

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ESTUDIO DE PROCEDENCIA Y GRADO DIAGENÉTICO DE LOS SEDIMENTOS EN LAS FORMACIONES CARBONERA, LAGUNILLAS E ISNOTÚ, UBICADAS EN LA CUENCA DE MARACAIBO

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela para
optar al título de Ingeniero Geólogo por las Brs.
Barrios Yáñez, Adriana Magaly
Lozano González, Aried del Valle

Caracas, Junio 2004

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ESTUDIO DE PROCEDENCIA Y GRADO DIAGENÉTICO DE LOS SEDIMENTOS EN LAS FORMACIONES CARBONERA, LAGUNILLAS E ISNOTÚ, UBICADAS EN LA CUENCA DE MARACAIBO

Tutor académico: María E. Sandoval
Cotutor académico: Jorge L. Mora

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela para
optar al título de Ingeniero Geólogo por las Brs.
Barrios Yáñez, Adriana Magaly
Lozano González, Aried del Valle

Caracas, Junio 2004

DEDICATORIA

Aried:

“Hay momentos en la vida en que se extraña tanto a algunas persona que quisieras sacarlas de tus sueños y envolverlas en un abrazo”.

Este logro alcanzado esta dedicado a esa persona que no solo me dio la vida sino me enseñó a vivirla, a ti Papá.

Adriana:

A Dios, que me ilumina cada día para que mis pasos sean acertados
A mis Padres, quienes me dieron el maravilloso privilegio de ser su hija

“...Gracias a la vida, que me ha dado tanto...”

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Central de Venezuela, esta magna casa de estudios que nos brindó sus espacios para nuestro crecimiento intelectual y personal, y donde pasamos inolvidables momentos que quedaron impresos en cada una de sus aulas.

A todos los profesores de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica por impartirnos sus conocimientos y formarnos en el campo de la geología.

A la Profesora María Eugenia Sandoval, por guiarnos en la realización de este trabajo, por sus enseñanzas en el área de la sedimentología y por brindarnos su amistad y cariño.

A la Profesora Olga Rey, por atendernos con cariño y paciencia siempre que la necesitamos, además por darnos ánimo en los momentos más difíciles.

Al Profesor Ricardo Alezones, por sus buenos consejos a lo largo de la realización de este trabajo, y por brindarnos su cariño y apoyo a lo largo de la carrera.

Al Profesor Paúl Romero, por dedicar desinteresadamente, parte de su tiempo para la realización del programa estadístico “Porcentaje”, base importante en este estudio.

A los profesores Jorge Mora y Mauricio Bermúdez, por suministrarnos la data que hizo posible este estudio, además de prestar su colaboración al momento de la realización de las secciones finas.

Al Profesor Sebastián Grande, porque siempre estuvo allí, compartiendo sus conocimientos.

Al Profesor y amigo Alfredo Mederos, por su enseñanza, cariño y amistad brindado desde comienzos de la carrera.

A la Licenciada Morella Mikaty, nuestra segunda mamá, quien nos brindó su cariño, apoyo y colaboración incondicional, sin esperar nada a cambio. La queremos mucho señora More...

A todos los pasantes de la Biblioteca de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica, en especial a nuestro amigo Eduardo Castillo, porque siempre nos presto su colaboración desinteresada.

A Eunice Silva, quien nos brindó su amistad y colaboración. Hemos compartido muy gratos momentos contigo: (bi...) muchas gracias por todo!!!

Aried Lozano quiere agradecer:

A Dios por regalarme la vida por segunda vez.

A mi mamá por enseñarme su coraje para seguir hacia adelante, por creer siempre en mi, y por estar a mi lado en todo momento.

A mi hermana y amiga por cuidar siempre de mi, apoyarme, brindarme su cariño y ser mi mejor ejemplo de lucha.

A mi abuelita, por ser una madre más para mi, gracias por esos consejos en los momentos justos, y por creer siempre que si lo lograría.

A Santiago, “***Mi Cielo***” gracias por tu apoyo incondicional tanto en los buenos como en los malos momentos, por las alegrías y tristezas compartidas, y por brindarme tu cariño desinteresado, pero sobre todo ***gracias por existir*** .

En algún momento leí que : *Un amigo es aquella persona que nos muestra el rumbo y recorre con nosotros parte del camino*, esta pequeña frase quisiera dedicársela a quienes considero que han compartido grandes momentos conmigo, es así como no puedo dejar de nombrar a mi amiga y compañera de tesis Adriana Barrios, gracias por llegar al final de esta carrera y alcanzar la meta juntas ;a Karla Sandoval, gracias por estar a mi lado a lo largo de todo este camino brindándome tu cariño y apoyo sin esperar nada a cambio; a Katty Ramírez, gracias por brindarme tu cariño y amistad; y a Raquel Monserratt y Andreina Montero por todos esos momentos que hemos compartido juntas desde hace ya mucho tiempo; en fin, gracias a todas porque se que siempre he podido contar con ustedes.

A todos aquellos compañeros y amigos de la escuela que me brindaron su apoyo, cariño y ayuda en algún momento importante de mi vida, además gracias por compartir junto conmigo los mejores momentos a lo largo de mi paso por la U.C.V.

A mi tutora y amiga Maria Eugenia Sandoval, gracias por compartir sus conocimientos conmigo, y por brindarme su amistad.

Adriana Barrios quiere agradecer:

A mis padres, quienes me enseñaron el valor de la constancia y la perseverancia. Mami, gracias por ser como eres y por quererme sin límites, tu apoyo incondicional me levantó el ánimo durante los días más difíciles en este trabajo. Papi, aunque no te tengo físicamente, se que me acompañaste en todo momento y que estás y estarás siempre muy orgulloso de mi, este trabajo está dedicado a ti, siempre quisiste esto para mi, ya lo ves, aquí está.

A mis verdaderos amigos, Marismelia, Jennifer, Capino, Clemen, Nati, Luis y Victor, que me acompañan y me hacen reír siempre que pueden, a todos ustedes un beso. Mari, quien lo diría, que íbamos a convertirnos en tan buenas amigas, siempre has estado conmigo, en las buenas y en las malas, sobre todo en las malas y eso es algo que vale mucho, de corazón muchas gracias por todo, te quiero mucho amiga.

A los amigos que conozco desde que entré en este mundo de la ingeniería: Karen, Jerina, Johenny, Diego y Victor, con ustedes he pasado y compartido muy bonitos momentos. Gracias!!!

A todos aquellos compañeros con los que compartí además de salones de clase momentos inolvidables en estos últimos meses y que de alguna u otra manera tuvieron que ver con este trabajo, a todos ustedes infinitas gracias.

Por último, pero no menos importante, a mi querida y gran amiga Aried; este embarazo de catorce meses no estuvo fácil mi amiga, sobre todo soportarme, pero lo logramos finalmente, y lo más importante de todo, siento que he conseguido una amiga incondicional, que estará siempre allí para escucharme y aconsejarme, aunque esos consejos no sean muy acertados en todo momento y tú lo sabes (jeje). Te quiero mucho amiga. Sabes que puedes contar conmigo para lo que sea.

Barrios Y. Adriana M.
Lozano. G. Aried del V.

**ESTUDIO DE PROCEDENCIA Y GRADO DIAGENÉTICO DE
LOS SEDIMENTOS EN LAS FORMACIONES CARBONERA
LAGUNILLAS E ISNOTÚ, UBICADAS EN LA CUENCA DE
MARACAIBO**

Tutor Académico: María Eugenia Sandoval. Cotutor Académico: Jorge L. Mora. Tesis. Caracas, UCV. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Departamento de Geología. 2004. 129 p.

Palabras Claves: Procedencia, Diagénesis, Formación Carbonera, Formación Lagunillas, Formación Isnotú

Resumen. Mediante el análisis petrográfico modal, y basados en los diagramas ternarios propuestos por DICKINSON *et al.* (1983), se determinó la posible procedencia de los sedimentos que constituyen las formaciones Carbonera, Lagunillas e Isnotú.

Además, se determinó, mediante el análisis petrográfico visual, el grado diagenético de las rocas pertenecientes a las formaciones Carbonera, Lagunillas e Isnotú, depositadas en la Cuenca de Maracaibo durante el Terciario. Las rocas estudiadas para cada una de las formaciones se encuentran en el subsuelo, en el suroeste de la cuenca para la Formación Carbonera y, en el este-noreste para las formaciones Lagunillas e Isnotú.

Un total de 39 muestras fueron analizadas por petrografía modal, mediante microscopía de luz polarizante. Este análisis consistió en el conteo de 300 puntos, mililímetro a milímetro, para cada una de las muestras, determinándole a cada grano,

su composición mineralógica, tamaño y forma. Por otra parte, la petrografía visual se realizó con la finalidad de determinar las características texturales de las rocas, y procesos diagenéticos que afectaron estos sedimentos luego de ser depositadas en la cuenca.

Así mismo, se utilizaron histogramas de frecuencia para determinar la cantidad de posibles fuentes de aporte de sedimentos a partir de la modalidad dentro de cada uno de los histogramas, tomando en cuenta la tendencia de la curva de frecuencias y el escogimiento de los granos dentro de las mismas.

A partir de la interpretación de los resultados obtenidos, se logró determinar para la Formación Carbonera una posible procedencia con tendencia al norte noreste de la Cordillera Central de Colombia, siendo el Complejo Migmatítico de Mitú la fuente de aporte de los sedimentos. Igualmente, para el momento de depositación de la Formación Lagunillas, la procedencia de los sedimentos pudo provenir, posiblemente, del este noreste de la Sierra de Perijá y el oeste de Los Andes de Mérida, siendo sus fuentes de aporte de sedimentos el Complejo Iglesias y las Volcánicas de la Ge o El Totumo. Por último, los sedimentos que constituyen la Formación Isnotú, pudieron haber provenido principalmente del oeste de Los Andes de Mérida, siendo sus fuentes de aporte principales el Complejo Iglesias y las Volcánicas de La Quinta.

Las interpretaciones que resultan del análisis diagenético concluyen que la Formación Carbonera ha sufrido una diagénesis somera a intermedia, mientras que la Formación Lagunillas ha alcanzado inicios de diagénesis profunda, y por último, la Formación Isnotú no alcanzó el inicio de una diagénesis intermedia.

LISTA DE TABLAS

		pp.
Tabla 1.	Variables composicionales propuestas por YORIS (1989)	43
Tabla 2.	Escala Granulométrica Udden-Wentworth	45
Tabla 3.	Secuencia Paragenética para la Formación Carbonera	88
Tabla 4.	Secuencia Paragenética para la Formación Lagunillas	91
Tabla 5.	Secuencia Paragenética para la Formación Isnotú	95
Tabla 6.	Determinación de la procedencia y ambiente tectónico a partir de la composición Q-F-L de las areniscas	101

LISTA DE FIGURAS

	PP.
Figura 1. Mapa de Ubicación del área de estudio	3
Figura 2. Correlación de la Cuenca de Maracaibo	9
Figura 3. Tendencia del basamento paleozoico y jurásico para el noroeste de Venezuela	10
Figura 4. Paleogeografía del Jurásico	26
Figura 5. Paleogeografía del Aptiense al Cenomaniense	27
Figura 6. Sección SW-NE que representa la evolución tectónica del margen noroccidental de Venezuela	29
Figura 7. Avance del cinturón de corrimiento durante el Eoceno Temprano	30
Figura 8. Paleogeografía del Paleoceno	31
Figura 9. Avance del cinturón de corrimiento durante el Paleoceno Tardío	31
Figura 10. Paleogeografía del Eoceno Temprano	32
Figura 11. Paleogeografía del Eoceno Medio tardío a Tardío	33
Figura 12. Estilos estructurales presentes en la Cuenca de Maracaibo	34
Figura 13. Paleogeografía del Oligoceno	35
Figura 14. Paleogeografía del Mioceno-Plioceno	37
Figura 15. Tipos de modalidad	39
Figura 16. Asimetría de las curvas de frecuencia	40
Figura 17. Kurtosis de las curvas de frecuencia.	40
Figura 18. Sistema de clasificación de areniscas propuesto por DOTT y modificado por PETTIJOHN (1972)	44
Figura 19. Cuarzo monocristalino ígneo plutónico	47
Figura 20. Cuarzos metavolcánicos.	48
Figura 21. Cuarzo metamórfico policristalino de 2-3 unidades cristalinas	48
Figura 22. Plagioclasa con maclado tipo albita	49
Figura 23. Microclino con maclado polisintético	50
Figura 24. Fragmento de roca volcánico con microcristales de cuarzo y feldespato	50
Figura 25. Filita micáceo cuarzosa levemente deformada	51
Figura 26. Fragmento de chert	51
Figura 27. Biotita bastante deformada	52
Figura 28. Grano detrítico de hematita	53

Figura 29.	Grano de circón mostrando su alta birrefringencia	53
Figura 30.	Matriz formada por minerales de arcilla de capas mixta illita/smectita	53
Figura 31.	Caolinita en forma de cemento rellenando poro	54
Figura 32.	Porosidad intrapartícula creada por la disolución de feldespatos a través de sus planos de clivaje	55
Figura 33.	Porosidad por fractura.	55
Figura 34.	Cuarzo ígneo volcánico y cuarzo ígneo plutónico	57
Figura 35.	Feldespatos tipo ortosa y plagioclasa.	58
Figura 36.	Fragmento de roca metamórfico tipo esquisto micáceo cuarzoso	59
Figura 37.	Fragmento de roca volcánico nícoles cruzados	59
Figura 38.	Fragmento de roca volcánico nícoles paralelos	59
Figura 39.	Minerales opacos del tipo hematita (marrón oscuro) y goethita (marrón claro)	60
Figura 40.	Hematita y goethita bajo luz reflejada	60
Figura 41.	Cristal de turmalina	60
Figura 42.	Minerales de arcilla tipo illita/smectita en forma de matriz	61
Figura 43.	Cemento de caolinita y clorita caolinita	62
Figura 44.	Cemento de illita/smectita	62
Figura 45.	Tipos de porosidad predominante	63
Figura 46.	Cuarzo ígneo plutónico con más de 3 unidades cristalinas	64
Figura 47.	Feldespatos indeterminado algo deformado y bastante alterado	65
Figura 48.	Feldespatos tipo ortosa disueltos a través de sus planos de clivaje	65
Figura 49.	Fragmento de roca metamórfico tipo esquisto micáceo cuarzoso.	66
Figura 50.	Fragmento de roca metamórfico tipo filita micáceo cuarzosa	66
Figura 51.	Fragmento roca volcánico deformado	67
Figura 52.	Matriz limo arcillosa compuesta por minerales de arcilla y granos de cuarzo tamaño arcilla	68
Figura 53.	Minerales de arcilla illita y/o clorita en forma de cemento rellenando poros.	68
Figura 54.	Disolución parcial de matriz generando porosidad secundaria.	69
Figura 55.	Procesos de compactación. Moscovita algo deformada.	71
Figura 56.	Sobrecrecimiento sintaxial de cuarzo.	72
Figura 57.	Disolución parcial de la matriz.	75
Figura 58.	Alteración de feldespatos a minerales de arcilla	76

Figura 59.	Disolución de la matriz limo-arcillosa.	79
Figura 60.	Cristales de siderita y glauconita precipitados en forma de cemento.	80
Figura 61.	Alteración de micas a illita/smectita	81
Figura 62.	Hematita en forma de cemento relleno de fracturas.	83
Figura 63.	Cristales de clorita precipitados en espacios porosos	84
Figura 64.	Proceso de disolución de feldespatos tipo ortosa.	85
Figura 65.	Feldespato indeterminado.	86
Figura 66.	Diagramas Ternarios propuestos por DICKINSON <i>et al.</i> (1983)	100
Figura 67.	Contenido Modal de las areniscas procedentes de diferentes ambientes tectónicos a partir de los diagramas de DICKINSON <i>et al.</i> (1983).	102
Figura 68.	Diagramas Ternarios que muestran la tendencia de la procedencia de los sedimentos de las formaciones Carbonera, Lagunillas e Isnotú	104
Figura 69.	Mapa Geológico de la Cordillera Central de Colombia.	111
Figura 70.	Corte Esquemático a través de la Cuenca de Maracaibo	112
Figura 71.	Mapa Geológico de la Sierra de Perijá	114
Figura 72.	Mapa Geológico de la Cordillera de Mérida	116

ÍNDICE GENERAL

DEDICATORIA.....	ii
AGRADECIMIENTOS.....	iii
RESUMEN.....	vi
LISTA DE TABLAS.....	x
LISTA DE FIGURAS.....	xi
1. INTRODUCCIÓN.....	2
1.1. OBJETIVOS.....	2
1.1.1. OBJETIVO GENERAL.....	2
1.1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	2
1.2. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	3
1.3. METODOLOGÍA UTILIZADA.....	4
1.4. ANTECEDENTES.....	5
2 GEOLOGÍA REGIONAL.....	8
2.1. ESTRATIGRAFÍA REGIONAL.....	8
2.1.1. PRECÁMBRICO Y PALEOZOICO.....	11
2.1.1.1. Región de Los Andes.....	11
2.1.1.2. Región de la Sierra de Perijá.....	14
2.1.2. MESOZOICO.....	17
2.1.2.1. Triásico-Jurásico.....	17
2.1.2.2. Cretácico.....	19
2.1.3. CENOZOICO.....	20
2.2. EVOLUCIÓN TECTÓNICA Y GEODINÁMICA DE LA CUENCA DE MARACAIBO.....	24
3. GEOESTADÍSTICA.....	38
3.1. GENERALIDADES.....	38
3.2. INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS.....	41
4. GEOLOGÍA LOCAL.....	42
4.1. DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA.....	42
4.1.1. GENERALIDADES.....	42
4.1.2. DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE LA FORMACIÓN CARBONERA.....	46
4.1.2.1. Cuarzo.....	46
4.1.2.2. Feldespatos.....	49
4.1.2.3. Fragmentos Líticos.....	50
4.1.2.4. Otros minerales.....	52
4.1.2.5. Matriz.....	53
4.1.2.6. Cemento.....	54
4.1.2.7. Porosidad.....	55
4.1.3. DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE LA FORMACIÓN LAGUNILLAS.....	56
4.1.3.1. Cuarzo.....	56
4.1.3.2. Feldespatos.....	57
4.1.3.3. Fragmentos Líticos.....	58
4.1.3.4. Otros Minerales.....	60
4.1.3.5. Matriz.....	61
4.1.3.6. Cemento.....	61
4.1.3.7. Porosidad.....	62
4.1.4. DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE LA FORMACIÓN ISNOTÚ.....	63
4.1.4.1. Cuarzo.....	64
4.1.4.2. Feldespatos.....	65
4.1.4.3. Fragmentos Líticos.....	66
4.1.4.4. Otros Minerales.....	67

4.1.4.5. Matriz.....	67
4.1.4.6. Cemento.....	68
4.1.4.7. Porosidad.....	69
4.2. DIAGÉNESIS.....	69
4.2.2. <i>PROCESOS DIAGENÉTICOS DE LA FORMACIÓN CARBONERA</i>	70
4.2.2.1. Compactación.....	70
4.2.2.2. Cementación.....	71
4.2.2.3. Disolución.....	74
4.2.2.4. Reemplazo.....	75
4.2.2.5. Alteración.....	75
4.2.3. <i>PROCESOS DIAGENÉTICOS DE LA FORMACIÓN LAGUNILLAS</i>	76
4.2.3.1. Compactación.....	76
4.2.3.2. Cementación.....	77
4.2.3.3. Disolución.....	79
4.2.3.4. Reemplazo.....	80
4.2.3.5. Alteración.....	81
4.2.4. <i>PROCESOS DIAGENÉTICOS DE LA FORMACIÓN ISNOTÚ</i>	82
4.2.4.1. Compactación.....	82
4.2.4.2. Cementación.....	82
4.2.4.3. Disolución.....	84
4.2.4.4. Reemplazo.....	85
4.2.4.5. Alteración.....	86
4.3. SECUENCIAS PAREGENÉTICAS.....	87
4.3.1. <i>GENERALIDADES</i>	87
4.3.2. <i>SECUENCIA PARAGENÉTICA DE LA FORMACIÓN CARBONERA</i>	87
4.3.2.1. Diagénesis Somera.....	89
4.3.2.2. Diagénesis Intermedia.....	90
4.3.3. <i>SECUENCIA PARAGENÉTICA DE LA FORMACIÓN LAGUNILLAS</i>	90
4.3.3.1. Diagénesis Somera.....	90
4.3.3.2. Diagénesis Intermedia.....	92
4.3.3.3. Diagénesis Profunda.....	93
4.3.4. <i>SECUENCIA PARAGENÉTICA DE LA FORMACIÓN ISNOTÚ</i>	94
4.3.4.1. Diagénesis Somera.....	96
4.4. EVOLUCIÓN DE LA POROSIDAD Y CALIDAD DE LAS ARENISCAS COMO RESERVORIO.....	97
5. PROCEDENCIA.....	99
5.1 GENERALIDADES.....	99
5.1.1. <i>FORMACIÓN CARBONERA</i>	107
5.1.2. <i>FORMACIÓN LAGUNILLAS</i>	107
5.1.3. <i>FORMACIÓN ISNOTÚ</i>	108
5.2. PROCEDENCIA ASOCIADA A LA TECTÓNICA CARIBE.....	109
5.2.1. <i>FORMACIÓN CARBONERA</i>	109
5.2.2. <i>FORMACIÓN LAGUNILLAS</i>	113
5.2.3. <i>FORMACIÓN ISNOTÚ</i>	118
6. CONCLUSIONES.....	120
6.1. FORMACIÓN CARBONERA.....	120
6.2. FORMACIÓN LAGUNILLAS.....	121
6.3. FORMACIÓN ISNOTÚ.....	122
7. RECOMENDACIONES.....	124
8. BIBLIOGRAFÍA.....	125

CAPÍTULO I

1. INTRODUCCIÓN

1.1. OBJETIVOS

1.1.1. OBJETIVO GENERAL

El objeto principal del presente Trabajo Especial de Grado es determinar las posibles fuentes de aporte de sedimentos para las rocas clásticas de las formaciones Carbonera, Lagunillas e Isnotú ubicadas en el subsuelo de la Cuenca de Maracaibo, y relacionar dicha procedencia dentro del marco de la tectónica Andina, además de estudiar la diagénesis de dichas rocas.

1.1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- (a) Realizar el estudio petrográfico modal detallado contando 300 puntos por sección fina, las cuales corresponden a los intervalos definidos para las formaciones Carbonera, Lagunillas e Isnotú, además de realizar la petrografía visual detallada de las mismas
- (b) Uso del programa inédito “Porcentaje” creado por el Profesor Paúl Romero (2004) con la finalidad de generar una serie de datos estadísticos
- (c) Interpretar los datos estadísticos para determinar la composición mineralógica y la procedencia de los sedimentos, a través de los diagramas ternarios propuestos por DICKINSON *et al.* (1983)
- (d) Establecer los procesos diagenéticos que actuaron sobre estos sedimentos, para posteriormente determinar su paragénesis
- (e) Relacionar la procedencia de los sedimentos en estudio con la evolución de la tectónica Andina

1.2. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

La zona de estudio se encuentra ubicada en la Cuenca de Maracaibo, estado Zulia, y comprende los campos Los Manueles y Rosario que atraviesan la Formación Carbonera en la zona sur-occidental del estado; los campos Bloque I, Bloque II, Bloque III, Bloque IV que atraviesan la Formación Lagunillas en el centro de Lago de Maracaibo y el campo Mene Grande que atraviesa la Formación Isnotú en la Costa Oriental de Lago de Maracaibo (Figura 1).

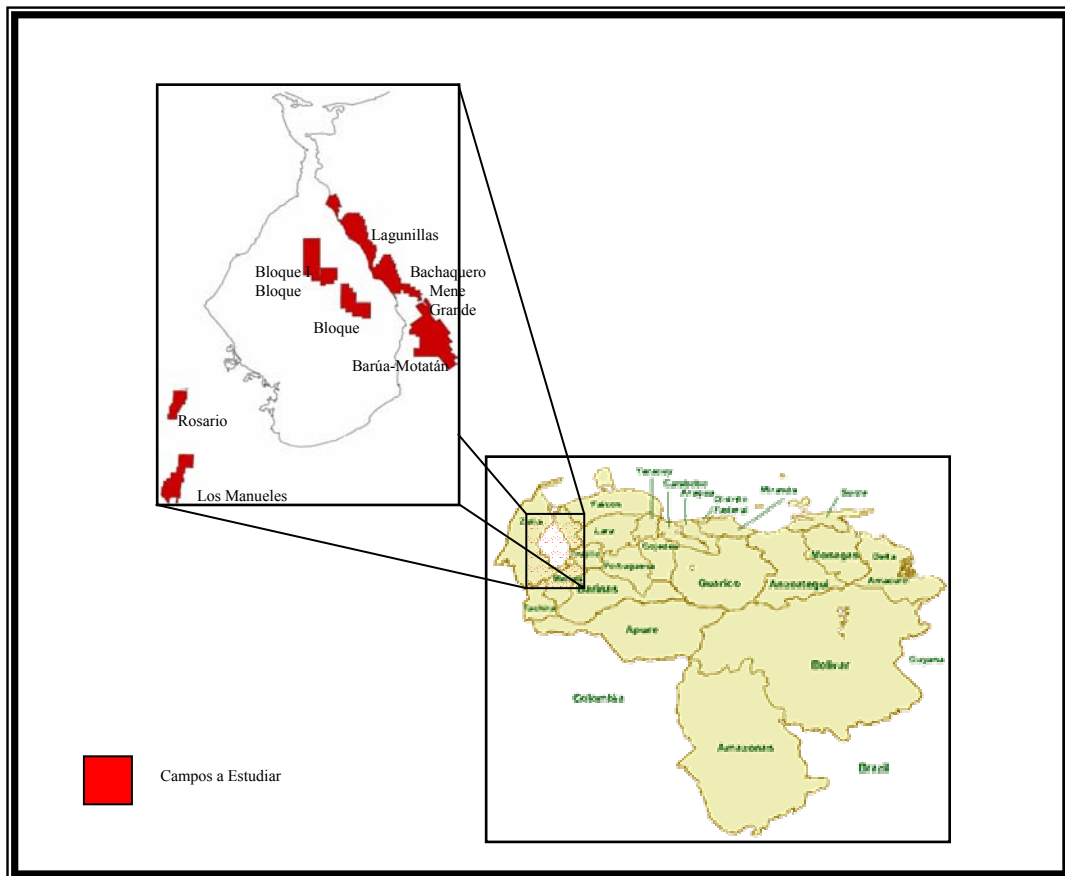


Figura 1. Mapa de Ubicación del área de estudio.

1.3. METODOLOGÍA UTILIZADA

Fase I: Búsqueda de Información

- (a) Recopilación del material bibliográfico referente al área de estudio, tomando en cuenta la revisión de trabajos previos realizados en la zona y concernientes al tema a tratar, así como textos especializados en el tema
- (b) Elaboración preliminar del inventario de la colección de muestras del área de sedimentología de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica
- (c) Selección de las muestras pertenecientes a los intervalos correspondientes a las formaciones de interés

Fase II: Análisis de Muestras

- (a) Estudio petrográfico modal detallado de 39 muestras de areniscas para el estudio de procedencia de sedimentos. Este estudio consiste en un conteo de 300 puntos cada milímetro, determinándole a cada grano su forma, diámetro mayor y menor, y composición mineralógica
- (b) Estudio petrográfico visual detallado de las 39 muestras, a partir del cual, se determinan los procesos diagenéticos que afectaron a cada una de las formaciones en estudio
- (c) Cargar los resultados obtenidos del análisis modal en el programa “Porcentaje” creado con la finalidad de arrojar una base de datos estadísticos

Fase III: Interpretación de los datos obtenidos

- (a) Los datos obtenidos a partir del programa “Porcentaje” se grafican en los diagramas ternarios propuestos por DICKINSON *et al.* (1983) para determinar las posibles fuentes de aporte de los sedimentos depositados en la Cuenca de Maracaibo en los intervalos de las formaciones de interés

- (b) Establecer los procesos diagenéticos que actuaron sobre los sedimentos y determinar posteriormente su paragénesis
- (c) Relacionar las fuentes de aporte de sedimentos con la evolución de la tectónica Caribe

Fase IV: Redacción del Trabajo Especial de Grado

1.4. ANTECEDENTES

En el subsuelo de la Cuenca de Maracaibo no se han realizado trabajos previos concernientes al estudio de procedencia de los sedimentos en las formaciones Carbonera, Lagunillas e Isnotú, pertenecientes al Terciario. Sin embargo, existen algunos trabajos realizados en estas formaciones basados en análisis litológicos, ambientales y estructurales.

En cuanto a estudios de procedencia se pueden citar los realizados en otras formaciones ubicadas tanto en la Cuenca de Maracaibo como en las áreas adyacentes a la misma.

ALFONSO (1978), estudió la zona de Independencia en el estado Táchira, donde aflora parte de la Formación Carbonera. Realizó un levantamiento geológico general de la zona y una sección estratigráfica; recolectó muestras para análisis petrográficos, lavado de lutitas, difracción de rayos x, y estudios de minerales pesados. Posterior a estos análisis, el autor pudo concluir que la fuente de aporte de sedimentos para esta formación posiblemente proviene de las formaciones cretácicas como La Luna, Colón y Mito Juan; además propone una etapa de diagénesis temprana.

