCH 6-3X y MCH 12-4X.

5.3.2. Asociación de facies B

En esta asociación de facies consiste en la intercalación de facies 1a y 1b con las facies 2a y 2b, con el predominio de las facies finas 1a sobre las facies arenosas (facies 2a. y en menor proporción la facies 2b).

Poseen un espesor que varía entre los 58 a 219 pies (17 a 60 metros) y fue reconocida en los pozos MCH 3-2X, MCH 6-3X, MCH 6-4X, MCH 7-8X y MCH 12-4X.

En el pozo MCH 3-2X dicha asociación de facies consiste en una intercalación de las facies 1a con las facies 2a.

Presenta (de base a tope) un patrón granocreciente, es decir, se observa una disminución de los espesores de la facies 1a con respecto a la facies 2a, sin embargo, la facies 1a conserva mayores espesores con respecto a la facies 1b.

Esta asociación de facies posee un espesor total de 58 pies (17 metros), 27% de la secuencia, entre la profundidad de 5997' a 6055'.

El contacto superior es transicional con respecto a la asociación de facies C y se desconoce su contacto inferior debido a que la secuencia no se perforó en su totalidad.

Hacia la base de dicha asociación de facies, en el intervalo con núcleos, se observan de base a tope escasas laminaciones onduladas y abundantes laminaciones paralelas y convolutas.

En el pozo MCH 6-3X, de base a tope esta asociación de facies consiste en un potente espesor de la facies 1a (78.5 pies, 24 metros), seguido de un delgado espesor de la facies 1b (5 pies, 1,52 metros) hacia el tope.

En este pozo la asociación de facies B, se encuentra ubicada hacia la base de la secuencia estudiada, posee un espesor total de 83 pies (25 metros) entre las profundidades de 3022' a 3105', representado un 83% de la secuencia.

Su contacto inferior se desconoce y el contacto superior es transicional con la asociación de facies A (Figura 5.4).

En el pozo MCH 6-4X, esta asociación de facies consiste en la intercalación de las facies 1a con las facies 2a y 2b, con un patrón granodecreciente hacia el tope, es decir aumentan los espesores de la facies 1a con respecto a las facies 2a y 2b. Representa el 100% de la secuencia estudiada, posee un espesor total de 195 pies (59 metros), entre las profundidades de 3218'-3417'.

Su contacto inferior es transicional con respecto a la asociación de facies C y el contacto superior es discordante con respecto a la Formación Canoa suprayacente.

En el pozo MCH 7-8X esta asociación de facies se encuentra ubicada hacia la base de la secuencia, y se caracteriza por presentar una intercalación homogénea de las facies 1a y 1b con las facies 2a y 2b.

Posee un espesor total de 162 pies (49 metros), 11% de la secuencia, entre las profundidades de 4768' y 4930'.

Su contacto inferior se desconoce y el superior es transicional con respecto a la asociación de facies A.

En el intervalo núcleado (de base a tope) se pueden observar abundantes laminaciones paralelas, laminación convoluta, laminación cruzada y escasas rizaduras.

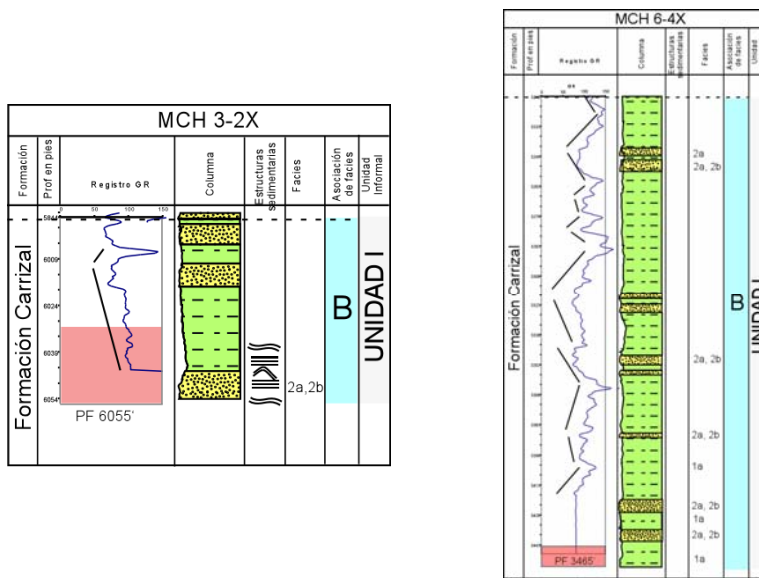


Figura 5.4. Asociación de facies B para los pozos MCH 12-4X y MCH 6-4X.

Para el pozo MCH 12-4X la asociación de facies B se encuentra intercalada con la asociación de facies A, posee un espesor total de 331 pies.

De base a tope el primer intervalo está comprendido entre las profundidades de los 2276' hasta los 2454' con un espesor de 178' (50% de la secuencia), consiste en la intercalación de potentes espesores de la facies 1a con pequeños espesores de la facies 2a con patrón de bloque. Su contacto inferior es desconocido y el superior es transicional con respecto a la asociación de facies A.

El segundo intervalo posee un espesor 152' (46 metros), 42% de la secuencia, entre las profundidades de 2094' hasta los 2246'. Consiste en la intercalación de la facies 1a y 2a con un patrón granodecreciente, es decir aumenta los espesores de las facies 1a con respecto a la facies 2a. Su contacto inferior es transicional con respecto a la asociación de facies A y el superior es discordante con respecto a la Formación Canoa suprayacente (Figura 5.4).

5.3.3. Asociación de facies C

La asociación de facies de facies C consiste en una de las intercalación de las facies finas 1a y 1b con las facies arenosas 2a y 2b, la diferencia con la asociación de facies B es el aumento de las facies arenosas 2a y 2b con respecto a las facies 1a y 1b. Sus espesores son relativamente similares y sus patrones varían entre granocrecientes y granodecrecientes.

Presentan espesores entre los 69 a 248 pies y se encuentran presentes en los pozos MCH 3-2X y MCH 8-5X.

En el pozo MCH 3-2X esta asociación de facies se encuentra ubicada en el tope de la secuencia y posee un espesor de 69 pies entre las profundidades de 5845'-5914' (33%), consiste en la intercalación de las facies 2a y 1a con patrón granocreciente de base a tope (Figura 5.5).

Su contacto inferior es transicional con respecto a la asociación de facies D y el superior es discordante con respecto a la Formación Canoa suprayacente.

La asociación de facies C se observa en el pozo MCH 8-5X, posee un espesor total de 723' (19% de la secuencia) y está distribuida en 3 intervalos entre las profundidades de los 0 a 9025'.

El primer intervalo de base a tope posee un espesor de 175 pies (53 metros) entre las profundidades de 8850' y 9025', consiste en la intercalación monótona de las facies 1a y 1b con la facies 2a, presentando un patrón de bloque.

Su contacto inferior se desconoce y su contacto superior es discordante con respecto a la asociación de facies D de la Formación Ipire suprayacente.

El segundo intervalo presenta un espesor de 300 pies (91 metros), entre las profundidades de 8044' a 8344'. Consiste en una intercalación monótona de las facies 2a y 1a con un patrón granocreciente de base a tope.

Ambos contactos son transicionales, el inferior con respecto a la asociación de facies B y el superior con respecto a la asociación de facies D.

El tercer intervalo consta de 250 pies de espesor (76 metros) se observa entre las profundidades de 7483' y 7731'. Consiste en una intercalación monótona de las facies 2a y 1a con un patrón de bloque (Figura 5.5).

Los contactos tanto superior como inferior son transicionales con respecto a la asociación de facies D.

A partir de los 9025’ hasta los 15000’ (profundidad final del pozo), la secuencia no posee ningún tipo de registro debido a problemas operacionales en el pozo (STREDER, 1982). Por otra parte, el muestreo realizado por el suscrito solo pudo hacerse cada 500 pies, lo que define 15 intervalos de 30 pies de espesor cada uno (Tabla 5.16), en los cuales se observa intercalaciones de las facies 1a y 1b con las facies 2a y 2b, en iguales proporciones, lo que correspondería con la asociación de facies C, sus contactos y sus relaciones con otras asociaciones se desconoce.

Es de hacer notar que la clasificación de estos intervalos está sujeta a cambios dependiendo de las litologías y los espesores que pudieran presentarse en los intervalos “cubiertos”, los que los pudieran establecer posteriores redefiniciones para esta asociación de facies a lo largo de este intervalo.

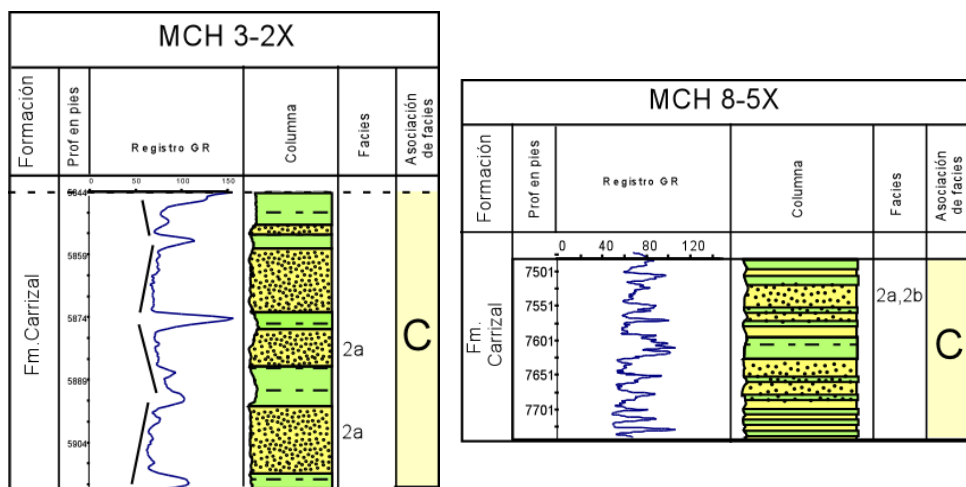


Figura 5.5. Asociación de facies C para los pozos MCH 3-2X y MCH 8-5X.

Pozo	Intervalo	Asociación de facies
MCH 8-5X	9840'-9870'	C
	9930'-9960'	
	10050'-10080'	
	10140'-10170'	
	10230'-10260'	
	10325'-10350'	
	10410'- 10437'	
	10430'-10440'	
	10470'-10480'	
	11500'-11520'	
	12020'-12030'	
	12490'-12500'	
	12990'-13000'	
	13500'-13510'	
	14250'-14260'	

Tabla 5.16. Asociación de facies C para el intervalo 9025'-15000' en el pozo MCH 8-5X.

5.3.4. Asociación de facies D

Esta asociación de facies consiste en un dominio de las facies arenosas (2a, 2b), sobre las facies finas (1a, 1b), con espesores que varían entre los 83 hasta los 1257 pies (25 a 383 metros), es reconocida en los pozos MCH 3-2X, MCH 7-8X, MCH 7-12X y MCH 8-5X.

En el pozo MCH 3-2X esta asociación de facies posee un espesor de 83 pies (25 metros), 40% de la secuencia, entre las profundidades de 5914' a 5997', consiste en una intercalación monótona de las facies 2a y 2b con las facies 1a y 1b, las cuales presentan un patrón de bloque.

Su contacto inferior es transicional con respecto a la asociación de facies B y el superior es discordante con respecto a la Formación Canoa suprayacente (Figura 5.6).

Para el pozo MCH 7-8X esta asociación de facies posee un espesor total de 269' (82 metros), 18% de la secuencia (Figura 5.6). Se presenta en 2 intervalos, el primero de base a tope, posee un espesor de 162 pies (49 metros), entre las profundidades de 4170' a 4332'. Consiste en una intercalación monótona de las facies 2a y 2b con las facies 1a y 1b, con un patrón de bloque.

Su contacto inferior es abrupto con respecto a la asociación de facies A y el superior es transicional con respecto a la asociación de facies E.

El segundo intervalo presenta un espesor de 107' (33 metros), entre las profundidades de 3905' a 4012'. Consiste en una intercalación de las facies 2a y 2b con las facies 1b, con un patrón de bloque. Los contactos tanto inferior como superior son transicionales con respecto a la asociación de facies E.

En el pozo MCH 7-12X posee un espesor total de 257' (78 metros), 21% de la secuencia. Se reconoce en 2 intervalos, el primer intervalo, posee un espesor de 107' (33 metros), entre las profundidades de los 3973' a 4080'. Consiste en la intercalación monótona y con patrón de bloque de las facies 2a y 1a.

Sus contactos son transicionales con respecto a la asociación de facies E.

El segundo intervalo posee un espesor de 152' (46 metros), entre las profundidades de 3530' a 3682', consiste en la intercalación monótona y con patrón de bloque de las facies 2a con respecto a las facies 1a y 1b.

Su contacto superior es transicional con respecto a la asociación de facies E y el contacto inferior es discordante con respecto a la Formación Ipire infrayacente, dicha discordancia se observo por el cambio brusco en las velocidades de tiempo de tránsito del registro sísmico y un cambio brusco en las densidades, mas no como un cambio brusco en la litología, por lo cual los limites de dicha discordancia no corresponde con cambios litológicos.

En el pozo MCH 8-5X posee un espesor total de 1257' (33%). Se observa en 6 intervalos los cuales se muestran en la tabla 5.17.

Pozo	Asociación de facies	Intervalo	Espesor	Contactos	
				Superior	Inferior
MCH 8-5X	D	8344'- 8606'	262'	Transicional con la asociación de facies E	Abrupto con la asociación de facies B
		7731'- 8044'	313'	Transicional con la asociación de facies C.	Transicional con la asociación de facies C.
		7072'-7483'	411'	Transicional con la asociación de facies E.	Transicional con la asociación de facies C.
		5738'- 5935'	197'	Transicional con la asociación de facies E.	Transicional con la asociación de facies E.
		5296'- 5370'	74'	Transicional con la asociación de facies C.	Transicional con la asociación de facies E.
		5190'-5232'	42'	Discordante con la Fm Canoa	Transicional con la asociación de facies C.

Tabla 5.17. Asociación de facies D para el pozo MCH 8-5X.

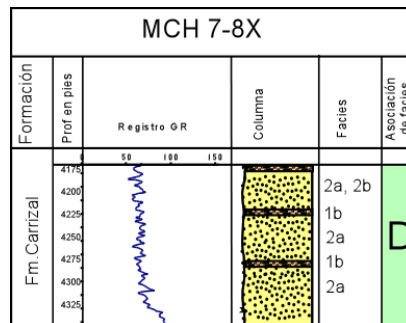
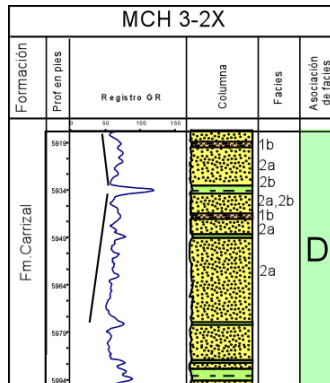


Figura 5.6. Asociación de facies D para los pozos MCH 3-2X y MCH 7-8X.

5.3.5. Asociación de facies E

Esta asociación de facies está compuesta exclusivamente por las facies arenosas y en menor proporción las conglomeráticas (2a, 2b y 3 en el pozo MCH 7-12X). Presenta un patrón de bloque, sus espesores varían desde los 583 hasta los 1749

pies (177 a 533 metros) y se encuentra presente en los pozos MCH 7-8X, MCH 7-12X y MCH 8-5X.

La asociación de facies E en el pozo MCH 7-8X, consiste en un intervalo potente de la facies 2a con escasos a ausentes espesores de la facies 1a. Posee un espesor total de 583' (533 metros), 40% de la secuencia. (Figura 5.7).

Esta asociación de facies se presenta de base a tope en 2 intervalos, el primero de ellos con un espesor de 158' (4012' - 4170'). El contacto inferior es transicional con respecto a la asociación de facies D y el contacto superior es discordante con la Formación Ipire suprayacente, dicha discordancia se observó por el cambio brusco en las velocidades de tiempo de tránsito del registro sísmico mas no como un cambio brusco en la litología.

El segundo intervalo posee un espesor de 425' (129 metros), entre las profundidades de 3480'a 3905'.

Su contacto inferior es transicional con respecto a la asociación de facies D y el superior es discordante con respecto a la Formación Canoa suprayacente.

En el pozo MCH 7-12X, la asociación de facies E tiene un espesor de 642' (195 metros), 51% de la secuencia. De base a tope se observan 3 intervalos, el primero de ellos con un espesor de 246' (75 metros), entre las profundidades de los 4080'a 4326'. Sus contactos son transicionales con respecto a la asociación de facies D (Figura 5.7). El segundo intervalo posee un espesor de 291' (88 metros), entre las profundidades de 3682''- 3973'. Sus contactos son transicionales con respecto a la asociación de facies D. El tercer intervalo presenta un espesor de 105' (32 metros), entre las profundidades de 3425' a 3530'. Su contacto inferior es transicional con respecto a la asociación de facies D y el superior es discordante con respecto a la Formación Canoa suprayacente.

En el pozo MCH 8-5X presenta espesores totales de 1749' (533 metros), 47% de la secuencia. Se observa en 3 intervalos, el primero de ellos de base a tope con un espesor de 244' (74 metros), entre las profundidades de 8606' a 8850'. Su contacto inferior es abrupto con respecto a la asociación de facies C y el contacto superior es transicional con respecto a la asociación de facies D.

El segundo posee un espesor de 1137' (346 metros), entre las profundidades de los 5935'a 7072'. Sus contactos son transicionales con respecto a la asociación de facies D.

El tercer intervalo tiene un espesor de 368' (112 metros), entre las profundidades de los 5370' a 5738'. Sus contactos son transicionales con respecto a la asociación de facies D.

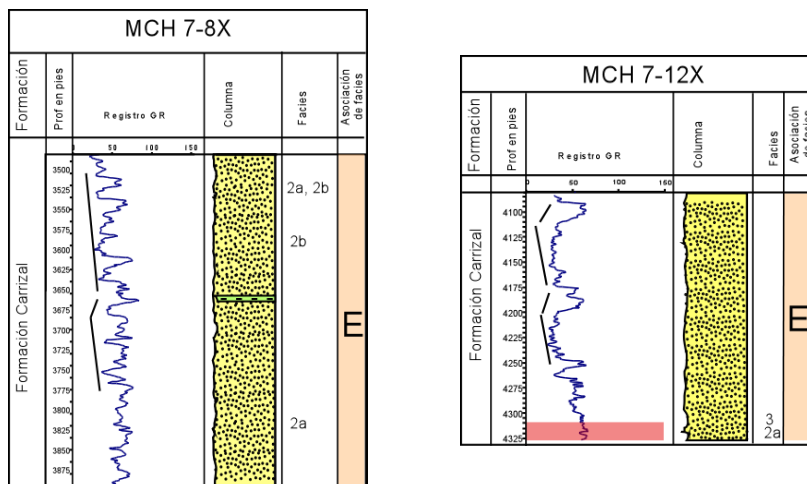


Figura 5.7. Asociación de facies E para los pozos MCH 7-8X y MCH 7-12X.

5.3.6. Asociación de facies F

Esta asociación se reconoce exclusivamente hacia la base del pozo MCH 7-12X, consiste en 342' (104 metros), de un ortoconglomerado polimíctico (facies 3), con clastos angulares a subangulares que varían de 2mm hasta 7 cm de longitud (ver descripción facies 3). Su contacto inferior se desconoce y el superior es transicional con respecto a la asociación de facies E. Representa el 28% de la secuencia estudiada para el pozo.

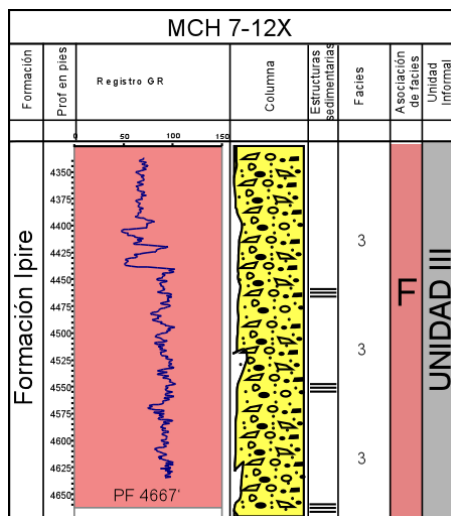


Figura 5.8. Asociación de facies F para el pozo MCH 7-12X.

5.4. Definición de unidades

En los pozos estudiados se pueden distinguir tres secuencias litoestratigráficas informales, las dos primeras se corresponden con la Formación Carrizal y la tercera a la Formación Ipire.

La Unidad I se encuentra ubicada hacia la base de la secuencia y está compuesta por las asociaciones de facies de litología fina (Asociaciones A y B). Caracterizada por un dominio de las arcilitas, arcilitas limosas sobre las limolitas y limolitas arcillosas con intervalos de menor espesor de areniscas. Esta unidad se puede distinguir en los pozos MCH 3-2X, MCH 6-3X, MCH 6-4X, MCH 7-8X y MCH 7-12X.

La unidad II es claramente mas arenosa que la unidad I, está compuesta por las asociaciones de facies C, D y E, se encuentra ubicada hacia el tope de la secuencia estudiada y es reconocida en los pozos MCH 3-2X, y MCH 8-5X.

La unidad III es mas arenosa que la unidad II, está compuesta por las asociaciones de facies D, E y F, se encuentra ubicada hacia el tope de la secuencia y es reconocida en los pozos MCH 7-8X, MCH 7-12X y MCH 8-5X.

A continuación se describirán las unidades presentes para cada uno de los 7 pozos estudiados.