CHACARTEGUI (1985) realizó un estudio en diferentes pozos que penetran la Formación Lagunillas, con el fin de establecer una secuencia paragenética y analizar la calidad de esta roca como reservorio de hidrocarburo. Para ello se describieron las características litológicas, además se analizaron cierto número de secciones finas para determinar su composición mineralógica, textura, características diagenéticas y el tipo de matriz presente en estas areniscas. Finalmente el autor concluyó que no existe relación entre las unidades litológicas y el tipo de diagénesis que la afectó, y definió varios eventos diagenéticos durante un soterramiento somero marcados por: precipitación de rombos de siderita, así como la precipitación posterior de sílice en forma de sobrecrecimiento de cuarzo, subsiguiente precipitación de cemento caolinítico y, por último, el emplazamiento de hidrocarburos en las areniscas.

CASTILLO (1995) realizó un estudio de procedencia de los sedimentos en las formaciones Trujillo, Misoa y Mirador y su relación con la tectónica Caribe y Andina en la Cuenca de Maracaibo. Para ello, a las muestras seleccionadas previamente se les realizó un análisis petrográfico modal. Los datos obtenidos se introdujeron en los diagramas ternarios propuestos por DICKINSON Y SUCZEK (1979), y DICKINSON *et al.* (1983); para concluir una multiplicidad en la procedencia de los sedimentos de las formaciones en estudio, la cual varía entre bloque continental y orógeno reciclado.

CARDOZO (1996) estudió las muestras de algunos pozos ubicados en el sector oriental del subsuelo del Lago de Maracaibo que penetran la Formación Misoa, con el objetivo principal de determinar la procedencia de las rocas clásticas de esta formación y la relación que tuvo la tectónica Caribe en su sedimentación. A través de los diagramas ternarios propuestos DICKINSON Y SUCZEK (*op. cit.*), la interpretación petrográfica de los minerales pesados, y fragmentos líticos, se determinó la procedencia, la cual varía gradualmente desde orógeno reciclado a cratón interior, es decir, principalmente desde la cadena Caribe, representando los depósitos de molasas deltaicas dentro de una cuenca *foreland*.

MILIÁN (1998) determinó la procedencia de la Formación Misoa en el subsuelo del Lago de Maracaibo. Para ello el autor analizó las muestras por petrografía modal contando no menos de 250 puntos por sección fina. Los datos fueron cargados en los programas CARGADAT.BAS y MODALMUN.BAS (YORIS 1989) para obtener los resultados que posteriormente se interpretaron estadísticamente y graficaron en los diagramas ternarios de procedencia de DICKINSON Y SUCZEK (1979.) y DICKINSON *et al.* (*op. cit.*). Finalmente, el autor interpreta que la procedencia de las rocas de esta formación, se encuentra en el suroeste de la zona en estudio (Cordillera Central Colombiana) y al noreste de la misma (Cadena Caribe).

NÚÑEZ (1998) realizó un estudio de procedencia en la Formación Misoa en el subsuelo del Lago de Maracaibo. Estudió un número determinado de secciones finas a través de la petrografía modal cuyos datos obtenidos se introdujeron en los programas CARGADAT.BAS y MODALMUN.BAS, los cuales suministran los resultados estadísticos que posteriormente se graficaron en los diagramas ternarios propuestos por DICKINSON Y SUCZEK (1979) y DICKINSON *et al.* (1983); además se tomó en cuenta también el significado petrográfico de los minerales pesados y fragmentos líticos que se identificaron. Por último interpretó para las rocas clásticas del Eoceno, una multiplicidad en la procedencia, que dependiendo del nivel estratigráfico varía de cratón interior a orógeno reciclado.

CAPÍTULO II

2 GEOLOGÍA REGIONAL

La Cuenca de Maracaibo se encuentra ubicada al noroeste de Venezuela y está delimitada por las sierras andinas, al este y sureste de la cuenca por Los Andes de Mérida, al noreste por la Serranía de Trujillo y, al oeste y suroeste por la Sierra de Perijá de Venezuela y Colombia.

Según LUGO & MANN (1995), esta cuenca cubre un área de 30.000km² aproximadamente dentro del bloque tectónico Maracaibo, el cual presenta forma triangular y está limitado por tres sistemas de falla principales: al norte, el sistema de la Falla de Oca, al este, el sistema de la Falla de Boconó y, al oeste, el sistema de la Falla de Santa Marta-Bucaramanga. Actualmente, forma una depresión topográfica cubierta por el Lago de Maracaibo, con una profundidad máxima de 31m y contiene hasta 7km de cobertura sedimentaria que suprayace al basamento conformado por la capas rojas del Jurásico y complejos ígneos metamórficos de edad Mesozoico tardío (ROJAS 2000).

2.1. ESTRATIGRAFÍA REGIONAL

La Cuenca de Maracaibo se encuentra constituida por sedimentos depositados desde el Jurásico hasta el Holoceno, sin embargo, el mayor volumen de sedimentos depositados ocurre durante el Cenozoico (Figura 2).

Según LUGO (1991), el basamento de la cuenca se conforma por dos unidades principales: la primera corresponde a las rocas metasedimentarias correlacionables a la Formación Mucuchachí y equivalentes, de edad Paleozoico temprano a medio, con una orientación preferencial noroeste-norte a lo largo del Arco de Mérida; la segunda,

a las capas rojas de la Formación La Quinta de edad Jurásico que rellenan los grábenes de tendencia nor-noreste (Figura 3).

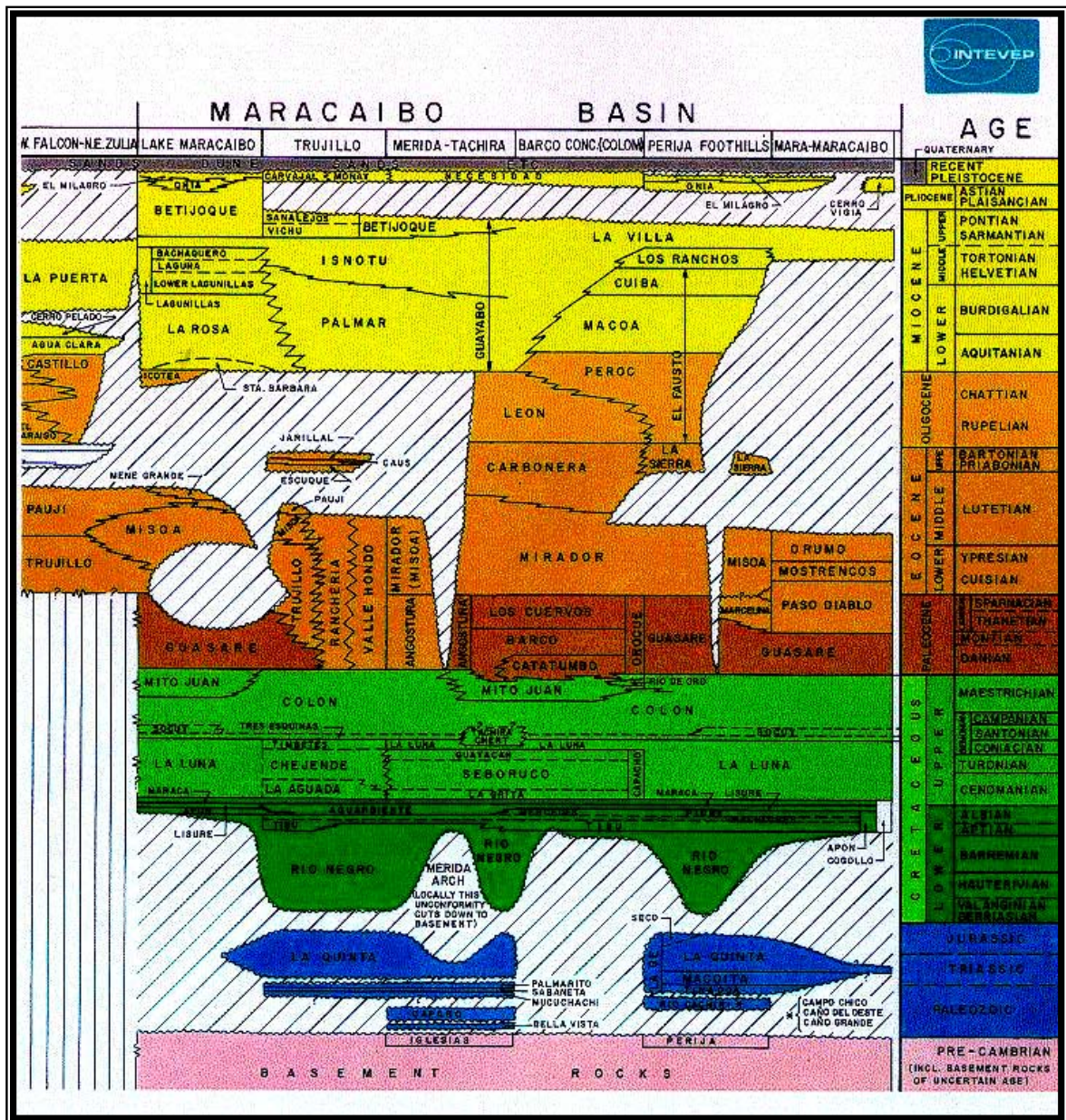


Figura 2. Cuadro de Correlación de la Cuenca de Maracaibo. Tomado de L.E.E.V (2001)

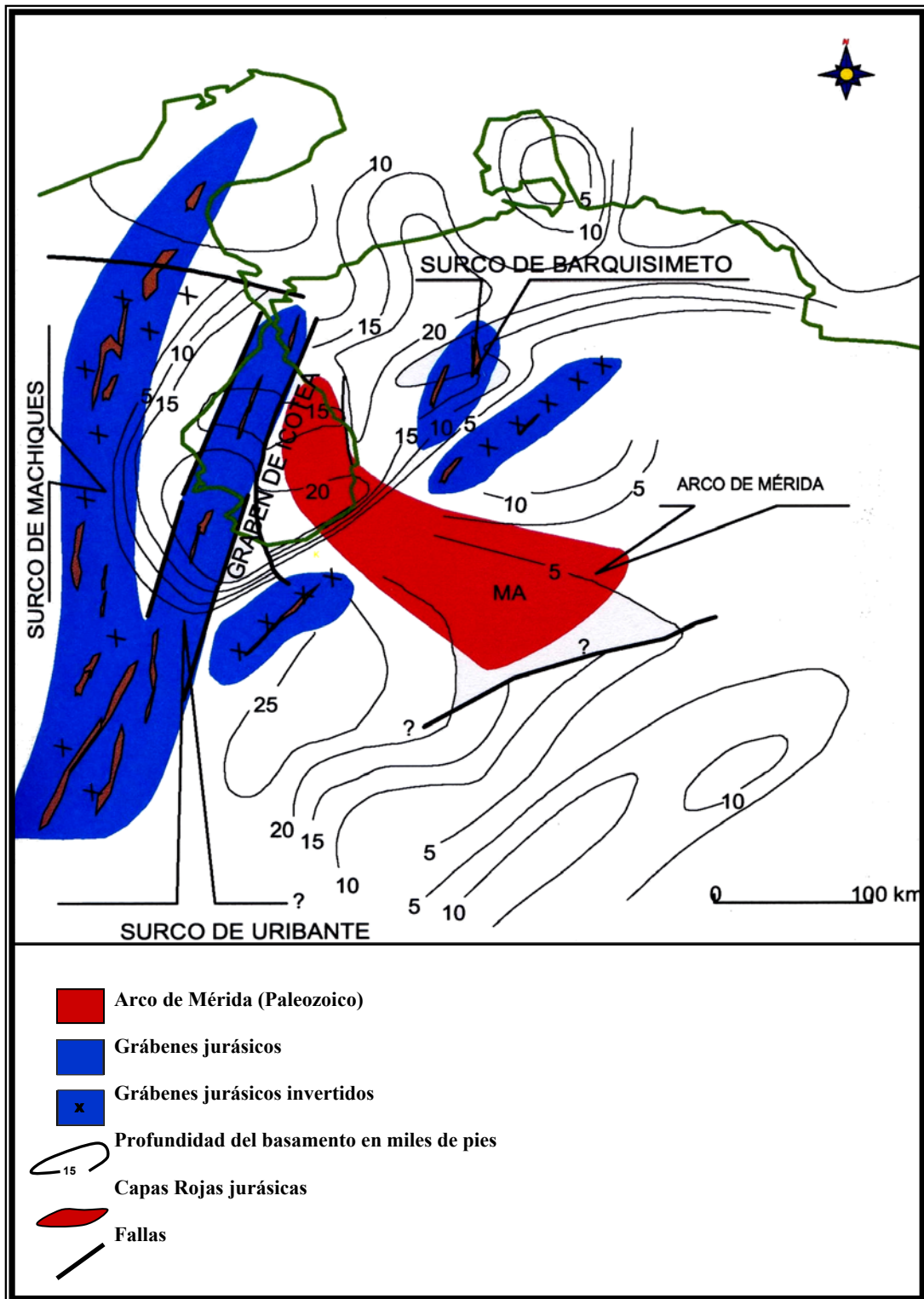


Figura 3. Tendencias del Basamento paleozoico y jurásico para el noroeste de Venezuela.
Tomado y modificado de LUGO (1991)

2.1.1. PRECÁMBRICO Y PALEOZOICO

La historia precámbrica y paleozoica de la Cuenca de Maracaibo aún no se conoce en su totalidad, debido a la escasez de controles radiométricos que ayuden a establecer las edades con mayor precisión. Además, las relaciones estratigráficas son de alta complejidad por los diferentes eventos metamórficos ocurridos en el área (ROJAS 2000).

Según GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980), en la Cuenca del Lago de Maracaibo por debajo de las formaciones de edad Cretácico, se encuentran por lo general, rocas metamórficas similares litológicamente a las secuencias andinas y/o perijanas.

Terrenos alóctonos de edad Cámbrico-Silúrico iniciaron su adosamiento a Suramérica como constituyentes del Cinturón Orogénico Caledoniano (Cámbrico-Devónico Temprano) los cuales se reconocen como parte del basamento de Los Andes de Mérida y de la Cuenca del Lago de Maracaibo, donde afloran rocas ígneas graníticas y, rocas sedimentarias de ambientes plataformales y marino profundo, mientras que, los terrenos alóctonos de edad Devónico adosados a Suramérica, están ahora aflorando en la Sierra de Perijá (OSTOS & YORIS 1997).

2.1.1.1. Región de Los Andes

Formada por los bloques suturados de Mérida (alóctono) y Caparo (autóctono).

El Bloque Mérida se encuentra conformado por un basamento precámbrico correspondiente al Complejo Iglesias, caracterizado por ortogneis biotítico, gneis migmatítico, augengneis porfidoblástico biotítico de grano grueso, gneis de grano fino con granate y biotita, micaesquistos granatíferos; gneis diorítico y granítico,

escasos paragneises y sills de anfibolita; esquisto y gneis cuarzo-feldespático-micáceo-granatífero, ortogneis granítico y anfibolitas; localmente se encuentran cuerpos lenticulares de cuarcitas, migmatitas y mármoles y, en el tope de la sección, esquistos pelíticos bien laminados con estauroлита, andalucita y cianita. El prototipo de este complejo, se considera esencialmente de origen sedimentario y, es en parte, de origen magmático, de acuerdo a las características petrológicas, geoquímicas y magmáticas (BELLIZIA & PIMENTEL 1994, cit. en L.E.E.V. 2001). Este conjunto litológico se depositó posiblemente en un ambiente plataformal.

Suprayacente al Complejo Iglesias, en contacto discordante, se encuentra una asociación de rocas metamórficas sin diferenciar, Asociación Tostós, aunque según GRAUCH (1975, cit. en GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980) consiste en esquistos y filitas de grano fino, verdes a azul grisáceo, con unidades menores de anfibolitas, limolitas y conglomerados. BELLIZIA & PIMENTEL (*op. cit.*, cit. en L.E.E.V. *op. cit.*) basados en semejanzas con la Formación Mucuchachí, le asignan una edad Paleozoico tardío.

Suprayacente a la Asociación Tostós y en contacto discordante, se encuentra la Formación Mucuchachí, representada por sedimentos pelágicos posiblemente metamorfizados en las facies de los esquistos verdes y anfibolita (GONZÁLEZ DE JUANA *et al. op. cit.*) y, una secuencia de pizarras laminadas y pizarras limosas de color negro a gris verdoso, carbonosas y en parte filíticas. Las compañías SHELL & CREOLE (1964, cit. en L.E.E.V. 2001) mencionan restos de braquiópodos, bivalvos, briozoarios, corales y crinoideos dentro de esta formación, mientras que, PFEFFERKORN (1977, cit. en L.E.E.V. *op. cit.*) resalta la presencia de megaflores, la cual aunada a los fósiles invertebrados, arrojaron todas una edad Pensilvaniense. Por otro lado, ARNOLD (1966) HARGRAVES & SHAGAM (1970, cit. en ROJAS 2000) indican la presencia de fragmentos de rocas metamórficas en la Formación Sabaneta, de edad Pensilvaniense-Pérmico, similares a los de la Formación Mucuchachí, provenientes posiblemente de esta última, que podría indicar un levantamiento de las

rocas de Mucuchachí para el tiempo en el que Sabaneta se depositaba y marcar así una edad para la Formación Mucuchachí de pre Pensilvaniense.

El Bloque Caparo, se encuentra conformado por un basamento Precámbrico conocido como Asociación Bella Vista, caracterizada por filitas, esquistos micáceos y pizarras, con intrusiones locales de granito rosado, granito porfirítico gris, pegmatitas y cuarzo de veta. De acuerdo a determinaciones radiométricas realizadas a algunas intrusiones locales de granitos se le asigna a esta asociación una edad Precámbrico tardío. A la Formación Cerro Azul, metamórfica, inicialmente se le asigna una edad Cámbrico, la cual no se ha determinado exactamente, pero debido a análisis realizados en intrusiones graníticas dentro de la formación, que aportan datos de edad Ordovícico, induce a pensar que la roca caja es más antigua, por lo que se incluye dentro de la Asociación Bella Vista.

Sobre la Formación Cerro Azul, en contacto sin diferenciar, se deposita para el Ordovícico Tardío la Formación Caparo, constituida principalmente por rocas sedimentarias con abundantes trilobites, braquiópodos y graptolites; caracterizada por limolitas arenáceas gris oscuro, limolitas finamente micáceas, localmente carbonáceas, frecuentemente laminadas y areniscas de grano fino a medio.

La Formación El Horno, en contacto infrayacente sin diferenciar con la Formación Caparo, se caracteriza por lodolitas limosas azul-verde, lutitas laminadas y areniscas micáceas masivas; algunos niveles conglomeráticos que se intercalan en la sección están integrados por bloques de roca de la Asociación Bella Vista, granitos y areniscas micáceas que indican tectonismo en el área de dispersión, situada al sureste durante gran parte del Silúrico (L.E.E.V. 1999).

Posteriormente, durante la Orogénesis Herciniana (Carbonífero-Triásico Temprano), continúan suturándose estos terrenos, para luego depositarse las formaciones Sabaneta y Palmarito.

La Formación Sabaneta presenta un gran hiato en su contacto infrayacente con la Formación EL Horno, producto de la orogénesis. Está caracterizada principalmente por una secuencia de areniscas gruesas a guijarrosas, de color gris a marrón, que pasan hacia arriba a una intercalación de limolitas y areniscas de color rojo a rojo violeta; en la parte superior de esta unidad se presentan concreciones de algas, las cuales, mediante estudios de palinología, arrojan una edad Carbonífero Superior-Pérmico Inferior.

Suprayacente a la Formación Sabaneta y en contacto transicional, se depositó la Formación Palmarito, compuesta por una secuencia de lutitas, principalmente marinas, limolitas, areniscas y margas, que gradan hacia arriba a calizas marinas con contenido fosilífero. De acuerdo al estudio de los fósiles, se le asigna a la unidad una edad comprendida entre el Carbonífero Superior-Pérmico medio.

2.1.1.2. Región de la Sierra de Perijá

La secuencia sedimentaria depositada en la región de la actual Sierra de Perijá, descansa sobre un basamento metamórfico sin diferenciar de edad pre-Devónico, el cual LIDDLE *et al.* (1943, cit. en L.E.E.V.2001) definieron con el nombre de Serie Sierra de Perijá, por ser el complejo basal de dicha sierra, el cual describieron como cuarcitas muy duras y, micaesquistos y esquistos gneisoides intrusionados por granito; así mismo, le asignan una edad Precámbrico aun cuestionada.

Para el Devónico Temprano, se deposita la secuencia sedimentaria perteneciente al Grupo Río Cachirí, el cual comprende cuatro formaciones:

La Formación Los Guineos, cuyos contactos litológicos en la base con las metamórficas de la Serie Perijá y en el tope, con la Formación Caño Grande, no se

han determinado con claridad. Sin embargo, BOWEN (1972, cit. en L.E.E.V. 2001) la incluye dentro del Grupo Río Cachirí; su litología corresponde principalmente a guijarros angulares de cuarzo de veta y de cuarcitas finas, le siguen areniscas cuarcíticas, lutitas grises, algunas areniscas de color gris-púrpura, limolitas y lutitas limosas, calizas negras fosilíferas y margas limosas, con abundantes microfósiles de color gris oscuro. Debido a los elementos faunales diagnósticos, la unidad se ubica en la parte superior del Devónico Inferior (L.E.E.V. *op. cit.*).

La Formación Caño Grande que suprayace a la Formación Los Guineos en contacto no diferenciado se caracteriza principalmente por lutitas arenosas nodulares grises, limolíticas calcáreas y micáceas, con material lignítico y agregados. BOWEN (1972, cit. en L.E.E.V. 2001), reporta fósiles invertebrados como braquiópodos, bivalvos, corales sencillos, briozoarios, gasterópodos, crinoideos, trilobites y corales compuestos, en base a los cuales se le ha asignado a la formación una edad Devónico Temprano a Medio.

Suprayacente a la Formación Caño Grande, ocurre la depositación de la Formación Caño del Oeste en contacto concordante, caracterizado por lutitas silíceas, lutitas limosas y lodolitas de color gris oscuro a negro, muy duras y arcillosas y, limolitas calcáreas, ferruginosas y delgadas. Dentro de su contenido fósil se reconocen braquiópodos, bivalvos, gasterópodos, crinoideos, corales sencillos y palinomorfos, por los que se le asigna una edad Devónico Medio.

La Formación Campo Chico, suprayace a la Formación Caño del Oeste en contacto concordante; su litología se caracteriza por grauvacas cuarcíticas y ferruginosas de color gris oscuro, interstratificadas con lutitas arenosas y micáceas, escasas calizas negras delgadas y areniscas calcáreas. En la parte media y superior de la unidad se encuentran restos de plantas por los cuales se le determina una edad Devónico Medio a Tardío.

La Formación Caño del Noroeste suprayace a la Formación Campo Chico con leve discordancia; esta unidad consiste típicamente de bancos de areniscas delgadas, arcósicas, a veces guijarrosas, de grano fino a medio, alternando con lutitas limosas y lodolitas de color gris a gris verdoso; se presentan además, calizas crinoidales delgadas con fusulínidos y, lutitas calcáreas con braquiópodos de color gris oscuro; en algunas areniscas y lutitas grises abunda material carbonoso. La edad de esta formación, corresponde, según el registro fósil, al Carbonífero Medio inferior.

Sobre la Formación Caño del Noroeste yace la Formación Caño Indio concordantemente, y se caracteriza principalmente por lodolitas limosas, capas de limolita rojo púrpura y de areniscas pardo rojizas de grano fino a medio. Hacia el tercio superior de la unidad, las areniscas pasan transicionalmente a calizas arenosas, de color rosado, con algunos niveles muy delgados de caliza negra, que marcan la transición a la Formación Río Palmar. BENEDETTO (1979) cit. en L.E.E.V. (*op. cit.*) describe una fauna de bivalvos, compuesta de numerosos géneros que registran una edad Carbonífero Superior.

La Formación Palmarito suprayace a la antes mencionada Formación Río Palmar, y está compuesta por calizas gruesas y macizas, conchíferas y oolíticas, que varían desde calizas granulares conchíferas de grano grueso, con abundantes restos fósiles, hasta lodolitas calcáreas finas. En dos niveles de la parte media de la formación, abunda la ftanita parda oscura a negra. Los sedimentos clásticos son principalmente margas y lodolitas calcáreas limosas, aunque en general, la formación se caracteriza por ausencia de clásticos gruesos. Las calizas han provisto abundantes restos de invertebrados como crinoideos, corales, braquiópodos, briozoarios y algunos restos de algas que arrojan una edad Carbonífero Medio a Superior.

Posteriormente, se produce el levantamiento del Arco de Mérida, el cual es un alto estructural ubicado transversalmente a los actuales Andes de Mérida, con un sentido noroeste-sureste. Litológicamente, este arco está compuesto, bajo la Cuenca del Lago

de Maracaibo, por sedimentos metamorfizados de la Formación Mucuchachí y equivalentes de edad Misisipiense Tardío a Pérmico (SHAGAM 1985, cit. en ROJAS 2000).

2.1.2. MESOZOICO

2.1.2.1. Triásico-Jurásico

Este período se encuentra caracterizado por la apertura de Pangea, la cual comenzó por la formación de un ancho cinturón de *rifts* y volcanismo asociado a ellos a lo largo de los márgenes actuales del Océano Atlántico, Golfo de México y norte de Suramérica (PINDELL 1985, EVA *et al.* 1989, BARTOK 1993, cit. en LUGO & MANN 1995).

En Venezuela, este evento produjo el desarrollo de importantes estructuras de extensión o grábenes que influyeron posteriormente en la evolución de la Cuenca de Maracaibo.

La sedimentación en esta cuenca se produce diacrónicamente de oeste a este, iniciándose en la actual Sierra de Perijá y continuando, posteriormente, en Los Andes de Mérida con la depositación del Grupo La Gé, la cual se caracteriza por contener abundantes fragmentos volcánicos en sus sedimentos. Se divide en tres formaciones: Tinacoa, Macoíta y La Quinta.

La Formación Tinacoa es la unidad más representativa del Jurásico Temprano a Medio según ODREMAN & BENEDETTO (1977) cit. en GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980). Se encuentra en contacto de falla con las unidades más jóvenes del Paleozoico. Está compuesta litológicamente por dos miembros: uno inferior predominantemente calcáreo y uno superior predominantemente arenoso con

fragmentos piroclásticos. En general, la unidad presenta sericitización y, las piroclásticas, gradan lateralmente y hacia arriba a las Volcánicas de la Gé (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980). Su contenido fósil esta representado sólo por restos paleobotánicos y restos de peces en las lutitas negras, (HEA & WHITMAN 1960, cit. en L.E.E.V. 1999).

La Formación Macoíta se presenta en contacto transicional suprayacente a la Formación Tinacoa, e infrayacente a la Formación La Quinta. Según HEA & WHITMAN (*op. cit.*) cit. en L.E.E.V. (*op. cit.*), esta unidad presenta un miembro inferior, compuesto de arcosas volcánicas, de grano grueso a conglomeráticas, muy calcáreas, interestratificadas con lutitas, limolitas, calizas y con un conglomerado basal y, un miembro superior, que consiste en limolitas densas, con areniscas conglomeráticas y lutitas en cantidades menores, interestratificadas con tobas cristalinas, arcosas volcánicas calcáreas y aglomerados calcáreos. Dentro de su contenido fósil se puede mencionar la presencia de restos de plantas y escamas de peces, así como restos de palinomorfos y una asociación florística, por lo que se le asigna una edad de Jurásico Medio a Superior.

Sobre la Formación Macoíta se encuentra en contacto transicional la Formación La Quinta, compuesta por una secuencia de limolitas, areniscas y conglomerados de color rojo, que tienen fragmentos volcánicos asociados que incluyen tobas, coladas y diques. Localmente, estos fragmentos reemplazan en su totalidad a la formación y son conocidos como Rocas Volcánicas de El Totumo, mientras que las capas rojas que carecen de fragmentos volcánicos, fueron denominadas Conglomerado de Seco (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980). Basados en estudios radiométricos U-Pb, DASCH & BANKS (1981) cit. en LUGO (1991) le asignan una edad Jurásico Medio a Tardío.

2.1.2.2. Cretácico

Para este período, existe influencia tectónica y termal en el occidente de Venezuela, por efectos tectónicos provenientes del oeste de Suramérica, debido a la separación de los continentes, en particular, el Atlántico.

Posteriormente, se produce la reactivación del sistema de fallas de los grábenes jurásicos, controlando la sedimentación, la cual se inicia con la depositación de la Formación Río Negro, que yace discordantemente sobre la Formación La Quinta. Se caracteriza, por una secuencia conglomerática sobre la cual descansan los clásticos basales que evidencian el inicio de la transgresión cretácica. La edad de esta formación ha sido discutida por diversos autores, en base a los estudios realizados en diferentes áreas, comenzando en Colombia para proseguir en Táchira, reportando edades que van desde el Berriasiense hasta el Aptiense.

Sobre la Formación Río Negro se deposita La Formación Apón que es una secuencia carbonática marina somera, depositada durante el Aptiense; forma la unidad basal de la plataforma carbonática marina somera estable que incluye las formaciones suprayacentes Lisure y Maraca. Estas tres unidades en conjunto, son conocidas como Grupo Cogollo (LUGO & MANN 1995). La Formación La Luna pasa verticalmente a calizas glauconíticas del Miembro Socuy, mientras que en el Flanco Norandino se encuentra un posible equivalente al Miembro Socuy denominado Miembro Tres Esquinas, de naturaleza glauconítico-fosfático.