5.4.1. Pozo MCH 3-2X

En el pozo MCH 3-2X la Unidad I está compuesta por la asociación de facies B la cual posee un espesor de 58' (5997'-6055'), representando un 27% de la secuencia El contacto superior es abrupto con respecto a la asociación de facies D perteneciente a la Unidad II suprayacente y su contacto inferior se desconoce debido a que el pozo se quedo “ colgado ” a la profundidad de 6055'. La Unidad II alcanza un espesor de 152' (5997'-5845'), 73% de la secuencia y está constituida, de base a tope, por las asociaciones de facies D y C con un patrón granodecreciente El contacto superior es discordante con respecto a la Formación Canoa suprayacente (Figura 5.8).

5.4.2. Pozo MCH 6-3X

Para el pozo MCH 6-3X la Unidad I cuenta con un espesor de 240' lo que representa el 100% de la secuencia estudiada en el pozo, está compuesta de base a tope por las asociaciones de facies A y B. El contacto inferior se desconoce y el superior es discordante con la Formación Canoa suprayacente (Figura 5.8).

5.4.3. Pozo MCH 6-4X

En el pozo MCH 6-4X la Unidad I está compuesta por la asociación de facies B y cuenta con un espesor de 195' lo que representa el 100% de la secuencia estudiada, al igual que el pozo MCH 6-3X, su contacto inferior se desconoce y el superior es discordante con la Formación Canoa (Figura 5.9).

5.4.4. Pozo MCH 7-8X

Para el pozo MCH 7-8X, la unidad I posee un espesor de 578' (40% de la secuencia) y está compuesta, de base a tope, por las asociaciones de facies B y A. El contacto inferior se desconoce y el superior es abrupto contra la Unidad II. Esta última tiene un espesor de 297' (20%), Está compuesta por la intercalación

de las asociaciones de facies D y E, formando un patrón granocreciente. El contacto superior es discordante con respecto a la Unidad III suprayacente (Figura 5.9),

La unidad III está formada por la asociación de facies C y D, posee un espesor de 575' lo cual representa un 40% de la secuencia en el pozo. El contacto superior es discordante con la Formación Canoa suprayacente.

5.4.5. Pozo MCH 7-12X

El pozo MCH 7-12X esta compuesto exclusivamente por la unidad III, correspondiente a la Formación Ipire.

Es su base esta unidad está compuesta por la asociación de facies F con un espesor de 261' (21% de la secuencia), el contacto inferior se desconoce y el superior es transicional con respecto a la asociación de facies E, la cual se encuentra intercalada con la asociación D, formando dos intervalos y medio con un patrón granocrecientes hacia el tope. Su contacto superior es discordante con respecto a la Formación Canoa suprayacente (Figura 5.10).

5.4.6. Pozo MCH 8-5X

En el pozo MCH 8-5X la unidad III posee un espesor de 3729', el cual puede estar subestimado ya que a partir de los 9025' hasta la profundidad final del pozo (15000'), no se cuenta con registros y el muestreo de los ripios solo se pudo realizar cada 500', lo que deja considerables intervalos sin información litológica lo que pudiera establecer cambios considerables en la interpretación de las unidades. La unidad III en este pozo, es la que presenta mayor variación vertical de las asociaciones de facies, el primer intervalo de base a tope está compuesto por una intercalación de las asociaciones de facies C, D y E con tres intervalos de litologías granocrecientes, el segundo está compuesto por una intercalación de asociaciones de facies D y E, también con un patrón granocreciente. El contacto superior es discordante con respecto a la Formación Canoa suprayacente (Figura 5.10, 5.11, 5.12).

5.4.7. Pozo MCH 12-4X

El pozo MCH 12-4X, la unidad I consta con 360' (100% de la secuencia) y está formada por una intercalación de las asociaciones de facies A y B, su contacto inferior se desconoce y el superior es discordante con la Formación Canoa suprayacente (Figura 5.13).



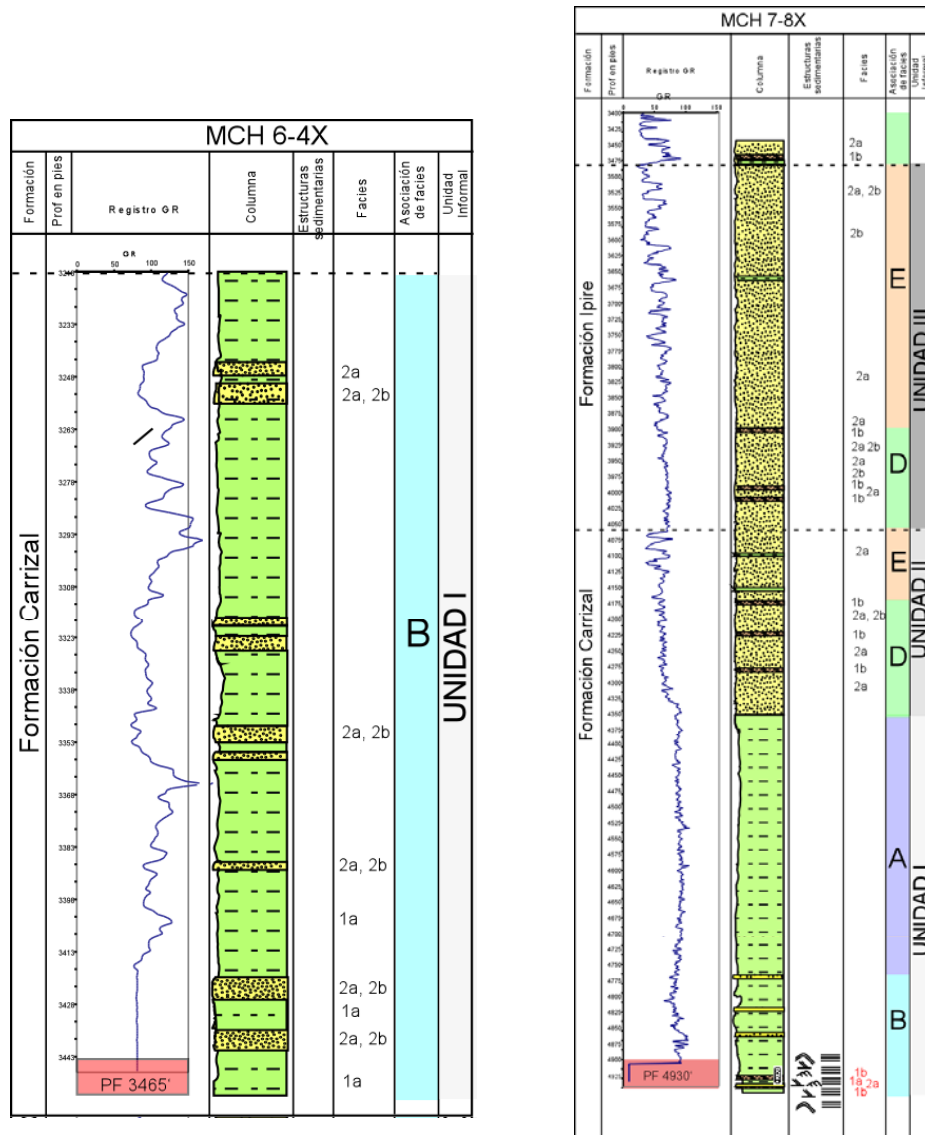


Figura 5.10. Unidad I en el pozo MCH 6-4X, y unidad I, II y III en el pozo MCH 7-8X.

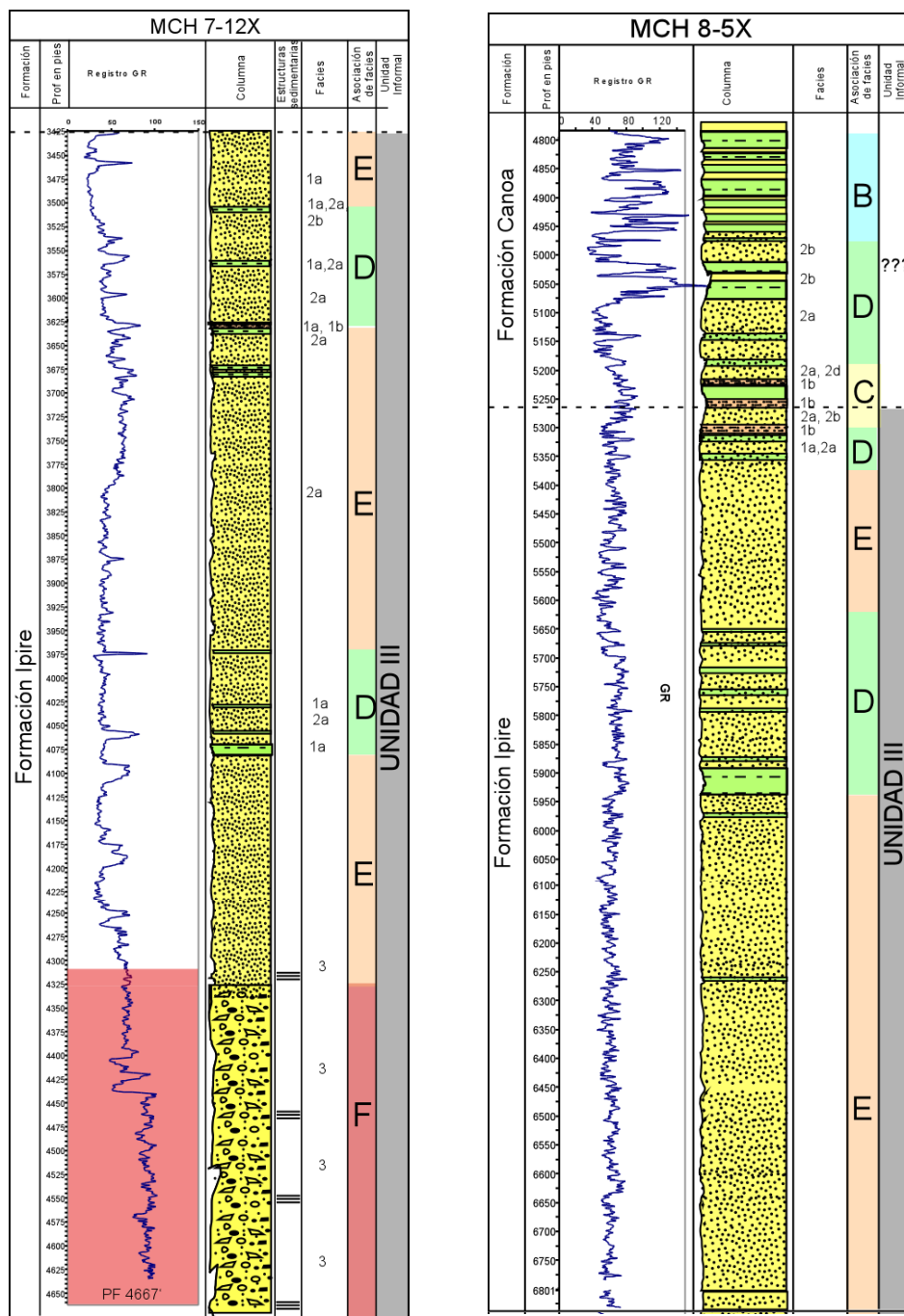


Figura 5.11. Unidades I, II y III en el pozo MCH 7-12X y unidad III en el pozo MCH 8-5X (Intervalo 4800'-6950').

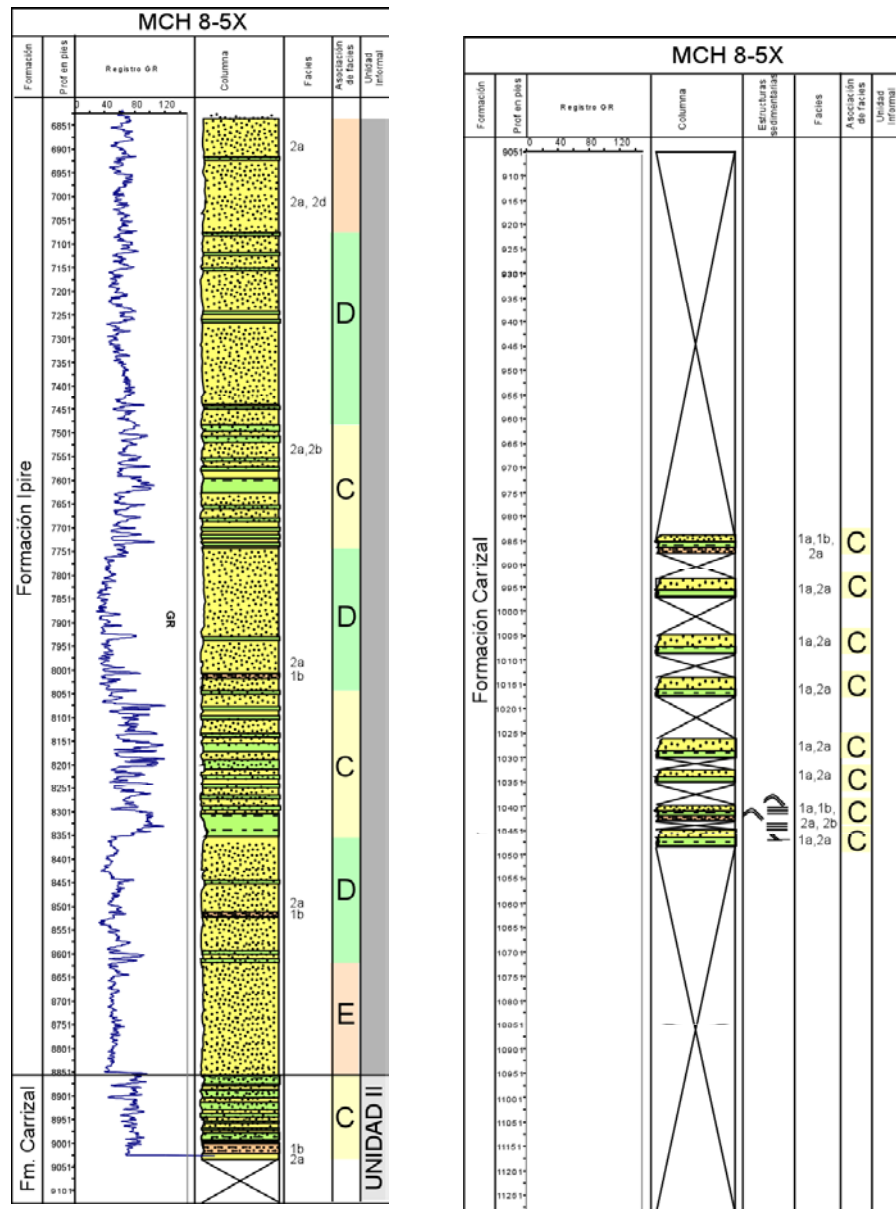


Figura 5.12. Unidad II y III en el pozo MCH 8-5X, Izq: intervalo 6951'-9051', Der: intervalo 9051'-11300'.

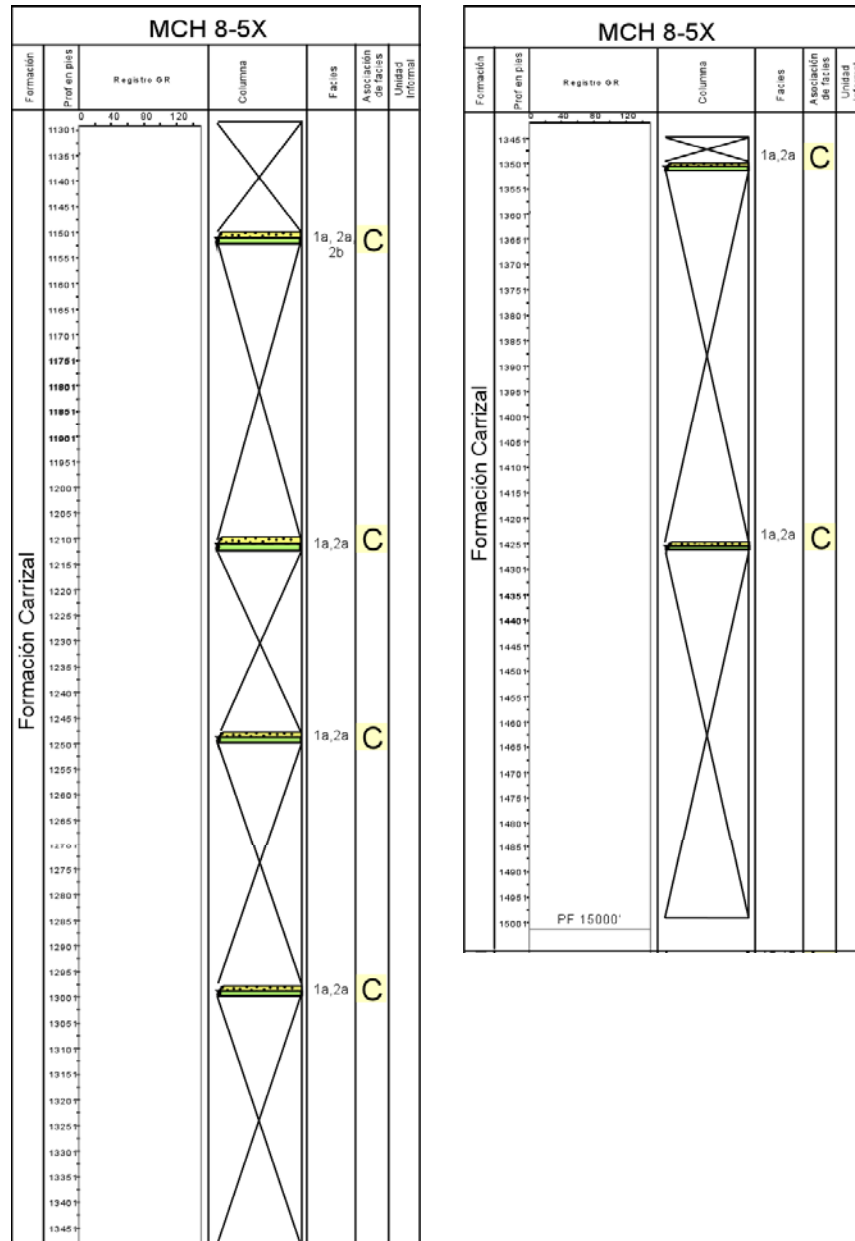


Figura 5.13. Asociación de facies C en el pozo MCH 8-5X, Izq: intervalo 11300'-13500', Der: intervalo 13500'-15000'.

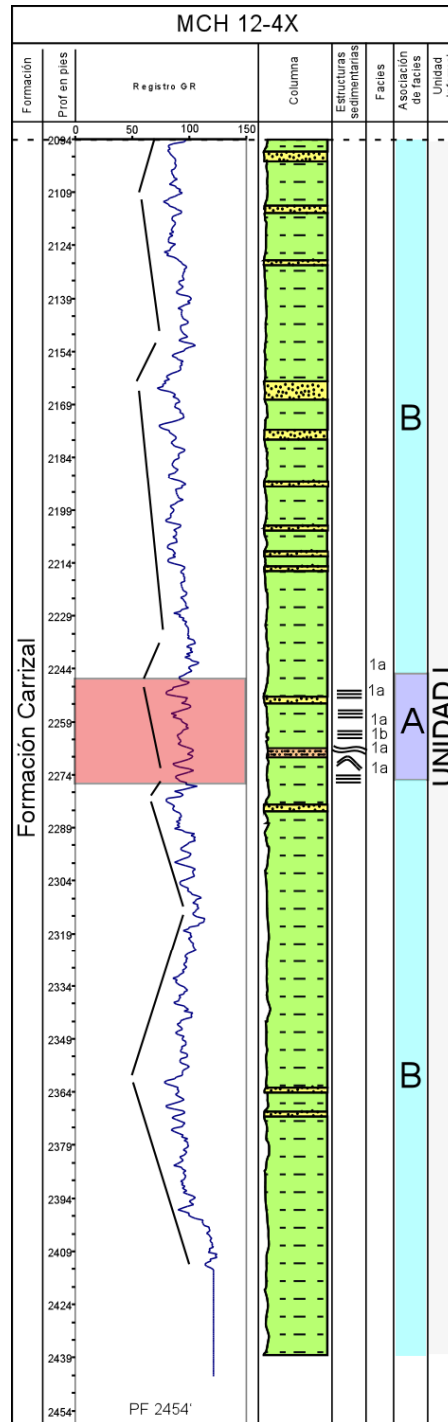


Figura 5.14. Unidad I en el pozo MCH 12-4X.

5.5. Espesores erosionados

Se calcularon los espesores erosionados para los 7 pozos en estudio a partir de los registros sónicos (tiempo de tránsito ΔT), utilizando la metodología propuesta por GÓMEZ, 1997, con el fin de elaborar las curvas de soterramientos correspondientes.

A continuación se presentan unas tablas donde se muestran los valores de los espesores erosionados obtenidos, topes encontrados, edad y espesor de las secuencias perforadas para cada uno de los pozos.

5.5.1. Pozo MCH 3-2X

FORMACIÓN		EDAD	TOPES ENCONTRADOS	ESPESTORES	ESPESTORES EROSIONADOS
Chaguaramas Basal		Oligoceno Tardío- Mioceno Medio	2473'	357'	220'
Roblecito		Eoceno Tardío- Mioceno Temprano	2830'	618'	-
La Pascua		Eoceno Tardío- Oligoceno Temprano	3448'	212'	-
Tigre	Mb Guavinita	Santonense	3660'	570'	580'
	Mb Infante	Turonense-Coniacense	4230'	122'	-
	Mb La Cruz	Cenomanense- Turonense	4352'	518'	-
Canoa		Aptense-Albiense	4870'	975'	-
Carrizal		Cámbrico Temprano	5845'	-	441'
PROF FINAL			6055'		

**Tabla 5.18. Edad, Topes, espesores y espesores erosionados
calculados para el pozo MCH 3-2X.**

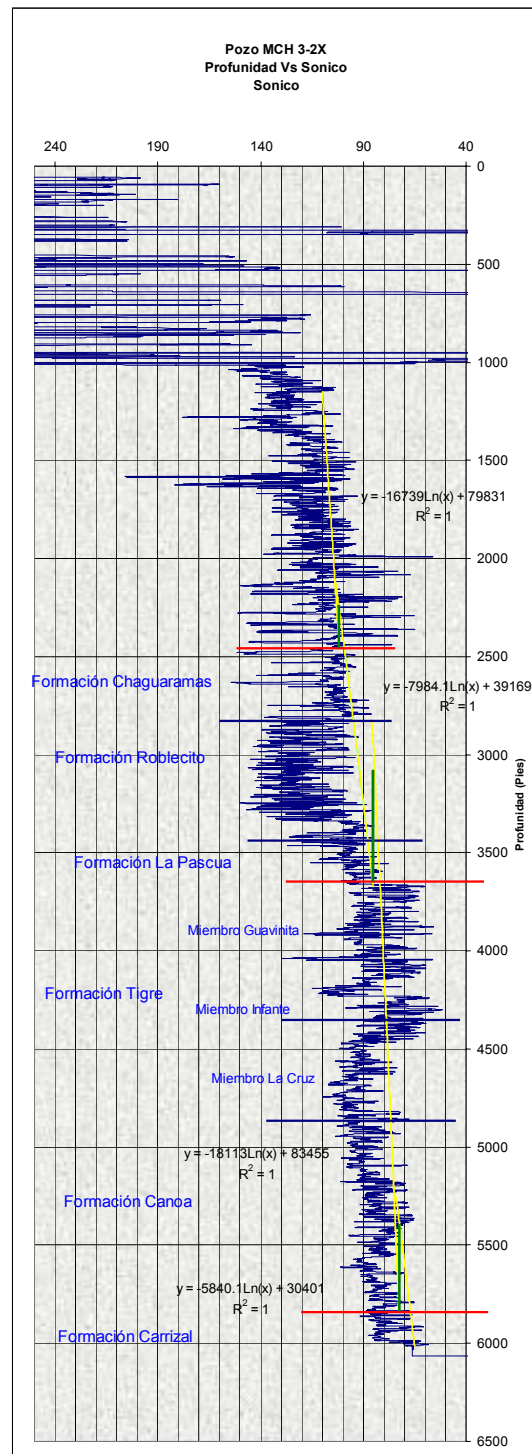


Figura 5.15. Perfil sónico con las discordancias interpretadas y líneas de tendencia en el pozo MCH 3-2X.

5.5.2. Pozo MCH 6-3X

FORMACIÓN	EDAD	TOPES ENCONTRADOS	ESPESORES	ESPESORES EROSIONADOS
Chaguaramas Basal	Oligoceno Tardío- Mioceno Medio	1680'	289'	125'
Roblecito	Eoceno Tardío- Mioceno Temprano	1969'	753'	-
La Pascua	Eoceno Tardío- Oligoceno Temprano	2722'	64'	-
Canoa	Aptiense-Albiense	2786'	79'	198'
Carrizal	Cámbrico Temprano	2865'	-	342'
PROF FINAL		3200'		

**Tabla 5.19. Edad, Topes, espesores y espesores erosionados
calculados para el pozo MCH 6-3X.**

5.5.3. Pozo MCH 6-4X

FORMACIÓN	EDAD	TOPES ENCONTRADOS	ESPESORES	ESPESORES EROSIONADOS
Chaguaramas Basal	Oligoceno Tardío- Mioceno Medio	1710'	298'	167'
Roblecito	Eoceno Tardío- Mioceno Temprano	2008'	551'	-
La Pascua	Eoceno Tardío- Oligoceno Temprano	2559'	136'	-
Tigre	Miembro La Cruz	Cenomaniesnse-Turonense	2695'	230'
Canoa	Aptiense-Albiense	3050'	168	-
Carrizal	Cámbrico Temprano	3218'	-	245'
PROF FINAL		3445'		

**Tabla 5.20. Edad, Topes, espesores y espesores erosionados
calculados para el pozo MCH 6-4X.**

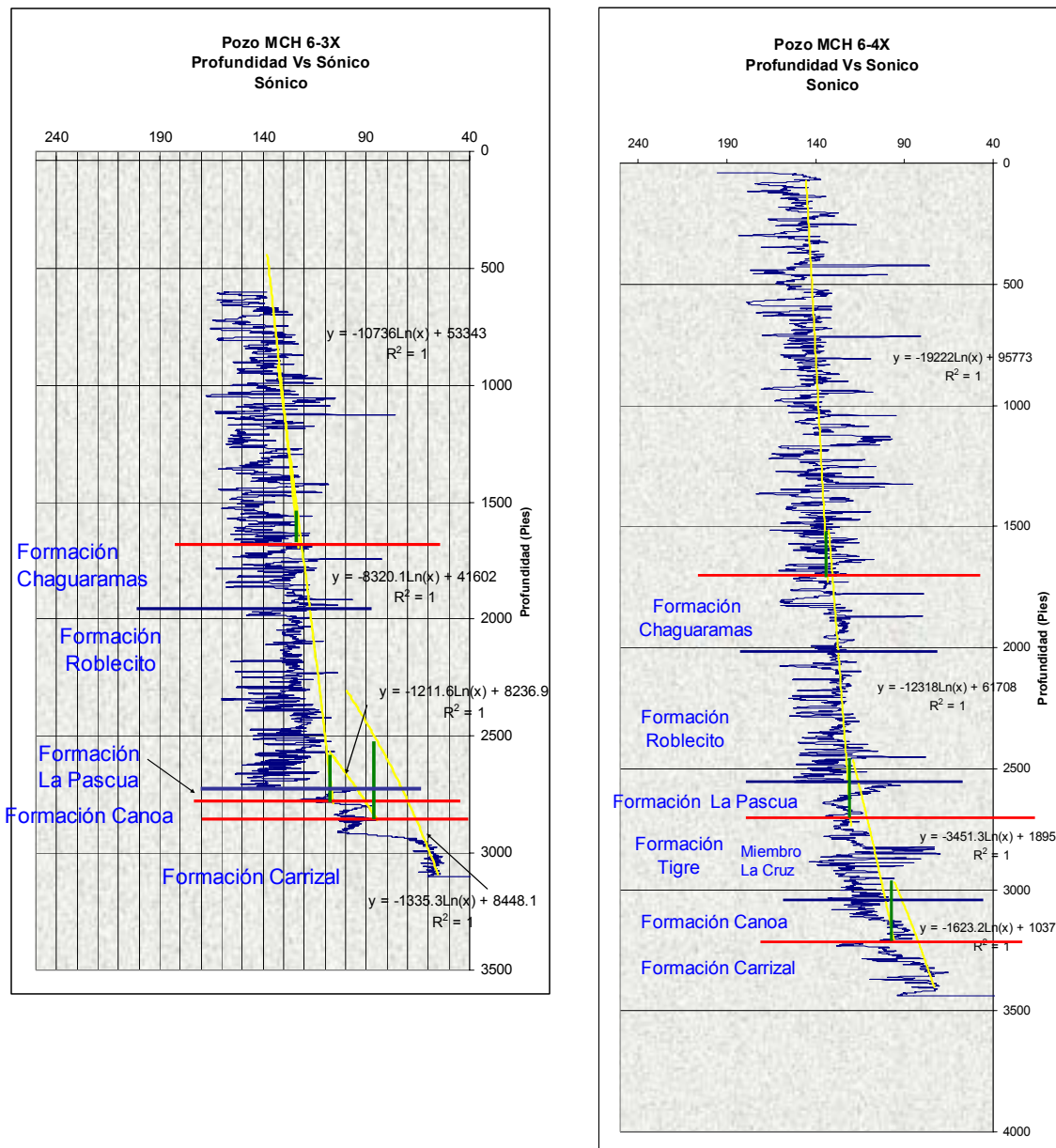


Figura 5.16. Perfil sónico con las discordancias interpretadas y líneas de tendencia en los pozos MCH 6-3X y MCH 6-4X.

5.5.4. Pozo MCH 7-8X

FORMACIÓN		EDAD	TOPES ENCONTRADOS	ESPEORES	ESPEORES EROSIONADOS
Chaguaramas Basal		Oligoceno Tardío- Mioceno Medio	1700'	260'	377'
Roblecito		Eoceno tardío- Mioceno Temprano	1960'	637'	-
La Pascua		Eoceno Tardío- Oligoceno temprano	2597'	103'	-
Tigre	MbGuavinita	Santonense	Erosionado	Erosionado	478'
	Mb La Cruz	Cenomanense-Turonense	2700'	2700'	
Canoa		Aptense-Albiense	3138'	342'	-
Ipire??		Jurásico Medio-Tardío??	3480'	917'	212'
Carrizal		Cámbrico Temprano	4055'	-	65'
Basamento			N.A.	-	
PROF FINAL			4930'		

Tabla 5.21. Edad, Topes, espesores y espesores erosionados calculados para el pozo MCH 7-8X.

5.5.5. Pozo MCH 7-12X

FORMACIÓN		EDAD	TOPES ENCONTRADOS	ESPEORES	ESPEORES EROSIONADOS
Chaguaramas Basal		Oligoceno Tardío- Mioceno Medio	1690'	265'	963'
Roblecito		Eoceno Tardío- Mioceno Temprano	1955'	534'	-
La Pascua		Eoceno Tardío- Oligoceno Temprano	2489'	101	-
Tigre	Mb La Cruz	Santonense	2590'	2590'	692'
Canoa		Turonense-Coniacense	3122'	303'	-
Ipire??		Jurásico Medio-Tardío	3425'	1242'	490'
PROF FINAL			4667'		

Tabla 5.22. Edad, Topes, espesores y espesores erosionados calculados para el pozo MCH 7-12X.

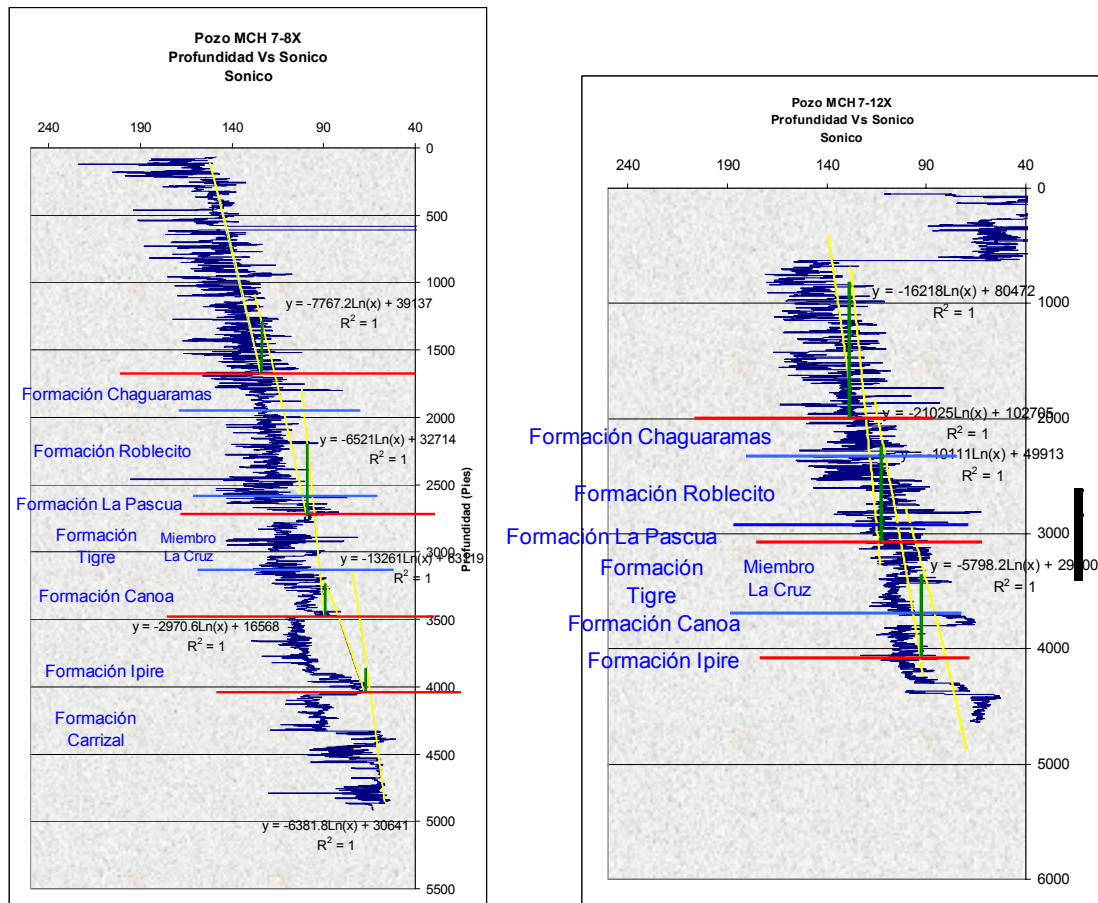


Figura 5.17. Perfil sónico con las discordancias interpretadas y líneas de tendencia. En los pozos MCH 7-8X y MCH 7-12X.

5.5.6. Pozo MCH 8-5X

FORMACIÓN		EDAD	TOPE ENCONTRADOS	ESPESORES	ESPESORES EROSIONADOS
Chaguaramas Basal		Oligoceno Tardío- Mioceno Medio	2680'	325'	455'
Roblecito		Eoceno Tardío- Mioceno Temprano	3005'	455'	-
La Pascua		Eoceno Tardío- Oligoceno temprano	3460'	243	-
Tigre	Mb Infante	Turonense-Coniaciense	3703'	97'	335'
	Mb La Cruz	Cenomaniesnse-Turonense	3800'	905'	-
Canoa		Aptiense-Albiense	4705'	555	-
Ipire??		Jurásico Medio-Tardío??	5260'	3591	449'
Carrizal		Cámbrico Temprano	8851'	-	116'
Basamento			N.A.		-
PROF FINAL			15000'		

Tabla 5.23. Edad, Topes, espesores y espesores erosionados calculados para el pozo MCH 8-5X.

5.5.7. POZO MCH 12-4X

FORMACIÓN		EDAD	TOPE ENCONTRADOS	ESPESORES	ESPESORES EROSIONADOS
Chaguaramas Basal		Oligoceno Tardío- Mioceno Medio	1452'	234'	324'
Roblecito		Eoceno Tardío- Mioceno Temprano	1686'	103'	-
Canoa		Aptiense-Albiense	1789'	305'	240'
Carrizal		Cámbrico Temprano	2094'	1531'	363'
BIM			N.A.	-	-
PROF FINAL			2476'		

Tabla 5.24. Edad, Topes, espesores y espesores erosionados calculados para el pozo MCH 12-4X

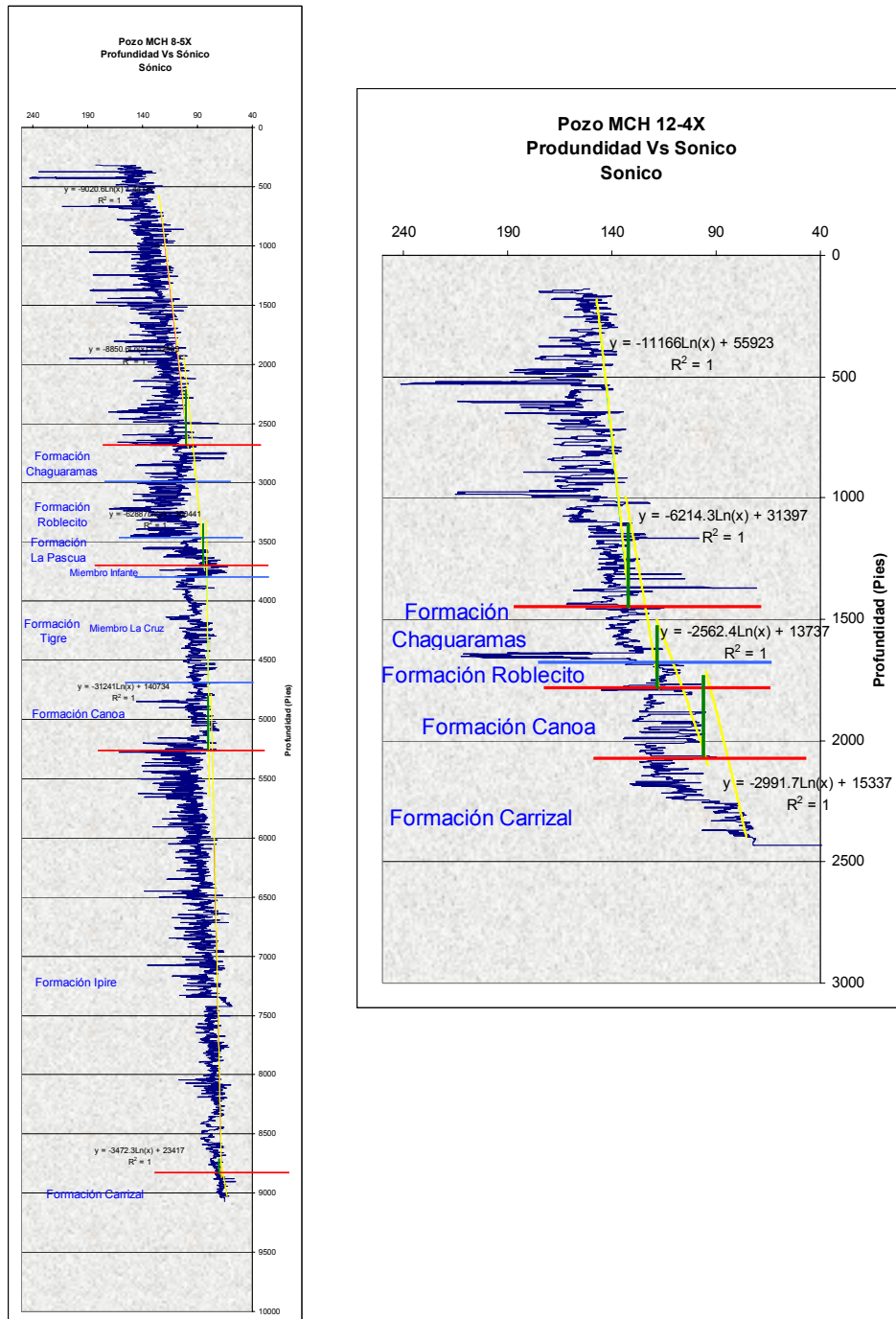


Figura 5.18. Perfil sónico con las discordancias interpretadas y líneas de tendencia en los pozos MCH 8-5X y MCH 12-4X.

5.6. ELABORACIÓN DE MAPAS DE TOPES E ISÓPACOS

Se elaboraron los mapas de topes de la Formación Carrizal e isópaco de la secuencia precretácica-post Carrizal (anexos 15, 16, 17, 18, 19, 20), tomando como base el mapa estructural del tope del cretácico elaborado por PORTILLA (1993).

La información de los topes para la generación del mapa estructural del tope de la Formación Carrizal y el de los espesores para la generación del mapa isópaco de la secuencia precretácica- post Carrizal, fue obtenida en base a los 7 pozos en estudio y otros 10 que sirvieron de control (Tabla 5.26), a partir de los datos obtenidos por FIORILLO *et al.* (1983a), posteriormente fueron cargados en el programa Well Base^R de Discovery^R, por Landmark. Seguidamente fue digitalizada y cargada la base estructural obtenida de PORTILLA (1990), para finalmente generar los mapas y visualización 3D de los mismos a través del programa Geoatlas^R de Discovery^R, por Landmark.

Es de hacer notar que los mapas de tope para la Formación Carrizal, como el isópaco para la secuencia precretácica-post carrizal fueron generados en base a la información de pozo y no de la data sísmica, por lo cual se generan cambios en las tendencias de los mapas, producidos por la falta de información en algunas áreas.

<i>Pozo</i>	<i>Tope Carrizal Profundidad en pies</i>	<i>Espesor de la secuencia Precretácico- PostCarriza Profundidad en pies</i>
MCH 3-2X	5845'	0
MCH 6-3X	2865'	0
MCH 6-4X	3218'	0
MCH 7-8X	4055'	917'
MCH 7-12X	3625'	200'
MCH 8-5X	8851'	3591'
MCH 12-4X	2094'	0
MCH 7-13X	4119'	0
MCH 7-11X	4136'	0
MCH 7-15X	4330'	520
MCH 7-4X	5499'	1699'
MCH 7-9X	3253'	0
MCH 7-5X	3395'	0
MCH 7-10X	2897'	0
MCH 10-3X	2240	0
MCH 7-6X	3032'	0
MCH 10-2X	2450'	0

Pozos de estudio, Pozos de control

Tabla 5.25. Tabla de topes de la Formación Carrizal y espesores de la secuencia Precretácico-PostCarrizal en el área de Machete.

Capítulo VI ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS

6.1. INTERPRETACIÓN AMBIENTAL

La interpretación ambiental de las “capas rojas”, en el área de Machete, se basó en el análisis de las asociaciones de facies, estructuras sedimentarias y variaciones litológicas verticales observadas en los 7 pozos en estudio.

La Formación Carrizal en las áreas de Machete y Zuata, se depositó en ambientes que varían desde marino somero de baja energía, en zonas de anteplaya (*shoreface*) y más profundas hasta zonas de relativamente mayor energía como lo son playas, barras y canales de marea con influencia de mareas (GHOSH *et al.*, 1983).

La asociación de facies A observada en los pozos, MCH 6-3X y MCH 7-8X, fue depositada en ambientes de llanura de marea en zonas supramareales a intermareales (Figura 6.1). Las zonas supramareales se caracterizan por depósitos esencialmente lutíticos, esto debido a que el nivel de energía se reduce considerablemente en los canales de mareas antes de llegar a las zonas inter y supramareales. Es característico en estos ambientes la laminación paralela y ocasionalmente rizaduras y bioturbaciones, como las observadas en los núcleos de los pozos MCH 12-4X y MCH 7-8X (Figura 6.2).