Suprayacente a estos miembros, se depositó la Formación Colón, constituida por sedimentos marinos como: lutitas microfosilíferas gris oscuras a negras, ocasionalmente glauconíticas. Esta unidad se depositó durante un ciclo regresivo en el Campaniense-Maestrichtiense.

En contacto transicional infrayacente con la Formación Colón, ocurre la depositación de la Formación Mito Juan durante el Maestrichtiense. Esta secuencia está constituida por arcillas grises, localmente arenosas, en las cuales el contenido de limo y arena aumenta en sentido ascendente; en su parte superior se reportan ocasionalmente capas delgadas de calizas y areniscas. Según LUGO (1991), esta unidad representa el final del descenso del nivel del mar en el Cretácico Tardío.

2.1.3. CENOZOICO

El desarrollo durante el paleógeno del norte de Venezuela estuvo dominado por la colisión oblicua entre el Terreno Grenada (Napas de Lara) y por la forma aserrada del autóctono (PINDELL, 1993). Los principales elementos fueron: el cinturón de corrimiento que incluye la corteza del Caribe, algunos terrenos adheridos a esa corteza y el prisma de acreción. En la cuenca *foredeep*, un depocentro cargado tectónicamente delante del cinturón de corrimiento, se depositaron clásticos de tipo *flysch*, a menudo con condiciones deltaicas en la línea de costa regresiva al suroeste.

La Formación Guasare representa el inicio de la sedimentación del Paleoceno, depositada en ambientes más someros que reflejan una mayor lejanía de los frentes de deformación. Se encuentra en contacto concordante suprayacente a la Formación Mito Juan. Según LUGO & MANN (*op. cit.*), esta secuencia consiste en calizas y areniscas calcáreas, además, esta formación muestra una variación lateral de facies, donde las lutitas gradan hacia al noroeste, las rocas sedimentarias de poca profundidad hacia el norte, al igual que las rocas clásticas de grano grueso que gradan hacia el oeste, y por último, depósitos deltaicos y fluviales hacia el sur. A esta unidad se le asigna una edad Paleoceno, basada en su contenido faunal y palinológico.

Según LUGO (1991), la Formación Marcelina está constituida por lutitas que gradan hacia al noroeste desde la Formación Guasare. Además, diferentes autores opinan que esta unidad se caracteriza también por contener en su litología, areniscas, lutitas arenosas y capas de carbón. Su contacto infrayacente es transicional y concordante. Por sus evidencias palinológicas y su posición estratigráfica respecto a la Formación Guasare, KUYL *et al.* (1955) y MEDEROS (1983) todos cit. en L.E.E.V. (1999) le asignan a esta unidad una edad Paleoceno.

Posteriormente, ocurre la depositación de la Formación Misoa, la cual suprayace, en el subsuelo del Lago de Maracaibo discordantemente, a las formaciones Guasare o Marcelina, y está representada por un sistema fluvio-deltaico. Su litología consiste principalmente de areniscas, limolitas y lutitas intercaladas, y hacia el este, en la Sierra de Perijá, algunas capas de caliza en la parte inferior, al igual que en el área del lago. VAN VEEN (1972) cit. en L.E.E.V. (*op. cit.*) en base a evidencias paleontológicas y palinológicas, determinó una edad Eoceno Inferior a Medio para esta formación.

La Formación Misoa se correlaciona lateralmente con la Formación Mirador al suroeste de la cuenca. Esta secuencia está en contacto basal con la Formación Los Cuervos. Litológicamente se caracteriza, según GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980) por areniscas blancas de grano fino a medio con capas delgadas de gránulos o guijarros de cuarzo; generalmente la sección presenta material carbonoso. Por sus relaciones estratigráficas, GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (*op. cit.*) atribuye a la formación una edad Eoceno Temprano a Medio.

Entre la secuencia de areniscas de la Formación Mirador y la secuencia lutítica de la Formación Carbonera, existe un marcado contraste, sin embargo, en base a estudios de campo y evidencias palinológicas en la zona del estado Táchira, se determina un contacto transicional entre estas dos unidades (COLMENARES & TERÁN 1990). Por otro lado, AZPIRITXAGA & CASAS (1989) cit. en L.E.E.V. (1999) postulan abrupto el

contacto entre las areniscas de la Formación Mirador depositadas en un ambiente fluvial y las lutitas con horizontes de carbón de la Formación Carbonera, de ambiente de llanura deltaica alta, en este estado; además, identificaron dentro de esta unidad, una serie de características texturales, estructuras sedimentarias y relaciones verticales, que definen dos unidades sedimentarias; la primera se caracteriza por presentar asociaciones de facies que constituyen unas secuencias de afinamiento de tamaño de grano hacia el tope, y la segunda compuesta de areniscas, lutitas carbonosas, facies de carbón, que se presentan alternas. La edad de esta formación, es señalada por GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980) como Eoceno Tardío, mientras que KUYL *et al.* (1955) cit. en L.E.E.V. (2001) la extiende hasta el Oligoceno, en base a evidencias palinológicas, sin dejar de mencionar que el contenido paleontológico de esta unidad no permite discriminar entre el Eoceno y Oligoceno.

Seguidamente, ocurre la depositación de la Formación León, en un ambiente de aguas salobres de salinidad normal y de poca profundidad, la cual se encuentra en contacto transicional suprayacente a la Formación Carbonera. En la región de Táchira, su litología se compone básicamente de lutitas gris verdosas. A esta secuencia se le asigna una edad de Oligoceno, basada en estudios de palinología realizados en el suroeste de la Cuenca de Maracaibo por LORENTE (1986) cit. en L.E.E.V. (*op. cit.*), aunque HEYBROEK (1953, cit. en L.E.E.V. *op. cit.*) encontró polen que indicó una edad posiblemente del Eoceno Tardío a Oligoceno; así mismo, esta unidad lutítica se correlaciona litológicamente con la Formación La Rosa.

La Formación La Rosa yace sobre la Formación Misoa en contacto discordante angular y, se caracteriza litológicamente por cuatro miembros: Miembro Santa Bárbara, compuesto por areniscas arcillosas que representan el inicio de una transgresión marina; la Lutita La Rosa, que representa el clímax de la transgresión en un mar poco profundo y, los miembros Arena Intermedia y Arena La Rosa que representan el proceso regresivo siguiente, y se caracterizan por depósitos de barras de desembocadura y barras de playa. Hacia el tope, los depósitos presentan mayor

influencia deltaica, haciéndose similares a los del Miembro Lagunillas Inferior, de la Formación Lagunillas suprayacente en contacto transicional (L.E.E.V. 2001).

La Formación Lagunillas se compone por seis miembros que presentan características individuales que reflejan el cambio de ambiente marino somero a deltaico y fluvial y, representan la parte inferior del Mioceno Medio:

Miembro Lagunillas Inferior: compuesto por areniscas friables, de grano fino, intercaladas con lutitas grises. Localmente se encuentran lignitos.

Miembro Ojeda: consiste en arcillas color gris, localmente glauconíticas y lutitas grises, areniscas colores blanco, gris o marrón y lignitos. (SZENK 1959, cit. en L.E.E.V. *op. cit.*).

Miembro Marlago: consiste en areniscas blancas, gris o marrón con lutitas gris oscuro verdosas y lignitos. (SZENK *op. cit.*, cit. en L.E.E.V. (2001).

Miembro Laguna: consiste principalmente de lutitas grises fosilíferas (zona Litophaga según HOFFMEISTER (1938-b), SUTTON (1946) todos cit. en L.E.E.V. (*op. cit.*) además, areniscas color gris o marrón localmente glauconíticas, y arcillas arenosas moteadas.

Miembro Urdaneta: compuesto principalmente por arcillas con capas delgadas de arena arcillosa (SZENK 1959, cit. en L.E.E.V. 2001).

Miembro Bachaquero: formado por areniscas arcillosas potentes, de colores gris o marrón con lutitas gris azulado y lignitos.

Las secuencias La Rosa-Lagunillas, pueden ser correlacionables con la Formación Palmar, que suprayace en contacto transicional y concordante a la Formación León.

Según GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980) esta formación consiste de arcillas localmente arenosas, duras, carbonosas y con restos de plantas, intercaladas con areniscas de grano fino a localmente conglomeráticas, friables, y carbonosas, lutitas duras, a veces carbonosas y fosilíferas, y algunas capas delgadas de lignito; toda esta litología fue depositada en un ambiente que se puede inferir como variable entre lagunar, salobre y marino somero. En base a la posición estratigráfica de esta unidad, se le asigna una edad de Mioceno Temprano a Medio.

Suprayacente a la Formación Palmar y en contacto transicional se depositó la Formación Isnotú, caracterizada por arcillas con numerosas areniscas intercaladas y capas subordinadas de arcilla laminar, carbón y conglomerado. La formación carece casi totalmente de fósiles, por lo que en base a correlaciones regionales se le ha determinado una edad Mioceno Medio a Tardío.

2.2. EVOLUCIÓN TECTÓNICA Y GEODINÁMICA DE LA CUENCA DE MARACAIBO

La Cuenca de Maracaibo es una cuenca polihistórica, formada a partir del emplazamiento de tres fajas plegadas que la circundan y que se desarrollan durante el Terciario (ROJAS 2000).

En la historia geológica de esta cuenca existieron tres fases principales de deformación durante el período Jurásico-Eoceno: *rift* durante el Jurásico, relacionado con la separación y generación de corteza oceánica entre Norte y Suramérica; subsidencia del margen pasivo durante el Cretácico Temprano a Tardío y, subsidencia de la cuenca tipo *foreland* a partir de la colisión oblicua de la placa del Caribe, derivada del Pacífico, contra el margen pasivo de Suramérica (LUGO & MANN 1995).

Según FEO CODECIDO *et al.* (1984) cit. en LUGO (1991), para el Paleozoico y Triásico, el occidente de Venezuela estuvo afectado por procesos orogénicos que se extendieron desde la Sierra de Perijá hasta el centro de Venezuela, originándose así, intrusiones de plutones triásicos, principalmente granodioríticos, que se extienden a lo largo de Los Andes de Mérida y la Sierra de Perijá (OLMETA 1968, BURKLEY 1976, ESPEJO *et al.* 1980, GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980, todos cit. en LUGO, *op. cit.*).

La orogénesis permo-triásica envolvió intensa deformación tectónica, la cual hizo posible el levantamiento de la serranía ubicada transversalmente a los actuales Andes de Mérida, denominada Arco de Mérida, la cual presenta una prolongación ininterrumpida desde el oeste de Barinas hasta el centro de Los Andes y Cuenca de Maracaibo, según estudios realizados en Los Andes de Mérida por RENZ (1981) cit. en LUGO (1991) y, reportes del subsuelo de la Cuenca de Barinas (LOAIZA *et al.* 1990, CHIGNE & HERNÁNDEZ 1990, todos cit. en LUGO *op. cit.*).

Más tarde, el área comienza a subsidir por debajo del nivel medio del mar en períodos previos a la depositación jurásica.

Para el período Triásico-Jurásico, se marca el inicio de *rifting* continental y el desarrollo del margen pasivo al norte de Suramérica, desde el este de la Península Guajira. Al sur de esta península, la expansión litosférica triásica-jurásica dentro del sistema de arco magmático (del Macizo de Santa Marta, Sierra de Perijá, Cordillera Central y, norte de la Cordillera Oriental) creó complejos de *rift* intraarco dentro del basamento andino; al noroeste de Venezuela se encuentran representadas por grábenes de dirección nor-noreste (PINDELL 1993).

El Jurásico en el occidente de Venezuela se caracterizó por un sistema de grábenes y semigrábenes de orientación noreste (Figura 4) representados por la fallas mayores de Icoatea, Pueblo Viejo y Urdaneta. La formación del sistema de grábenes fue seguido por un período de levantamiento y erosión.

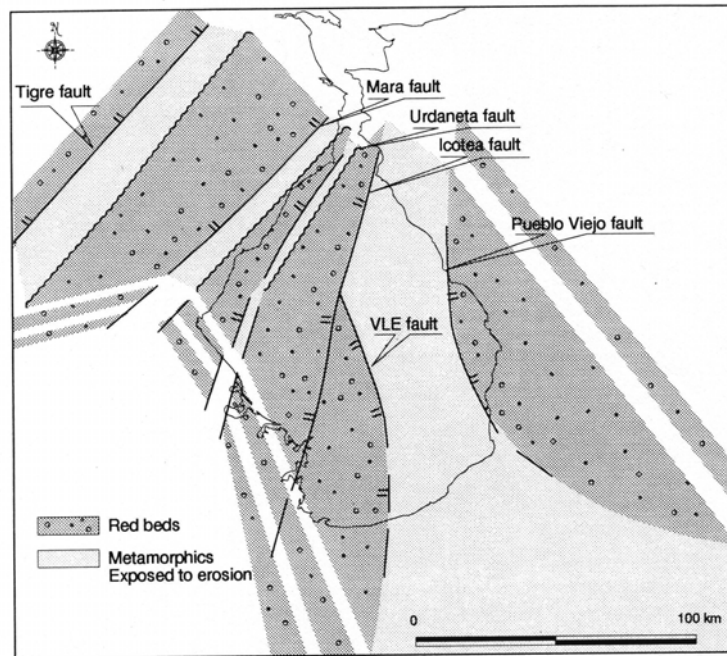


Figura 4. Paleogeografía del Jurásico. Tomado de LUGO (1991)

DENGO & COVEY (1993) cit. en PINDELL (1993) sugieren que las secuencias del Cretácico Temprano cambian su espesor a través de las fallas en el basamento, indicando una evolución tectónica de extensión para este período. La subsidencia termal durante un período de *rifting* domina a lo largo de los márgenes formados a ambos lados del centro de expansión, es por lo que la depositación ocurrida desde el Titoniense al Valanginiense se produce progresivamente sobre áreas distales de subsidencia termal y en proceso de enfriamiento.

Para el Hauteriviense, un aumento eustático prolongado o, un continuo o sucesivo fallamiento extensivo, pudo haber causado una transgresión y, por lo tanto, el aumento acelerado del área del depocentro marino ocasionando la invasión de la Cuenca Media del Magdalena.

Una vez que la fase de *rifting* culmina durante el Aptiense-Albiense, se extiende una plataforma carbonática, posterior a la transgresión hacia el sur en el Neocomiense, en toda el área del Lago de Maracaibo y hacia el noroeste del mismo (PINDELL 1993). Al sureste hacia el Arco de Mérida y el Escudo Guayanés, estos sedimentos gradan a sedimentos clásticos (Figura 5).

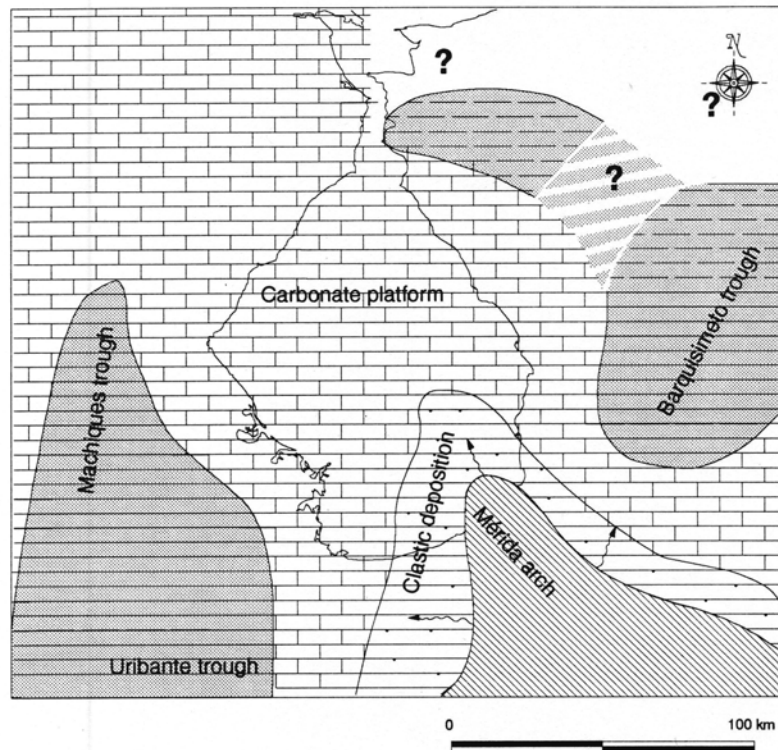


Figura 5. Paleogeografía del Aptiense al Cenomaniense. Tomado de LUGO (1991).

Para el Maestrichtiense, el mar cretácico, el Arco de Mérida y las condiciones marinas profundas prevalecieron en la mayor parte del occidente de Venezuela.

Según PINDELL (1993), no existen evidencias sedimentarias de un orógeno cercano a las porciones autóctonas del margen cretácico tardío, esto evidenciado por una lenta

historia de subsidencia y sedimentación en secciones autóctonas. La profundización de las condiciones marinas parece ser originada por un efecto eustático prolongado.

Se ha sugerido para el norte de Venezuela una convergencia tectónica desde el Paleoceno hasta el Oligoceno (MARESCH 1974, STEPHAN 1977, 1985, SALVADOR & GREEN 1980, SPEED 1985, KASPER & LAURE 1986, EVA *et al.* 1989, cit. en LUGO 1991) que se caracterizó por una serie de colisiones y suturas de terrenos derivados del Caribe contra el margen pasivo continental para ese momento. Los terrenos de arco de isla, corteza oceánica y fragmentos continentales de edad Jurásico Tardío a Cretácico medio fueron adosados sobre rocas marinas someras a profundas, cretácicas a paleocenas, al nor-noreste de la cuenca. Remanentes de estos arcos de isla se preservan en el continente, dentro de las Napas del Grupo Villa de Cura (MARESCH 1974, LUGO 1982, NAVARRO 1983, OSTOS & NAVARRO 1985, cit. en LUGO, *op. cit.*).

Estas napas comenzaron a colisionar con el norte de Venezuela probablemente durante el Paleoceno Tardío. La colisión de estos terrenos fue diacrónica, comenzando en el Paleoceno Tardío en las áreas noroccidentales (al norte de la Cuenca de Maracaibo) migrando progresivamente hacia el sur-este hasta la Cuenca Oriental de Venezuela en el Oligoceno. STEPHAN (1977) cit. en LUGO (1991) estudió en detalle el autóctono al este del Lago de Maracaibo e indicó que el corrimiento ocurrió entre el Paleoceno Tardío al Eoceno Medio; así mismo señaló que el corrimiento avanzó hacia el sur-sureste.

Lo expuesto anteriormente, evidencia procesos tectónicos del Paleoceno Tardío al Eoceno en el occidente de Venezuela, que fueron relacionados con la formación de un cinturón de corrimiento nor-noreste, del cual se derivaron sedimentos sinorogénicos que fueron depositados en la cuenca *foreland*, originada a partir del margen pasivo cretácico y durante el Paleoceno y Mioceno (Figura 6).

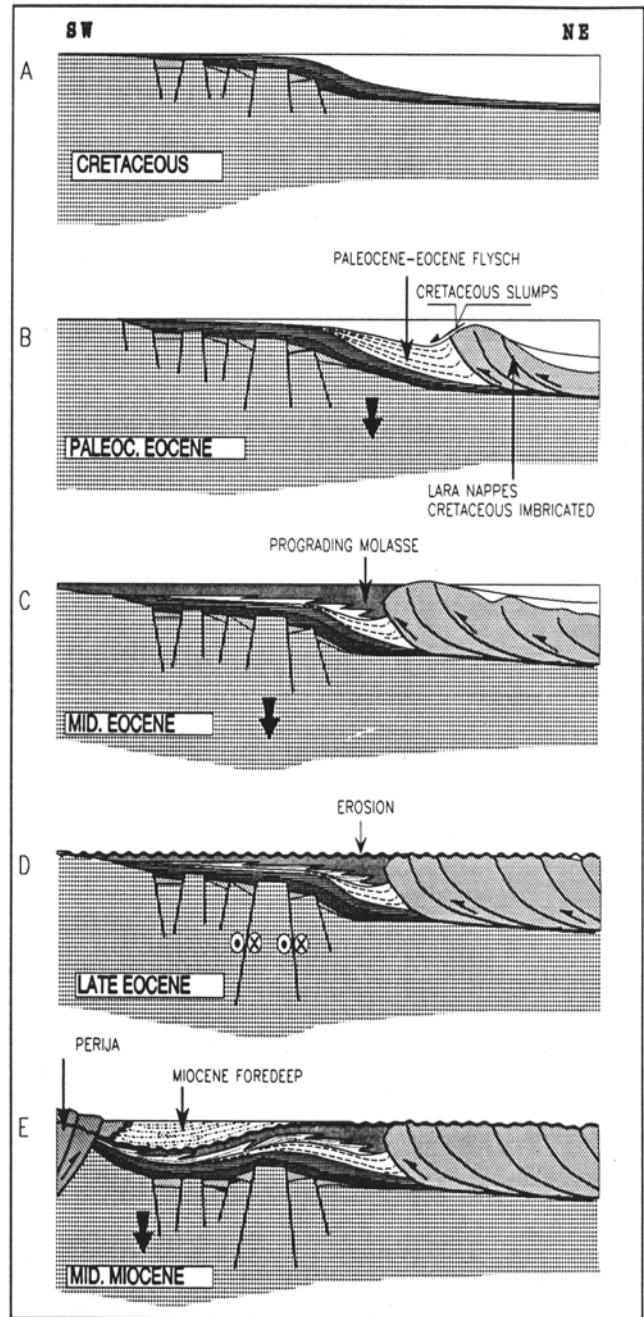
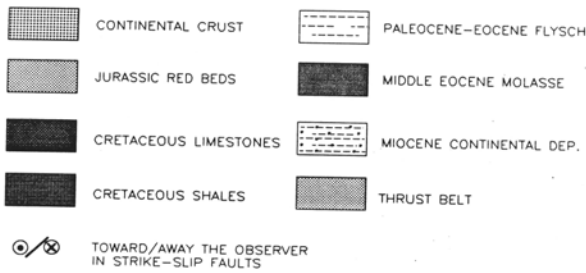


Figura 6-b. Sección SW-NE que representa la evolución tectónica del margen noroccidental de Venezuela desde el Cretácico Tardío hasta el Plioceno (Tomado de Lugo 1991)

Según LUGO (1991), el cinturón de corrimiento que originó esta cuenca *foreland* avanzó hacia el sur-suroeste trayendo como consecuencia que el eje del *foredeep* migrara en la misma dirección, así como los sedimentos provenientes de dicho cinturón levantado que rellenaron la cuenca. El corrimiento durante el Eoceno Temprano en el Lago de Maracaibo se aprecia en la figura 7.

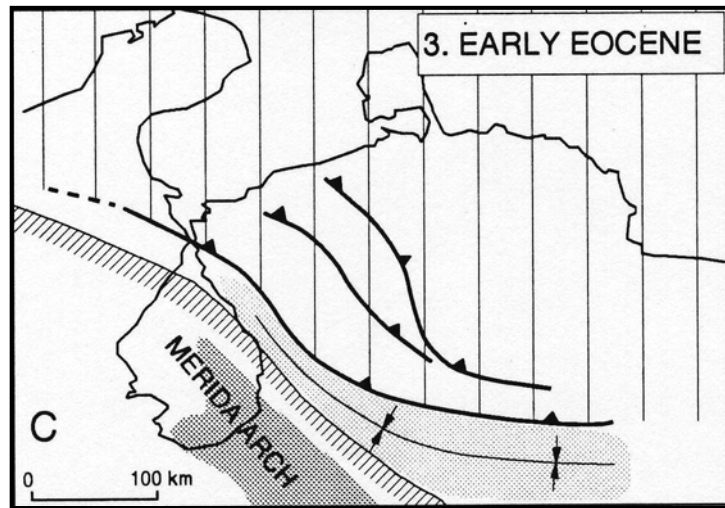


Figura 7. Avance del Cinturón de Corrimiento durante el Eoceno Temprano. Tomado de Lugo (1991).

El desarrollo de la cuenca *foreland* para el Paleoceno-Eoceno en el Lago de Maracaibo es el siguiente: Durante el Paleoceno Tardío, una plataforma carbonática cubrió el área del lago de Maracaibo y se extendió hacia el noroeste (Figura 8).

Para este momento, la cuenca *foreland* se localizaba al nor-noreste de esta plataforma y el cinturón de corrimiento un poco más al norte en Carora (Figura 9), esto evidenciado por los olistolitos cretácicos embebidos en la matriz paleocena identificados por RENZ (1981) y MATHIEW (1989) cit. en LUGO (1991) en esta localidad.

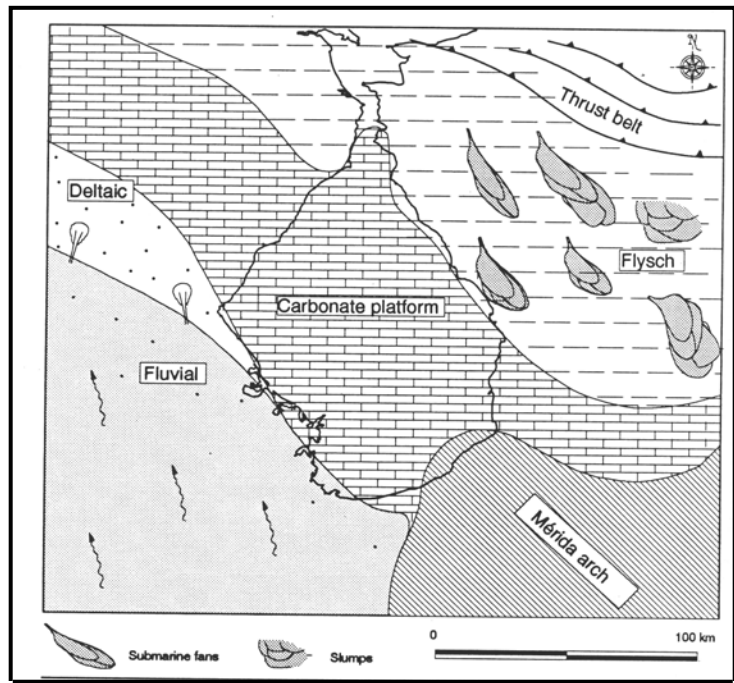


Figura 8. Paleogeografía del Paleoceno.
Tomado de LUGO (1991).

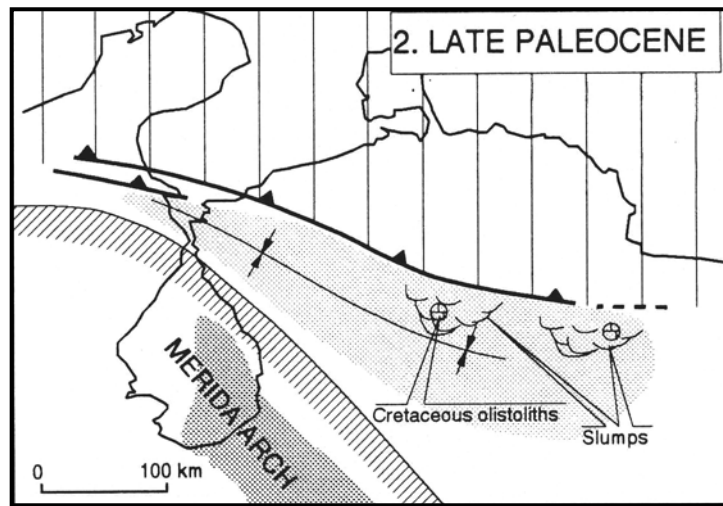


Figura 9. Avance del Cinturón de Corrimiento para el Paleoceno Tardío.
Tomado de LUGO (1991).

Posteriormente, estos olistolitos cretácicos embebidos en el *flysch* paleoceno-eoceno son encerrados en el cinturón de corrimiento mientras que éste migra al sur. Debido a la naturaleza oblicua de la colisión, el área con mayor corrimiento acumulado se localiza al noroeste.

La figura 10 del Eoceno Temprano, muestra que el cinturón de corrimiento y el *foredeep* han migrado hacia el suroeste. Los carbonatos paleocenos depositados sobre el Arco de Mérida emergieron y fueron sometidos a erosión. Este levantamiento localizado puede ser visto como un *forebulge* originado por la flexión ejercida por sobrecarga de sedimentos en la región del *foredeep*.