En el caso del pozo MCH 12-4X la asociación de facies A presenta bioturbaciones del tipo *Teichichnus*, pertenecientes a la icnofacies *Cruziana*, la cual puede estar asociada a zonas submareales en ambientes desde marino somero, hasta lagunas, bahías y llanuras de mareas (PEMBERTON *et al.*, 1992 en WALKER & JAMES, 1992 (Figura 6.3).

Según PEMBERTON *et al.*, 1992, el icnofósil *Teichichnus*, consiste en una horadación interpretada de domicilio o alimentación. Consiste en una estructura tabular vertical constituida por una serie de láminas apiladas cóncavas hacia arriba o en raras ocasiones también hacia abajo, en una sección longitudinal muestran láminas onduladas alargadas que se abren hacia los extremos, presentado en el extremo inferior o superior de estas láminas una horadación horizontal de circular a subcircular. Este ichnofósil se encuentra asociado con la

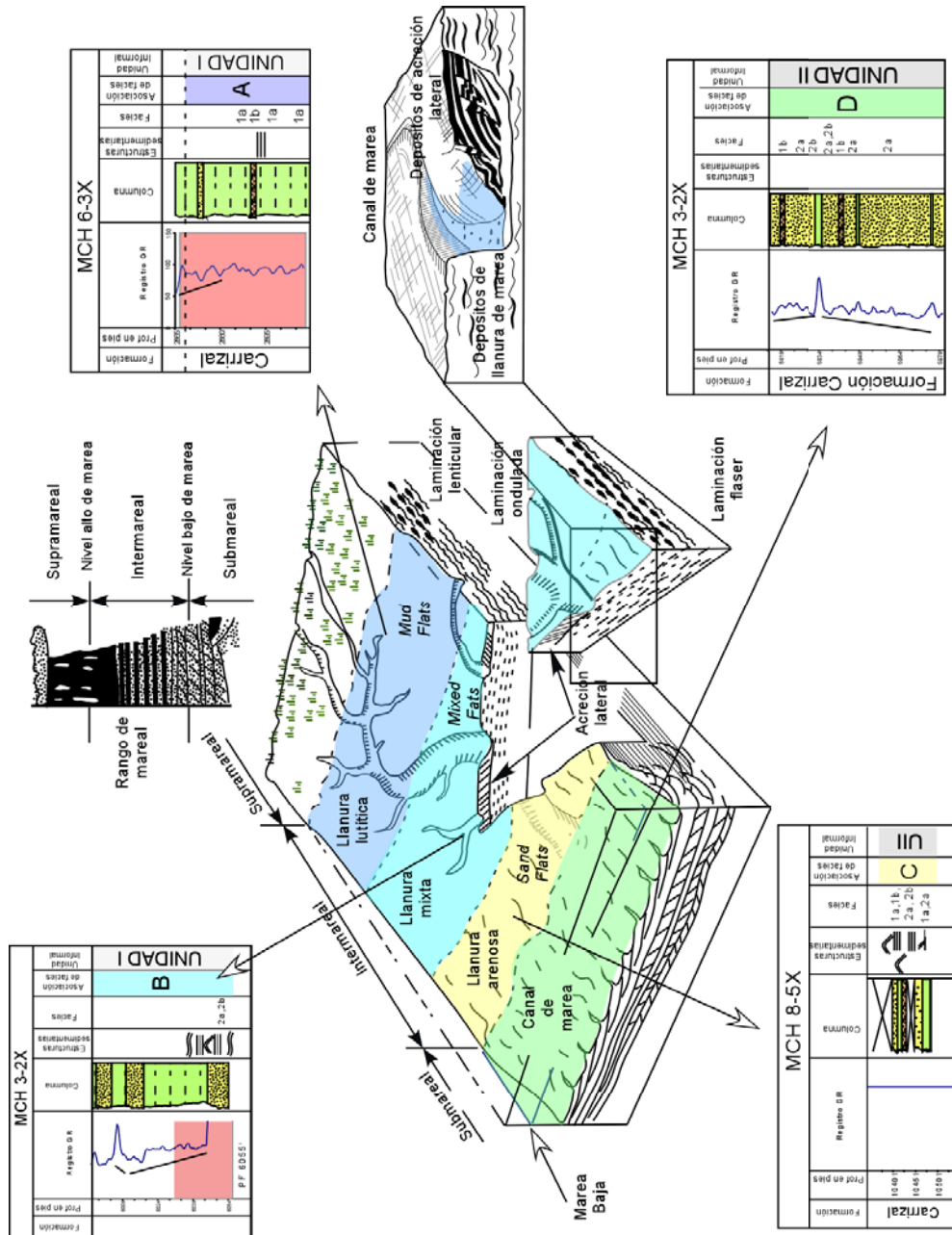


Figura 6.1. Bloque diagramático de los subambientes en las llanuras de marea, indicando las asociaciones de facies definidas para cada uno de los pozos. Tomado y modificado de WALKER y JAMES, 1992.

icnofacies *Cruziana*, aunque también predomina en lagunas y bahías de aguas salobres.

La icnofacies *Cruziana* está caracterizada por sustratos submareales pobremente soportados y poco consolidados. Las condiciones del medio alcanzan desde moderados niveles de energía en aguas poco profundas por debajo del nivel de las olas, pero por arriba del nivel de las olas de tormenta. Esta icnofacies se encuentra en las zonas litorales y sublitorales de algunos estuarios, bahías, lagunas y llanuras de marea. La tasa de sedimentación es lenta y puede ser baja a moderada.

La icnofacies *Cruziana* está caracterizada por:

- Mezcla de asociación de estructuras verticales, inclinadas y horizontales.
- Presencia de estructuras construidas por organismos vagantes
- Generalmente alta diversidad y abundancia.
- Son comunes las estructuras de alimentación construidas por organismos que se alimentan de depósitos.

La asociación de facies B observada en los pozos MCH 3-2X, MCH 6-3X, MCH 6-4X, MCH 7-8X, MCH 7-12X y MCH 8-5X, corresponde a una secuencia depositada en un nivel de energía mayor que la asociación de facies A, se caracteriza por una intercalación de arcilitas y areniscas de grano muy fino a fino, con varias estructuras sedimentarias, como laminación paralela, ondulada, laminación convoluta y escasamente rizaduras (observadas en el pozo MCH 7-8X), estructuras características de depósitos de zonas intermareal del tipo mixto (*mixed flat*) (Figura 6.1 y 6.2).

La zona intermareal del tipo mixto (*mixed flat*), se encuentra ubicada en la parte media de la zona intermareal, se depositan típicamente alternancias de arena y lutitas, son comunes las estratificaciones onduladas, como las observadas en los núcleos MCH 3-2X y MCH 7-8X, paralela, lenticular o flaser, dependiendo de la relación arena-lutita que exista en el aporte sedimentario. La sedimentación de las arenas ocurren inmediatamente después que la llanura es cubierta por el agua y el de las lutitas cuando ésta la cubre ampliamente y la profundidad es mayor, lo cual se produce casi a la mitad del ciclo mareal.

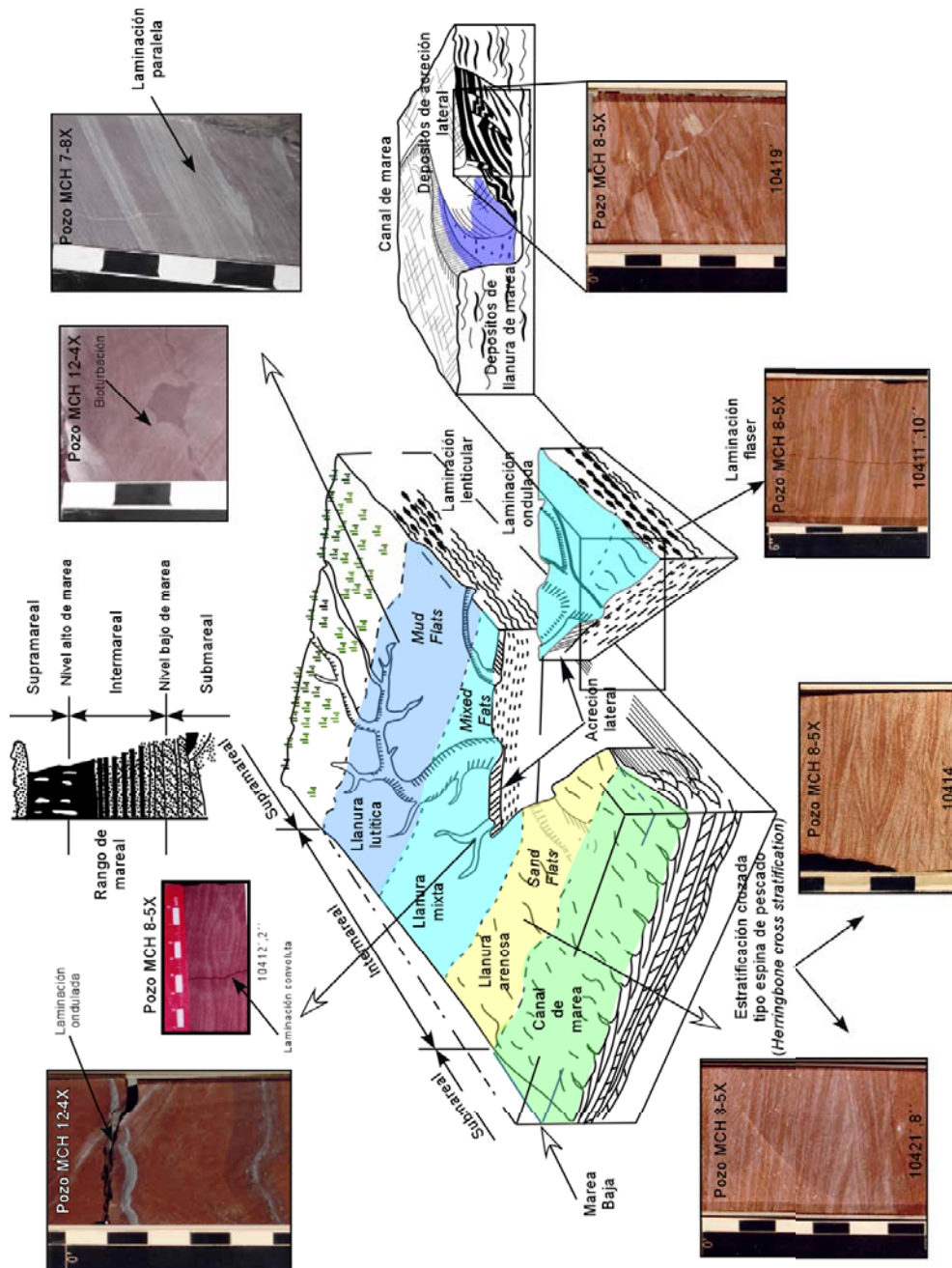


Figura 6.2. Bloque diagramático de los subambientes en las llanuras de marea, mostrando las diferentes estructuras sedimentarias encontradas en cada uno de los núcleos de los pozos en estudio. Tomado y modificado de WALKER y JAMES, 1992.

La asociación de facies C es observada en el pozo MCH 8-5X, y las asociaciones C y D en el pozo MCH 3-2X, consisten en intercalaciones de arenas y lutitas con un predominio de las primeras sobre las segundas. En el núcleo del pozo MCH 8-5X, se observan estructuras sedimentarias como: laminaciones paralelas, laminación convoluta y laminación cruzada bidireccionales del tipo espina de pescado (*herringbone cross stratification*), típicas de las zonas intermareal *sand flat* y zonas de canales de marea (Figura 6.1 y 6.2).

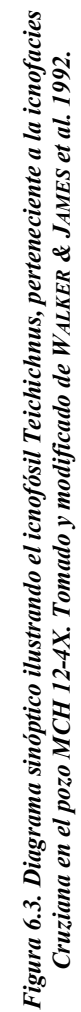
Las zonas de llanura arenosa o *sand flat* son las topográficamente más bajas y las mas cercanas al mar, permanecen sumergidas durante la mayor parte del ciclo mareal y existe una gran cantidad de sedimentos que se mueven como carga de fondo formando estratificación del tipo espina de pescado y laminación cruzada de corrientes (Figura 6.2).

Los canales de marea son las principales rutas del flujo y reflujo de las mareas. A través de ellos fluye el agua de marea cargada de sedimentos hasta llegar a la llanura de marea.

Los sedimentos de los canales de marea son principalmente depósitos de acreción lateral, caracterizados por estratificación cruzada, estructuras de derrumbe y fallas menores (típicas en el núcleo del pozo MCH 8-5X, Figura 6.2), producto de la migración del canal, erosionando los sedimentos de la llanura de marea y redepositándolos en las curvas inferiores de los meandros.

La asociación de facies D en los pozos MCH 7-8X, MCH 7-12X y MCH 8-5X consiste en un dominio de las facies arenosas 2a y 2b sobre las facies finas 1a y 1b, con un patrón grano creciente (*coarsening-up CU*), estas asociaciones pertenecen a la unidad informal 3. Esta asociación fue posiblemente depositada en un ambiente fluvial correspondiente a un canal de marea de energía moderada (*mixed-load*) (Figura 6.4).

La asociación de facies E en los pozos MCH 7-8X y MCH 8-5X, consiste en una intercalación de areniscas y lutitas con la presencia de arenisca con patrón de bloque y escasos finos. El ambiente de sedimentación corresponde a un canal amalgamado de energía moderada (*mixed-load*) (Figura 6.4).



La asociación de facies F en el pozo MCH 7-12X consiste en un ortoconglomerado polimíctico, con escaso transporte y sedimentación caótica, los clastos son elipsoidales y angulares, varían en tamaño desde 1 hasta 6 cm. Esta asociación se interpreta que pudo haber sido depositado en un ambiente fluvial correspondiente a un canal amalgamado de energía alta (*bed-load*) (Figura 6.4).

La mayoría de los clastos observados en el conglomerado, corresponden a litologías pertenecientes posiblemente a la Formación Carrizal, lo cual evidencia la reactivación de Graben de Espino y su posterior canibalización.

Debido a que en ninguno de los pozos en el área de estudio cuenta con una sección completa y continua de la Formación Carrizal, es difícil establecer con precisión la sucesión vertical de ambientes, sin embargo, tomando en cuenta la posición de los mismos con respecto a la configuración estructural del Graben de Espino, se puede determinar la posible variación vertical de los mismos observada en los 7 pozos en estudio.

La Formación Carrizal en el área de Machete representa, de acuerdo a la sucesión de subambientes y facies sedimentarias, una secuencia generada por la migración de una llanura de marea, dando lugar una secuencia granodecreciente (*fining-up*, *FU*) en la base, observada en los pozos MCH 6-3X, MCH 7-8X y MCH 12-4X (Unidad I), caracterizada por una alternancia de arcilitas, limolitas y areniscas de grano fino a muy fino (facies 1a, 1b, 1c y 2a, asociación de facies B), seguida por una alternancia de arcilitas y limolitas (Facies 1a y 1b, Asociación de facies A). Suprayacente a esta, se encuentra una secuencia con un patrón granocreciente hacia el tope (*coarsening up*, *CU*), observada en el pozo MCH 3-2X, ésta se caracteriza por el dominio de las litologías arenosas sobre las lutíticas (facies 2a y 1a, asociación de facies D), finalmente se encuentra una sección compuesta por la intercalación monótona de areniscas y lutitas (facies 1a y 2a, Asociación de facies C), con un patrón granodecreciente, observada en los pozos MCH 3-2X y MCH 8-5X.

REINECK (1972) define un ciclo sedimentario completo en una llanura de marea como una superposición de una secuencia transgresiva y una secuencia regresiva. (Figura 6.5). Tomando en consideración esto se puede inferir que la Formación

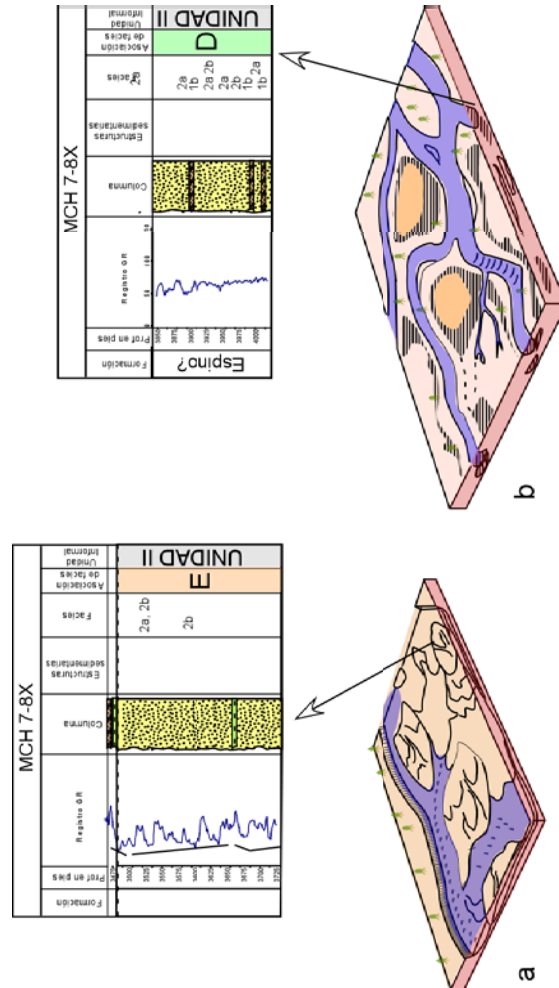


Figura 6.4. a: Bloque diagramático de un sistema fluvial de alta energía (bed-load) b: Bloque diagramático de un sistema fluvial de energía moderada (mixed load) y posible ubicación de las asociaciones de facies D y E (modificado WALKER y JAMES, 1992),

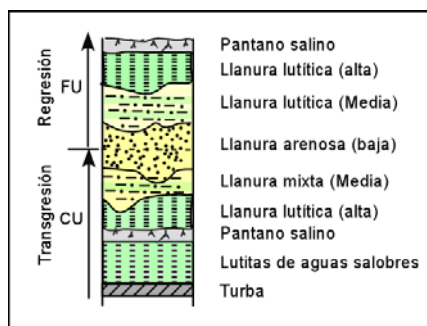


Figura 6.5. Sucesión ideal formada por la superposición de una secuencia transgresiva y otra regresiva en ambientes de llanuras de mareas. Tomado y modificado de REINECK, 1972.

Carrizal en el área de Machete solo se observa una superposición de 3 secuencias, la primera (de base a tope), de carácter regresivo, seguida por una secuencia trasgresiva y finalmente una secuencia regresiva. Dicha superposición de secuencias se encuentra incompleta en su base, debido a que los pozos en el área de Machete no perforaron en su totalidad a la Formación Carrizal. En el tope el contacto entre la Formación Carrizal es discordante con la Unidad III suprayacente.

La unidad III se reconoce en los pozos MCH 7-8X, MCH 7-12X y MCH 8-5X. En la parte inferior del pozo MCH 8-5X (pozo con mayor espesor de la Formación Ipire, 3591'), consiste en una intercalación de las asociaciones de facies C y D, con un patrón granodecreciente (FU). Estas variaciones pueden explicarse como cambios en el régimen fluvial de una energía alta, con una mayor proporción de areniscas, a una energía moderada con una mayor proporción de litologías finas.

Suprayacente se encuentra una intercalación de las asociaciones de facies D y E observada en los pozos MCH 7-8X, MCH 7-12X y MCH 8-5X, las cuales presentan un patrón granocreciente (CU), pasando de paquetes de arenas intercaladas con delgadas capas de lutitas, hasta paquetes homogéneos de areniscas con patrón de bloque. Estas intercalaciones de facies D y E, se interpreta como un cambio en la energía de los drenajes de moderada (*mixed-load*) a alta (*bed-load*).

Según EMERY & MYERS (1996 en PEREZ & TORTOLERO, 2003), el comportamiento fluctuante de los tipos de drenaje, de moderada a alta energía

(*mixed load a bed-load*), puede originarse por levantamiento progresivo del área fuente (MIALL, 1996), lo cual genera mayor volumen de sedimentos gruesos y drenajes de baja sinuosidad, además de erosión y canibalización de sedimentos en los márgenes de la cuenca como se observa en el pozo MCH 7-12X.

Dentro de la cuenca, esto puede reflejarse por varios períodos de subsidencia, causada por levantamientos tectónicos en los márgenes de la cuenca, lo que trae como consecuencia la desviación lateral en el curso de los drenajes y progradaciones hacia áreas de mayor subsidencia (OUCHI, 1985, en EMERY & MYERS, 1996). La figura 6.6, que representa subsidencia a lo largo de los drenajes (derecha).

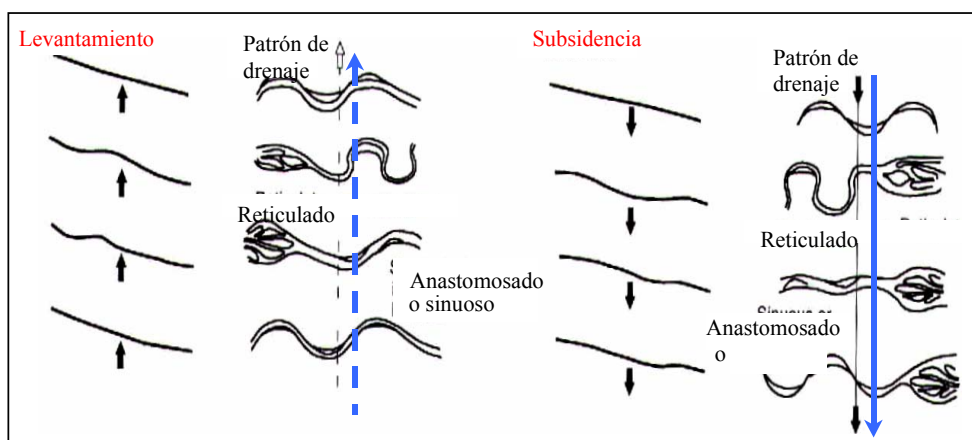


Figura 6.6. Respuesta de sistemas fluviales de energía moderada (*mixed load*) a levantamiento y subsidencia, a partir de ensayos experimentales (OUCHI, 1985); la escala de tiempo corre de tope a base (modificado de EMERY & MYERS, 1996 en PEREZ & TORTOLERO, 2003).