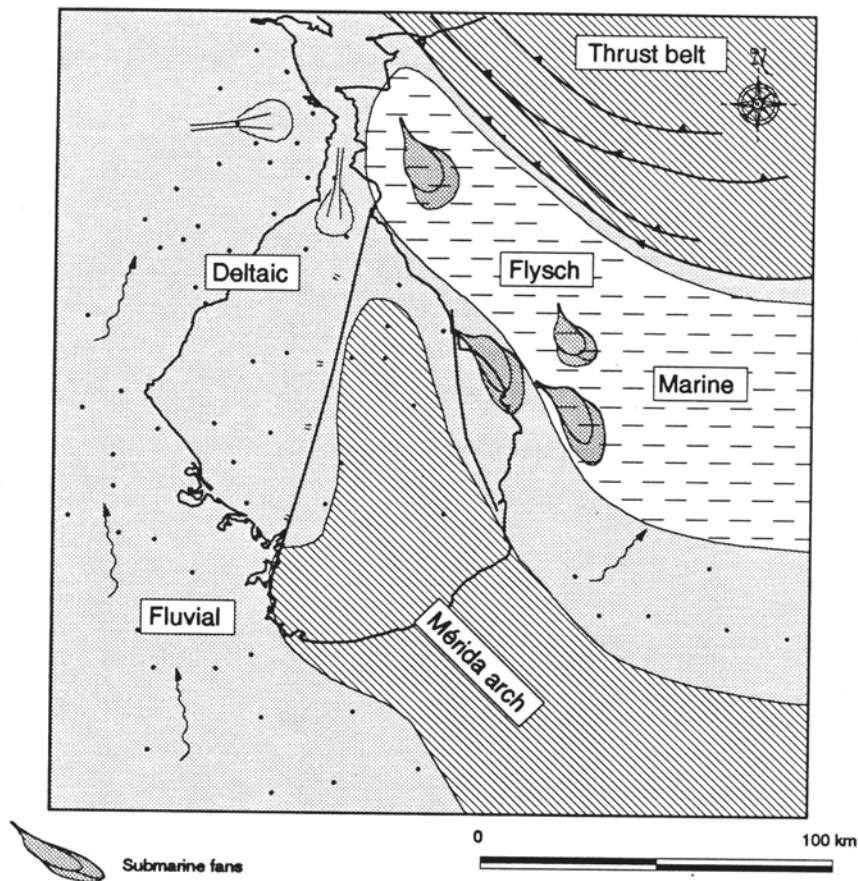


Figura 10. Paleogeografía del Eoceno Temprano
(Tomado de LUGO 1991)

En el Eoceno Temprano, el levantamiento del Arco de Mérida produjo los siguientes efectos en los sistemas depositacionales regionales:

- (a) Actuó como una barrera para los sedimentos provenientes del sur, restringiendo su depositación al oeste y suroeste del arco y, dividió la Cuenca de Maracaibo en dos sub-cuencas, una localizada al noreste del arco que fue alimentada desde el área de fallamiento y, otra al oeste-suroeste del arco que fue alimentada desde el sur-suroeste.
- (b) Actuó como una barrera para el cinturón de corrimiento de rumbo este y vergente sur, forzándolo a plegarse y cambiar su rumbo al noroeste.

Para el Eoceno Medio tardío a Tardío (Figura 11) la migración hacia el suroeste cesó y comenzó a migrar hacia el sureste.

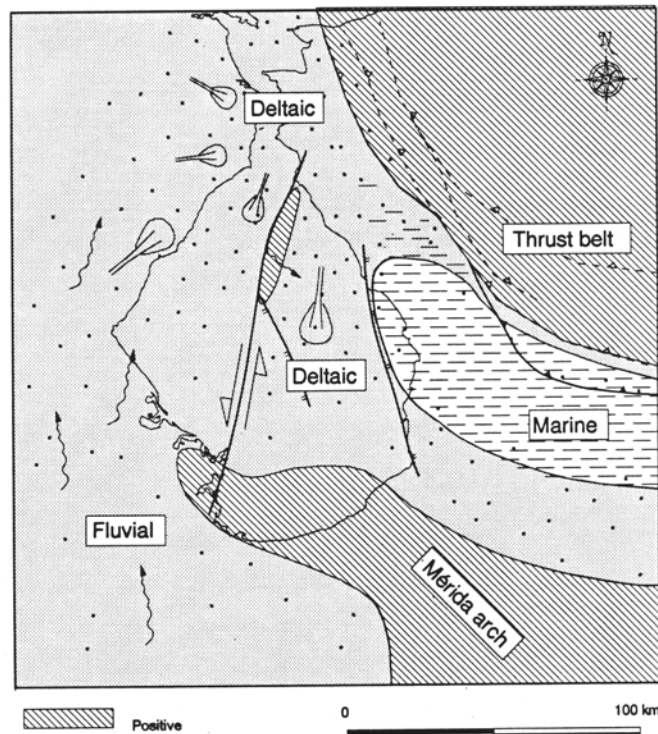


Figura 11. Paleogeografía del Eoceno Medio tardío a Tardío.
Tomado de LUGO (1991).

Para el Eoceno Tardío temprano, la progradación al sur se completó. Posterior a la depositación de los sedimentos del Eoceno Medio, la Falla de Icotea permitió un desplazamiento sinestral, dando origen a la formación de un ángulo de restricción al norte de la falla de Icotea/Lama (Figura 12), y localmente proporcionó los sedimentos a las áreas del este.

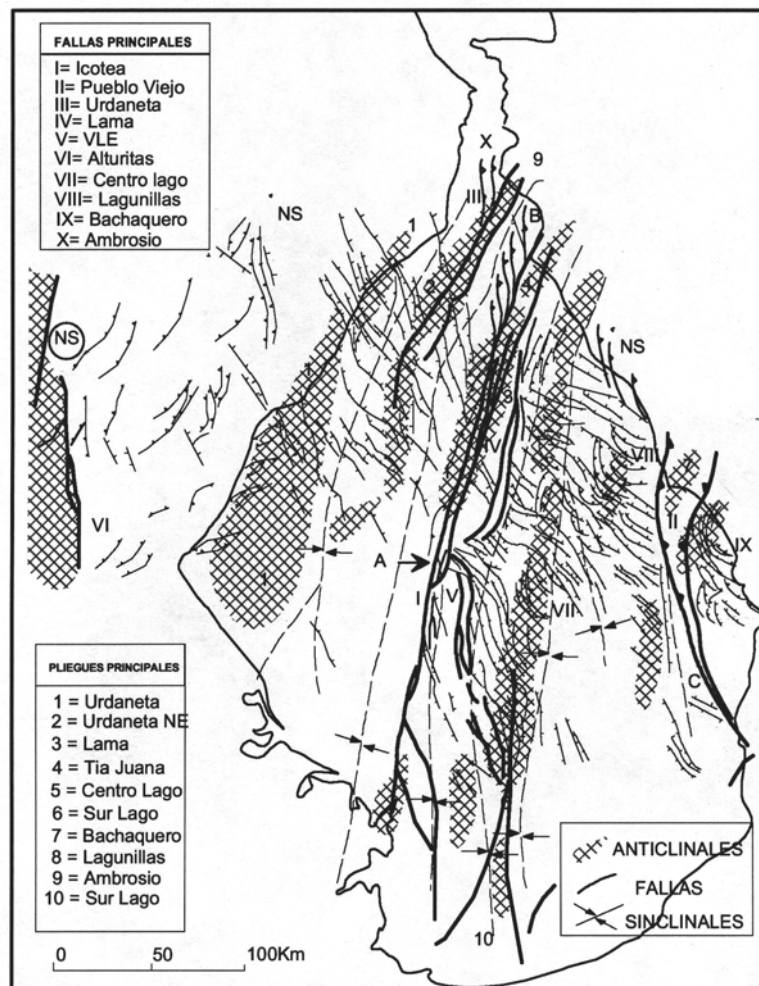


Figura 12. Estilos Estructurales presentes en la Cuenca de Maracaibo.

Tomado de LUGO (1991).

El levantamiento y la erosión relacionada al mismo hacia el final del Eoceno dieron como resultado el truncamiento de los sedimentos parálícos depositados previamente, siendo la parte más afectada la provincia al norte.

La discontinuidad que va desde el Eoceno hasta el Mioceno pasa de ser de truncamiento en la parte norte a paralela en la parte meridional de la cuenca.

Durante el Oligoceno, las áreas al este de la Falla de Icoetea fueron expuestas a erosión (Figura 13). Los primeros pulsos de levantamiento de la Sierra de Perijá y las áreas ya levantadas al este de las Fallas de Icoetea anteriormente suministraron los sedimentos.

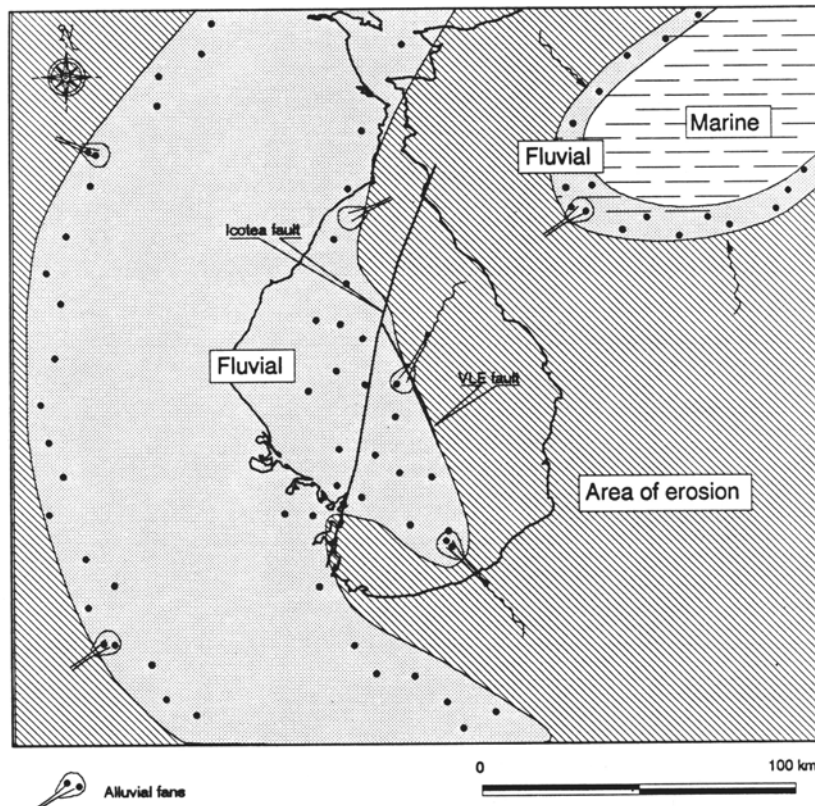


Figura 13. Paleogeografía del Oligoceno
(Tomado de Lugo 1991)

El estudio más completo de levantamiento a lo largo de las serranías que circundan la Cuenca de Maracaibo se basa en determinación de edades por el método de huellas de fisión realizado por SHAGAM *et al.* (1984) y KOHN *et al.* (1984) todos cit. en LUGO (1991) quienes indican que el esfuerzo compresivo es el principal mecanismo de levantamiento a lo largo de la Sierra de Perijá así como de Los Andes de Mérida.

Estos modelos sugieren que la historia de levantamiento comenzó en la parte central y norte de Perijá hacia el Oligoceno Tardío (SHAGAM *et al.* 1984, KELLOG 1984, cit. en LUGO *op. cit.*), luego migró hacia el sur en el Mioceno Medio con la elevación a lo largo del Macizo de Santander (en Colombia al suroeste del Lago de Maracaibo) (SHAGAM *et al.* 1984, cit. en LUGO 1991) hasta extenderse a la zona central de Los Andes de Mérida en el Mioceno Tardío al Plioceno (Figura 14), con pulsos mayores durante el Plioceno y Pleistoceno (SHAGAM *et al.* 1984, KOHN *et al.* 1984, cit. en LUGO *op. cit.*).

Movimientos epirogénicos relacionados con los primeros períodos del levantamiento de Los Andes comenzaron, bascularon la Cuenca de Maracaibo hacia el sur. Debido a estos levantamientos, la cuenca cambió su orientación de oeste a sur-suroeste, permitiendo la depositación de una gran cantidad de sedimentos en la antifosa al norte de Los Andes de Mérida.

Cerca de los orógenos, los sistemas de depositación se componen principalmente de depósitos continentales que gradan a secuencias lacustres lejos de ellos. El perfil en la Figura 6-E, muestra el *foredeep* mioceno asociado con el levantamiento a lo largo de la Sierra de Perijá.

La deformación transpresional a lo largo de las fallas de Icotea y Pueblo Viejo fue mayor durante el Mioceno hasta el Mioceno Tardío.

Las estructuras más jóvenes identificadas en la Cuenca de Maracaibo son las fallas de corrimiento con rumbo norte-sur y pliegues relacionados a las mismas a lo largo de la Sierra de Perijá y en el este del Lago de Maracaibo. Esta compresión este-oeste ha sido atribuida a la colisión final del Arco de Panamá contra el occidente de Colombia (MANN & BURKE 1984, MANN & CORRIGAN 1990, cit. en. LUGO 1991)

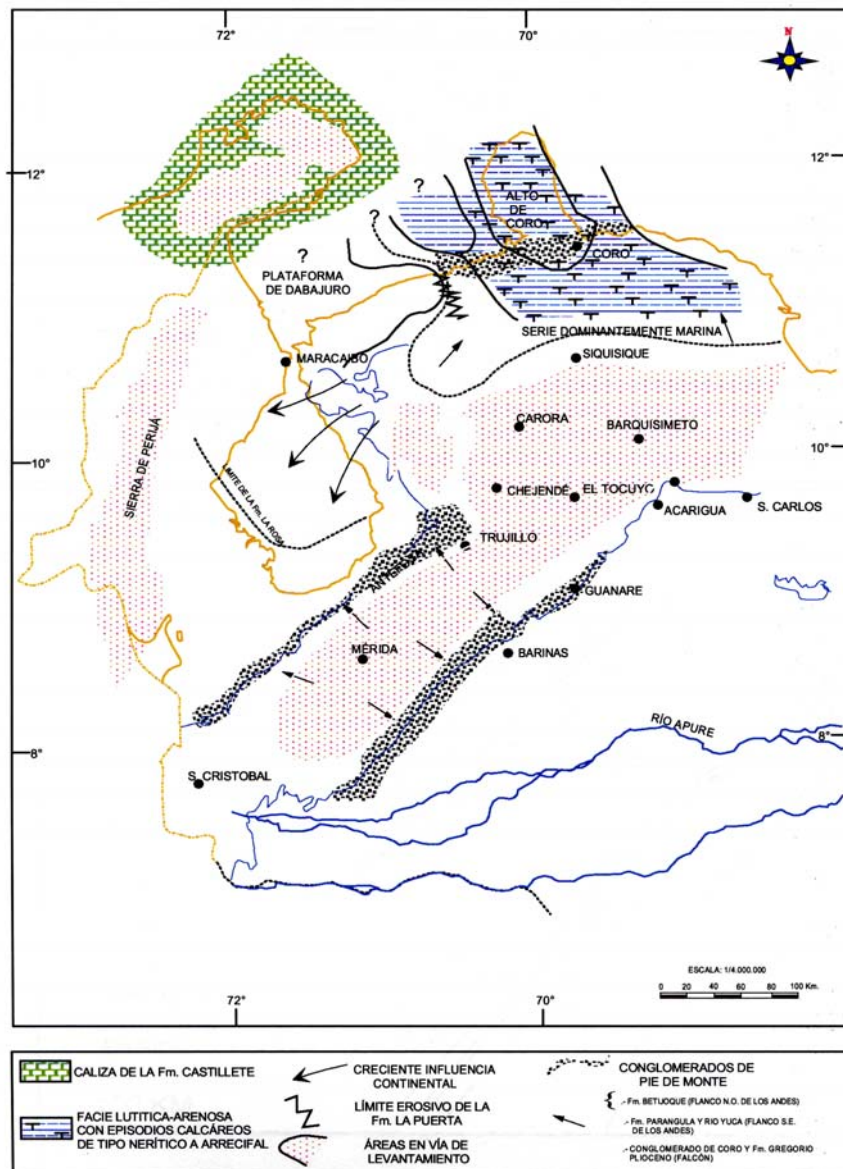


Figura 14. Paleogeografía del Mioceno-Plioceno
(Tomado de ZAMBRANO 1970)

3. GEOESTADÍSTICA

3.1. GENERALIDADES

La geoestadística es la rama de la matemática aplicada por los profesionales de las ciencias de la Tierra para el modelado de distribuciones espaciales (2D y 3D) de variables regionalizadas. Ésta, estudia las variables distribuidas espacialmente, partiendo de una muestra representativa del universo en estudio, utilizando básicamente el análisis de la distribución espacial de información disponible. Estas variables tienen propiedades intermedias entre lo puramente aleatorio y lo absolutamente determinista y, por consiguiente, están caracterizadas por la presencia de incertidumbre (PEINADO 2001, cit. en NOGUERA & YÉPEZ 2002).

Histogramas y Polígonos de Frecuencia

Los histogramas de frecuencias son representaciones gráficas de la frecuencia de aparición en una muestra dada en forma de barras, y tienen (a) sus bases sobre un eje horizontal (*eje x*) con centros en las marcas de clase y longitud igual al tamaño de los intervalos de clase y (b) superficies proporcionales a las frecuencias de clase (SPIEGEL 1970), que en este estudio, representa cada una de las clases de tamaño de tamaño de grano de los sedimentos, medidas en milímetros. Esta representación provee un sencillo método para representar las distribuciones de frecuencia en una muestra.

A partir de los histogramas, es posible obtener:

- (a) Moda: corresponde a la clase de mayor frecuencia en el histograma
- (b) Modalidad (Figura 15): es el número de modas presente dentro de una distribución de frecuencias, en este caso, granulométrica. Una distribución que

contenga sólo una moda, se llama Unimodal, mientras que aquella que contenga dos se llamará Bimodal, y cuando contenga más de dos modas se define como Polimodal.

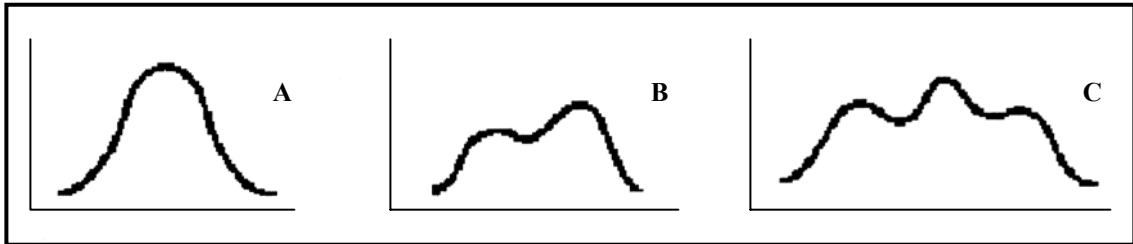


Figura 15. Tipos de Modalidad dentro de una distribución de frecuencias: Unimodal (A), Bimodal (B), Polimodal (C). Tomado y modificado de SPIEGEL (1970).

Un polígono de frecuencias es un gráfico de líneas trazado sobre las marcas de clase, el cual se obtiene uniendo los puntos medios de los techos de los rectángulos en el histograma; puede estar formado por muchos pequeños segmentos rectos que aproximan el conjunto a una curva, que a su vez, pueden llamarse Curvas de Frecuencia. Por esta razón, una curva de frecuencia se conoce como un polígono de frecuencia suavizado (SPIEGEL 1970).

Tipos de Curvas de Frecuencia

A partir de las curvas de frecuencia que aparecen en la práctica, se puede establecer la asimetría (Figura 16), la cual refleja el escogimiento a través de la cola de la población de la muestra. En este estudio, la población se refiere al tamaño de grano; si ésta presenta una cola de exceso de partículas finas, se dice que la asimetría es positiva o fina, al contrario, las que presentan una cola de exceso de partículas gruesas, se dice que la asimetría es negativa o gruesa.

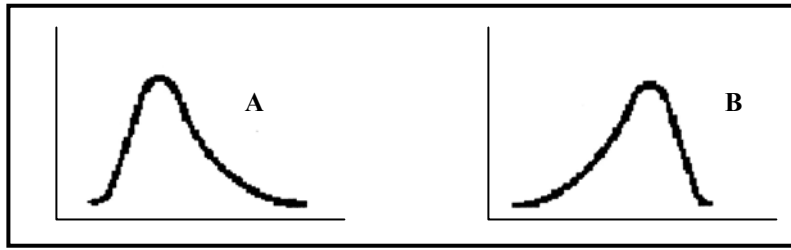


Figura 16. Asimetría de las curvas de frecuencia: Asimetría Positiva (A), Asimetría Negativa (B). Tomado y modificado de SPIEGEL (1970).

Así mismo, la tendencia de la curva de frecuencia, puede definir el grado de angulosidad llamado *kurtosis* (Figura 17). Una curva de frecuencia que indica un sedimento bien escogido presenta un pico prominente y un corto rango de clases de tamaños de grano y es denominada leptocúrtica, mientras que aquella que presenta un pico bajo y un ancho rango de clases de tamaño de grano, indica un sedimento pobremente escogido y es denominada platicúrtica. La curva denominada mesocúrtica, queda definida como una curva de frecuencia intermedia, ni aguda ni chata y, que representa, un escogimiento moderado.

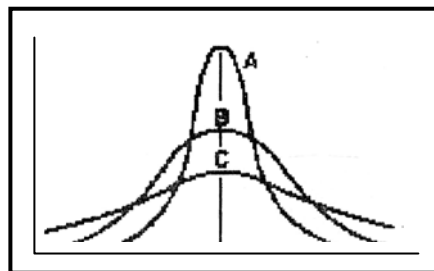


Figura 17. Kurtosis de las curvas de frecuencia: Leptocúrtica (A), Mesocúrtica (B), Platicúrtica (C).

3.2. INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS

De los histogramas de frecuencia para la Formación Carbonera (Anexo I) se obtuvo:

- (a) Una distribución de frecuencias unimodal, principalmente hacia los granos finos y medios, que refleja una importante fuente de aporte de sedimentos
- (b) La tendencia de la curva de frecuencias, pasa de platicúrtica a mesocúrtica, indicando que los sedimentos presentan principalmente un buen escogimiento

Para la Formación Lagunillas, los histogramas de frecuencia indican (Anexo II):

- (a) Una distribución de frecuencias bimodal, en un amplio rango de clases granulométricas, desde granos muy finos hasta granos medios, implicando más de una fuente de aporte de sedimentos
- (b) La tendencia de la curva de frecuencias, pasa de platicúrtica a mesocúrtica, indicando de un buen a un moderado escogimiento

Por otro lado, los histogramas de frecuencias para la formación Isnotú (Anexo III) indican:

- (a) Una distribución de frecuencias unimodal, hacia los granos gruesos y medios, que reflejan sólo una importante fuente de aporte de sedimentos
- (b) La tendencia de la curva de frecuencias es, principalmente, mesocúrtica a leptocúrtica, indicando de un moderado a un mal escogimiento

CAPÍTULO IV

4. GEOLOGÍA LOCAL

4.1. DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

4.1.1. GENERALIDADES

Para determinar las características petrográficas de cada una de las formaciones estudiadas, se analizaron un total de 39 muestras de roca a través de petrografía modal y visual (Anexo IV).

La petrografía visual se realizó con la finalidad de determinar las características texturales de cada una de las muestras como son: tamaño de grano promedio, escogimiento, redondez y contactos entre granos.

La petrografía modal se realizó para determinar la composición mineralógica de las muestras, calculando así contenido de cuarzo, feldespatos, fragmentos de roca, otros minerales (minerales opacos, pesados y micas), matriz y cemento. Para este análisis se escogieron 72 variables composicionales descritas por YORIS (1989). Estas variables no fueron utilizadas en su totalidad debido a que algunas de éstas no fueron reportadas en las muestras analizadas (Tabla 1).

Las muestras fueron clasificadas en base a sus porcentajes de cuarzo, feldespato y fragmentos de roca en diferentes tipos de areniscas según los triángulos propuestos por DOTT (1964) y modificados por PETTIJOHN *et al.* (1972) (Figura 18) y según su tamaño de grano en base a la escala granulométrica de Udden-Wentworth modificada por PETTIJOHN *et al.* (1972) (Tabla 2).

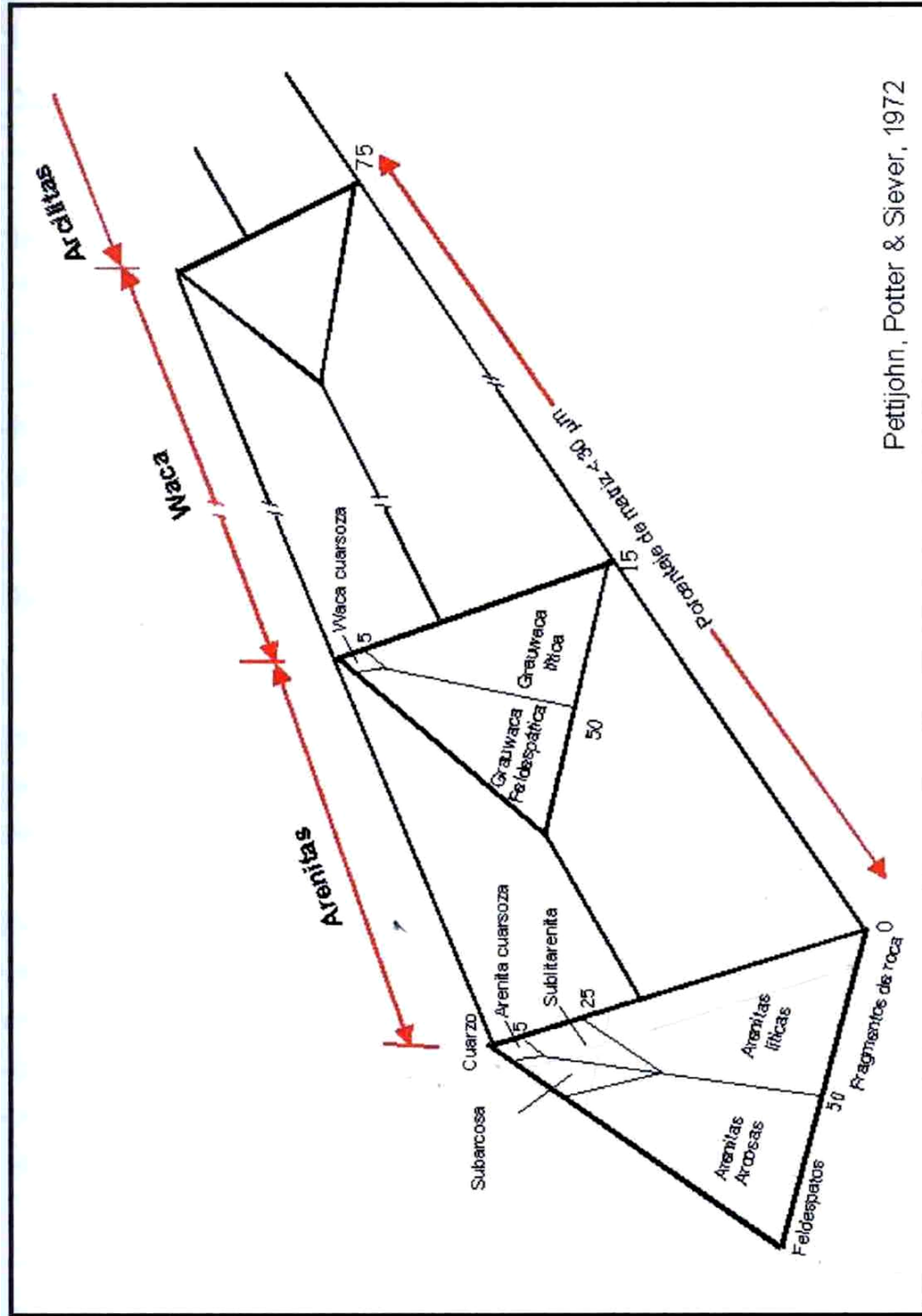


Figura 18. Sistema de Clasificación de areniscas, propuesto por DOTT (1964) y modificado por PETTIJOHN, POTTER & SIEVER (1972). Tomado de ROJAS (2002).

Tabla 2. Escala Granulométrica. Tomada y Modificada de PETTIJOHN (1973)

Tamaño (mm)	Sedimentos no consolidados (Wenwtworth)	Rocas Sedimentarias
256	Peñones	
64	Peñas	CONGLOMERADOS
4	Gujarros	
2	Gránulos	
1	Arenas muy gruesas	
0.5	Arenas gruesas	
0.25	Arenas medias	ARENISCAS
0.125	Arenas finas	
0.0625	Arenas muy finas	
0.031	Limos gruesos	
0.0156	Limos medios	LIMOLITAS
0.0078	Limos finos	
0.0039	Limos muy finos	
0.00006	Arcillas	ARCILITAS (Lodolitas y Lutitas)

A continuación se describe el análisis petrográfico detallado de las muestras analizadas.

4.1.2. DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE LA FORMACIÓN CARBONERA

Según la clasificación de areniscas propuesta por DOTT (1964) y modificada por PETTIJOHN *et al.* (1972), las areniscas estudiadas resultaron: 56% areniscas arcósicas, 33% subarcosas y 11% sublitarenitas.

Según la escala granulométrica de Udden Wentworth, las areniscas arcósicas, subarcosas y sublitarenitas observadas son de grano medio; mientras que las areniscas líticas varían de medias a finas.

Por otro lado, el escogimiento de los granos de estas areniscas varía a lo largo de la sección estudiada, de malo a muy bueno subiendo en sección, y por lo general, estas partículas son subangulares.

Las características petrográficas observadas en estas areniscas se nombran a continuación:

4.1.2.1. Cuarzo

Es el mineral más abundante en la mayoría de las muestras estudiadas, ya que se presenta en cantidades variables entre un 33% y un 86% principalmente, y en menor proporción, en aquellas muestras que presentan mayor contenido de feldespatos.

Este grupo se encuentra representado por cuarzos de origen ígneo y metamórfico en sus variedades monocristalina y policristalina.

El cuarzo monocristalino es el más abundante ya que ocupa entre un 21% y un 80% del volumen total de la roca, siendo los de origen ígneo plutónico los más representativos, ya que varía desde un 7% a un 47% aproximadamente, y presentan una extinción que va de total a ligeramente ondulatoria; generalmente se observan bastante limpios (Figura 19). Por otra parte, los cuarzos monocristalinos de origen metamórfico se encuentran en una proporción considerable y varían a lo largo de la sección estudiada entre un 8% y un 31%, presentando forma alargada, una fuerte extinción ondulatoria y algunos presentan inclusiones de sillimanita.