En general, la sedimentación de las capas rojas en el área de Machete corresponde al modelo progradante en la cuencas tipo graben explicado por CONTRERAS *et al.* (1997). Estos autores, explican que el paso de sedimentos finos a sedimentos mas gruesos correspondientes a ambientes fluviales, son comunes en rellenos de grábenes en ambientes continentales (cuencas Newark, Recôncavo, Central Sumatra, Sudan, etc.), y se originan por la disminución paulatina de la subsidencia de la cuenca, relacionada al mismo tiempo con una disminución en el desplazamiento relativo entre los bloques fallados que dan origen a los grabenes y semigrábenes.

6.2. EDAD

6.2.1. Edad de la Formación Carrizal

Todos los estudios paleontológicos y palinológicos realizados en el área de Machete resultaron estériles, sin embargo, DI GIACOMO (1985) describe e ilustra asociaciones palinológicas de acritarcos en el área de Zuata y le asigna una edad correspondiente al Cámbrico Temprano

DI GIACOMO (*op cit.*) define los acritarcos como “ un grupo de microfósiles heterogéneos con afinidad probable con las algas “. Son principalmente organismos unicelulares compuestos por una pared simple y resistente a los ácidos, su constitución es similar a la de las esporas y plantas vasculares.

Poseen una nomenclatura informal, basada exclusivamente en las características morfológicas y su rango estratigráfico va desde el Precámbrico al Reciente (figura 6.7).

Los principales subgrupos de acritarcos encontrados en la Formación Carrizal por DI GIACOMO (*op cit.*) son:

- Disphaeromorphitae.
- Sphaeromorphitae
- Diacromorphitae
- Acanthomorphitae
- Herkomorphitae

Estas asociaciones fueron encontradas en los núcleos de los pozos Carrizal 1X, Carrizal 2X, Zuata-1, SDZ-3X, SDZ-11X, SDZ-62X, IZZ-42X y NZZ-154X.

Según SINANOGLU (1986, en MACHADO, 2003), las especies de acritarcos *Archaeodiscinia umbolunata*, *Skiagia spp.*, *Baltisphaeridium ssp.* y *Lophosphaeridium tentativum*, entre otras, son características de secciones del Cámbrico inferior en Groenlandia, Noruega, Bélgica, Escocia y Las Ardenas en Francia, lo que han permitido asignarle una edad de Atdabanien Lenien (Cámbrico Temprano) a la Formación Carrizal en el área de Zuata.

La abundancia de subgrupos como la de Acanthomorphitae y Sphaeromorphitae, indican ambientes de depositación cercanos a la costa, la *Skiagia spp.* junto con

remanentes de *Leiosphaeridia* indican condiciones marinas (nerítico) y la *Archaeodiscinia* indican condiciones de ambientes próximos costeros (Figura 6.8).

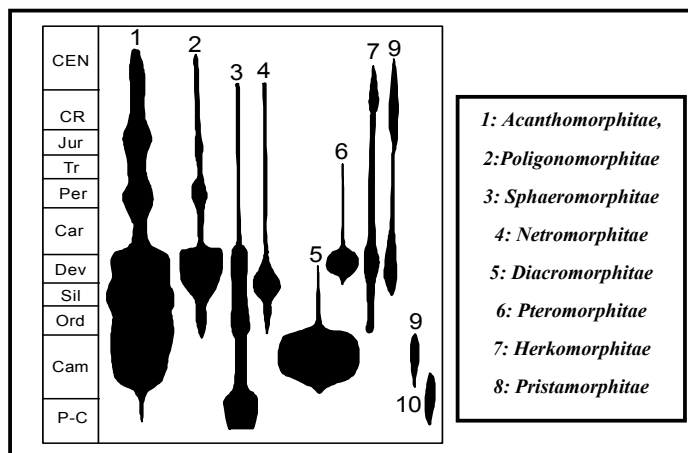


Figura 6.7. Distribución estratigráfica de los subgrupos de acritarcos encontrados en la Formación Carrizal. Tomado y modificado de DI GIACOMO, 1985.

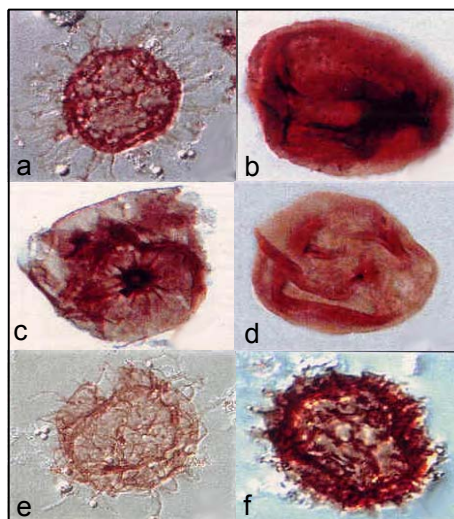


Figura 6.8. Algunas de las especies encontradas en la Formación Carrizal. Tomado y modificado de MACHADO, 2003., a: *Skiagia ordinata*, b: *Gorgonisphaeridium*,
c: *Archaeodiscina*, d: *Leiosphaeridia*, e: *Skiagia cyclosa*, f: *Trimofevia* sp.

Edad de la Formación Ipire

La edad de la Formación Ipire fue estimada a partir de análisis radiométricos realizados en el basalto de Altamira descrito inicialmente por MOTICSKA (1985). Se trata de un basalto alcalino de efusión fisural subaerea y carácter continental anorogénico, el cual se encuentra suprayacente a sedimentos rojos molásicos espesos denominados Formación Ipire.

La edad de este basalto a partir de las dataciones radimétricas realizadas con el metodo K/Ar, fueron de 157 ± 5 M.a. a 162 ± 8 M.a., lo que corresponde al Jurásico Medio-Tardío.

VAN ERVE, 1985, corrobora esta edad a partir de estudios de palinomorfos en una secuencia de lutitas y areniscas rojas de la Formación Ipire en el pozo NZZ-108X. Dicho autor reportó una asociación palinológica caracterizada casi exclusivamente por pólen y esporas, según los cuales le otorga a esa formación una edad Jurásico Tardío (Tabla 6.1).

Pozo	Formación	Especies	Porcentajes
NZZ-108X	IPIRE	<i>Araucariacites australis</i>	0,3
		<i>Granos de polen bisaccate</i>	0,2
		<i>Callialasporites turbatus</i>	1
		<i>Callialasporites dampieri</i>	0.1
		<i>Callialasporites segmentatus</i>	0.1
		<i>Concavisporites sp.</i>	0.4
		<i>Corollina intrareticulatus</i>	2.4
		<i>Corollina meyeriana</i>	2
		<i>Corollina sp.</i>	59.8
		<i>Cycadopites sp.</i>	0.1
		<i>Deltoidospora minor</i>	0.8
		<i>Dictyophyllidites hallei</i>	0.1
		<i>Inaperturopollenites spp</i>	17.4
		<i>Inaperturopollenites sin def</i>	2.9
		<i>Perinopollenites elatoides</i>	1.1
		<i>Todisporites menor</i>	0.1
		<i>Todisporites major</i>	0.4
		<i>Esporas Triletes sin def</i>	0.6
		<i>Viteisporites pallidus</i>	2.8
		<i>Polen/Esporas sin def</i>	4.5
		<i>cf. Stelladinun sp</i>	2.4
		<i>cf. Micrhystridium</i>	0.3
		<i>otros</i>	0.2

Tabla 6.1. Palinoflora presente en el pozo NZZ-108X (profundidad 8330'), edad Jurásico Tardío. Tomado y modificado de VAN ERVE (1985).

DIAGÉNESIS

Generalidades

Se determinó el grado diagenético de las “ capas rojas ” en los 7 pozos en estudio, para los cuales se utilizó la subdivisión de los estados diagenéticos propuesto por SURDAM *et al.*, 1989, y SANDOVAL, 2000, en ROJAS, 2002 dividiendo la diagénesis en Diagénesis Somera, Diagénesis Intermedia, Diagénesis Profunda y Epidiagénesis.

La diagénesis Somera ocurre dentro de un intervalo de temperatura entre los 20° hasta los 80° C con una profundidad aproximada de 5000 pies, la diagénesis intermedia se lleva a cabo entre temperaturas de los 80 a los 130° C y finalmente la diagénesis profunda se produce para temperaturas entre los 130° y los 200° C.

Diagénesis y paragénesis en la Formación Carrizal

La Formación Carrizal fue afectada por procesos diagenéticos correspondiente a la etapa de diagénesis profunda con temperaturas máximas de alrededor de 160° C, interrumpidos por procesos de levantamiento y erosión de la secuencia (Figura 6.9, 6.10, 6.11 y 6.12).

La paragénesis de la secuencia y los procesos diagenéticos que actuaron sobre la Formación Carrizal se describirán a continuación (Figura 6.9).

En la diagénesis somera ocurre una fuerte reducción de la porosidad y permeabilidad primaria, producto principalmente de la compactación mecánica, evidenciados por la deformación de granos dúctiles (micas), también ocurren procesos como la precipitación de sílice en forma de sobrecrecimientos en continuidad óptica en granos detríticos de cuarzo y en la fase final de esta etapa ocurren alteración de micas y feldespatos a minerales de arcilla, sobrecrecimientos de feldespatos, precipitación de caolinita y disolución de feldespatos y fragmentos líticos.

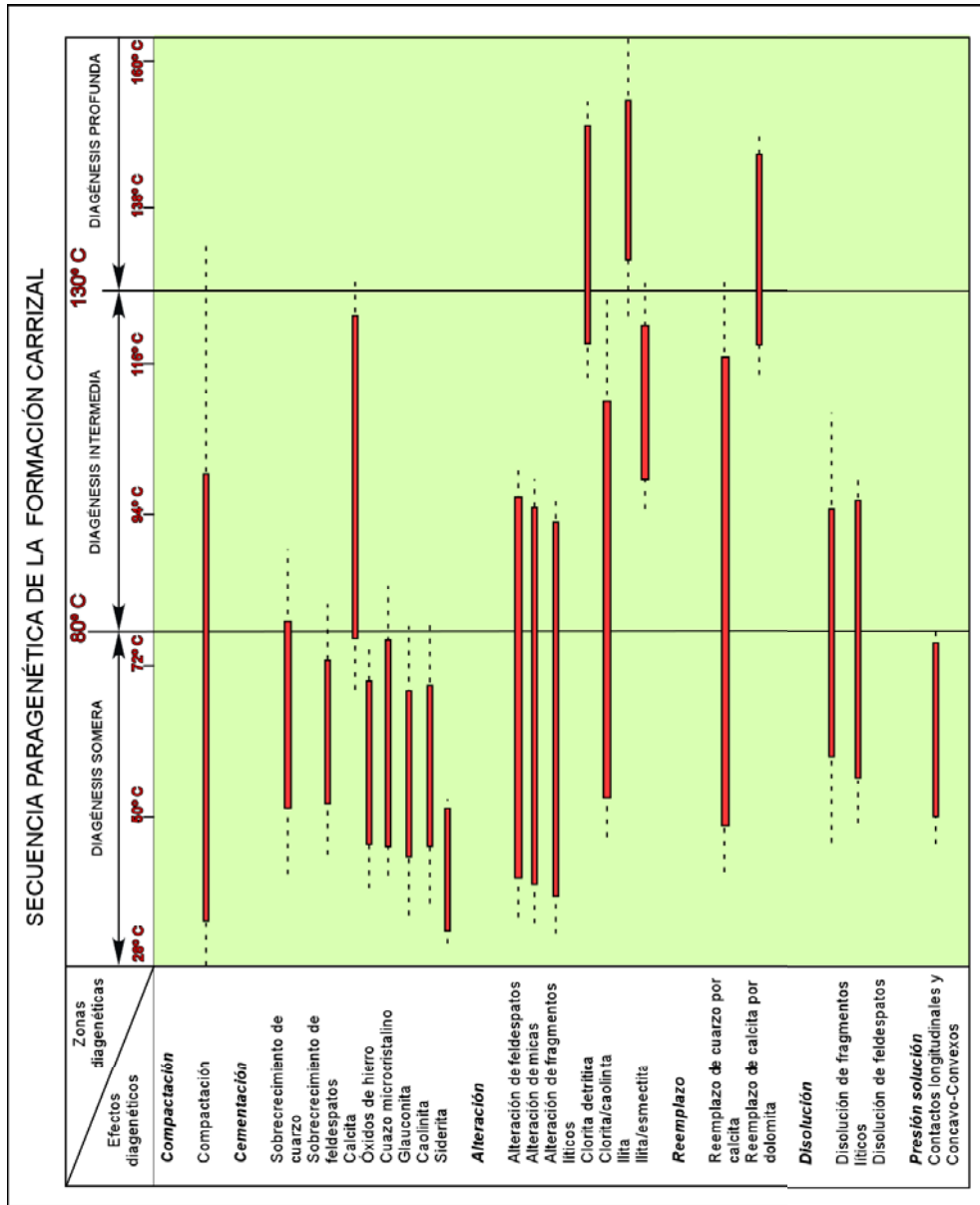


Figura 6.9. Secuencia paragenética de la Formación Carrizal.

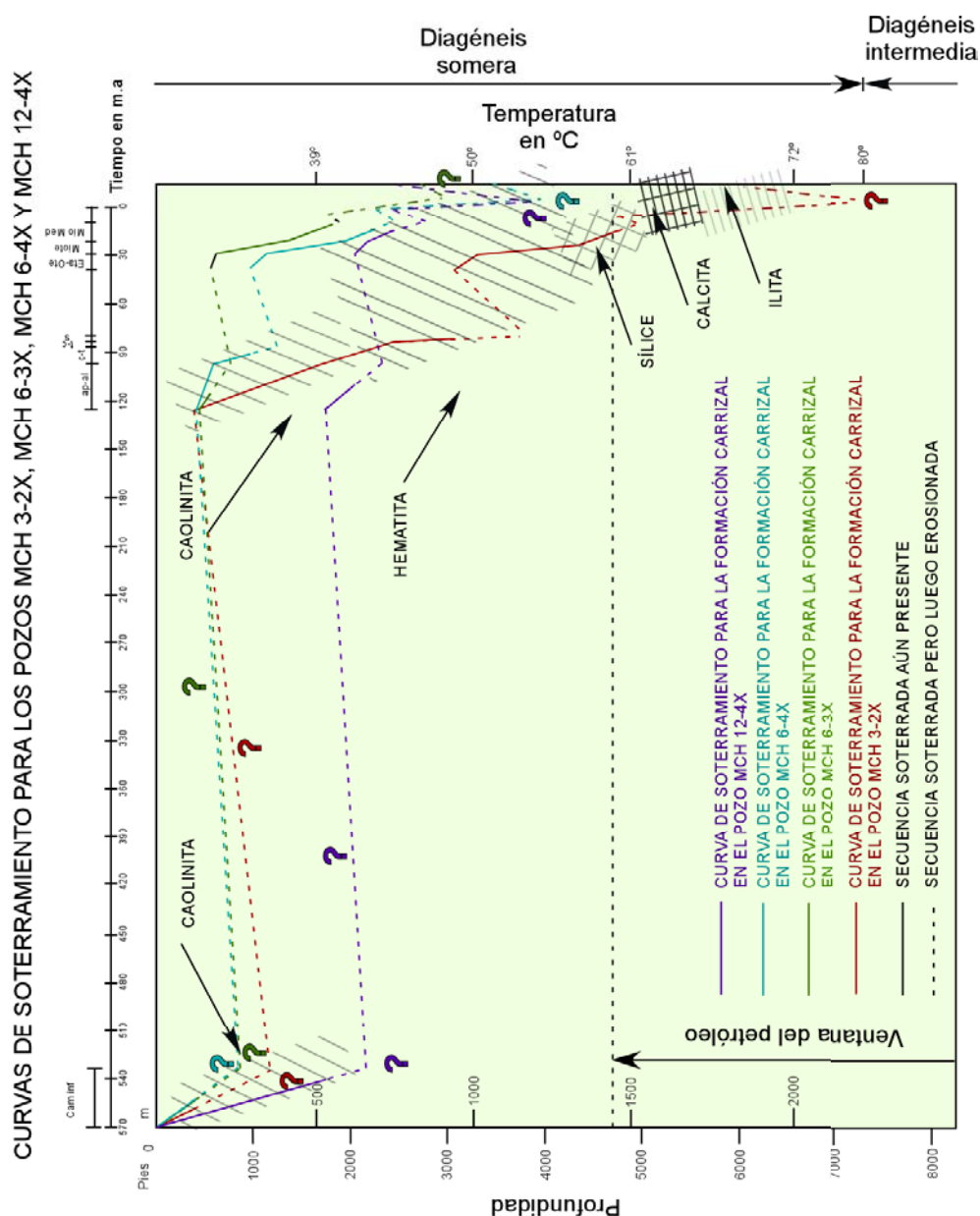


Figura 6.10. Curvas de soterramientos para los pozos MCH 3-2X, MCH 6-3X, MCH 6-4X y MCH 12-4X.

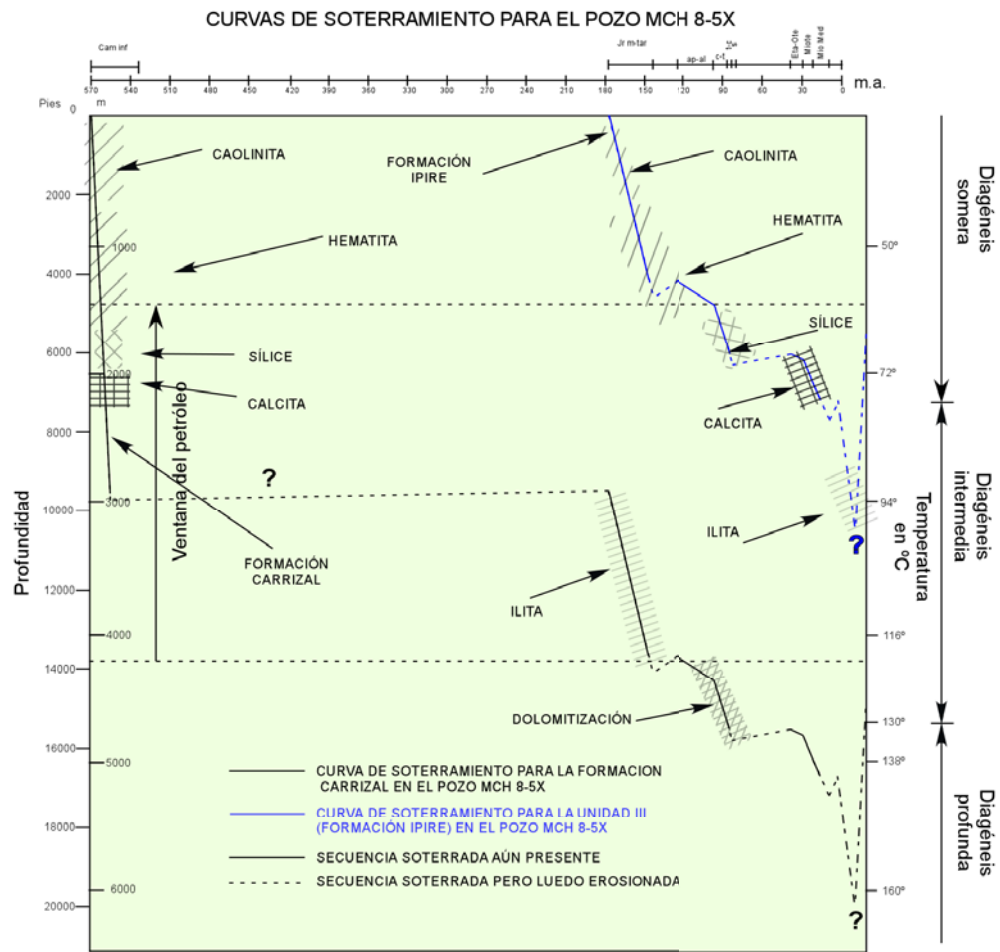


Figura 6.11. Curvas de soterramientos para el pozo MCH 8-5X.



Según SANDOVAL, 2000, los principales cambios físicos en un sedimento desde el mismo instante en que son depositados, se producen esencialmente por efectos de la compactación física o mecánica. Dicha compactación esta controlada por una serie de parámetros dentro de los cuales los más importantes son, las características texturales, la composición mineralógica, profundidad de soterramiento y tiempo geológico.

La compactación mecánica domina hasta profundidades de alrededor de 1 Km, dejando lugar luego a la compactación química, con dominio de la presión solución (SCASSO y LIMARINO, 1997).

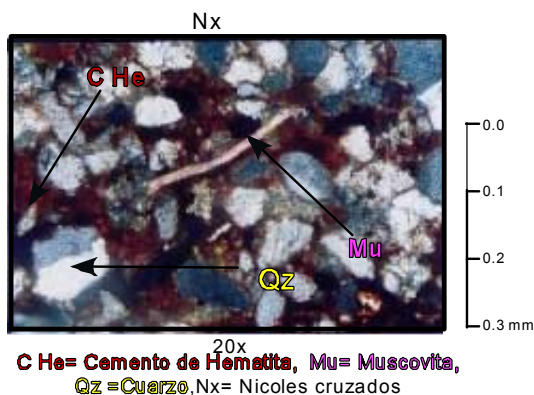
La compactación en la Formación Carrizal, es baja, evidenciada por un predominio de contactos del tipo grano-matriz y en menor proporción contactos del tipo grano-cemento y tangenciales.

Dicha compactación puede haber sido reducida debido a procesos de cementación previos o contemporáneos durante las primeras etapas del soterramiento.

La composición de las arenas también influye en la compactación, ya que las muestras estudiadas presentan un alto % de cuarzo (vacas cuazosas y areniscas cuarzosas) los cuales permanecen casi indeformables en el intervalo de presión y temperatura en el que existen las rocas sedimentarias, lo cual reduce el grado de compactación en las mismas (SCASSO y LIMARINO *op cit.*).

Si bien las muestras presentan un alto % de matriz (vacas y grauvacas), lo cual favorece la compactación, debido a la reorganización interna y la pérdida de fluido, el alto % de cuarzo parece ser el factor dominante en la baja compactación observada en las muestras estudiadas.

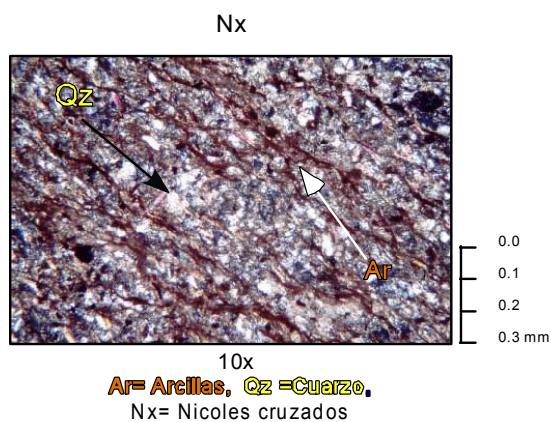
También se observan deformación de granos dúctiles (muscovitas), en los pozos MCH 8-5X y MCH 7-8X (Fotomicrografía 6.1) y en menor proporción deformación de fragmentos líticos los cuales son más susceptibles a la deformación mecánica por parte de las partículas adyacentes más rígidas.



Fotomicrografía 6.1. Deformación de granos dúctiles (Muscovita), en una arenisca cuarzosa. Perteneciente al pozo MCH 8-5X. Profundidad 10416',2''.

La caolinita se encuentra presente en los pozos MCH 3-2X, MCH 6-3X, MCH 7-8X, MCH 7-12X y escasamente en el pozo MCH 12-4X, comúnmente como relleno de poro y distinguida en algunos casos por el análisis de difracción de rayos X (Fotomicrografía 6.2).

Esta se forma con gran facilidad en ambientes diagenéticos cercanos a la superficie, a aproximadamente 25° C, a partir de la alteración de feldespatos liberando Ca^{2+} y K^{+} , también se puede precipitar directamente del fluido de poro bajo condiciones ácidas y cantidades bajas de K^{+} , originadas por la infiltración de aguas meteóricas (TUCKER, 1991), o por la expulsión de fluidos desde intervalos arcílicos provocada por la compactación (BUCKE Y MANKIN, 1971; en SANDOVAL, *op. cit.*).



Fotomicrografía 6.2. Minerales de arcilla tipo caolinita pertenecientes a una limonita arcillosa en el pozo MCH 7-8X. Profundidad 4925',3''.

La clorita se encuentra presente en los 7 pozos en estudio, con porcentajes que varían entre los 7 al 49% de la fracción de arcilla (valores obtenidos del análisis de difracción de rayos X).

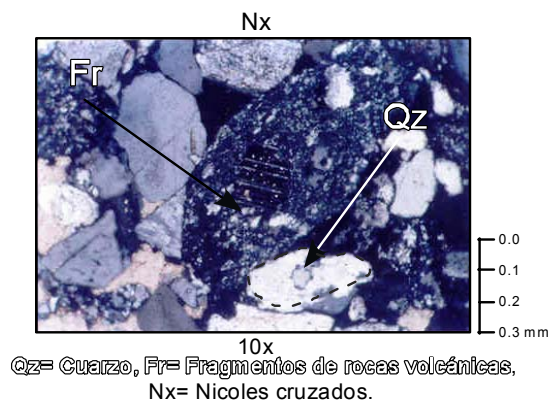
Posiblemente la clorita sea originada a partir de la alteración de la caolinita, por la presencia de soluciones ricas en metales alcalinos y de transición de K^+ , Mg^{2+} , Fe^{2+} y Fe^{3+} . Según KAISER, 1984 en SANDOVAL, 2000, el proceso de cloritización puede estar controlado por el pH y la temperatura y esta puede iniciarse a bajas temperaturas (50-75° C), si el pH es de aproximadamente 8.

También se observa clorita de origen detrítico, la cual se presenta comúnmente alterada (figura 6.6, Pozo MCH 12-4X).

El sobrecrecimiento de sílice en continuidad óptica es observado en las muestras de los pozos MCH 3-2X y MCH 8-5X (Fotomicrografía 6.3), puede ser causado según ALMON y DAVIES, 1979 en SANDOVAL, *op cit.*, por la alteración de silicatos y otros minerales, entre ellos alteraciones de los feldespatos y de los fragmentos de roca, (comunes en las areniscas subarcósicas facies 2a y 2b) principalmente los de rocas volcánicas, lo que origina la caolinita y la del sílice como sobrecrecimiento.

Otra fuente de sílice puede ser la disuelta en el agua de poro, que procede de la alteración, disolución y expulsión del fluido intersticial de lutitas infrayacentes (Unidad I, facies 1a y 1b, PETTIJOHN, 1973).

Esta cementación silíceosa es probablemente formada en las etapas de diagénesis somera a intermedia (BLAT, 1979 en SCASSO y LIMARINO, 1997).



Fotomicrografía 6.3. Sobrecrecimiento de cuarzo en continuidad óptica y fragmento de roca volcánica, en una arenisca lítica en el pozo MCH 3-2X Profundidad: 6052',1".

El sobrecrecimiento de feldspatos en continuidad óptica se observa en algunas muestras del pozo MCH 3-2X, (fotomicrografía 6.4), se presenta como crecimiento secundario con terminaciones euhederales alrededor de granos feldspatos detríticos, es formado generalmente bajo concentraciones de sílice y de los iones de Na^+ y K^+ que puedan ser provistos por la disolución de otros silicatos como las arcillas. Sus minerales comunes son la ortosa y la albita.

BLATT *et al.*, 1980 en SANDOVAL, 2000, piensa que pueden ser formados a profundidades someras.



Fotomicrografía 6.4. Sobrecrecimiento de feldspatos en continuidad óptica en una arenisca arcósica perteneciente al pozo MCH 3-2X, profundidad: 6052',1''.

Son comunes los cementos de óxidos de hierro en los 7 pozos en estudio. En el pozo MCH 6-4X (facies 1a y 1b) se encuentra enmascarando y tiñendo gran parte de la matriz (fotomicrografía 6.5), esto se debe a la mayor capacidad de adsorción de los óxidos de hierro por parte de los minerales de arcilla, lo que indica la circulación de fluidos durante la diagénesis somera



Fotomicrografía 6.5. Intensa cementación de óxidos de hierro (Goetita), la cual se encuentra enmascarando la matriz. Arcilita en el pozo MCH 6-4X, profundidad: 3452.

Esta es la causa de la coloración roja más intensa que puede mostrar las pelitas con respecto a las areniscas.

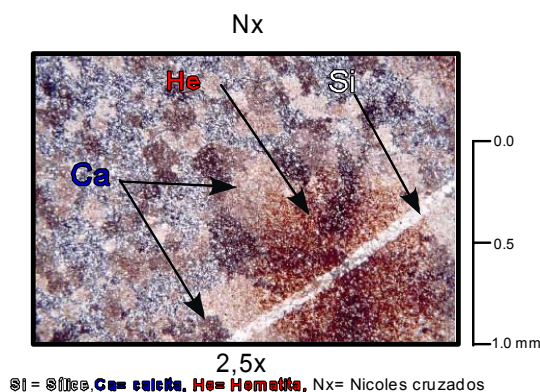
Se presenta comúnmente como hematita rellenando los espacios porales y como envoltorios de granos, es común, en los pozos MCH 7-8X y MCH 7-12X y como goetita (óxido de hierro hidratado) es común y abundante en el pozo MCH 6-4X.

La hematita puede generarse autigénicamente durante la diagénesis temprana por alteración *in situ* de minerales ricos en hierro para formar óxidos de hierro hidratado, que posteriormente se deshidratan para formar hematita (Mc BRIDE, 1974; WALKER, 1979 y AL RAWI, 1983), o por deshidratación de hierro hidratado formando en los ambientes de meteorización o depositación.

La goetita es común en sedimentos jóvenes y tiende a transformarse en hematita durante la diagénesis.

Otro cemento común es la calcita, la cual se presenta principalmente como relleno de poros en menor proporción como parches (Fotomicrografía 6.6, Pozo MCH 6-3X) y ocasionalmente como reemplazo parcial del cuarzo.

La calcita se forma con el aumento de la actividad de los iones de Ca^{2+} y CO_3^{2-} en el fluido de poro, favorecida con el aumento de la profundidad y temperatura en la diagénesis somera.

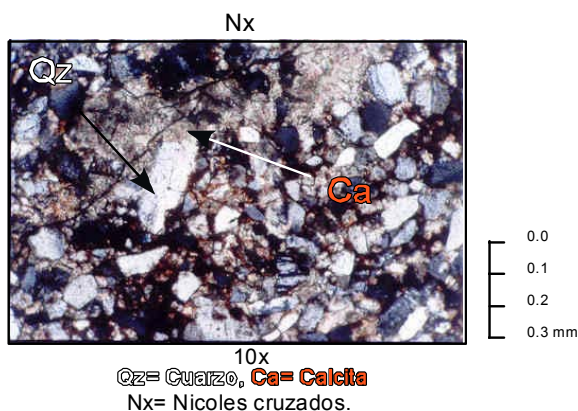


Fotomicrografía 6.6. Cementación de calcita en parches y fracturas rellenas de cemento de cuarzo microcristalino en una limolita arcillosa perteneciente al pozo MCH 6-3X. Profundidad 2891'.

En el pozo MCH 6-3X se observa la calcita reemplazando parcialmente granos de cuarzo (Fotomicrografía 6.7). Este proceso está controlado por las condiciones de pH y temperatura. La sílice es muy poco soluble con pH menores a 9, pero la

calcita es muy soluble en condiciones ácidas, por lo tanto las variaciones del pH pueden causar la disolución de uno y la precipitación de otro, siendo el intervalo crítico de pH de 7 a 9 donde ocurren reacciones de reemplazo entre la sílice y calcita, por otra parte, la solubilidad del sílice aumenta con la temperatura, pero ocurre lo inverso con la calcita.

La siderita es otro cemento que se encuentra presente en los 7 pozos de estudio, aunque en menor proporción (0 a 4%), y reconocido en la mayoría de los casos por en análisis de la difracción de los rayos X.



Fotomicrografía 6.7. Reemplazo de calcita por cuarzo en una arenisca subarcósica en una sección fina de ripios en el pozo MCH 3-2X Profundidad: 5925'-.5930'.

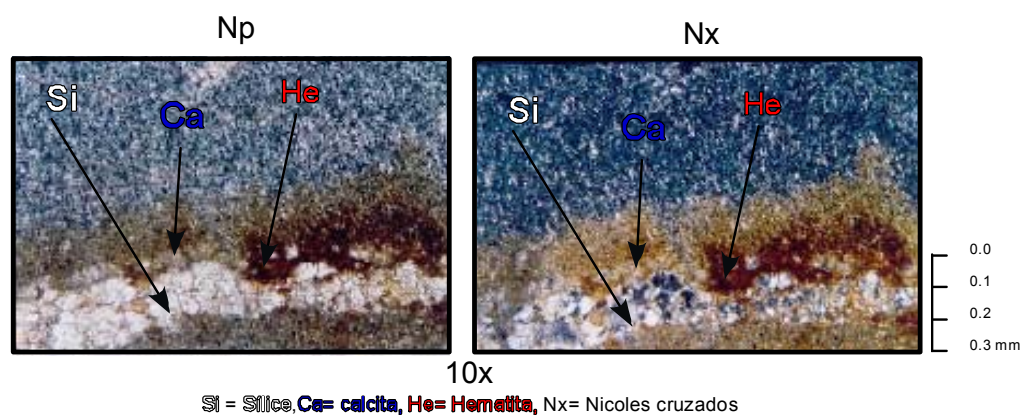
Según SANDOVAL, 2000, para la formación de siderita se requiere baja actividad del sulfuro (a_s^{2-}) por lo que es raro encontrarla en sedimentos con aguas de poros de origen marino, debido a lo abundante del sulfato (SO_4^{2-}) disuelto en dichas aguas, y hay insuficiente Fe^{2+} con respecto a Ca^{2+} el agua de poro formará calcita en vez de siderita.

Durante la **epidiagénesis** las asociaciones minerales formadas anteriormente son llevadas a ambientes de temperaturas y presiones menores, debido al levantamiento y erosión de la secuencia sedimentaria superior, esto puede causar la expulsión de las aguas porales y el cambio por aguas meteóricas de baja salinidad, oxidantes y ácidas, en consecuencia las asociaciones minerales resultan inestables y sufren disolución o alteración.

Este proceso puede ser evidenciado en los pozos MCH 6-3X, MCH 6-4X y MCH 7-8X, donde se observan fracturas posiblemente originadas por la distensión de presiones, causadas durante la epidiagénesis en el Jurásico Medio a Tardío.

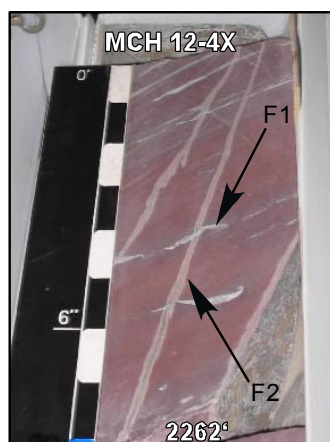
Estas fracturas están rellenas en algunos casos (Pozo MCH 6-3X), es cuarzo microcristalino, calcita y finalmente óxidos de hierro (Fotomicrografía 6.8) y en otros solo se observan los dos primeros.

En el caso del pozo MCH 12-4X se observan dos sistemas de fracturas cada uno relleno de cementos diferentes lo que pudiera evidenciar la epidiagénesis, los cuales generaron posteriores fracturas por distensión. (Fotografía 6.9).



Fotomicrografía 6.8. Fractura rellena de cementos de calcita, hematita y cuarzo microcristalino, en una arcilita limosa en el pozo MCH 6-3X, profundidad 2892'.

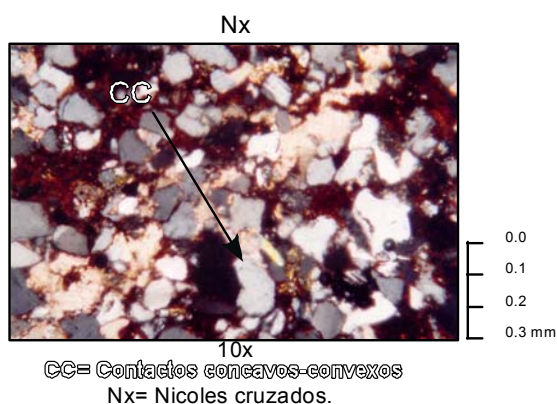
En la **diagénesis intermedia** existen aumentos en la temperaturas y presiones geostática, acompañados por mayor soterramiento y cambio en la composición de las aguas porales y el pH. El incremento de la temperatura con la profundidad produce en primer lugar un incremento en la velocidad de las reacciones y favorece la formación de minerales más densos y menos hidratados. Los cambios en la composición de las aguas porales puede influir considerablemente en las reacciones de precipitación o disolución, liberando sílice, sodio, calcio, hierro, magnesio y otros iones.



Fotografía 6.9. Se observa dos sistemas de fracturas F1 relleno de cuarzo y F2 relleno de calcita, en el núcleo del pozo MCH 12-4X, profundidad: 2262’.

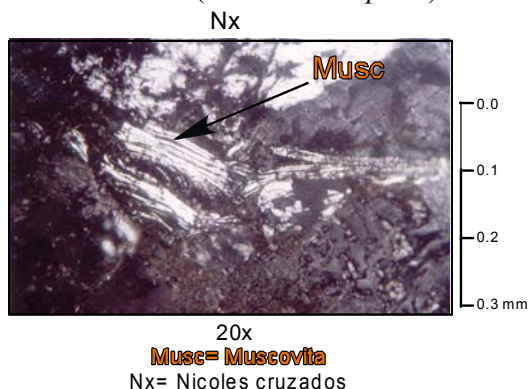
En esta etapa continúan los procesos de disolución y alteración de los feldespatos a minerales de arcilla, reemplazos de cuarzo por calcita y posteriormente de calcita por dolomita (Dolomitización) y la alteración de muscovita a illita. A continuación se describirán en detalle cada uno de los procesos.

Los contactos cóncavos convexos se observan en el pozo MCH 8-5X, evidenciando un empaquetamiento más apretado (Fotomicrografía 6.10) producto de la penetración de partículas rígidas sobre granos dúctiles y por la solución en los puntos de contactos entre granos debido al proceso de presión solución.



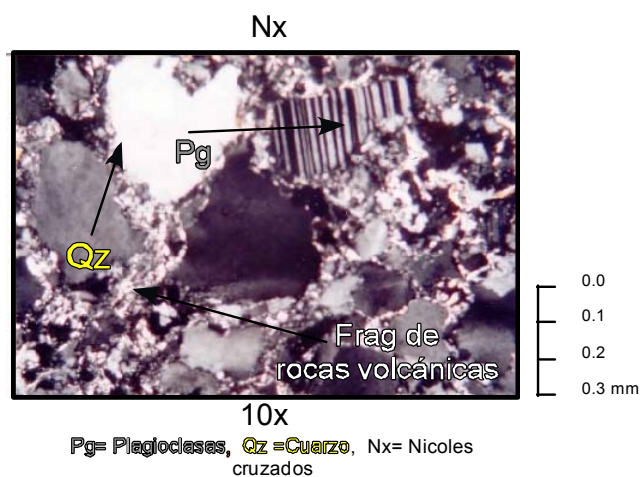
Fotomicrografía 6.10. Empaquetamiento “mas apretado”, evidenciado por los contactos longitudinales y cóncavo-convexo en una arenisca cuarzosa en el pozo MCH 8-5X, profundidad 10416’.

En los pozos MCH 6-4X, MCH 7-8X, MCH 7-12X, MCH 8-5X, se observó alteración de muscovita a illita (Fotomicrografía 6.11). La alteración de la muscovita detrítica puede ocurrir durante la diagénesis intermedia a través de arcillas mixtas del tipo illita/esmectita (SANDOVAL *op cit.*).



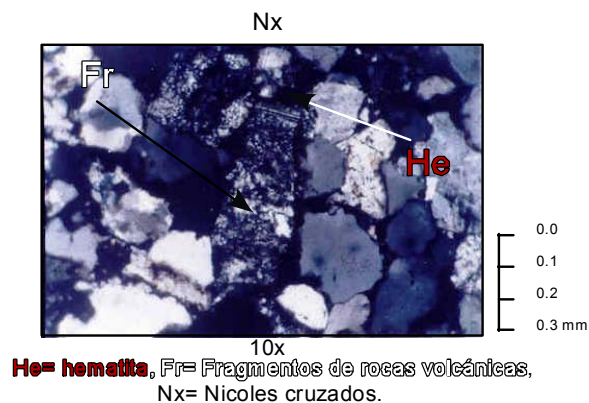
Fotomicrografía 6.11. Muscovita alterando a illita, en una arenisca arcósica perteneciente al pozo MCH 7-12X, profundidad 4333',10''

La illita se encuentra presente en los pozos MCH 3-2X, MCH 6-3X, MCH 6-4X, MCH 7-8X, MCH 7-12X y MCH 12-4X, en porcentajes que varían entre 0 y 82% (Porcentaje para la fracción de arcilla obtenido por el análisis de difracción de rayos X). Puede haber sido producida autigénicamente posterior a la generada por la alteración de la caolinita, por la alteración y/o disolución de los feldespatos en intervalos de temperatura entre los 100 a 120° C (Fotomicrografía 6.12), BOLES y FRANKS, 1979 en SANDOVAL, 2000.



Fotomicrografía 6.12. Alteración de plagioclasas y fragmentos de rocas volcánicas a minerales de arcillas (illita), en una waca cuarzosa en el pozo MCH 7-12X, profundidad: 4326',5''.

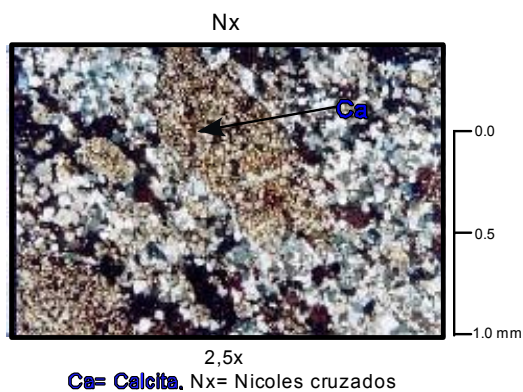
Los fragmentos de roca volcánica alteran a óxido de hierro y a ilita en menor grado (Fotomicrografía 6.13).



Fotomicrografía 6.13. Alteración de un fragmento de roca volcánica a hematita en una arenisca surarcónica perteneciente al pozo MCH 3-2X, Profundidad 6052',2''.

La dolomitización se puede observar en el pozo MCH 8-5X, se presenta como reemplazo parcial a total de granos de calcita, generalmente se presenta como rombos ehuederales (Fotomicrografía 6.14).

Según PETTIJOHN, 1973, en la precipitación de tardía de dolomita, el magnesio y el hierro pueden proceder de la disolución tardía de los silicatos, o de la liberación de estos durante la transformación de esmectita a ilita en la matriz original, también puede derivar de la transformación de la calcita con el aumento de la profundidad y la temperatura SCASSO y LIMARINO, 1997.