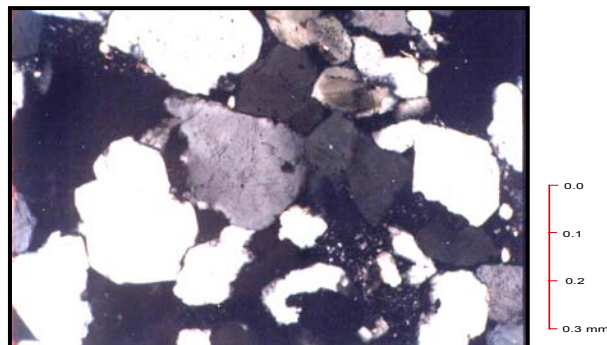


Figura 19. Muestra T-189 (2324-26) Predominio de Cuarzo monocristalino Ígneo Plutónico. Nícoles cruzados. Objetivo 10x

Es importante mencionar que la sillimanita es un mineral que se observa frecuentemente en rocas como esquistos y filitas que han sufrido un metamorfismo regional de media P/T, en la facies de la anfíbolita. (KROONENBERG 1985).

Los cuarzos metavolcánicos, se observan aproximadamente entre un 2% y un 6% y presentan una ligera extinción ondulatoria; en su mayoría se observan bastante

limpios y con una forma triangular con bordes rectos, muy característica de los cuarzos volcánicos (Figura 20), los cuales en este caso varían de un 1% a un 2%.

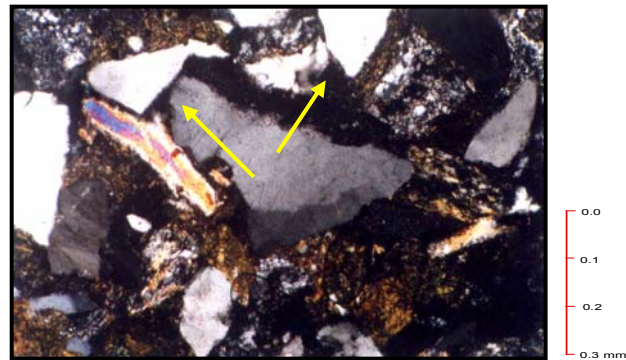


Figura 20. CM-3 (3084-86) Cuarzos metavolcánicos. Nícoles Cruzados. Objetivo 10x

Por otro lado, los cuarzos policristalinos se presentan en menor proporción alcanzando valores de hasta un 16%. Dentro de éstos, los cuarzos metamórficos que contienen de 2 a 3 unidades cristalinas, representan entre un 2% y un 7% (Figura 21), mientras que los plutónicos varían entre un 1% y un 5% (Figura 22). Los cuarzos policristalinos ígneos plutónicos con más de 3 unidades cristalinas se presentan entre un 1% y un 7%, y los metamórficos varían entre un 2% y un 5%.

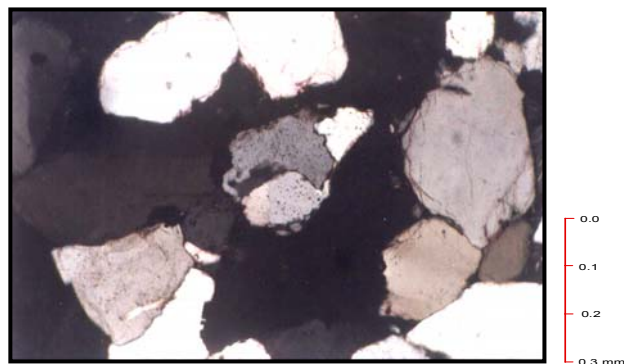


Figura 21. T-189 (2340-43) Cuarzo Metamórfico policristalino de dos a tres unidades cristalinas. Nícoles Cruzados. Objetivo 10x

Las características más resaltantes de los cuarzos policristalinos ígneos plutónicos son bordes generalmente rectos entre unidades cristalinas y extinción levemente ondulatoria, mientras que, los de origen metamórfico presentan entre unidades cristalinas bordes crenulados y una extinción fuertemente ondulatoria.

4.1.2.2. Feldespatos

Dentro de este grupo mineralógico se observa en orden de abundancia feldespatos indeterminados, ortosa, plagioclasa y microclino.

Los granos definidos como feldespatos indeterminados son aquellos que se observaron bastante alterados y disueltos, producto de los efectos diagénéticos actuantes, y se encuentran entre un 1% y un 13% en estas areniscas, al igual que la ortosa.

Las plagioclasas están en menor proporción y alcanzan sólo un 2%. Por lo general estos granos presentan cierta alteración (Figura 22) siendo imposible determinar a que tipo pertenece, mientras que, el microclino sólo se presenta en cantidades traza, con su maclado polisintético característico (Figura 23).

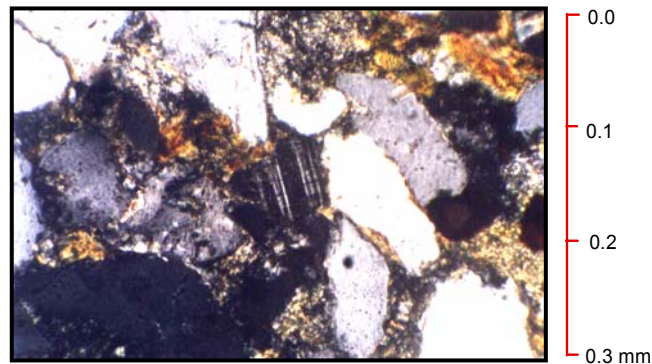


Figura 22. CR-2 (7495-97) Plagioclasa con maclado tipo albita. Nícoles Cruzados. Objetivo 25x

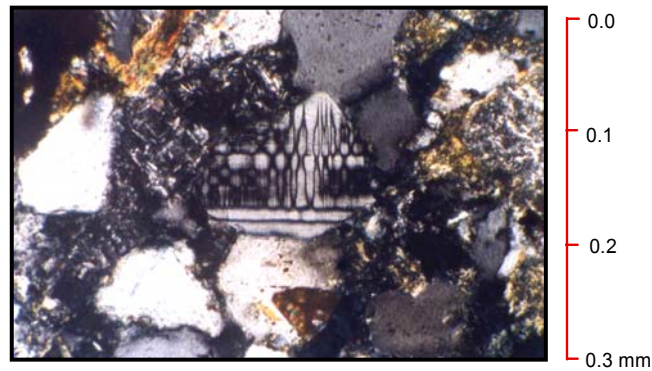


Figura 23. CR-2 (7495-97) Microclino con su característico maclado polisintético. Nícoles Cruzados. Objetivo 25x

4.1.2.3. Fragmentos Líticos

Los granos definidos como fragmentos líticos dentro de la sección estudiada, corresponden a fragmentos volcánicos, metamórficos (no foliados, esquistos/filitas, y gneis), y sedimentarios (lutita y chert). Están presentes entre un 3% y un 13%.

Los fragmentos de roca ígneos volcánicos aunque se concentran en una sola muestra, presentan los más altos porcentajes alcanzando un 6%. Estos fragmentos son del tipo riolitas a riodacitas de acuerdo a las características petrográficas observadas (Figura 24).

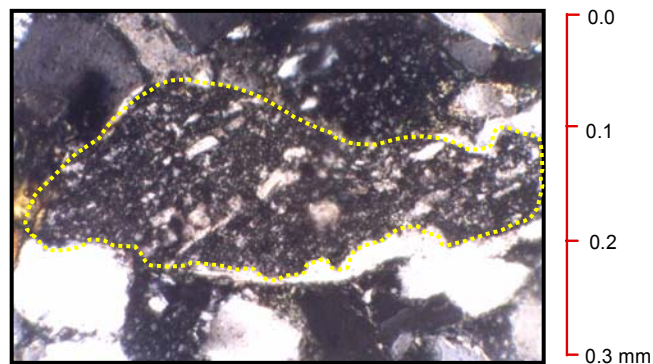


Figura 24. CR-2 (7495-97) Fragmento de roca Volcánico con microcristales de Cuarzo y Feldespatos alterados. Nícoles Cruzados. Objetivo 25x

Dentro de los fragmentos líticos metamórficos los no foliados como la cuarcita, son los que presentan mayor proporción hasta un 4%, en comparación con los esquistos/filitas micáceo cuarzosas que se observan en un 3% (Figura 25), mientras que los gneises biotíticos llegan sólo a un 2%.

Los fragmentos de roca sedimentarios como lutita y chert (Figura 26) se presentan entre un 1% y un 2%.



Figura 25. CR-2 (7495-97) Filita micácea cuarzosas levemente deformada. Nícoles Cruzados. Objetivo 25x

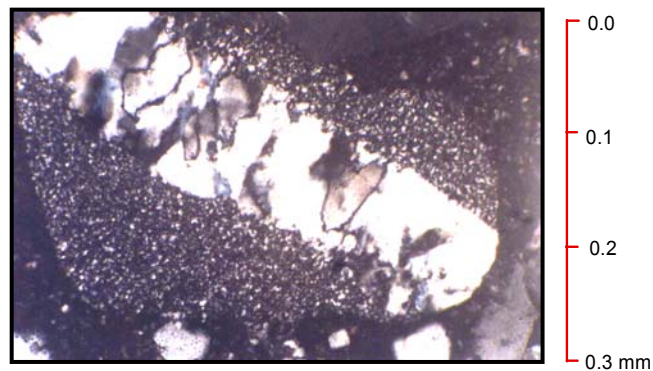


Figura 26. T-189(2324-26) Fragmento de Chert. Nícoles Cruzados. Objetivo 25x

4.1.2.4. Otros minerales

Este grupo de minerales se encuentra constituido por micas, minerales opacos o ricos en hierro y, minerales pesados.

Entre las micas la más comúnmente observada es la biotita que representa entre el 4% y un 16% de la muestra (Figura 27); la clorita no sobrepasa el 5%, mientras que la moscovita se presenta en cantidades traza.

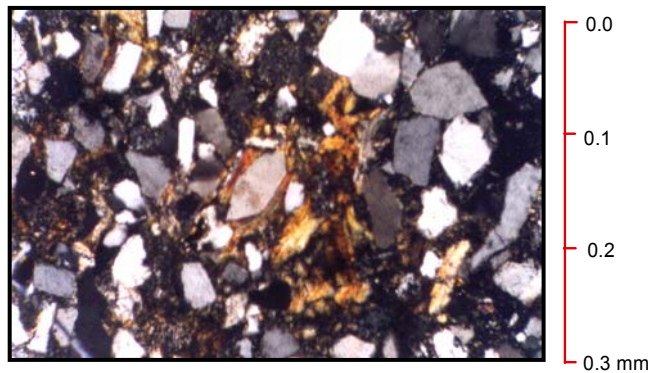


Figura 27. CM-3 (3535-37) Biotitas bastante deformadas. Nícoles Cruzados. Objetivo 25x

Por otro lado, minerales ricos en hierro como la hematita (Figura 28), goethita, limonita y pirita, se observan en un 3%, 4% y, cantidades traza respectivamente. Por último, los minerales pesados como circón (Figura 29), turmalina, apatito, epidoto y leucóxeno, se presentan en cantidades traza.

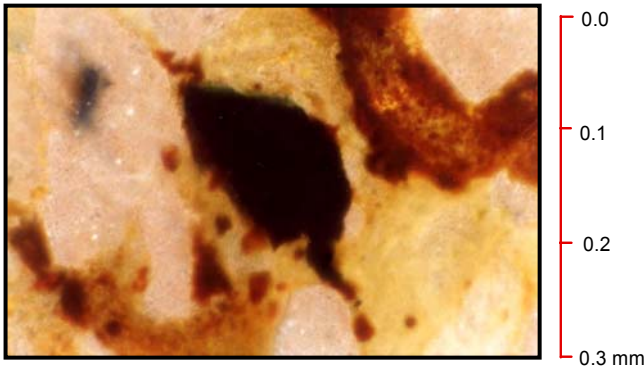


Figura 28. CM-3 (3084-86) Grano detrítico de Hematita. Nícoles Paralelos. Objetivo 25x

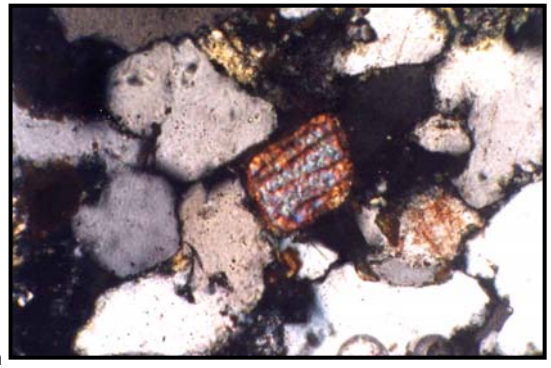


Figura 29. CR-2 (7495-97) Grano de Circón mostrando sus alta birrefringencia. Nícoles Cruzados. Objetivo 25x

4.1.2.5. Matriz

Para estas areniscas, la matriz se constituye principalmente de minerales de arcilla como caolinita y de capas mixtas tipo illita/smectita (Figura 30), que se presenta en cantidades variables de traza a un 1% y de un 1% a un 12% del porcentaje total de la roca, respectivamente.

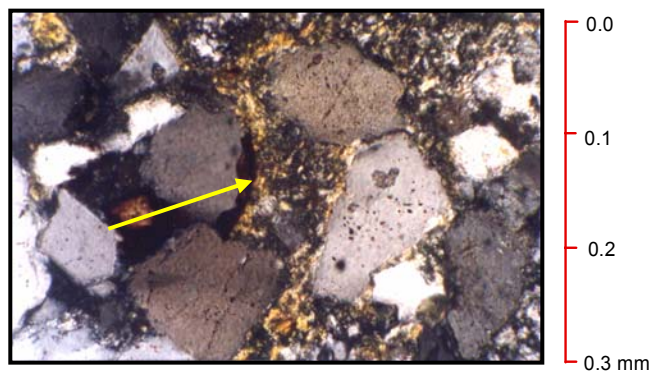


Figura 30. CR-2 (7495-97) Matriz formada por minerales de capas mixtas illita/smectita. Nícoles Cruzados. Objetivo 25x

Además, todas las areniscas estudiadas para esta formación, presentan una matriz definida como limo-arcillosa, es decir, una mezcla de pequeños granos de cuarzo y arcillas cuya composición y tipo fue imposible determinar sólo a través de microscopía de luz polarizada. Así mismo, las areniscas arcósicas contienen además illita/smectita y la sublitarenita, caolinita.

Estos minerales de arcilla, se presentan como agregados microcristalinos, sin orientación preferencial, rellenando poros.

4.1.2.6. Cemento

Se encuentra constituido por todos aquellos minerales autigénicos como: clorita/smectita, clorita, caolinita e illita/caolinita entre los minerales de arcillas; sílice y, goethita, siderita y hematita como minerales ricos en hierro.

Los minerales de arcillas del tipo clorita/smectita e illita/caolinita se observan en cantidades traza, al contrario de la caolinita (Figura 31) y clorita que varían entre un 3% y un 6% y, un 1% y 6% respectivamente en forma de agregados microcristalinos bien desarrollados.

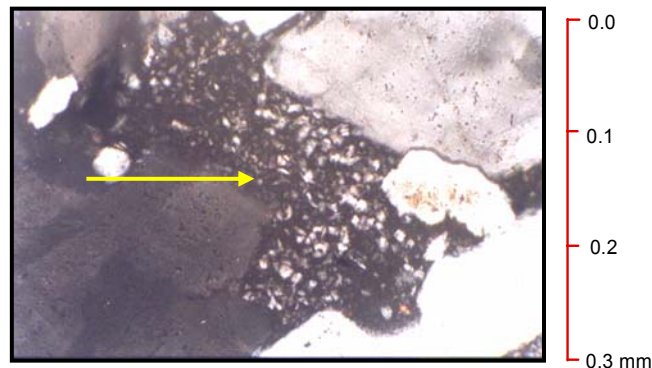


Figura 31. CR-1 (3157-63) Caolinita en forma de cemento rellenando poros. Nícoles Cruzados. Objetivo 25x

El cemento silíceo, varía desde cantidades traza hasta un 3% y se presenta en forma de sobrecrecimiento en continuidad óptica sobre granos detríticos de cuarzo, mientras que en las grauvacas feldespáticas se presenta como agregados microcristalinos en muy baja proporción.

Entre los minerales ricos en hierro, la goethita se observa en mayor cantidad alcanzando un 3%, mientras que la hematita y la siderita sólo se presentan rellenando fracturas y poros en cantidades traza y hasta un 1%.

4.1.2.7. Porosidad

La porosidad dentro de estas muestras está presente desde cantidades traza hasta un 15%, principalmente del tipo secundario, originada a partir de la disolución parcial de la matriz y/o cemento y, disolución intrapartícula de los feldespatos (Figura 32), a través de sus planos de clivaje, así mismo se observan pocas y pequeñas fracturas a lo largo de la roca (Figura 33). Por otra parte, la porosidad primaria, se observó en muy baja proporción sin sobrepasar un 3%.

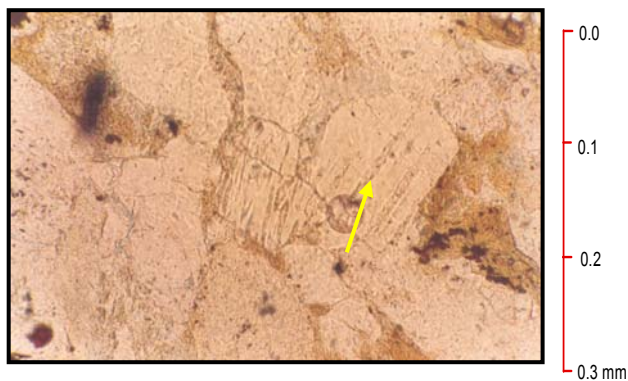


Figura 32. CR-2 (7495-97) Porosidad intrapartícula, creada por la disolución de los feldespatos a través de sus planos de clivaje. Nícoles Paralelos. Objetivo 25x

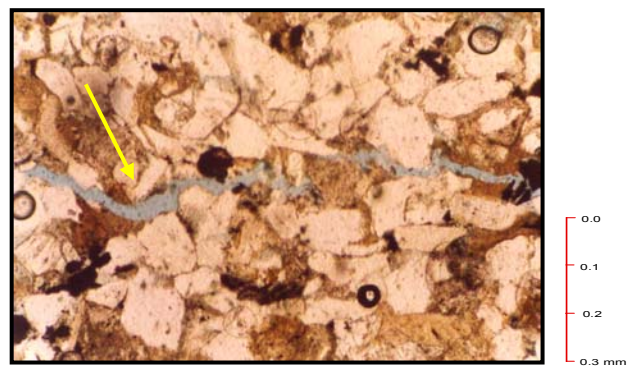


Figura 33. CR-2 (7495-97) Porosidad por fractura. Nícoles Paralelos. Objetivo 10x

4.1.3. DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE LA FORMACIÓN LAGUNILLAS

Según la clasificación de areniscas propuesta por DOTT (1964) y modificada por PETTIJOHN *et al.* (1972) referida anteriormente, las areniscas de la Formación Lagunillas resultaron: 42% subarcosas, 31% areniscas arcósicas, 15% sublitarenitas y, 4% de areniscas líticas, grauvacas feldespáticas y cuarzoarenitas, siendo en su mayoría de grano fino.

Por otro lado, el escogimiento de los granos de estas areniscas varía a lo largo de la sección estudiada, de muy bueno a malo, y por lo general, estas partículas son subangulares.

4.1.3.1. Cuarzo

Dentro de los componentes de estas areniscas, el cuarzo se observa en mayor proporción, ocupando entre un 35% y un 94% del total de las muestras de roca. Su origen es ígneo y metamórfico, encontrándose en variedades monocristalina y policristalina.

Los cuarzos monocristalinos son los más abundantes, siendo los plutónicos los principales, en cantidades que van desde un 13% hasta un 51% aproximadamente; en orden de abundancia le siguen los metamórficos, que varían de un 6% a un 40% y, por último, los volcánicos y metavolcánicos (Figura 43) que no sobrepasan el 8% del volumen total de la roca.

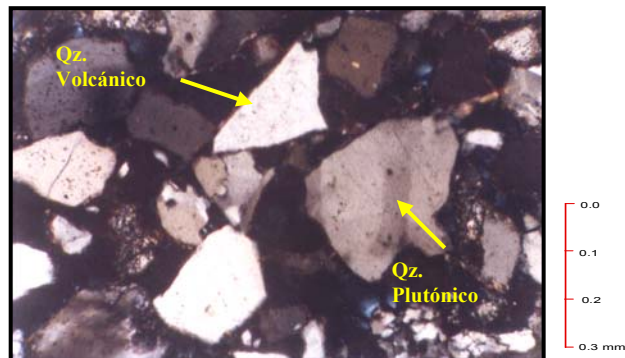


Figura 34. VLB-5 (5400-01) Cuarzo Ígneo Volcánico y Cuarzo Ígneo Plutónico. Nícoles Cruzados. Objetivo 10x

Por otro lado, los cuarzos policristalinos alcanzan un 21% en abundancia. Dentro de esta variedad se observan mayormente los que presentan 2 a 3 unidades cristalinas. Son de origen plutónico, no sobrepasan el 15% del volumen total de la roca, mientras que los de origen metamórfico no llegan a un 6%. Los cuarzos policristalinos con más de tres unidades cristalinas se observan en menor cantidad, entre los cuales están los plutónicos, llegando a ocupar un 16% de la muestra, y los metamórficos sólo un 32%.

4.1.3.2. Feldespatos

Este grupo de minerales está constituido principalmente en orden de abundancia dentro de estas areniscas por: feldespatos indeterminados, ortosa, plagioclasa y microclino.

Los granos definidos como feldespatos indeterminados, son aquellos que han sido muy afectados por procesos diagenéticos como disolución y alteración, impidiendo una clasificación específica dentro de este grupo. Estos granos se presentan dentro de un rango de abundancia que alcanza valores máximos de un 36%.

Los feldespatos potásicos como ortosa llegan a un 10% en abundancia, mientras que el microclino y las plagioclasas sólo representan un 2% del volumen total (Figura 44).

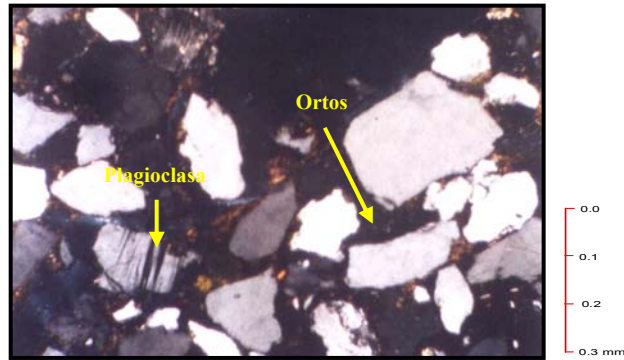


Figura 35. VLC-737 (9350-52) Feldespatos tipo Ortosa y Plagioclasa. Nícoles Cruzados. Objetivo 10x

4.1.3.3. Fragmentos Líticos

Los fragmentos líticos que componen estas areniscas están representados por partículas de origen sedimentario, metamórfico y volcánico.

Entre los fragmentos sedimentarios, las lutitas ocupan hasta un 5% del total de la muestra, mientras que el chert ocupa hasta un 4%.

Los fragmentos metamórficos tipo esquisto/filita micáceo cuarzosos (Figura 45) y gneises micáceo cuarzosos, representan un 3% del volumen total, mientras que la cuarcita dentro de los no foliados sólo un 1% del total de las areniscas de esta formación.



Figura 36. VLC-737 (9221-23) Fragmento de roca Metamórfico tipo esquistó micáceo cuarzo. Nícoles Cruzados. Objetivo 25x

Los fragmentos de roca volcánicos son muy escasos en las areniscas de la sección estudiada, sin embargo, a una profundidad de 9350 pies se pudo observar un 20% aproximadamente de estos fragmentos, compuestos básicamente por dacitas o riódacitas, las cuales presentan una matriz desvitrificada que tiene una coloración parda que podría indicar una posible oxidación de los mismos (Grande, comunicación personal). Así mismo, en el interior de estos fragmentos se pueden observar algunos cristales de clorita (Figuras 46 y 47).

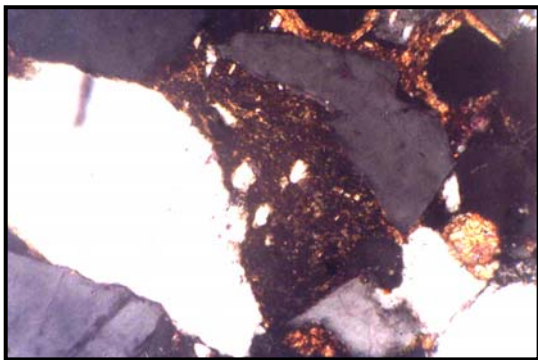


Figura 37. VLD-315 (10888-89) Fragmento de roca Volcánico. Nícoles Cruzados. Objetivo 25x

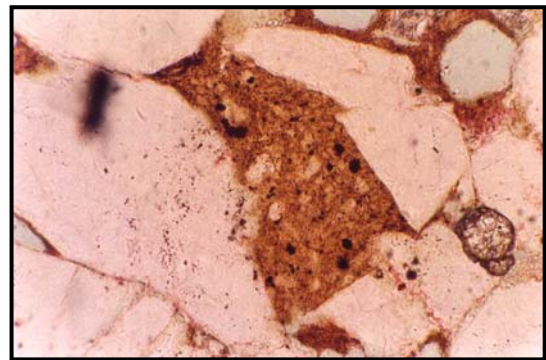
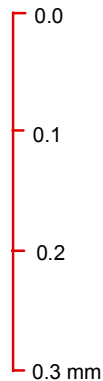


Figura 38. VLD-315 (10888-89) Fragmento de roca Volcánico. Nótese los cristales de cuarzo y feldespatos alterados dentro de la matriz oxidada. Nícoles Paralelos. Objetivo 25x

4.1.3.4. Otros Minerales:

Entre este grupo de minerales se encuentran la hematita, goethita y limonita, que alcanzan valores de hasta un 33%, 7% y 4% en abundancia respectivamente dentro de los minerales ricos en hierro (Figuras 48 y 49). Por otro lado, las micas como la biotita, moscovita y clorita, se presentan en cantidades que no sobrepasan los 8%, 1% y trazas respectivamente. Por último, los minerales pesados como circón, turmalina (Figura 50), apatito y epidoto sólo se observan en muy pocas muestras y en cantidades traza, excepto el leucoxeno, que a pesar de que se encuentra en muy baja proporción es común en la mayoría de las muestras.

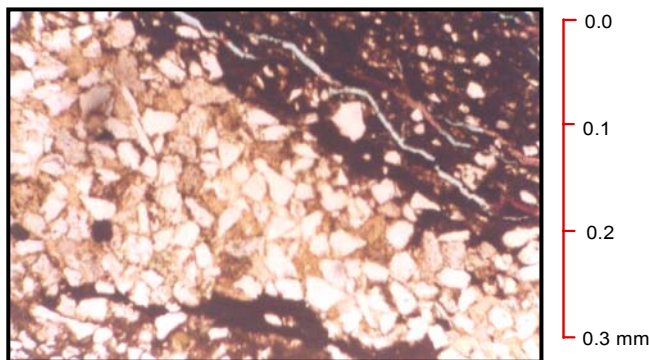


Figura 39. VLD-318 (10193-95) Minerales opacos el tipo hematita (Marrón oscuro) y goetita (Marrón rojizo) dispuestas en forma laminar. Nícoles Paralelos. Objetivo 10x

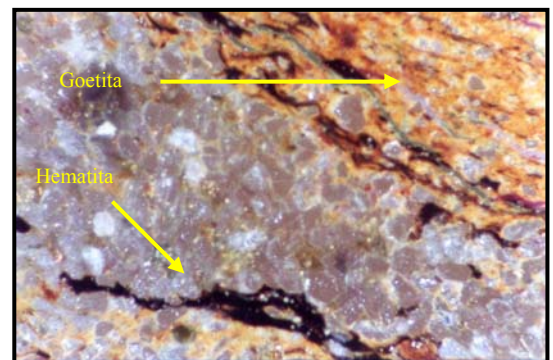


Figura 40. VLD-318 (10193-95) Hematita y Goetita bajo luz reflejada, obsérvese la diferencia de colores. Objetivo 10x



Figura 41. Cristal de Turmalina. Nótese el hábito y color característicos. Nícoles Paralelos. Objetivo 25x

4.1.3.5. Matriz

La matriz que se observa en estas muestras está compuesta principalmente por minerales de arcilla de los tipos caolinita y arcillas de capas mixtas illita/smectita (Figura 51) y clorita/smectita, las cuales varían desde cantidades traza, hasta un 29% y un 2% respectivamente.

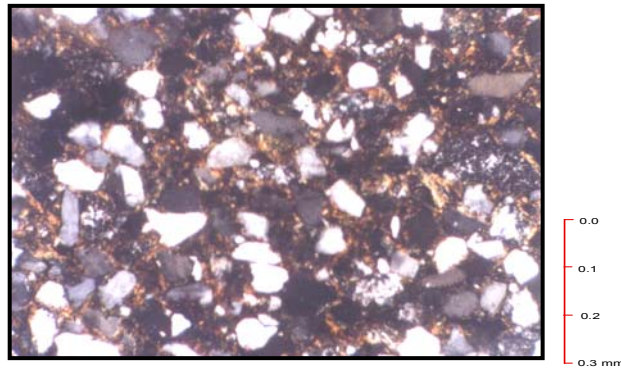


Figura 42. VLA-1 (4470-71) Minerales de arcilla tipo Illita/smectita en forma de matriz. Nícoles Cruzados. Objetivo 10x

4.1.3.6. Cemento:

El cemento observado dentro de estas muestras está formado principalmente por caolinita y clorita/caolinita (Fig. 52), illita/caolinita, illita, illita y/o clorita, illita/smectita (Fig. 53), glauconita, siderita, y calcita, más sin embargo, todos se observan en cantidades traza y no son comunes en toda la sección.

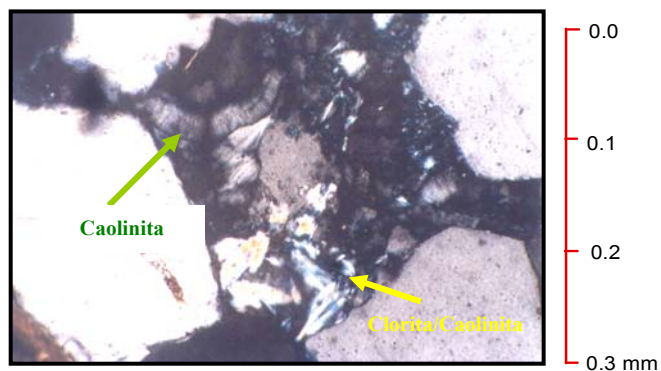


Fig. 43. VLF-3004 (11029-31) Cemento de caolinita y clorita/caolinita. Nícoles Cruzados. Objetivo 25x

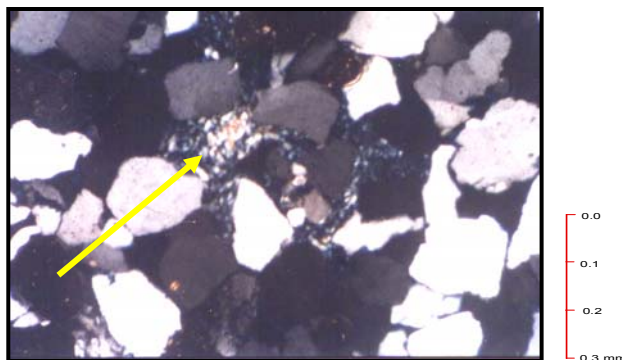


Figura 44. VLF-3004 (10290-91) Cemento de illita/smectita. Nícoles Cruzados. Objetivo 10x

4.1.3.7. Porosidad

La porosidad de estas areniscas varía desde cantidades traza hasta un 14% aproximadamente del volumen total de la roca, siendo casi en su totalidad de origen secundario.

El principal tipo de porosidad secundaria es la disolución de la matriz y, el cemento en menor grado, dando como resultado, poros de mayor tamaño y granos flotantes; la disolución de granos como feldespatos que genera porosidad

intrapartícula, y la disolución parcial de granos de cuarzo y fragmentos de roca, reconocida por la presencia de bordes corroídos, se observa en cantidades considerables. Así mismo, se aprecian algunos moldes formados por la disolución total de granos, pero éstos en muy poca cantidad (Figura 54). Por otra parte, la porosidad primaria interpartícula es muy escasa y sólo se observa en pocas muestras.

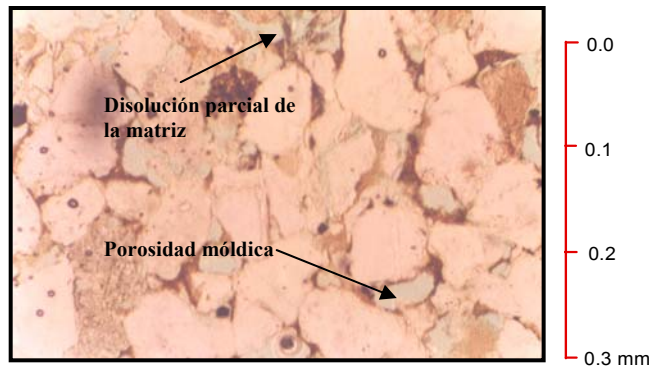


Figura 45. VLD-315 (10888-89) Tipos de Porosidad predominantes. Nícoles Paralelos. Objetivo 10x

4.1.4. DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE LA FORMACIÓN ISNOTÚ

Las muestras estudiadas para esta formación mediante el microscopio de luz polarizada resultaron ser areniscas que según la clasificación propuesta por DOTT (1964) y modificado por PETTIJOHN *et al.* (1972) son en un 50% areniscas líticas y un 50% areniscas arcósicas.

Todas estas areniscas presentan características en común, como mal escogimiento y partículas subangulares, las cuales presentan un tamaño promedio entre 0.26 y 0.64mm, definiéndose dentro del rango de areniscas medias y gruesas.

Dentro de los minerales constituyentes de estas areniscas los más importantes son los granos detríticos de cuarzo. También, pero en menor proporción se observan

grandes fragmentos líticos, principalmente metamórficos y, feldespatos. La matriz así como el cemento son escasos.

4.1.4.1. Cuarzo

Es el mineral más abundante. Se observa en cantidades que varían a lo largo de la sección entre un 23% y un 60%, compuesto por cuarzo monocristalino y policristalino; sus orígenes son ígneo y metamórfico.

Entre los cuarzos policristalinos que contienen más de 3 unidades cristalinas, los de origen ígneo plutónico son los más abundantes (Figura 34), llegando a alcanzar hasta un 19%, mientras que los metamórficos alcanzan hasta un 10%. Sin embargo, los cuarzos que presentan entre 2 y 3 unidades cristalinas de origen metamórfico y plutónico ocupan aproximadamente entre un 5% y un 9%, y un 2% y un 9% respectivamente.

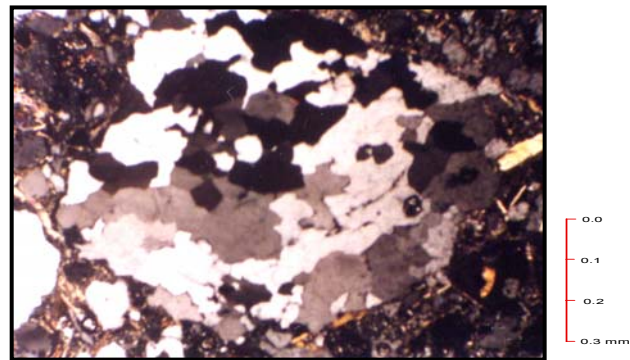


Figura 46. MG-192 (2584-85) Cuarzo Ígneo Plutónico policristalino con más de tres unidades cristalinas. Nícoles Cruzados. Objetivo 4x

Por otra parte, los cuarzos monocristalinos metamórficos son los más observados, ya que se encuentran entre un 6% y un 7%; los plutónicos entre un 2% y un 5% aproximadamente, y por último, los volcánicos y metavolcánicos en cantidades traza.

4.1.4.2. Feldespatos

Este grupo de minerales es también un componente importante dentro de estas areniscas. Los feldespatos indeterminados (Figura 35), definidos así debido a su alteración y disolución, son los más abundantes, ya que se presentan en cantidades considerables, desde un 11% hasta un 21%. A diferencia de la ortosa (Figura 36) y la plagioclasa, que sólo se observan en cantidades traza; además, estos minerales se disuelven preferencialmente a través de sus planos de clivaje.

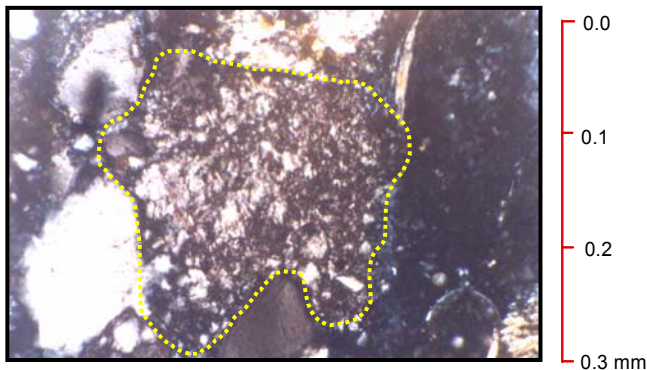


Figura 47. MG-192 (1470-71) Feldespato Indeterminado algo deformado y bastante alterado. Nícoles Cruzados. Objetivo 25x

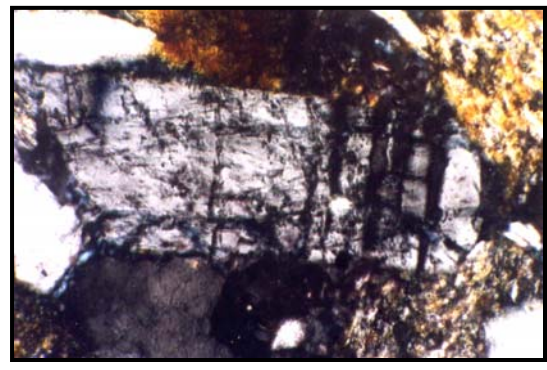


Figura 48. MG-192 (1470-71) Feldespato tipo Ortosa disuelto a través de sus planos de clivaje. Nícoles Cruzados. Objetivo 25x

4.1.4.3. Fragmentos Líticos

Los fragmentos líticos que se observaron en estas muestras son de origen metamórfico (no foliados como la cuarcita, esquistos/filitas, y gneis), volcánicos no metamorfizados y chert.

Dentro del grupo de los fragmentos metamórficos los más importantes y abundantes son los del tipo esquistos micáceo cuarzosos (Figura 37) y filitas micáceo cuarzosas (Figura 38), los cuales se encuentran entre un 10% y un 42%; a su vez los no foliados como la cuarcita, están entre un 2% y un 4% y, por último, los gneis, que no sobrepasan el 5%.

Por otra parte, los fragmentos volcánicos se presentan entre un 1% y un 6% (Figura 39); éstos se muestran bastante alterados, lo que impide una buena descripción petrográfica de los mismos.

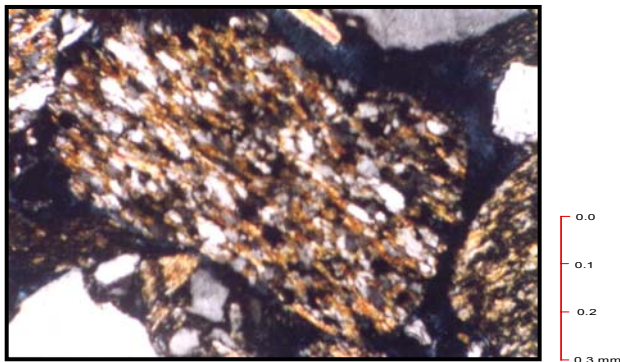


Figura 49. MG-192 (1470-71) Fragmento de roca Metamórfico tipo Esquisto cuarzo micáceo. Nícoles Cruzados. Objetivo 10x



Figura 50. MG-192 (1443-44) Fragmento de roca Metamórfico tipo Filita micáceo cuarzosa. Nícoles Cruzados. Objetivo 10x

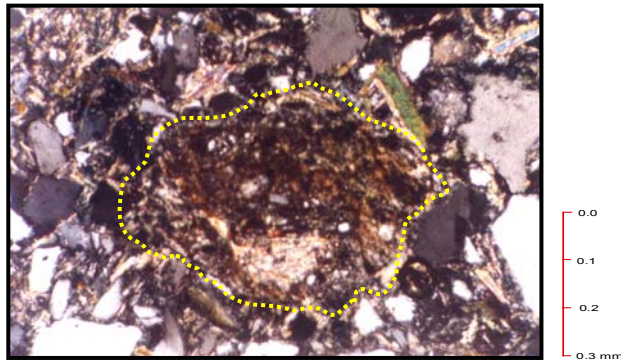


Figura 51. MG-192 (1443-44) Fragmento de roca Volcánico bastante deformado. Nícoles Cruzados. Objetivo 10x

Los fragmentos sedimentarios están representados sólo en cantidades traza por chert.

4.1.4.4. Otros Minerales

Dentro de este grupo se pueden mencionar las micas como moscovita, clorita y biotita, minerales ricos en hierro como la hematita y limonita y, minerales pesados como leucoxeno; todos éstos se presentan como minerales accesorios, ya que no superan el 1%.

4.1.4.5. Matriz

Este componente está presente en cantidades traza tanto en las areniscas líticas como en las arcósicas. Se encuentra constituida principalmente por pequeños granos detríticos embebidos en una mezcla de arcillas las cuales no se pudieron identificar sólo bajo luz polarizada, por lo cual se definió como una matriz limo arcillosa (Figura

40); además las areniscas líticas presentan minerales de arcilla de capas mixtas del tipo illita/smectita.

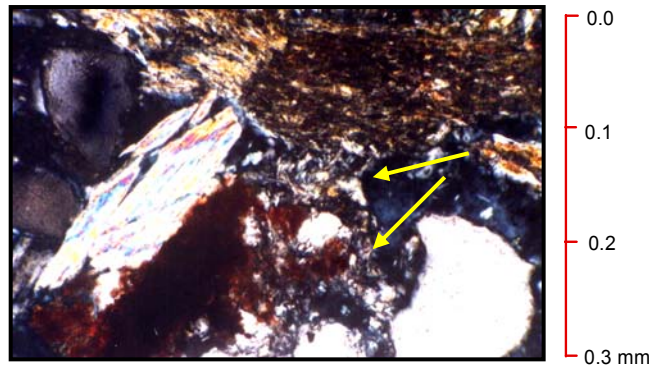


Figura 52. MG-192 (1470-71) Matriz limo arcillosa compuesta por minerales de arcilla y granos de cuarzo tamaño arcilla. Nícoles Cruzados. Objetivo 25x

4.1.4.6. Cemento

En las muestras estudiadas, el cemento fue observado en muy baja cantidad, compuesto principalmente por illita/clorita (Figura 41) y caolinita las cuales están presentes en cantidades traza.

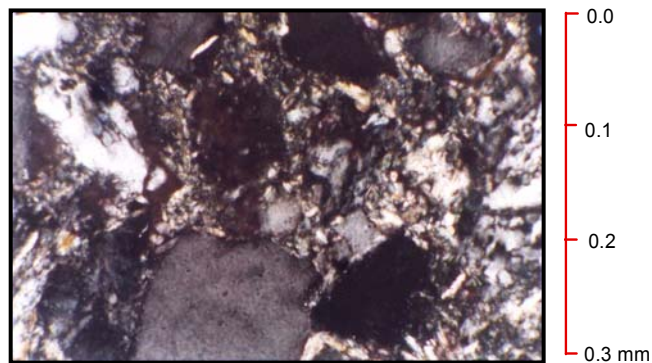


Figura 53. MG-192 (1443-44) Minerales de arcilla tipo illita y/o clorita en forma de cemento rellenando poros. Nícoles Cruzados. Objetivo 25x

4.1.4.7. Porosidad

Se encuentra presente en cantidades que no sobrepasan el 3%. Constituida principalmente por la disolución de bordes de granos e intrapartícula en feldespatos y, en pocas ocasiones por disolución parcial de matriz (Figura 42) y escasas fracturas.

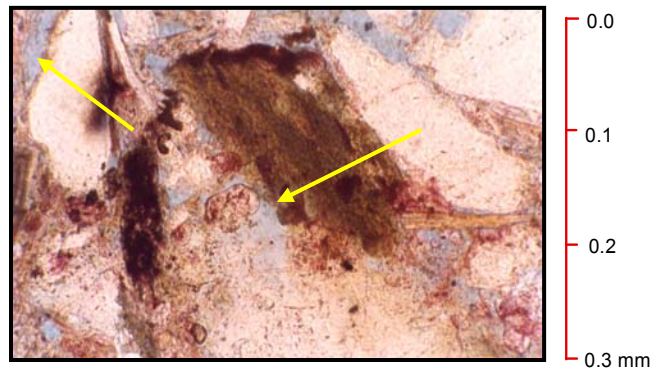


Figura 54. MG-192(1443-44) Disolución Parcial de la matriz generando porosidad secundaria. Nícoles Paralelos. Objetivo 25x

Estas porosidades se definieron por la presencia de bordes de granos detríticos corroídos, restos de matriz y porosidad alargada e irregular.

4.2. DIAGÉNESIS

4.2.1. GENERALIDADES

La diagénesis involucra una serie de procesos que actúan sobre los sedimentos desde que son depositados hasta alcanzar el grado más bajo del metamorfismo marcado por la fase de los esquistos verdes, afectando su composición mineralógica y textura original. (SANDOVAL 2000).

La evolución diagenética de los sedimentos depende en gran parte de: el tiempo durante el cual estuvieron expuestos dichos sedimentos a diferentes condiciones de presión, temperatura, la química del fluido de poro, y de la composición del material sedimentario, así como del contenido de matriz y las condiciones texturales originales (SANDOVAL *op. cit.*).

En este capítulo se pretenden estudiar las características diagenéticas y procesos diagenéticos ocurridos en las formaciones Carbonera, Lagunillas e Isnotú ubicadas en el subsuelo de la Cuenca de Maracaibo (Anexo V); y así explicar su importancia e influencia en los sedimentos, al momento de determinar su procedencia, unido además a un conocimiento previo de estratigrafía y tectónica de la cuenca en estudio.

4.2.2. PROCESOS DIAGENÉTICOS DE LA FORMACIÓN CARBONERA

4.2.2.1. Compactación

Según SANDOVAL (2000), la compactación se presenta en mayor grado en areniscas texturalmente inmaduras (mayor contenido de matriz, mal escogimiento y poca redondez) y que presenten alto porcentaje de granos dúctiles deformados mientras que, en areniscas maduras texturalmente (menor contenido de matriz, buen escogimiento, y granos bien redondeados) y que presenten menor porcentaje de granos dúctiles deformados, la compactación es menor.

Al estudiar los intervalos de profundidad de la Formación Carbonera se pudo observar que la deformación de granos dúctiles, como micas (Figura 55) y fragmentos de roca principalmente metamórficos del tipo filitas y esquistos micáceo cuarzosos son comunes a profundidades mayores. Estos granos son los más susceptibles a la deformación y trituramiento mecánico y, por lo tanto, tienden a formar pseudomatriz.

Se puede decir entonces, que las muestras analizadas que están a profundidades mayores son aquellas que presentan mayor compactación ya que son afectadas por una mayor carga litostática además de ser inmaduras texturalmente.

Además, este proceso diagenético trajo como consecuencia, cambios texturales importantes, como la reducción de la porosidad primaria.

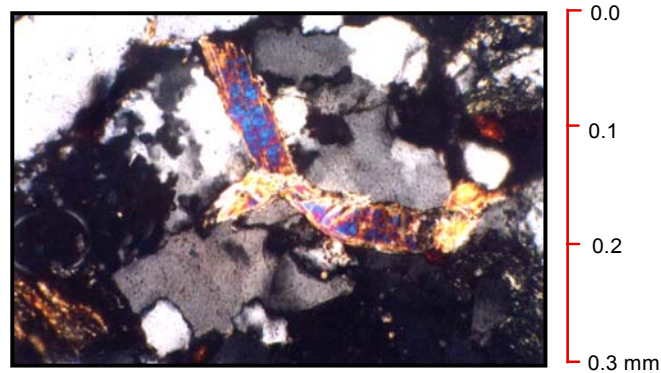


Figura 55. CM-3 (3535-37) Proceso de compactación. Moscovita altamente deformada, formando pseudomatriz. Nícoles Cruzados. Objetivo 25x

4.2.2.2. Cementación

Este proceso está íntimamente relacionado a la formación de minerales por la precipitación de soluciones contenidas en los poros de la roca. Así mismo, es muy importante en los cambios texturales de las rocas, debido a que puede disminuir los efectos de compactación física o mecánica.

Las muestras analizadas presentan entre un 1% y un 6% de cemento. Entre los diferentes tipos de cementos autigénicos observados se pueden mencionar en orden de importancia los siguientes:

Sílice

Se observa precipitada como sobrecrecimiento en continuidad óptica o sintaxial sobre granos detríticos de cuarzo (Figura 56); éste es el más frecuente en las muestras analizadas aunque, a mayores profundidades se presenta en un bajo porcentaje, mientras que, a medida que se disminuye en profundidad, éste es más abundante. Además la sílice se presenta como agregados microcristalinos en muy poca cantidad rellenando poros, en intervalos de profundidad mayor.

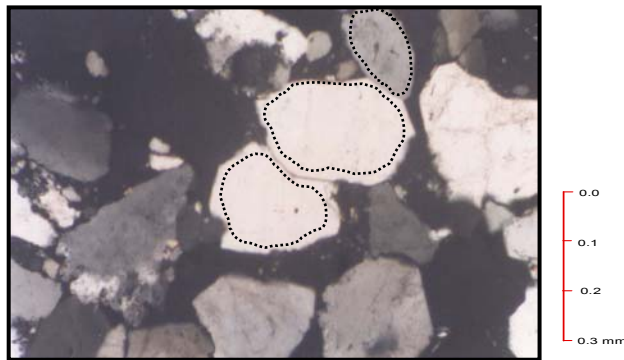


Figura 56. T-189 (2324-26) Sobrecrecimiento de Cuarzo sintaxial, produce un falso contacto longitudinal. Nícoles Cruzados. Objetivo 10x

La sílice precipitada es posible que provenga de la alteración de feldespatos y de la disolución parcial de los mismos, lo cual se evidencia en estas muestras (ver disolución y alteración):

K-feldespato-----caolinita + SiO₂ (sobrecrecimiento) (SANDOVAL 2000)

Según Sandoval (*op. cit.*), otra posible fuente de sílice podría derivarse de la introducción de la sílice disuelta en el agua de poro que proviene de la alteración, disolución y expulsión del fluido intersticial de rocas adyacentes a las areniscas como el caso de sedimentos finos o lutitas. En este caso la Formación Mirador, infrayacente a Carbonera, esta constituida principalmente por niveles de areniscas de grano fino a

medio intercalados con lutitas que puede estar aportando la sílice necesaria en esta cementación.

Minerales de arcilla

El contenido de minerales de arcillas autigénicas en las muestras estudiadas se reduce principalmente a la presencia de caolinita, la cual se observa como pequeños agregados intergranulares microcristalinos, compuestos de cristales o libritos pseudo hexagonales que generalmente se encuentran relleno de poros (Ver Figura 31); es común en todos los pozos estudiados, desapareciendo en las muestras de menor profundidad.

La caolinita proviene posiblemente de la alteración y disolución de los feldespatos, así como también, del continuo flujo de soluciones ricas en aluminio y del pH ácido que puede proceder de la expulsión de los fluidos en lutitas o estratos lutíticos adyacentes, para este caso, los niveles lutíticos de la Formación Mirador infrayacente.

Dentro de este grupo de minerales de arcillas, la illita/smectita como cemento se observa en muy poca proporción en las muestras menos profundas.

Minerales de Hierro

Otro cemento importante, aunque se observa en menor cantidad, es el compuesto por minerales ricos en hierro como la hematita y siderita, los cuales se encuentran relleno de poros y como envoltorio de granos detríticos, respectivamente. Es común observarlos en las muestras de mayor profundidad.

La alteración y disolución de los componentes minerales de las rocas metamórficas e ígneas, como clorita, biotita, y magnetita pueden ser fuente para la precipitación del hierro. Por otro lado durante la diagénesis, la goethita tiende a transformarse en hematita.

4.2.2.3. Disolución

Según SURDAM *et al.* (1993) SCHMIDT & MC DONALD (1979) AL-SHAIEB & SHELTON (1981) POTER & WEIMAR (1982) CURTIS (1983) MONCURE *et al.* (1984) SHANMUGAM (1985) DE SOUZA *et al.* (1995) todos cit. en SANDOVAL (2000), el CO₂ liberado en la maduración de la materia orgánica causa la disolución de feldespatos, fragmentos de roca y material carbonático originando así la formación de porosidad secundaria presente en las rocas. Otra causa para la disolución de granos de feldespatos y fragmentos de roca (aluminosilicatos generalmente), es la liberación de iones al fluido de poro al ocurrir la transformación de la smectita a illita/smectita en condiciones de soterramiento moderado a profundo (SIEBERT *et al.* 1984, BJÓRLYKKE 1984 y MONCURE *et al. op. cit.*, todos cit. en SANDOVAL, *op. cit.*). La circulación de aguas meteóricas subsaturadas en ciertos minerales es otra posible causa para que ocurran estos procesos de disolución (BJÓRLYKKE *op. cit.*, cit. en SANDOVAL 2000).

A lo largo de toda la sección estudiada se observan procesos de disolución parcial de cemento y granos, generando así una porosidad secundaria en la mayoría de las secciones finas analizadas. Dentro del cemento, la caolinita se observa disuelta con mayor frecuencia a mayores profundidades hasta aproximadamente los 3000 pies. Los fragmentos líticos metamórficos de tipo filitas y esquistos y, granos de feldespato tales como ortosa y plagioclasa se encuentran disueltos parcialmente a mayor profundidad, mientras que los vestigios de una matriz arcillosa (illita/smectita, clorita/smectita, e illita) se observan a menor profundidad (Fig. 57).

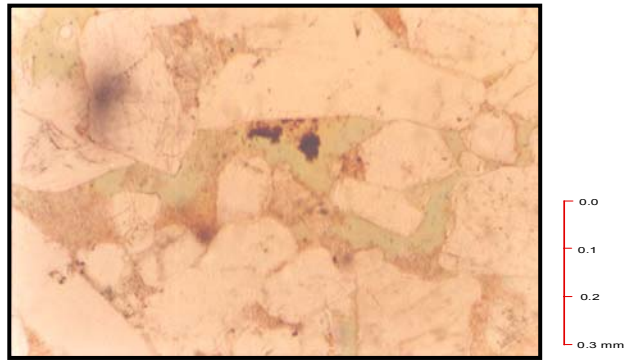


Figura 57. T-189 (2324-26) Disolución parcial de la matriz, generando porosidad secundaria. Nícoles Paralelos. Objetivo 10x

4.2.2.4. Reemplazo

Según SANDOVAL (2000), el reemplazo es un proceso diagenético donde ocurren reacciones que permiten el crecimiento de un mineral a expensas de y en lugar de otro, resultando así la disolución parcial o total del mineral reemplazante.

Este proceso diagenético se evidencia a 7495 pies de profundidad, donde se observa un reemplazo parcial del óxido de hierro, posiblemente hematita, sobre el carbonato de calcio.

Por otro lado, a una profundidad de 3157 pies, se observan trazas de siderita sobre granos de cuarzo detrítico.

4.2.2.5. Alteración

Cuando ocurre la disolución selectiva de parte de los componentes de un mineral o, reacciona con algunos iones presentes en el fluido de poro, éste cambia su composición variando así la relación entre sus componentes dando lugar a la

formación de una nueva especie mineral usando partes del enrejado del mineral preexistentes.

Los feldespatos se observan en toda la secuencia estudiada, parcialmente alterados a minerales de arcillas principalmente del tipo illita, illita/smectita y caolinita (Figura 58), que, en la mayoría de los casos, se inicia a partir de sus planos de clivaje. La alteración de las micas como la moscovita y biotita a minerales de arcilla del tipo illita/smectita y clorita respectivamente se observa con mayor frecuencia en profundidades entre los 3500 y 3080 pies aproximadamente. Por último, a una profundidad aproximada de 1000 pies, la matriz presente en los fragmentos de roca volcánicos se encuentra en proceso de cloritización.

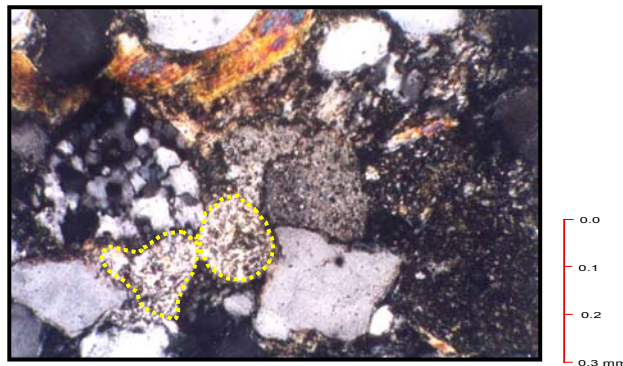


Figura 58. CM-3 (3535-37) Alteración de feldespatos a minerales de arcilla. Nícoles Cruzados. Objetivo 10x

4.2.3. PROCESOS DIAGENÉTICOS DE LA FORMACIÓN LAGUNILLAS

4.2.3.1. Compactación

Los principales efectos de compactación para las muestras estudiadas, aumentan progresivamente a medida que aumenta la profundidad. El contenido de granos,

representado principalmente por micas como moscovita y biotita y, fragmentos líticos metamórficos, en su mayoría esquistos y filitas micáceo cuarzosas, presentan alta deformación. Así mismo, se reduce considerablemente la porosidad primaria existente y los fragmentos de roca se observan triturados formando pseudomatriz, que se observa en mayor porcentaje en intervalos de mayor profundidad.

4.2.3.2. Cementación

Las muestras analizadas para esta formación presentan una cementación que varía entre el 1% y 24%, entre los cuales se pueden encontrar minerales de arcilla como caolinita e illita/smectita, minerales ricos en hierro como la hematita y siderita, precipitación de sílice en forma de sobrecrecimientos sintaxiales y cuarzo microcristalino y en menores cantidades, precipitación de carbonato de calcio.

Minerales de Arcilla

En las muestras estudiadas el cemento más común es la caolinita, aunque se encuentra en baja proporción en cada una de ellas. Este mineral se encuentra rellenando poros y posiblemente proviene, de la alteración de feldespatos y micas producto de la interacción de éstos con aguas meteóricas.