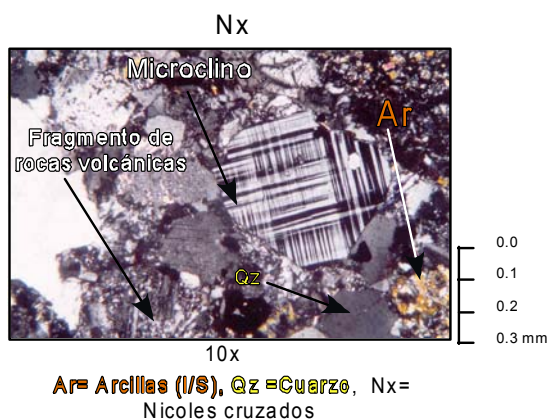


Fotomicrografía 6.14. Reemplazo de calcita por dolomita (Dolomitización), en una arenisca subarcónica perteneciente al pozo MCH 8-5X, profundidad 10423',2''.

La arcillas de capas mixtas del tipo illita/esmectita observada en los pozos 7 pozos en estudio, puede haberse originado debido a la alteración de la esmectita. El inicio de la transformación de esmectita a illita/esmectita ocurre en un intervalo de 50 a 115° C, a una profundidad de 500 a 1000 metros, (dependiendo del gradiente geotérmico) y presencia de soluciones ricas en potasio (HOFMAN y HOWER, 1979 en SANDOVAL, 2000) (Fotomicrografía 6.15).

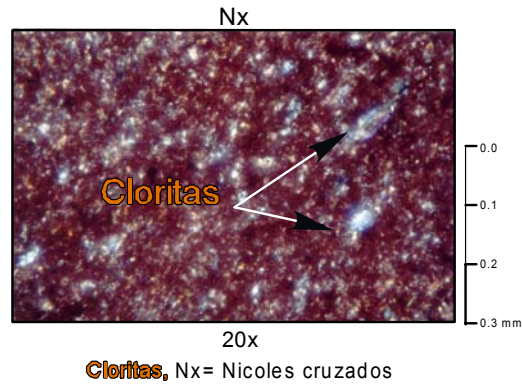
La esmectita tiende a desaparecer gradualmente con el aumento de la profundidad y la temperatura, como es el caso de los pozos en estudio, donde solo se observa I/S en porcentajes que varían entre 0 y 89% (Porcentaje tomado del análisis de difracción de rayos X para la fracción de arcilla).

La disminución de la caolinita hasta su ausencia total con el aumento de la clorita a mayor profundidad, es observada en el pozo MCH 8-5X y puede ser causa por la alteración de la caolinita en condiciones de pH aproximados a 8 y temperaturas cercanas a los 100° C, debido a que la clorita y la illita son más estables que la caolinita bajo temperaturas y condiciones de alta K^+/H^+ y alta $(Mg^{2+}, Fe^{2+})/H^+$.



Fotomicrografía 6.15. Arcillas del tipo I/S y alteración de fragmentos de rocas volcánicas y microclinos en una arenisca arcósica perteneciente al pozo MCH 7-12X, Profundidad 4333', 10''.

En el pozo MCH 8-5X se pueden observar biotitas alterando a cloritas, proceso que se puede llevar a cabo en etapas de soterramiento profundo (KISCH, 1983 en SANDOVAL *op cit.*) (Fotomicrografía 6.16).



Fotomicrografía 6.16. Alteración de cloritas en una arcillita perteneciente al pozo MCH 12-4X, profundidad 2246'.

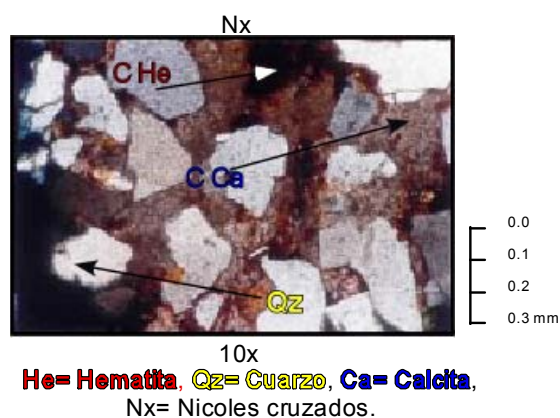
6.3.3. Diagénesis y paragénesis en la Unidad II Formación Ipire

La unidad II (perteneciente a la Formación Ipire) se encuentra presente en los pozos MCH 7-8X, MCH 7-12X y MCH 8-5X. Dicha secuencia alcanzó procesos diagenéticos correspondientes a la etapa de diagénesis intermedia, con temperaturas máximas de aproximadamente 95° C, afectada por tres procesos de levantamiento y erosión (Figura 6.11 y 6.12).

Los procesos diagenéticos correspondiente a las etapas de diagénesis somera hasta diagénesis intermedia que afectaron a la Unidad II se describirán a continuación (Figura 6.13).

La compactación en la Unidad II, es baja, con contactos predominantemente del tipo grano-matriz, y en menor proporción del tipo grano cemento y longitudinales.

Dicha compactación puede estar reducida por efectos de la cementación intensa y por la composición cuarzosa de las areniscas (Fotomicrografía 6.17).

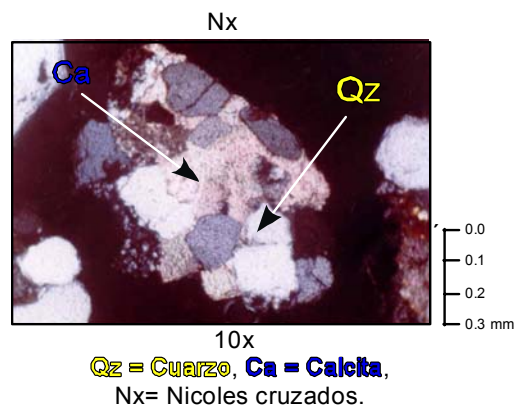


Fotomicrografía 6.17. Cementación de calcita y hematita en una arenisca subarcósica en una sección fina de ripios en el pozo MCH 7-8X Profundidad:

También se observan deformación de muscovitas en los pozos MCH 7-8X y MCH 8-5X, por parte de las partículas de cuarzo mucho más rígidas.

Es común la cementación de calcita como relleno de poro y ocasionalmente como reemplazo parcial en granos de cuarzo, formada en la diagénesis somera, por el aumento de los iones de Ca^{2+} y CO_3^{2-} , con el aumento en la profundidad y la temperatura.

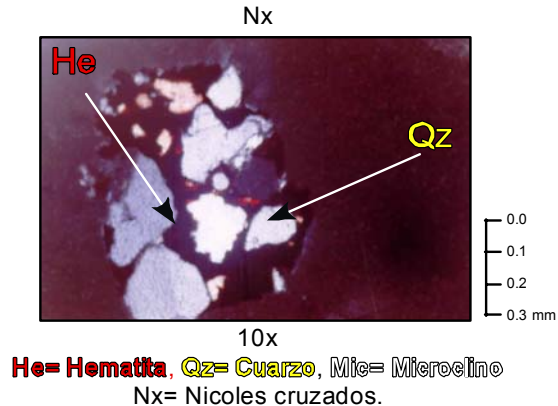




Fotomicrografía 6.18. Cementación de calcita en una arenisca sublítica, perteneciente al pozo MCH 8-5X, profundidad 5190'-5220'.

El reemplazo de cuarzo por calcita esta controlado por las condiciones de pH y temperatura, explicadas anteriormente (fotomicrografía 6.18).

También se observan cementos de óxidos de hierro, principalmente hematita como envoltorios de granos y relleno de poros, generado autigénicamente durante la diagénesis somera (fotomicrografía 6.19).



Fotomicrografía 6.19. Cementación de hematita en una arenisca sublítica, perteneciente al pozo MCH 8-5X, profundidad 5130'-5160'.

Las evidencias de los procesos de epidiagénesis en la Unidad II, son las fracturas posiblemente originadas por distensión causadas por el levantamiento y posterior erosión durante el Jurásico tardío-Aptiense???, las cuales posteriormente se rellenaron de cemento de calcita y óxidos de hierro.

La alteración y disolución de los feldespatos, pudo haber causado la generación autigénica de la illita a temperaturas cercanas a los 100 a 120° C. La alteración de la muscovita detrítica durante la diagénesis intermedia, puede haber sido fuente para la formación de la illita autigénica.

La alteración de las cloritas observadas en los pozos MCH 7-8X, MCH 8-5X pudo haber sido formada en etapas de diagénesis intermedia KISCH, 1983 en SANDOVAL, 2000.

6.4. Potencial como roca yacimiento

Las porosidades fueron estimadas visualmente, a partir del análisis de las secciones finas pertenecientes a los 7 pozos de estudio, alcanzando valores máximos de 5% y en promedio valores cercanos al 1%.

Los principales procesos diagenéticos que disminuyeron considerablemente la porosidad original fueron la compactación y la alta cementación de óxidos de hierro y en menor proporción de calcita, sílice y dolomita, así como también la generación de minerales de arcilla autigénicos como la caolinita, clorita e illita-smectita como relleno de poros y envoltorios de granos.

Son escasas a ausentes las porosidades por fracturas y la disolución de feldespatos, fragmentos líticos y cuarzo no fueron tan intensos como para la generación considerable de porosidades secundarias, además de esto la posterior formación temprana de caolinita autigénica y otras arcillas contribuyo a la oclusión de estas porosidades secundarias y microporosidades.

Todos estos procesos diagenéticos contribuyeron a la pérdida de la porosidad original hasta valores cercanos al 1%, la gran cantidad de matriz tanto detrítica como autigénica aumenta más estos procesos, lo cual trae como consecuencia una reducción considerable en la calidad de la roca como reservorio.

Es de hacer notar que el muestreo en la Formación Carrizal no pudo hacerse continuo ni sistemático a lo largo de toda la secuencia y por tratarse en un 99% de muestras de ripios tanto en la Formación Carrizal como en la Formación Ipire, puede haber sido subestimado los valores de la porosidad, esto debido a que la roca tiende a fracturarse por los planos de debilidad originadas por fracturas no cementadas y por disolución.

La intensa oxidación observada en la secuencia de “capas rojas”, tanto de la Formación Carrizal, como en la Formación Ipire, las descartan como posibles rocas madres, además de esto, GOSH *et. al.*, 1983 reporta un bajo contenido de Carbono Orgánico Total (0.13%), encontrado en 36 muestras de 17 pozos analizados en las áreas de Machete y Zuata, para la Formación Carrizal.

7.1. CONCLUSIONES

Se definieron un total de 6 facies sedimentarias según su contenido y proporción de litologías finas (arcilitas, limolitas y lodolitas), areniscas y conglomerados, las cuales fueron agrupadas en 6 asociaciones de facies, correspondientes a ambientes que varían desde llanuras de mareas hasta fluvial de energía alta a moderada.

Se propone un ambiente de depositación para la Formación Carrizal en el área de Machete, de llanuras de marea, con subambientes que varían desde zonas submareales, a zonas intermareales del tipo mixto (*mixed flat*) y del tipo arenoso (*sand flat*), zonas supramareales y canales de marea, formando una sucesión de subambientes correspondiente a tres secuencias, en la base una regresiva, seguida de una transgresiva y finalmente otra de carácter regresivo, producto de la migración de los ambientes en una llanura de marea. El tope esta secuencia se encuentra cortada por una discordancia que separa la Formación Carrizal de la Formación Ipire suprayacente en los pozos MCH 7-8X, MCH 7-12X y MCH 8-5X, y la discordancia Cretácica que separa las Formación Carrizal de la Formación Canoa suprayacente, en los pozos MCH 3-2X, MCH 6-3X, MCH 6-4X y MCH 12-4X.

De acuerdo a los procesos diagenéticos presentes, las curvas de soterramiento y las secuencias paragenéticas, se determino un grado de diagenésis profunda, para la Formación Carrizal en el área de Mahete, con temperaturas aproximadas de 160° C, evidenciado por la formación de arcillas del tipo ilita-esmectita y por la alteración de biotitas a cloritas.

El aumento de las arcillas del tipo ilita-esmectita y cloritas esta directamente relacionado con la alteración de la caolinita, trayendo como consecuencia la disminución de esta última con el aumento de la profundidad, temperatura y pH, lo cual está evidenciado en la base de la Formación Carrizal y específicamente en el pozo MCH 8-5X.

La Formación Carrizal en el intervalo estudiado es de muy baja calidad como roca yacimiento, esto debido principalmente a los procesos de compactación y alta cementación de óxidos de hierro, calcita, sílice y dolomita así como también la autigénesis de minerales de arcilla como la caolinita, clorita e illita-esmectita, los cuales causaron la reducción de la porosidad original hasta valores cercanos al 1%, la disolución de feldespatos, fragmentos líticos y cuarzo no fué lo suficientemente intensa como para la generación de importantes porosidades secundarias.

La intensa oxidación observada en la Formación Carrizal y los valores tan bajos de Carbono Orgánico Total (0.13%) reportados por GOSH *et. al.*, 1983, indican que el potencial de esta formación como roca generadora de hidrocarburos es bastante baja.

Se propone un ambiente fluvial de energía alta a moderada para la Formación Ipire en el área de Machete. El ortoconglomerado polimíctico encontrado hacia la base de la secuencia (pozo MCH 7-12X) pudiera indicar la reactivación del Graben de Espino durante el Jurásico Medio a Tardío y los clastos angulares dentro de este conglomerado pertenecientes a la Formación Carrizal indica la canibalización de la cuenca en un ambiente fluvial de alta energía y escaso transporte. El paso transicional del conglomerado a areniscas de granos gruesos a medios (pertenecientes a las de facies 2b) y las areniscas de granos finos a muy finos (facies 2a), hacia el tope de la secuencia, indican una reducción en la energía de alta a moderada debido a la reducción de la pendiente en los sistemas fluviales, esto debido a la colmatación progresiva de la cuenca.

De acuerdo a los procesos diagenéticos presentes, las curvas de soterramiento y la secuencias paragenéticas, se determino un grado de diagénesis intermedia para la Formación Ipire, con temperaturas aproximadas de 95° C, evidenciado por la alteración y disolución de feldespatos a minerales de arcilla y la alteración de cloritas.

La Formación Ipire al igual que la Formación Carrizal en el intervalo estudiado es de muy baja calidad como roca yacimiento, esto debido principalmente a los procesos de compactación y alta cementación de óxidos de hierro y calcita así como también la autigénesis de minerales de arcilla como la caolinita y clorita causaron la reducción de la porosidad original hasta valores cercanos al 2%, la disolución de feldespatos, fragmentos líticos y cuarzo no fué lo suficientemente intensa como para la generación de importantes porosidades secundarias.

La intensa oxidación observada en la Formación Ipire al igual que en la Formación Carrizal, indican que el potencial de esta formación como roca generadora de hidrocarburos es bastante baja.

7.2. RECOMENDACIONES

Realizar un estudio sedimentológico detallado en el pozo MCH 8-5X, en el intervalo comprendido entre las profundidades de 9000 a 14000 pies. Dicho pozo es el que presenta un mayor espesor de la Formación Carrizal en el área de Machete y a partir de ese estudio se podría determinar con mayor claridad la sucesión vertical de ambientes sedimentarios para dicha formación.

Realizar estudios geoquímicos para cada uno de los pozos de estudio con el fin de obtener la caracterización de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas para tratar de establecer las relaciones con las unidades informales definidas en este trabajo, además de calibrar con precisión la discordancia entre la formaciones Carrizal e Ipire reconocida en el registro sísmico en los pozos MCH 7-8X y MCH 8-5X.

Se recomienda la reprocesación e interpretación de la data sísmica en el área de Machete para profundidades mayores a 1 segundo ya que la data sísmica actual para esa profundidad es de baja calidad.

Se recomienda realizar análisis de alta resolución de minerales de arcilla, reflectancia de vitrinita, o análisis de inclusiones fluidas en cemento de cuarzo; con el fin de calibrar con mayor precisión las curvas de soterramientos elaboradas en este trabajo y de determinar con precisión valores de paleotemperatura.

Se recomienda realizar estudios de datación de la Formación Ipire en el área de Machete a través de métodos K/Ar o Ar/Ar, que podrían proporcionar datos acerca de la edad de la fuente sedimentaria (datación de granos de microclino), o la edad de los procesos diagenéticos (albitización de feldespatos). Con el fin de obtener la edad absoluta de la secuencia y compararla con los resultados obtenidos por MOTICKA, 1985.

Se recomienda la actualización de la información del estado y ubicación de las muestras de ripios y núcleos de los pozos pertenecientes al área de Machete, con el fin de optimizar el tiempo de búsqueda en futuros estudios.

BIBLIOGRAFÍA

AGUASUELOS INGENIERÍA (1991). “ *Geología de la Serranía del Interior* “. Informe Interno PDVSA.

AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGY (A.A.P.G.). (1979). “ *A color illustrated guide to constituents, textures, cements and porosities of sandstones and associated rocks* “. Tulsa, U.S.A. 201p.

ARREAZA C. (2002). “ *Geología de la Cuenca Oriental de Venezuela* “. Informe Interno PDVSA. Inédito.

ARMINIO, J. (2001). “ *Paleozoico en Oriente* “. Ponencia presentada en el I Taller Precretácico VIPA–ULA. Mérida: Universidad de los Andes.

ARMINIO, J., I. SERRANO, y F. AUDEMARD (2001) “ *The Espino–San Fernando Rift Basin, Venezuela: New Exploration Concepts* “. AAPG Hedberg Conference, Argentina.

AUDEMARD, F. & SERRANO, I. (2000). “ *Future Petroliferous Provinces of Venezuela* “. En: Downey, M. W.; Threet, J.C., and Morgan, W.A., eds. Petroleum provinces of the twenty-first century. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 74: 353-372.

BARTOK, P (1993). “ *Prebreakup geology of the Gulf of Mexico-Caribbean: Its relation to triassic and Jurassic rift systems of the region* “. British Petroleum Reserch, England. Tectonics, 12 (2): 441-459.

BENEDETTO, J. L. y E. PUIG (1985). “ *La Secuencia Sedimentaria Precámbrico-Paleozoico Inferior Pericratónica del Extremo Norte de Sudamérica y sus Relaciones con las cuencas del Norte de África* “. VI Congreso Geológico Venezolano. p. 140-153.

BJORLIKE, K. (1985). " *Formation of secondary porosity. How important is it?* ". En McDonald, D.A. y Surdam, R.C., eds. *Clastic Diagenesis*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 37: 277-288.

BOGGS, S. Jr. (1992). " *Petrology of Sedimentary Rocks* ". Maxwell McMillan Publishing Co., New York. 707 p.

BONINI W., MOORE J. (1998). " *The Espino Graben Complex; a major rift zone in northern South America* ". EOS. Transactions American Geophysical Union. 69; 44: 1412.

CABRERA E. (1982). " *El Paleozoico en los llanos Venezolanos* ". Corcoven. Inédito. 10p.

CIEN. Comité Interfilial de Estratigrafía y Nomenclatura (1999). " *Léxico Estratigráfico de Venezuela* ". Disponible: <http://www.pdv.com/lexico/html/> [Consulta: 2002, agosto]

CONTRERAS, J. & SCHOLZ, C. (1997). " *A model of rift basin constrained by first-order stratigraphic observations* ". Jour. Geoph. Res., Vol. 102: 7673-7690.

CORPOVEN (1980). " *Carpeta de pozo MCH 3-2X* ". Informe interno. CDEPM Puerto La Cruz.

_____ **(1980).** " *Carpeta de pozo MCH 6-3X* ". Informe interno. CDEPM Puerto La Cruz.

_____ **(1980).** " *Carpeta de pozo MCH 6-4X* ". Informe interno. CDEPM Puerto La Cruz.

_____ (1980). " *Carpeta de pozo MCH 7-8X* ". Informe interno. CDEPM
Puerto La Cruz.

_____ (1980). " *Carpeta de pozo MCH 7-12X* ". Informe interno. CDEPM
Puerto La Cruz.

_____ (1984). " *Carpeta de pozo MCH 8-5X* ". Informe interno. CDEPM
Puerto La Cruz.

_____ (1981). " *Carpeta de pozo MCH 12-4X* ". Informe interno. CDEPM
Puerto La Cruz.

DI CROCE, J.; BALLY, A.; VAIL, P. (1995). " *Sequence Stratigraphy of the
Eastern Venezuela Basin* ". En: Mann, P., ed. Caribbean Basins. Sedimentary
Basins of the World, 4. Elsevier Science, Amsterdam, 385-476.

DI GIACOMO, E. (1985). " *Acrítarcos de la Formación Carrizal, Área de Zuata-
Faja Petrolífera del Orinoco, Venezuela Oriental* ". VI Congreso Geológico
Venezolano, 1: 503-529.

DUNBAR, C. O.; Y RODGERS, J. (1975). " *Principios de Estratigrafía* ".
Editorial Continental, S.A., México. 422 p.

EMERY, D. & MYERS, K. (1996). " *Sequence Stratigraphy* ". Blackwell
Scientific Publications, London. 297p.

**FEO-CODECIDO, G.; SMITH, F. D. JR.; ABOUD, N. & DI GIACOMO, E.
(1984).** " *Basement and paleozoic rocks of the Venezuelan Llanos Basins* ". Geol.
Soc. Amer., Mem. 162: 175-187.

FIORILLO G., MONTIEL E., ITURRALDE J., GONZÁLEZ L., FUNES, D., BOESI T., BASS I. (1983). " *Evaluación exploratoria de la Faja Petrolífera del Orinoco. Área de Machete* ". PDVSA. 347p.

_____ **(1983b).** " *Evaluación exploratoria de la Faja Petrolífera del Orinoco. Aspectos Regionales* ". Vol II. PDVSA. 249p.