La illita se observa en cantidades traza, precipitada tanto a bajas como a altas profundidades, tomando en cuenta que este mineral no se presenta en un intervalo aproximado entre los 5500 y 10200 pies.

Los minerales de arcilla tales como la illita y smectita, necesitan de iones de potasio K^+ y sodio Na^+ y calcio Ca^+ respectivamente para su formación, los cuales pudieron haber sido suministrados a partir de la disolución de feldespatos potásicos y

moscovita, plagioclasas sódicas y algunos minerales ferromagnesianos, o por la introducción de fluidos de poro ricos en estos elementos.

Minerales ricos en Hierro.

El segundo cemento en orden de abundancia corresponde a la precipitación de la hematita, que se presenta en mayor cantidad rellenando fracturas. En este caso, esta precipitación pudo haber sido el producto de la reacción de las micas ricas en hierro como biotita y clorita.

La siderita se presenta esporádicamente, rellenando poros a lo largo de la sección estudiada en muy bajo porcentaje. Este mineral es estable en ambientes reductores, sus campos de estabilidad dependen de la presencia o no de carbonatos, favoreciendo a su precipitación la alta concentración de este mineral, el cual está presente en estas muestras, a mayor profundidad.

Sílice

La sílice se presenta como sobrecrecimientos en continuidad óptica sobre granos detríticos de cuarzo en baja proporción a lo largo de la secuencia estudiada. Igualmente, se observa en forma de cuarzo microcristalino en cantidades traza. La fuente de este mineral, puede estar relacionada con la alteración y disolución de silicatos tales como los feldespatos.

Carbonatos

El carbonato de calcio se presenta en forma de calcita y dolomita rellenando poros en las muestras estudiadas de mayor profundidad. Entre una de las posibles fuentes para la precipitación del carbonato de calcio, según PETTIJOHN *et al.* (1973) cit. en SANDOVAL (2000), está la descomposición de la materia orgánica donde se genera CO₂ el cual incrementa la solubilidad de los carbonatos. A medida que el CO₂ se escapa del sistema, el carbonato que está en solución podrá precipitar como respuesta

a la pérdida de este CO₂. La Formación La Rosa, infrayacente a la Formación Lagunillas, contiene capas de lignito, es decir, materia orgánica descompuesta que pudo haber generado el CO₂ necesario para la precipitación de los carbonatos en esta formación.

4.2.3.3. Disolución

Una de las causas principales de este proceso puede ser producto de la infiltración de fluidos dentro del sistema, los cuales actúan sobre los minerales más solubles e inestables tales como: minerales de arcilla, feldespatos y fragmentos líticos metamórficos. Así mismo, este proceso trae como consecuencia cambios texturales como la generación de porosidad secundaria.

A lo largo de la sección estudiada, se observa muy comúnmente disolviéndose la matriz compuesta por minerales de arcilla tipo illita/smectita en un alto porcentaje formando porosidad interpartícula (Fig. 63), igualmente, los feldespatos como ortosa, microclino y plagioclasa se disuelven a través de sus planos de clivaje generando porosidad intrapartícula o en forma de “panal”. Estos minerales se encuentran aleatoriamente a lo largo de la sección.

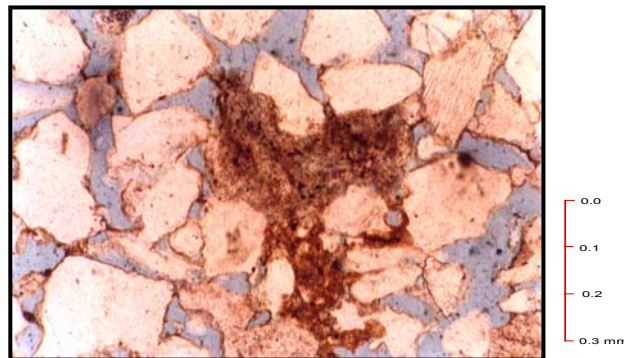


Figura 59. VLB-5 (5400-01) Disolución de la matriz limo arcillosa, generando poros de mayor tamaño, y granos flotantes. Nícoles Paralelos. Objetivo 10x

En las muestras más profundas, se observa que buena parte de los fragmentos líticos metamórficos de tipo esquistos y filitas que se presentan como pseudomatriz también se disuelven pero en menor cantidad, al igual que la calcita presente en forma de cemento en muy poca proporción.

El cemento de caolinita presenta disolución parcial creando así porosidad secundaria por disolución.

4.2.3.4. Reemplazo

En la sección estudiada, los minerales reemplazantes más comúnmente observados son la siderita y/o glauconita (Figura 64).

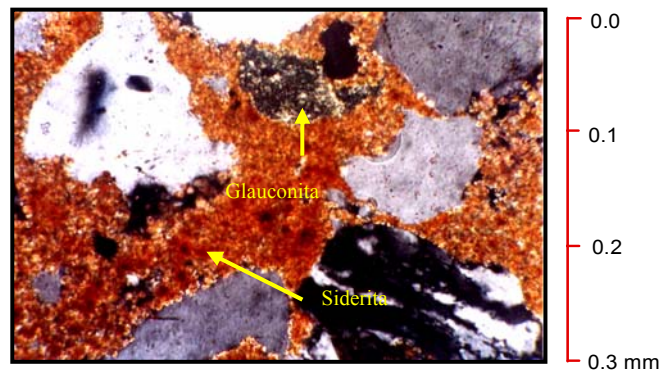


Figura 60. VLC-737 (9350-52) Cristales de Siderita y glauconita precipitados en forma de cemento. Nícoles Cruzados. Objetivo 25x

La siderita, reemplaza principalmente al cuarzo, clorita y fragmentos líticos de tipo esquistos y filitas micáceo cuarzosas. Este mineral se encuentra reemplazando parcialmente los granos antes mencionados.

La glauconita por su parte, se presenta en cantidades traza reemplazando totalmente algunos granos. En estudios realizados por HUGHES & WHITEHEAD (1987) cit. en SANDOVAL (2000) encontraron que los granos detríticos de cuarzo y chert mostraban reemplazo de su fábrica por glauconita, es por lo que se presume que en las muestras observadas, este proceso haya afectado a estos granos.

A mayores profundidades se observa, localmente, el reemplazo de la calcita por dolomita.

4.2.3.5. Alteración

Este proceso se observó marcadamente en toda la sección estudiada, en los feldespatos (Figura 65), micas tales como moscovita y biotita, fragmentos líticos metamórficos tipo esquistos y filitas micáceo cuarzosos y, fragmentos volcánicos; todos estos granos alteran a illita/smectita y/o clorita. Los carbonatos como calcita alteran a siderita y ésta, a su vez, a dolomita (ankerita).

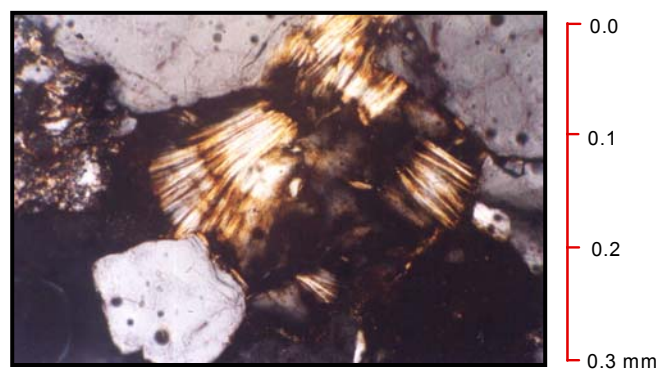


Figura 61. VLD-329 (10224-26) Cristales de Illita/Smectita producto de la alteración de micas, mostrando un buen desarrollo cristalino. Nícoles Cruzados. Objetivo 25x

4.2.4. PROCESOS DIAGENÉTICOS DE LA FORMACIÓN ISNOTÚ

4.2.4.1. Compactación

La compactación se presenta a lo largo de la sección estudiada pero no con la misma intensidad. La presencia de un alto porcentaje de granos dúctiles deformados como las micas biotita y moscovita, y fragmentos líticos metamórficos tipo filitas micáceo cuarzosas, así como el trituramiento de los mismos a mayores profundidades, originando pseudomatriz al fluir sólidamente entre los granos más rígidos, son evidencias de este proceso de compactación.

Este proceso está relacionado íntimamente al contenido de matriz que presente la muestra, en este caso en las muestras analizadas la matriz varía entre un 2% y cantidades traza, disminuyendo a medida que se aumenta en profundidad.

Por otra parte, este proceso pudo haber influido considerablemente en la pérdida de porosidad primaria, la cual es muy escasa en las muestras estudiadas.

4.2.4.2. Cementación

Las muestras analizadas para esta formación presentan muy poca cementación que varía entre menos del 1% y 3%; así mismo, no se observa ningún patrón regular entre la composición mineralógica de estos cementos, los cuales van desde minerales de arcilla como caolinita y clorita hasta minerales ricos en hierro como la hematita y siderita, todos presentándose a profundidades someras que van desde los 1250 hasta los 2590 pies aproximadamente.

Hematita

Es el mineral que predomina sobre los demás tipos de cementos encontrados y se observa relleno de fracturas y poros aproximadamente a los 1250 pies de profundidad (Figura 59). Con respecto a la posible fuente de óxido de hierro en forma de hematita esta pudo provenir de la disolución de minerales ricos en hierro como biotita y alteración de minerales de arcilla como la smectita.

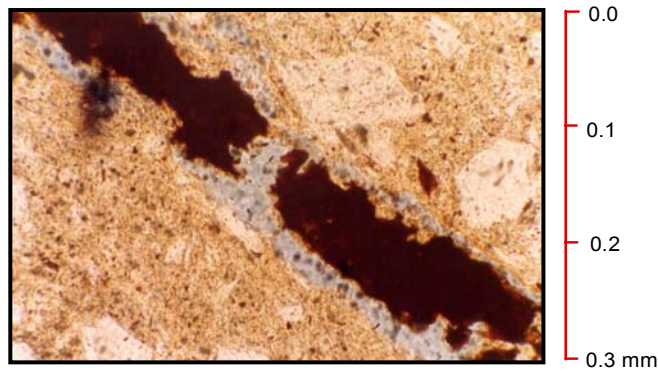


Figura 62. MG-192 (1253-55) Hematita en forma de cemento relleno de fracturas. Nícoles Paralelos. Objetivo 25x

Caolinita

En las muestras analizadas este cemento se presenta en baja proporción a una profundidad aproximada de 1470 pies, y en forma de relleno de poros. Este mineral se presenta como agregados microcristalinos intergranulares que comúnmente precipita a profundidades someras por efecto de reacciones químicas entre las aguas meteóricas y feldespatos.

Una posible fuente para la precipitación de este mineral según BUCKE & MANKIN (1971) cit. en SANDOVAL (2000), radica en el continuo flujo de soluciones ricas en aluminio y del pH ácido que pueden proceder de la expulsión de los fluidos en las lutitas o estratos lutíticos adyacentes, que para éste puede tratarse de las lutitas de la Formación Palmar. Por otro lado la descomposición de los feldespatos en la sección estudiada, es otra posible fuente para esta cementación.

Siderita

Este mineral se observa en baja proporción en las muestras estudiadas a unos 1470 pies de profundidad aproximadamente, reemplazando granos de feldespato. La siderita se encuentra comúnmente en sedimentos no marinos, donde el fluido de poro es rico en hierro con respecto al calcio.

Clorita

Este mineral de arcilla se observa en cantidades traza dentro de la sección estudiada a una profundidad de 1440 pies aproximadamente y precipitó entre los espacios intergranulares (Figura 60).



Figura 63. MG-192 (1443-44) Cristales de clorita precipitados en espacios porosos. Nícoles Cruzados. Objetivo 25x

4.2.4.3. Disolución

Este proceso se observa en todas las muestras estudiadas, siendo los feldespatos, los minerales más afectados por el mismo, ya que se encuentran disolviéndose de manera preferencial a lo largo de sus planos de clivaje, generando porosidad secundaria en forma de “panal” (Figura 61), además, la cantidad de feldespato disuelto aumenta en las muestras a medida que éstas se presentan a mayor profundidad. Una vez que se aumenta en profundidad, la matriz compuesta

principalmente de minerales de arcillas del tipo illita/smectita, disminuye considerablemente, ya que se encuentra disuelta casi en su totalidad. Los fragmentos líticos de origen metamórfico como esquistos micáceo cuarzosos son poco comunes, se observan disueltos sólo a 1440 pies y 2590 pies de profundidad aproximadamente.

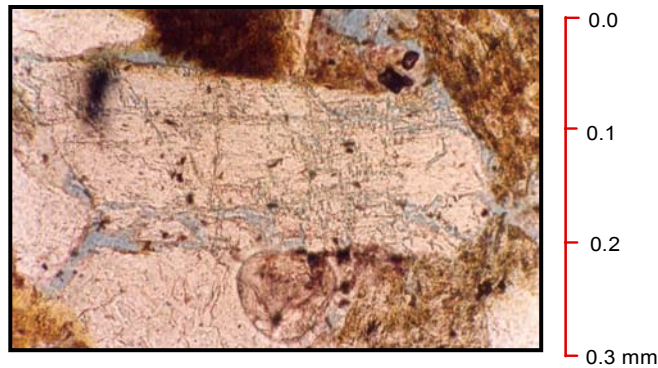


Figura 64. MG-192 (1470-71) Proceso de disolución de feldspatos tipo ortosa a través de su planos de clivaje principalmente. Nícoles Paralelos, Objetivo 25x

Según HAYES (1979) cit. en SANDOVAL (2000), a medida que aumenta la profundidad y la temperatura, las soluciones acuosas químicas activas (cargadas con ácidos inorgánicos y CO₂) pueden migrar posiblemente de las lutitas adyacentes, en este caso, de la Formación Palmar hacia estas areniscas, originando la disolución de los compuestos más inestables, como feldspatos y minerales de arcillas, generando así, porosidad secundaria.

4.2.4.4. Reemplazo

A 2590 pies de profundidad aproximadamente ocurre el reemplazo total, de unos pocos granos detríticos por glauconita. HUGHES & WHITEHEAD (1987) cit. en

Sandoval (*op. cit.*) consideran que la glauconita puede estar reemplazando parcial o totalmente granos de cuarzo y/o chert. Mientras que a unos 1500 pies de profundidad aproximadamente la siderita se encuentra reemplazando parcialmente a algunos granos de feldespatos.

4.2.4.5. Alteración

La mayoría de las micas como la biotita y la moscovita se presentan alteradas a minerales de arcilla del tipo clorita e illita/smectita respectivamente a medida que se aumenta en profundidad a partir de los 1440 pies. Las micas contenidas dentro de los fragmentos de roca metamórficos tipo esquisto presentan un comportamiento similar al momento de sufrir una alteración. Este tipo de alteración depende de las condiciones fisico-químicas del ambiente diagenético

Por otra parte los feldespatos se alteran en menor proporción a minerales de arcilla del tipo illita/smectita a una profundidad de 1440 pies aproximadamente (Figura 62); así mismo, la mayoría de los fragmentos de roca volcánicos félsicos se encuentran parcialmente alterados a clorita, lo cual se puede apreciar a profundidades aproximadas entre los 1400 y 1500 pies, todo esto producto de la inestabilidad de estas partículas durante el soterramiento.

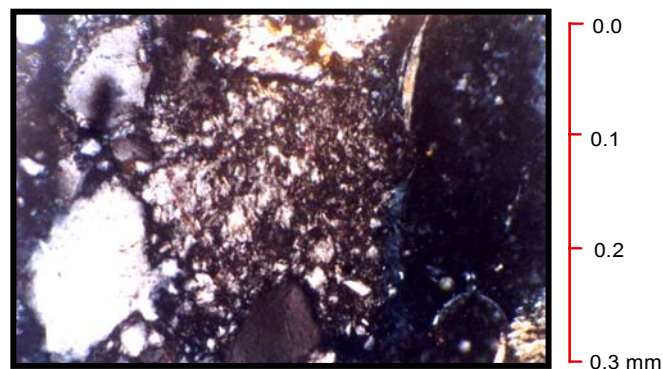


Figura 65. MG-192 (1470-71) Feldespato indeterminado. Presenta como minerales de alteración arcillas mixtas tipo illita/smectita. Nícoles Cruzados. Objetivo 25x

4.3. SECUENCIAS PAREGENÉTICAS

4.3.1. GENERALIDADES

La sucesión de eventos diagenéticos que ocurre en los sedimentos una vez que se inicia el soterramiento, va a estar íntimamente ligada a la variación de los siguientes parámetros:

1. Gradiente Geotérmico
2. Diferencias de Presión
3. Actividad Tectónica
4. Presencia de soluciones o fluidos de diferente composición química

los cuales no son constantes y varían para cada una de las diferentes formaciones.

4.3.2. SECUENCIA PARAGENÉTICA DE LA FORMACIÓN CARBONERA

Los diferentes procesos diagenéticos que afectaron las rocas de la Formación Carbonera y la secuencia de formación de minerales autigénicos ocurridos en éstas a una profundidad comprendida entre los 7500 y 1000 pies aproximadamente se aprecian en la tabla 3. Los parámetros utilizados como base para la subdivisión de los estados diagenéticos fueron propuestos por DUNOYER DE SEGONZAC (1970) cit. en SANDOVAL (1987).

4.3.2.1. Diagénesis Somera

Esta etapa se define dentro de un intervalo de presión de aproximadamente 0 a 150 kg/cm², (0 a 1000m de profundidad) y temperaturas que no sobrepasan los 35°C.

En esta etapa empiezan a observarse procesos físicos como la compactación, ya que se evidencia un bajo porcentaje de granos dúctiles deformados los cuales aumentan a medida que aumenta la profundidad.

Se inicia el proceso de disolución de la matriz de illita/smectita la cual genera la posterior precipitación de los minerales de arcilla. Además, los feldespatos en especial los potásicos, comienzan a disolverse; el producto de esta disolución influye en la generación de sobrecrecimientos de cuarzo en forma sintaxial, así como el cemento de caolinita, y al final de este soterramiento el cemento de cuarzo microcristalino. Al final de esta etapa el cemento de caolinita comienza a disolverse.

Se inicia la alteración de micas, biotita y moscovita, lo cual es un factor importante trayendo como consecuencia la posterior cementación de hematita. Los feldespatos comienzan a alterarse.

Posteriormente se produce el reemplazo de calcita por siderita.

Se inicia la disolución de los fragmentos de roca metamórficos, y por último se produce la alteración de los fragmentos de roca volcánicos.

4.3.2.2. Diagénesis Intermedia

Los procesos y cambios diagenéticos en esta etapa vienen dados a unas condiciones de presión entre 150 y 500kg/cm² (1000 a 3000m de profundidad) y temperaturas entre los 35 y 100°C.

Continúan los procesos físicos como la compactación, la deformación de fragmentos de roca aumenta, hasta llegar a triturarse y fluir solidamente formando pseudomatriz.

Los procesos químicos como la alteración, disolución y cementación siguen ocurriendo de igual manera en este soterramiento, finalizando a la mitad del mismo.

4.3.3. SECUENCIA PARAGENÉTICA DE LA FORMACIÓN LAGUNILLAS

Los efectos diagenéticos y la secuencia de formación de minerales autigénicos que afectaron las rocas de la Formación Lagunillas en un intervalo de profundidad entre los 4400 y 11030 pies aproximadamente se observan en la tabla 4, tomando como base para la subdivisión de cada uno de los estados diagenéticos, los parámetros propuestos por Dunoyer de Segonzac (1970) cit. en Sandoval (2000).

4.3.3.1. Diagénesis Somera

Esta etapa se encuentra definida dentro de un intervalo de presión de 0 a 150kg/cm² aproximadamente (0 a 1000m de profundidad) y que no sobrepasan los 35°C.

Esta fase se caracteriza principalmente por procesos físicos como la compactación, la cual se evidencia a partir de la presencia de un alto porcentaje de granos dúctiles deformados como micas y fragmentos líticos metamórficos y en menor proporción, plagioclasas.

En la fase terminal de este soterramiento, comienza a actuar sobre la roca, procesos químicos que alteran y disuelven algunos componentes de ésta.

Dentro de los minerales que comienzan a alterarse, están las micas, feldespatos que pasan a minerales de arcilla tipo illita/smectita.

Así mismo, los componentes de las rocas que comienzan a disolverse están representados por una matriz de illita/smectita, feldespatos y cemento de caolinita.

Por último, los minerales ricos en hierro como la hematita y siderita comienzan a precipitar en forma de cemento.

4.3.3.2. Diagénesis Intermedia

Las condiciones de presión y temperatura que marcan esta etapa, son las siguientes: entre 150 y 500kg/cm² (1000 a 3000m de profundidad) y temperaturas entre 35 y 100°C.

Durante esta etapa, aunque se siguen observando los efectos físicos de compactación, los procesos químicos son los más importantes.

La alteración de micas y feldespatos continúa y, los carbonatos comienzan a alterarse a siderita, así como los fragmentos líticos metamórficos tipo esquistos y

filitas micáceo cuarzosas a minerales de arcilla del tipo illita/smectita. Este proceso sólo se observa ocurriendo durante esta etapa.

Por otra parte, la disolución de la matriz de illita/smectita y cemento de caolinita al igual que los feldespatos se acentúa, y se inicia la disolución de fragmentos líticos metamórficos tipo esquistos y filitas micáceo cuarzosas y del cemento de carbonato de calcio.

La precipitación de los minerales ricos en hierro se mantiene, y el cemento de sílice (en forma de sobrecrecimiento de cuarzo y cuarzo microcristalino), caolinita e illita/smectita, comienza a precipitar al inicio de esta etapa, mientras que la precipitación de carbonatos pudo haberse iniciado a finales de este soterramiento.

Procesos como el reemplazo de cuarzo y/o chert por glauconita, y de cuarzo, clorita y fragmentos líticos metamórficos por siderita comienzan a producirse a lo largo de esta etapa.

Se inicia el proceso de presión-solución evidenciado por la presencia de contactos longitudinales generalmente.

Por último se inicia también el proceso físico de formación de pseudomatriz, ya que los granos triturados comienzan a fluir sólidamente a través de los demás granos.

4.3.3.3. Diagénesis Profunda

El intervalo de condiciones que prevalecen durante este estado diagenético, corresponde a presiones de 500 y 2000kg/cm² (3000m a 10000m de profundidad) e intervalo de temperatura entre 100 y 200°C.

La disolución del cemento de carbonato, al igual que la de feldespatos y fragmentos líticos se observa hasta el inicio de esta fase.

En esta etapa se acentúa la formación de pseudomatriz, la cual puede destruir remanentes de porosidad primaria e inhibir la generación de porosidad secundaria.

Dentro de la cementación, la precipitación de carbonatos y minerales ricos en hierro aún se observa, mientras que al inicio de esta fase, los cementos de caolinita, illita/smectita y sílice comienzan a desaparecer.

Al inicio de este período todavía se observa el reemplazo de cuarzo, clorita y fragmentos líticos iniciado durante la etapa de soterramiento intermedio.

El proceso de presión-solución dado por la presencia de contactos longitudinales continúa durante este soterramiento.

4.3.4. SECUENCIA PARAGENÉTICA DE LA FORMACIÓN ISNOTÚ

Los parámetros utilizados como base para la subdivisión de los estados diagenéticos que afectaron las rocas de la formación Isnotú y la secuencia de formación de minerales autigénicos ocurridos en éstas a una profundidad comprendida entre los 1250 y 2590 pies aproximadamente fueron propuestos por DUNOYER DE SEGONZAC (1970) cit. en SANDOVAL (1987) y se pueden observar en la tabla 5.

4.3.4.1. Diagénesis Somera

Dentro de esta etapa se incluyen todos aquellos eventos diagenéticos que ocurren en un intervalo de presión de aproximadamente 0 a 150 kg/cm², (0 a 1000m de profundidad) y temperaturas que no sobrepasan los 35°C.

Esta fase se caracteriza tanto por procesos físicos como químicos.

Entre los procesos físicos, se encuentra la compactación, la cual viene dada por un alto porcentaje de granos deformados tales como micas y fragmentos líticos metamórficos y a mayor profundidad, el trituramiento de los mismos.

Los procesos químicos ocurren de forma combinada de la siguiente manera:

La disolución actúa principalmente sobre los feldespatos potásicos, generando porosidad secundaria, la cual, se ve disminuida por la precipitación de la caolinita producto de la disolución de los mismos y, que posteriormente, se disuelve a profundidades mayores.

Se produce la alteración de micas como la biotita y la moscovita a illita/smectita y clorita, los feldespatos a illita/smectita.

El cemento de hematita posiblemente pudo precipitar como consecuencia de la disolución de la matriz compuesta principalmente por minerales de arcilla del tipo illita/smectita y por la alteración de la biotita, los cuales tienen un considerable contenido de hierro. La clorita se observa en cantidades traza en forma de cemento. Los feldespatos son reemplazados por siderita.

Por otra parte, los fragmentos líticos de tipo volcánicos se están alterando parcialmente a clorita, mientras que las micas que forman los fragmentos

metamórficos se alteran a illita/smectita y clorita; posteriormente estos fragmentos comienzan a disolverse.

Además se observa que algunos granos de cuarzo y/o chert han sufrido un reemplazo total de glauconita.

4.4. EVOLUCIÓN DE LA POROSIDAD Y CALIDAD DE LAS ARENISCAS COMO RESERVORIO

En el estudio de la calidad de la roca como reservorio de hidrocarburos es importante conocer los procesos que generan y destruyen porosidad, así como determinar el tamaño de los poros, su forma y su distribución dentro de las mismas.

Según SANDOVAL (2000), el mejor tipo de reservorio en una arenisca desde el punto de vista de almacenaje y mayor facilidad de flujo de los hidrocarburos es aquel que posea una porosidad intergranular, que no haya sido destruida y que esté asociada a una buena permeabilidad, grandes poros, y una excelente producción de hidrocarburos; mientras que en las areniscas que sólo presentan una porosidad por disolución, la calidad de reservorio puede variar de buena a mala, dependiendo de la cantidad de porosidad originada y de la interconexión de la misma.

Por otra parte, la compactación y la cementación son procesos diagenéticos que actúan en la roca reduciendo la porosidad y permeabilidad original, bien sea por la deformación y/o trituramiento de las partículas o, por la precipitación de minerales en los espacios porosos, afectando su calidad como posible roca reservorio.

En las areniscas estudiadas de la Formación Carbonera se observa un bajo porcentaje de cementación y un proceso de compactación que aumenta conforme va

aumentando la profundidad de soterramiento (presión litostática), ya que los granos dúctiles se comprimen y son penetrados por los más rígidos, resultando así la destrucción de parte de la porosidad intergranular, y con ello de la permeabilidad. Sin embargo, se observa hasta un 15% de porosidad secundaria, lo cual estaría indicando para esta roca, una media a alta calidad como reservorio.

También se observó en estas areniscas un bajo porcentaje de cemento, que se presenta en su mayoría rellenando poros, lo cual puede estar reduciendo tanto la porosidad primaria como la generada por la disolución de partículas solubles e inestables a ciertas profundidades, como la matriz y los feldespatos pero en muy poca proporción, entonces se puede decir, que la calidad para reservorio de estas areniscas es buena.

En la sección estudiada de la Formación Lagunillas los granos presentan una marcada deformación, indicando que se trata de una roca bien compacta. Además, el cemento se observa en cantidades considerables, entonces la porosidad, que es generada por disolución de la matriz, del cemento y de partículas como los feldespatos, comienza a perderse, pero aún se observa ciertos poros de gran tamaño, por lo que se puede decir que la calidad como reservorio es muy buena.

En cuanto a las areniscas estudiadas para la Formación Isnotú, éstas contienen un alto porcentaje de granos dúctiles que al estar triturados llegan a fluir sólidamente a través de los espacios porosos formando pseudomatriz. La porosidad presente en estas areniscas es secundaria generada principalmente por disolución, alcanzando sólo un 3% del volumen total de la roca, por lo que, aunque la roca se observa poco cementada, es mala como reservorio para hidrocarburos.

CAPÍTULO V

5. PROCEDENCIA

5.1 GENERALIDADES

En todo estudio de procedencia, es fundamental realizar análisis petrográficos cualitativos y cuantitativos detallados de la composición mineralógica y características texturales de las rocas clásticas, ya que su composición va a depender principalmente de la naturaleza de la fuente, transporte, ambiente tectónico de origen y de depósito. DICKINSON & SUCZECK (1979) y DICKINSON (1985) sostienen que para obtener resultados más confiables en dicho estudio, es necesario disponer de arenas o areniscas no carbonáticas de grano medio y limpias (con menos del 15% de matriz).

Dentro de los análisis cuantitativos, el conteo modal es el método petrográfico más utilizado para determinar la composición mineralógica de este tipo de rocas (SÁNCHEZ & CENTENO 2002). Éste consiste en el conteo de un número determinado de granos (que incluyen granos, matriz, cemento y porosidad) en un microscopio de luz polarizada, utilizando una platina graduada que sujeta la lámina y permite su movimiento a un cierto intervalo de distancia, formando una red de puntos en un sistema de coordenadas (x, y). En esta técnica se registra por cada punto, la composición mineralógica y el tamaño del grano localizado en el centro de la retícula.

DICKINSON & SUCZECK (*op. cit.*) generaron cuatro diagramas ternarios (Figura 66) que muestran las variaciones de la composición de las areniscas en relación al ambiente tectónico, concluyendo que en general las areniscas derivadas de zonas continentales y depositadas en márgenes pasivos, zonas de *rift* intracontinental y cuencas cratónicas están compuestas de cuarzo y feldespato principalmente, mientras que en el caso de las areniscas depositadas en las cuencas asociadas a cinturones de deformación están enriquecidas de cuarzo y fragmentos líticos de muy variada

composición. A diferencia de éstas, las cuencas asociadas a arcos volcánicas contienen areniscas con abundantes fragmentos feldespáticos y líticos (volcánicos y plutónicos) y en menor cantidad, cuarzo (Tabla 6).