FRIEDMAN, G. & SANDERS, J. (1978). " *Principles of Sedimentology* ". John Wiley & Sons, New York. 792 p.

GERHARD E. (1992). " *Sedimentary Basins, evolution, facies and sediment budget* ". Springer-Verlag, New York. 628p.

GODDARD, E. N. (1951). " *Rock Color Chart* ". Geological Society of America.

GÓMEZ M. (1997). " *Estimación de Espesores Erosionados del Eoceno, mediante registros sísmicos en el área de Zulia Oriental* ". Nota Técnica. Informe Interno Maraven.

GONZÁLEZ DE JUANA, C.; ITURRALDE, J. M. Y PICARD, X. (1980). " *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas* ". Ediciones FONINVES, Caracas, 1031 p.

GOSH S., MICHEL J., MONTAGGIONI P. (1983) " *Reconocimiento de la sección Paleozóica de la Faja Petrolífera del Orinoco. Áreas de Machete y Zuata* ". Informe técnico INTEVEP, S.A.

GUTIERRES P. (1982). " *Informe del pozo MCH 6-3 X* ". Carpeta de pozo. Corpoven. Inédito.

HARLAND,W.; COX, A.; LLEWELLYN, P.; PICKTON, C.; SMITH, A.; WALTERS, R. (1990). " *Geologic Time Scale 1989* ". Cambridge Univ. Press. 163 p.

HEDBERG, H. D. (1950) " *Geology of the Eastern Venezuela basin* " (Anzoátegui-Monagas-Sucre-eastern Guárico portion), *Geol. Soc. Am., Bull.*, 61(11): 1173- 1216.

INSTITUTO GEOLÓGICO y MINERO DE ESPAÑA (1984). " *Ciclos de seminarios de sedimentología* ". Instituto geológico y minero de España, Madrid, España. 192p.

JAM P., SANTOS A. (1988). " *Rocas Paleozóicas en el sector Cerro Negro, Faja Petrolífera del Orinoco, Estado Monagas* ". Bol., Soc. Venezolana Geol., 34, 47-51.

KERR P. (1965). " *Mineralogía óptica* ". McGraw-Hill, New York. 433p.

KISER (1987). " *Exploration Results, Machete Area, Orinoco Oil Belt, Venezuela* ". Journal of Petroleum Geology, 10 (2): 149-162.

LOAIZA P. (1983). " *Informe del pozo MCH 7-8X* ". Carpeta de pozo. Corpoven. Inédito.

MACHADO V. (2003). " *Modelo sedimentológico Estratigráfico de la Secuencia Paleozóica en la Faja Petrolífera del Orinoco. Cuenca Oriental de Venezuela* ". Trabajo Especial de Grado. Universidad Central de Venezuela, Caracas. Inédito. 101p.

MAGUREGUI J., EURIBE A. (1984). " *Estudio geológico del núcleo del pozo MCH 6-3X, Área de Machete, Faja Petrolífera del Orinoco* ". Informe técnico INTEVEP, S.A.

MÁRQUEZ E. (2003). " *Evolución Tectono-termal desde el paleozóico hasta el reciente en un sector de la Subcuenca de Guárico, Estados Guáricos y Anzoátegui, Venezuela* ". Trabajo Especial de Grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela, Caracas.

MIALL, A. D. (1996). " *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology* ". Springer-Verlag, New York. 582 p.

MOTICKA P. (1985). " *Vulcanismo mesozoico en el subsuelo de la Faja Petrolífera del Orinoco, Estado Guárico, Venezuela* ". Memoria VI Cong. Geol. Venez., 1929-1943.

PARNAUD, F.; GOU, Y.; PASCUAL, J.C.; CAPELLO, M.A.; TRUSKOWSKI, Y.; PASSALACQUA, H. & ROURE, F. (1995). " *Petroleum Geology of the Central Part of the Eastern Venezuelan Basin* ". En: Tankard, A.; Suárez, R. & Welsink, H.J. Petroleum Basins of South America. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 62: 741-756.

P.D.V.S.A. (1998). " *Leyenda Estratigráfica* ". Informe Interno PDVSA.

PETITIJHON F., POTTER P., SIEVER R. (1972). " *Sand and Sandstones* ". Springer-Velarg. 618p.

PEREZ J., TORTOLERO O. (2003). " *Sedimentología de las capas rojas ubicadas en el subsuelo de la Cuenca Oriental, pozo MCA-1X, MCA-2X, PIC-25, PIC-26, Estados Anzoátegui y Monagas* ". Trabajo Especial de Grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela, Caracas.

PICARD, M. (1971). " *Clasificación of fine-grained sedimentary rocks. Jour. Sed. Petrology* ".41: 179-195.

PIMENTEL DE BELLIZZIA, N.; BELLIZZIA, A. y ULLOA, C. (1992). " *Paleozoico inferior: una síntesis del noreste de América del Sur* " (Venezuela, Colombia y Ecuador). Ministerio de Energía y Minas, Caracas

PORTILLA A. (1993). " *Interpretación sísmica del Área de Machete, Faja Petrolífera del Orinoco* ". Trabajo Especial de Grado. Universidad Central de Venezuela, Caracas. Inédito. 41p

REINECK H. (1972). " *Depositional sedimentary environments* ". Springer-Verlag, Berlin, Alemania. 439p.

RÍOS, K. (2002). " *Estimación de Espesores Sedimentarios del Mesozoico en el Graben de Espino a lo Largo de Dos Transectos Regionales en el Área de Anaco, Estado Anzoátegui* ". Trabajo Especial de Grado, Dep. de Geofísica, U.C.V., Caracas, 116 p.

ROJAS M. (2002). " *Evolución diagenética del miembro informal "B-6-X" de la Formación Misoa en el área de Cabimas-Punta Benitez, cuenca de Maracibo, Estado Zulia* ". Trabajo Especial de Grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela, Caracas. 180p.

SANDOVAL, M. E. (2000). " *Diagénesis de Areniscas* ". Consejo de Desarrollo Científico y Humanístico. Universidad Central de Venezuela. Caracas. 414 p.

SCASSO, R. y LIMARINO, C. (1997). " *Petrología y Diagénesis de Rocas Clásticas* ". Asociación Argentina de Sedimentología. Universidad de Buenos aires. Buenos Aires. 258 p.

SCHLUMBERGER (1982). "Reporte final del pozo MCH-6-4X, Faja Petrolífera del Orinoco, área Machete, Estado Guarico".

SMITH F. (1980). " El Basamento y las rocas Paleozóicas en la parte norte de Venezuela". Informe técnico Corcoven S.A. Inédito. 19p.

SINANOGU, E. (1985). " Early Cretaceous Palynomorphs from the Zuata Area, Eastern Venezuela". Paleobotânica e Palinologia America do Sul-1983- Bol. IG-USP, Inst. de Geosciências, USP, (15): 116-128.

STREDER C. (1982.). " Informe del pozo MCH 8-5X". Carpeta de pozo. Corpoven. Inédito.

STOVER, L. E. (1967). " Palynological Dating of the Carrizal Formation of Eastern Venezuela". Asoc. Venez. Geol., Min. y Petról., Bol. Inform., 10(10): 288-302.

SOLÓRZANO, E.; PAREDES, I.; GONZÁLEZ, M.; GALLANGO, O. y AGUADO, B. (2001). " Datos Sedimentológicos, Geoquímicos y Bioestratigráficos del Pozo NZZ-88X en el intervalo 6559'-14712' ". Informe Interno PDVSA-INTEVEP.

SOLÓRZANO E., CABRERA D., PAREDES I., CAMPOS A., SUAREZ H., ONIS R., BERBESI M. (2001a). "Datos Sedimentológicos y Bioestratigráficos de los pozos MCH 3-2X y MCH 2-4X". Estudios de posible roca madre y yacimientos pre-cretácicos, proyecto 4020. PDVSA-INTEVEP S.A., INT-9073, 2001.

_____ **(2002).** "Datos Sedimentológicos, Geoquímicos y Bioestratigráficos del pozo MCH 7-8X Área de Machete". Estudios de posible roca madre y yacimientos pre-cretácicos, proyecto 4020. PDVSA-INTEVEP S.A., INT-9397, 2002.

_____ **(2002a).** "Datos Sedimentológicos, Geoquímicos y Bioestratigráficos del pozo MCH 7-12X Área de Machete". Estudios de posible roca madre y yacimientos pre-cretácicos, proyecto 4020. PDVSA-INTEVEP S.A., INT-9396, 2002.

_____ **(2002b).** "Datos Sedimentológicos, Geoquímicos y Bioestratigráficos del pozo MCH 12-4X Área de Machete". Estudios de posible roca madre y yacimientos pre-cretácicos, proyecto 4020. PDVSA-INTEVEP S.A., INT-9398, 2002.

TUCKER, M. (1991). "Sedimentary Petrology". Geoscience Texts, Blackwell Scientific Publications, London. 260p.

TURNER, P. (1980). "Continental Red Beds". Elsevier, Amsterdam. 567 p.

TURNER, P. (1998). "Stratigraphy and Sedimentology of Continental Red Beds". Disponible: http://www.earthsciences.bham.ac.uk/downloads/red_beds.pdf
[Consulta: 2002, julio].

UZCÁTEGUI D. (2002). "Estimación de Espesores Sedimentarios en el Graben de Espino a lo Largo de Dos Transectos Regionales entre Guárico y Anzoátegui, Área Santa Maria de Ipíre". Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geofísica, Universidad Central de Venezuela. Inédito, 107 p.

VAN ERVE, A. (1985). "Palinoflora del Jurásico del pozo NZZ-108X en el área de Zuata Faja Petrolífera del Orinoco, Venezuela Oriental". Memoria VI Cong. Geol. Venez., 1205-1209.

VAN HOUTEN, F. (1968). "Iron Oxides in Red Beds". Geol. Soc. Amer., Bull. 79(4): 399-416.

WALKER R., JAMES N. (1992). *"Facies Models" response to sea level change.* Geological Association of Canada. 405p.

WALKER, T. (1967). *" Formation of Red Beds in moderns and ancient deserts".* Geol. Soc. Amer., Bull. 78 (3): 353-368.

WEC (1997). Evaluación de pozos, Schlumberger.

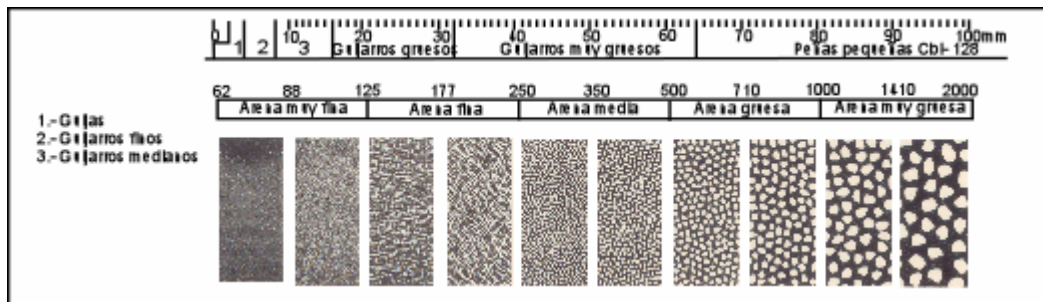
WEIBEL, R. (1998). *"Diagenesis in oxidising and locally reducing conditions-an example from Triassic Skagerrak Formation, Denmark. Sedimentary Geology"* 121: 259-276. Disponible: <http://www.sciencedirect.com>. [Consulta: 2002, agosto].

APÉNDICES

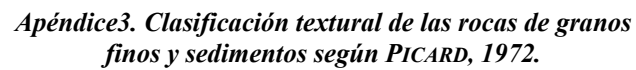
Mm	μ	ϕ	Nomenclatura			Litotipos
256		-8	Bloque			Conglomerado o Brecha
64		-6	Guijarro			
4		-2	Guijón			
2		-1	Gránulo			Microconglomerado
1.41		-0.5	Areniscas	Muy gruesa	Sup	Areniscas
1		0			Inf	
0.71		0.5		Gruesa	Sup	
½	500	1			Inf	
	350	1.5		Media	Sup	
¼	250	2			Inf	
	177	2.5		Fina	Sup	
1/8	125	3			Inf	
	88	3.5		Muy fina	Sup	
1/6	63	4			Inf	
1/64	16	6	Limo			Limonita
			Arcilla			Lutita
						Rocas no siliciclásticas

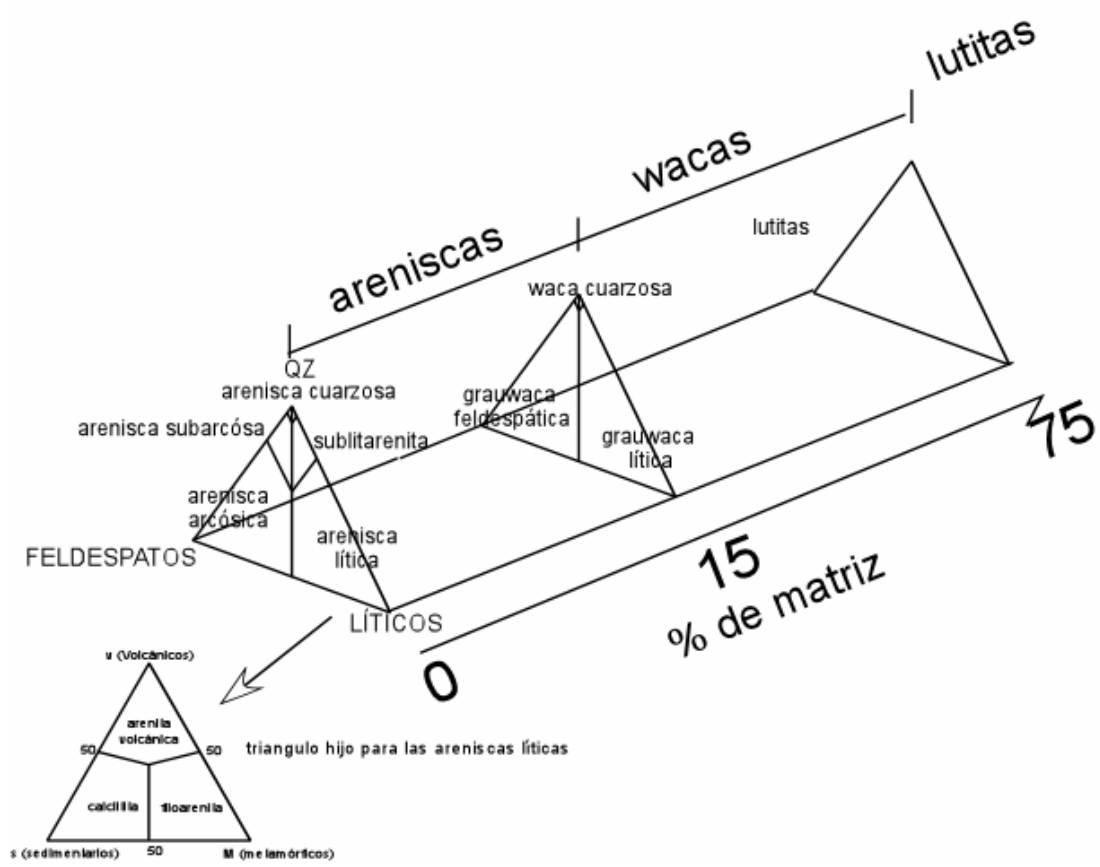
$\phi = -\log_2$ del diámetro en milímetros

Apéndice 1. Clasificación de WENTWORTH, 1922, modificada por PILLOUD et. al., 1998.

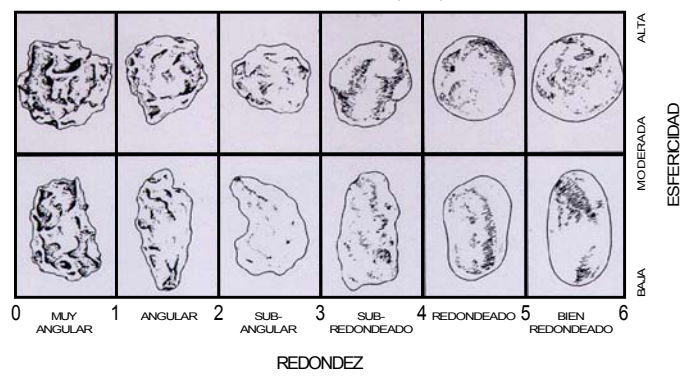


Apéndice 2. Tabla para estimación visual del tamaño de grano de las areniscas según M. C. POWERS, 1953.

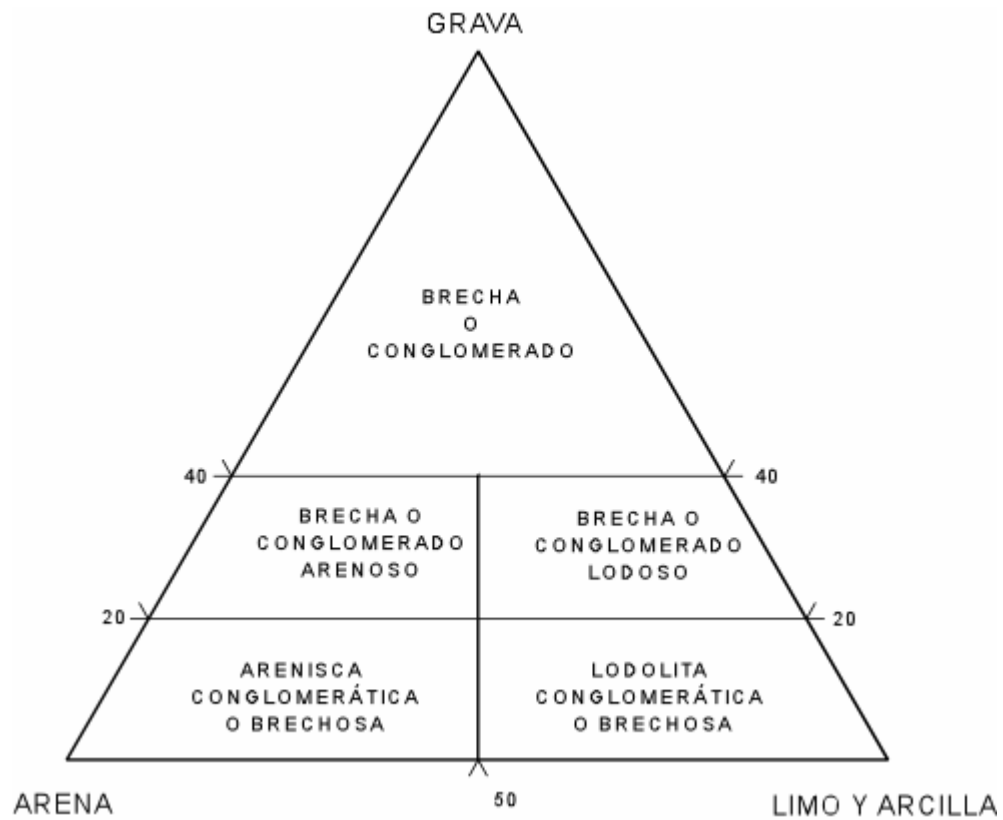




Apéndice 5. Diagrama de clasificación para las areniscas propuesto por DOTT, 1964 y modificado por PETTIJON et. al., 1972, 1987.

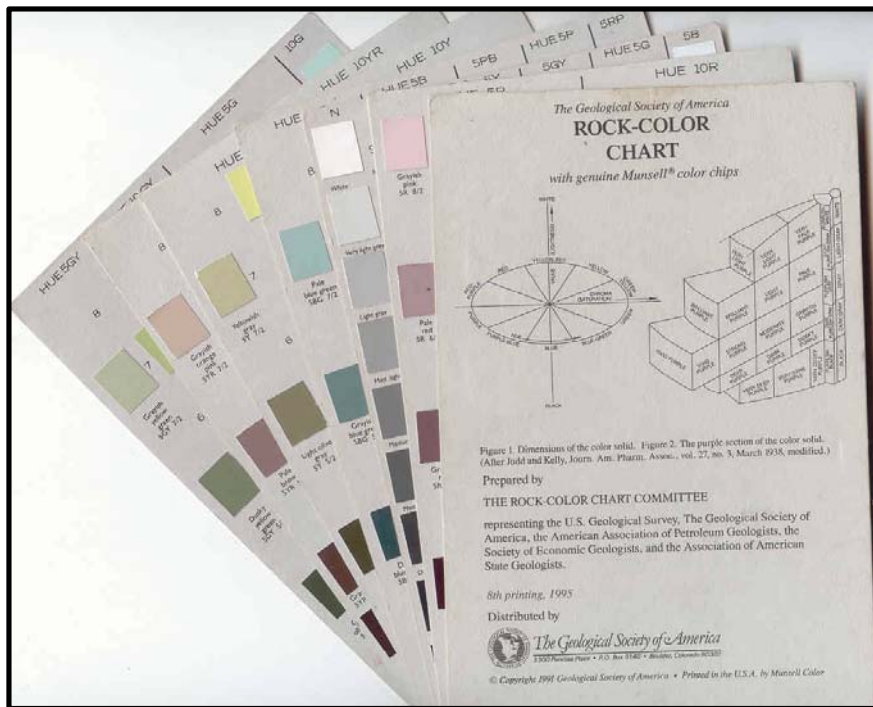


Apéndice 6. Tabla para estimación visual de redondez según POWERS, 1953.



Conglomerado o brecha monomítica	>99% componentes de un mismo litotipo
Conglomerado o brecha polimítica	<99% componentes de un mismo litotipo
Ortoconglomerado u ortobrecha	Soportado por cantos
Paraconglomerado o parabrecha	Soportado por matriz

Apéndice 7. Clasificación de conglomerados, en Leyenda Estratigráfica, PDVSA, 1998.



Apéndice 8. Carta de colores de rocas (Musell Rock Color Chart) según GODDARD, 1951.