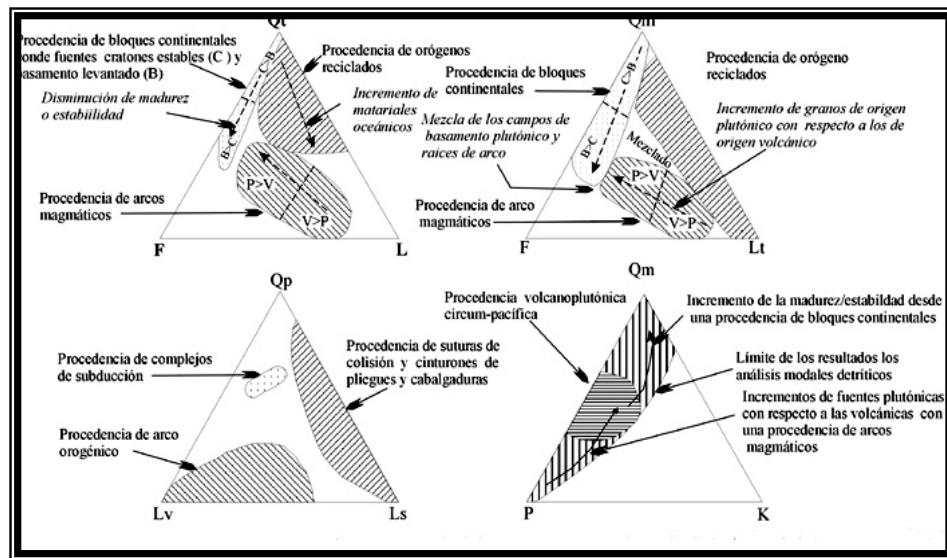


Figura 66. Diagramas Ternarios Dickinson (1986) que muestran las diferentes procedencias de sedimentos y el ambiente tectónico al que se asocian.

Qt= cuarzo total; Qm= cuarzo monocristalino; Qp= cuarzo policristalino; F= feldespato monocristalino total; P= plagioclasa; K= feldespato potásico; L= fragmentos líticos totales más cuarzo policristalino; Lt= fragmentos líticos policristalinos totales; Lv= fragmentos líticos volcánicos; Ls= fragmentos líticos sedimentarios. Tomado de SÁNCHEZ y CENTENO (2001).

Además, estos diagramas resaltan algunas características específicas (Figura 67), por ejemplo, en el diagrama Q-F-L, las variaciones en el cuarzo total reflejan el grado de madurez de la arenisca; en el diagrama Qm-F-Lt, las variaciones del cuarzo reflejan la fuente de aporte; en el diagrama Qp-Lv-Ls, el comportamiento de los componentes policristalinos de las areniscas refleja el origen de las mismas, cuando estos granos policristalinos estables dominan sobre los inestables, los sedimentos provienen del interior de un cratón estable, mientras que, cuando los granos inestables

dominan sobre los estables las areniscas provendrán de márgenes continentales activos como arcos de islas, zonas de probable colisión orogénica, o de cinturón orogénico.

Tabla 6. Determinación de la procedencia y ambiente tectónico a partir de la composición QFL de las areniscas. Tomado de Dickinson (1985)

Tipo de procedencia	Ambiente tectónico	Composición de areniscas
Cratón estable	Plataforma estable o en el interior del continente	Areniscas cuarzosas (ricas en Qt) con altas relaciones Qm/Qp y K/P
Basamento levantado (basament uplift)	Borde de <i>rift</i> o ruptura transforme	Areniscas cuarzofeldespáticas (ricas en Qm y F) con bajas concentraciones de Lt y relaciones similares de Qm/F y K/P similares a las de la fuente de aporte
Arco magmático	Arco de isla o arco continental	Areniscas volcanoclásticas y feldespatolíticas (ricas en F) con altas relaciones de P/K y Lv/Ls. Si están expuestas rocas plutónicas entonces las areniscas son cuarzofeldespáticas (ricas en Qm y F).
Orogéno reciclado	Complejos de subducción o cinturones de pliegues y cabalgaduras	Areniscas cuarzolíticas (ricas en Qt y Lt) con bajas concetraciones de F y Lv y relaciones variables de Qm/Qp y Qp/Ls

Por otra parte, el diagrama Qm-P-K, proporciona información sobre la madurez de los sedimentos así como el ambiente tectónico en el que se depositaron, ya que cuando los granos monocristalinos estables predominan sobre los inestables, se incrementa la madurez de los sedimentos, indicando un ambiente tectónico de depositación estable, mientras que, al dominar los inestables sobre los estables, y dependiendo del incremento en la relación de los componentes plutónicos y volcánicos, cuando ésta es alta, se dice que el ambiente tectónico es un arco inactivo

sometido a mucha erosión, pero si la relación es baja, se dice que es un arco activo (Bermúdez *et al.* 2003).

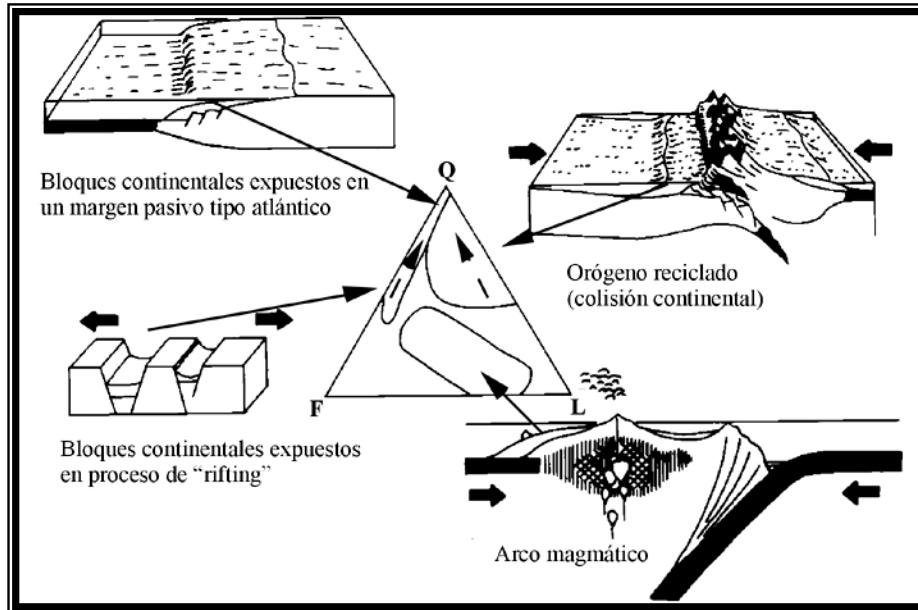


Figura 67. Contenido modal de las areniscas procedentes de diferentes ambientes tectónicos a partir de los diagramas Q-F-L de DICKINSON (1986)

Q= cuarzo total; F= feldespato monocristalino total; L= fragmentos líticos totales inestables (L= Lv+Ls) donde Lv= fragmentos líticos volcánicos, Ls= fragmentos líticos sedimentarios y metasedimentarios. Las flechas discontinuas indican incremento de madurez. Tomado de Sánchez y Centeno (2001)

En el presente trabajo, no se respetan estrictamente los parámetros establecidos por DICKINSON & SUCZEK (1979), ya que se tomaron en cuenta 39 secciones finas de areniscas de tamaño medio y fino que en ciertos casos, presentan un considerable porcentaje de matriz. También cabe destacar que las características observadas en la mayoría de los granos han sido afectadas por los procesos diagenéticos actuantes, lo que va a aumentar el porcentaje de error sobre los resultados.

Así mismo, en cada una de estas secciones se contaron 300 puntos distanciados cada 1mm, tomando en cuenta todas las características de los componentes de la roca observados en la sección fina; a estos se les determinó su composición mineralógica según las variables definidas por YORIS (1989) y modificadas para este trabajo, la forma, aproximada a una figura geométrica (Ver tabla 1), además de los diámetros mayor y menor, con la finalidad de calcular con una mayor precisión el porcentaje volumétrico de cada uno de los granos a partir del porcentaje areal estimado en la sección fina.

Posteriormente, se procedió a graficar cada uno de los resultados obtenidos, a partir del recálculo de los componentes mineralógicos del conteo modal, en los diagramas ternarios propuestos por DICKINSON *et al.* (1983), resultando diferentes tipos de procedencias para cada serie de areniscas de las formaciones estudiadas (DICKINSON & SUCZECK 1979), dentro de las cuales se nombran las siguientes (Figura 68):

Bloque Continental: las fuentes de sedimentos se encuentran en Escudo, plataforma o en bloques del basamento fallado. Dentro de este grupo se encuentra:

Cratón Interior: las areniscas son derivadas desde áreas del escudo expuesto. Aquellas que se presentan en gruesos *foreland* de márgenes continentales y planos abisales del piso oceánico corresponden a las areniscas cuarzosas con algún contenido de feldespatos, mientras que las que poseen alto contenido de cuarzo y alta relación de feldespatos potásicos y plagioclasa reflejan la intensa meteorización en cratones con bajo relieve y prolongado transporte a través de superficies continentales de bajo gradiente. Por otro lado las areniscas compuestas de puro cuarzo u ortocuarzitas representan detritos especialmente maduros que pueden acumularse en ambientes oceánicos, en sucesiones de plataformas o en interiores de cuencas en bloques continentales. (DICKINSON Y SUCZECK 1979)

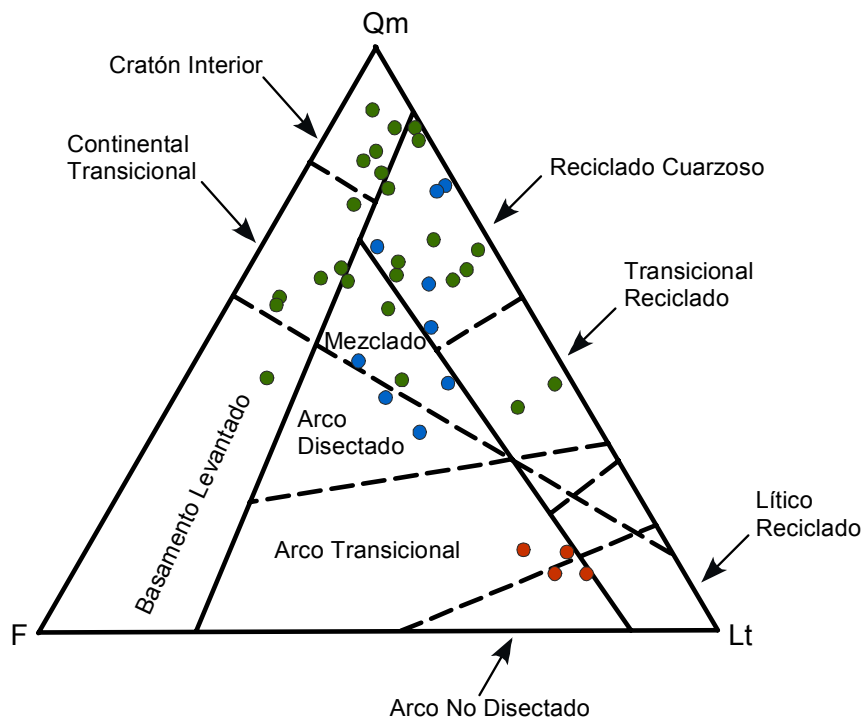
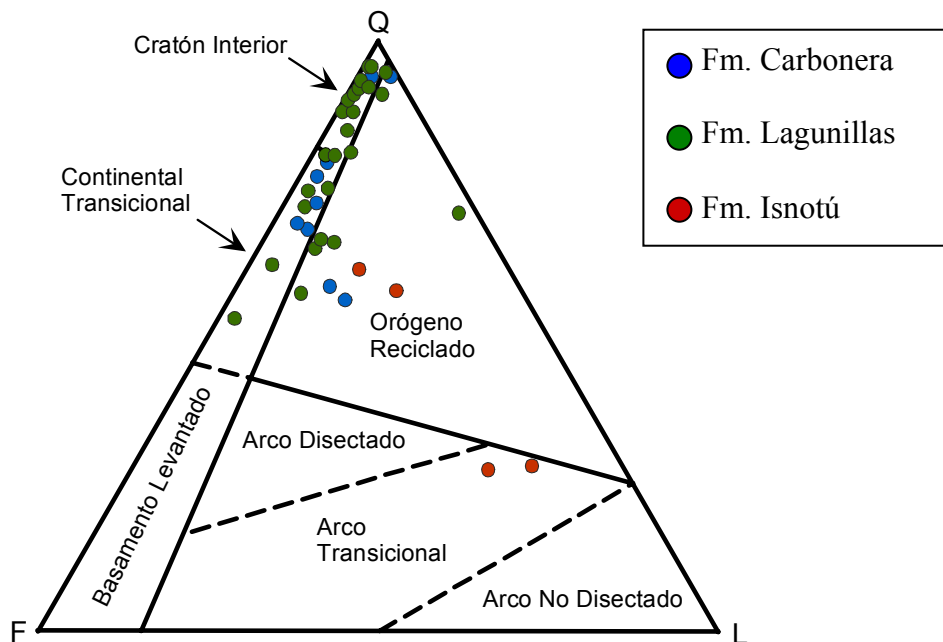


Figura 68. Diagramas ternarios propuestos por DICKINSON *et al.* (1983) que muestran la tendencia de la procedencia de los sedimentos de las formaciones Carbonera, Lagunillas e Isnotú

Continental-Transicional: las areniscas de este grupo son derivadas de estructuras positivas a lo largo de estribaciones marginales en segmentos transformantes o en discontinuidades estructurales que rompen el rumbo de los márgenes continentales que han sido separados o, en fuentes locales a lo largo de los flancos de cratones de complejos *foreland* (DICKINSON & SUCZECK 1979)

Basamento Levantado: Las areniscas se derivan de un basamento continental levantado limitado por fallas y se depositan en cuencas cercanas por lo que no reflejan mucho transporte. Ambientes tectónicos claves incluyen cinturones de *rift* incipientes, rupturas transformantes de bloques continentales y zonas de tectonismo en el interior de los continentes. Los altos relieves y rápida erosión aportan areniscas cuarzo feldespáticas de clásico carácter arcósico; mientras que aquellas más líticas reflejan una procedencia de una cubierta sedimentaria o metamórfica que enmascara la naturaleza gneisica y granítica del basamento del escudo. Algunas pueden derivarse además de cinturones plutónicos de orógenos de arco. (DICKINSON Y SUCZECK *op. cit.*)

Arco Magmático: las fuentes de sedimentos están dentro de un orógeno de arco activo, de arco de islas o margen continental activo, e incluyen los fragmentos líticos volcanoclasticos a un extremo y detritos cuarzo feldespáticos de origen plutónico en el otro. Dentro de este grupo se pueden nombran:

Arco Disectado: los arcos magmáticos más maduros y erosionados, especialmente aquellos a lo largo de márgenes continentales, aportan sedimentos de origen plutónico y volcánico tanto en las cuencas *backarc* y *forearc* La composición de las areniscas líticas es menor que los fragmentos líticos volcanoclasticos, los feldespatos están presentes en cantidades significativas, y los fragmentos líticos volcanoclasticos se presentan en proporciones variadas. (DICKINSON Y SUCZECK 1979).

Arco Transicional: incluye aquellos ambientes depositacionales en un marco tectónico de cuenca *forearc*, *intra-arc*, y *backarc*. Las areniscas contienen menos cantidad de cuarzo plutónico. (DICKINSON Y SUCZECK *op. cit.*)

Arco No Disectado: las elevaciones volcanogénicas a lo largo de arcos de isla activos y márgenes continentales donde cadenas de arcos volcánicos han sufrido cierta erosión, aportan detritos principalmente volcánicos, los cuales se depositan generalmente en trincheras, cuencas *forearc* en la zona frontal del arco, mares marginales detrás del arco, y cuencas locales dentro del cinturón volcánico. Las plagioclasas y fragmentos volcánicos, de los cuales muchos contienen fenocristales de plagioclasa, son característicos. En menor cantidad, se observan también cuarzos volcánicos con pocas o ningunas vacuolas o inclusiones. Por último algunas areniscas asociadas muestran una concentración relativa de plagioclasa con respecto a los líticos debido al retrabajo intenso de los fragmentos volcánicos. (DICKINSON Y SUCZECK 1979)

Orógeno Reciclado: para este grupo, las fuentes están deformadas y la secuencia de estratos levantadas en la zonas de subducción, a lo largo de orógenos de colisión o dentro de cinturones de corrimiento plegados *foreland*.

Orógenos de Colisión: los orógenos formados por la colisión cortical están formados principalmente por napas y capas de corrimientos compuestas por rocas sedimentarias y metasedimentarias. Las arenas procedentes de esta colisión están compuestas, en gran porcentaje, por material sedimentario reciclado las cuales contienen cuarzo y una alta relación de cuarzo y feldespato y una abundancia de fragmentos líticos sedimentarios y metasedimentarios; algunas areniscas cuarzosas representan detritos cratónicos reciclados. Areniscas con alto contenido de feldespato probablemente contengan contribuciones significativas desde terrenos ígneos levantados adyacentes a suturas corticales. Por otro lado, las areniscas con alto

contenido de chert pueden contener sedimentos de terrenos *melange*. (DICKINSON Y SUCZECK *op. cit.*).

5.1.1. FORMACIÓN CARBONERA

De acuerdo con los diagramas ternarios propuestos por DICKINSON *et al.* (1983), la tendencia para las areniscas de la Formación Carbonera es de fuente continental, posiblemente de cratón interior a continental-transicional con influencia de orógeno reciclado según el diagrama Q-F-L y, de orógeno reciclado cuarzoso a arco magmático mezclado con influencia a cratón interior según el diagrama Qm-F-Lt.

Las areniscas observadas presentan como constituyente principal el cuarzo monocristalino, que por ser mineralógicamente estable determina el carácter continental en el diagrama Q-F-L (cratón interior). Estas areniscas en su mayoría son arcósicas y subarcosas, ya que su contenido de feldespato es relativamente alto en relación al componente lítico, por esta razón la tendencia es de continental-transicional con una muy baja influencia a orógeno reciclado.

5.1.2. FORMACIÓN LAGUNILLAS

De acuerdo a los diagramas ternarios propuestos por DICKINSON *et al.* (*op. cit.*), la tendencia para las areniscas de la Formación Lagunillas es de cratón interior a continental-transicional con influencia de orógeno reciclado según el diagrama de Q-F-L, y según el triángulo Qm-F-Lt la tendencia es más variable ya que se observa una mezcla de diferentes fuentes como: reciclado cuarzoso, reciclado transicional y bloque continental (continental-transicional, cratón interior, basamento levantado).

Los sedimentos de la Formación Lagunillas posiblemente provengan de un ambiente tectónico relativamente estable, indicado por la alta relación entre el cuarzo y el feldespato, lo cual le asigna características que definen una tendencia de mezcla de continental-transicional y orógeno reciclado, ya que el contenido de fragmentos líticos es menor en referencia a los ya mencionados.

5.1.3. FORMACIÓN ISNOTÚ

De acuerdo a los diagramas propuestos por DICKINSON *et al.* (1983), la tendencia para las areniscas de la Formación Isnotú es de arco transicional a orógeno reciclado según el diagrama Q-F-L y, de arco no disectado a arco transicional según el diagrama Qm-F-Lt.

Las areniscas estudiadas que pertenecen a esta formación son principalmente arcósicas y areniscas líticas; en estas últimas la proporción de fragmentos líticos es bastante alta en relación a los cuarzos y feldespatos, lo cual puede estar indicando un ambiente tectónico relativamente inestable representado posiblemente por un arco transicional a orógeno reciclado.

5.2. PROCEDENCIA ASOCIADA A LA TECTÓNICA CARIBE

5.2.1. FORMACIÓN CARBONERA

Para el Eoceno Tardío, el noroeste de Venezuela se ve influenciado por una paleogeografía conformada principalmente por altos topográficos como el Escudo de Guayana y la Cordillera Central de Colombia.

El Escudo de Guayana, parte del cratón que aflora en la zona sur oriental de Venezuela, se encuentra constituido por rocas precámbricas que han permanecido tectónicamente estables desde finales del Precámbrico, inicios del Paleozoico. Está dividido en 4 provincias geológicas:

- (a) Imataca: compuesta por gneises félsicos y máficos, granulitas, cuarcitas ferruginosas, mármoles y granitos intrusivos. Fueron originadas a partir de un protolito cortical y sufrieron metamorfismo de alto grado, de la facies de la granulita.
- (b) Pastora: compuesta por rocas volcánicas basálticas e intermedias, gabros, esquistos anfibolíticos y rocas sedimentarias piroclásticas y epiclásticas que provienen de pisos oceánicos o puntos calientes donde el flujo es más denso (basaltos ferruginosos) y las intermedias y piroclásticas, de zonas de subducción o arcos de isla maduros. Se encuentran asociadas a arcos de isla. Estas rocas sufrieron metamorfismo de la facies de los esquistos verdes y, localmente, de la facies anfibolita.
- (c) Cuchivero: compuesta por granitos de textura rapakivi, volcánicas félsicas, metasedimentarias y metabasitas. Proviene de bloque continental y sufrieron metamorfismo de la facies de los esquistos verdes (sólo en las zonas de rocas metamórficas).

- (d) Roraima: compuesta por rocas sedimentarias clásticas, diques y sills de diabasa y tobas estratificadas. Proviene de cobertura sedimentaria de margen continental pasivo. Representa un ambiente transgresivo de fluvial a marino somero.

A su vez, la Cordillera Central de Colombia, fue levantada durante el Paleoceno como resultado de la acreción de un arco volcánico contra el margen occidental del cratón, que produjo inicialmente el levantamiento de la Cordillera Occidental de Colombia (GOSH *et al.* 1998). Esta orogénesis se produce luego de una quietud tectónica en el norte de Suramérica durante el Cretácico.

Esta cordillera (Figura 69) se encuentra constituida por un núcleo de rocas metamórficas, precámbricas y paleozoicas pertenecientes al Complejo Migmatítico de Mitú, que según GALVIS *et al.* (1979) y HUGUETT *et al.* (1979) todos cit. en KROONENBERG (1985) está subdividido en el Gneis de Atabapo-Río Negro, Gneis del Araracuara y Granitos migmatíticos. Predominan las rocas graníticas y gneises cuarzo feldespáticos caracterizados por la monotonía en la composición mineralógica y gran variedad de estructuras migmatíticas.

En el área de los ríos Atabapo y Río Negro, las principales rocas encontradas son gneises biotíticos que se caracterizan por la presencia de fenocristales euhedrales de plagioclasa y feldespatos potásicos.

El área de Araracuara presenta gneises con características texturales similares a los gneises de Atabapo-Río Negro y, contienen además fenocristales bipiramidales de cuarzo.

Sobre este basamento se encuentran una serie de limolitas y capas rojas jurásicas, rocas volcánicas calcoalcalinas félsicas y máficas como riolitas, dacitas,

andesitas y basaltos, producto del evento de extensión del Triásico y, rocas clásticas y carbonáticas cretácicas.

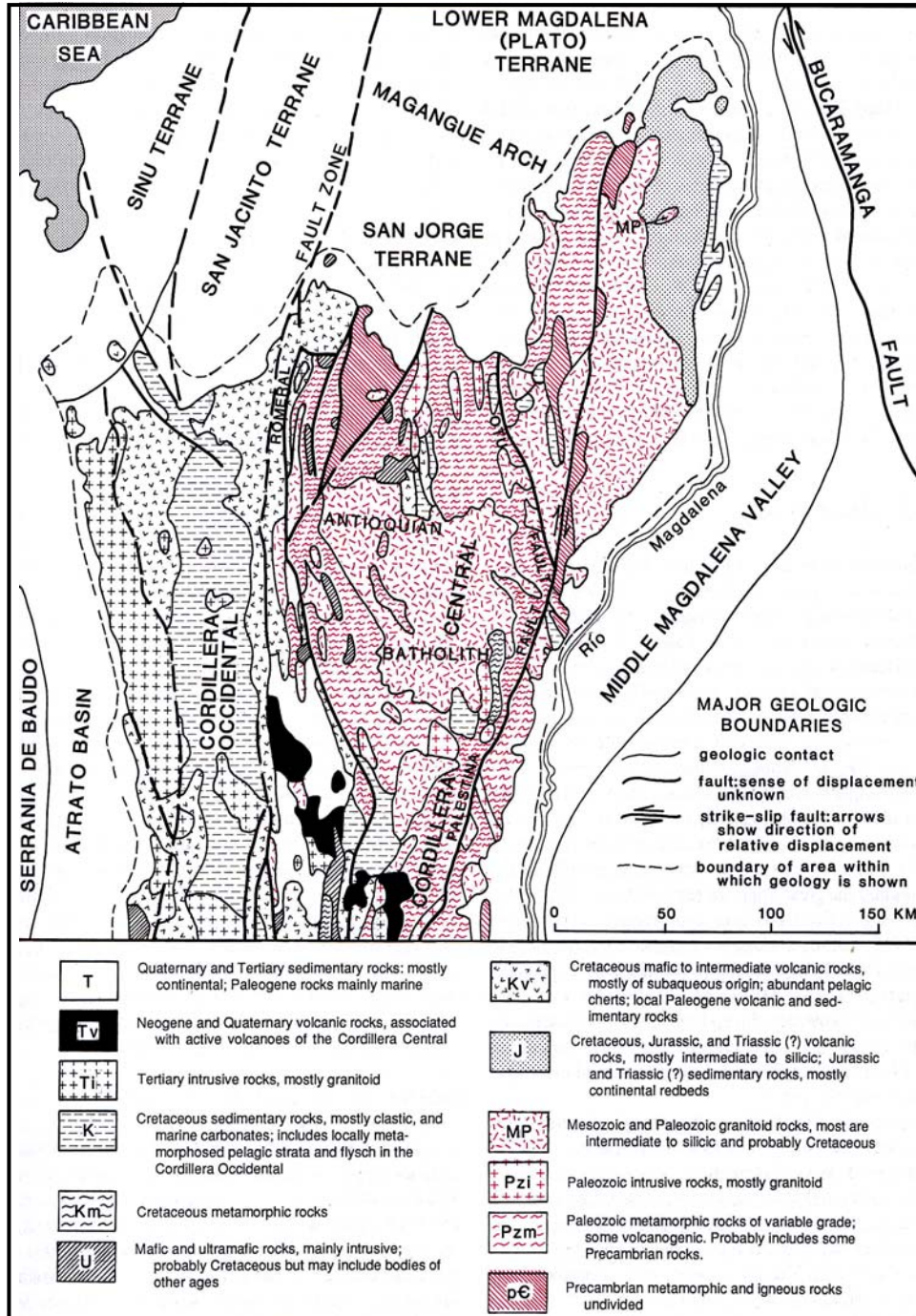


Figura 69. Mapa Geológico del norte de la Cordillera Central de Colombia. Tomado de Case *et al.* (1990)

El levantamiento de la Cordillera Central generó al este de la misma, una cuenca *foreland* que recibió sedimentos molásicos del piedemonte llanero y Cuenca de Maracaibo, denominados Grupo Orocué. Debido a esto, GOSH *et al.* (1998) proponen denominar esta cuenca como “Cuenca de Orocué”. (Figura 70). Según los autores antes citados, los sedimentos de la Formación Carbonera fueron depositados dentro de la Cuenca de Orocué.

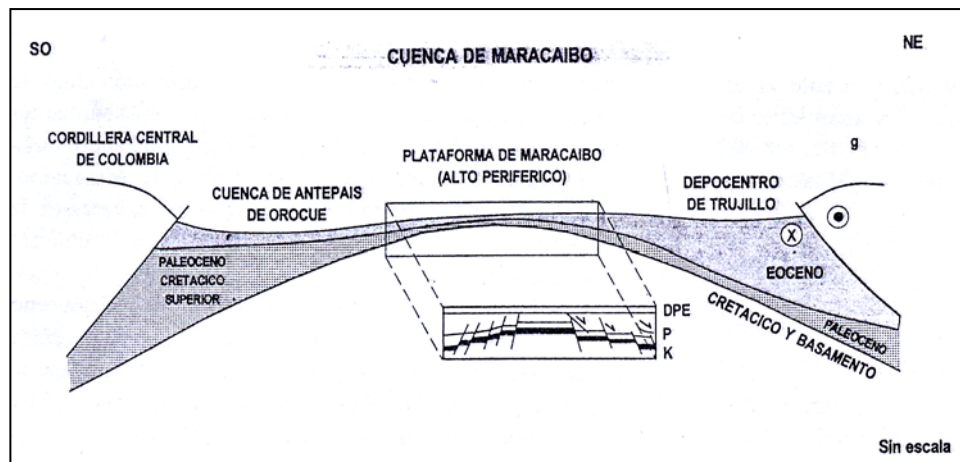


Figura 70. Corte esquemático a través de la Cuenca de Maracaibo, mostrando la plataforma de Maracaibo, los dos depocentros, y el desarrollo de fallas extensionales en la plataforma. Tomado de GOSH *et al.* (1998)

De acuerdo a los siguientes resultados obtenidos, se podría inferir como una probable fuente de aporte para esta formación, la Cordillera Central de Colombia:

- (a) Los diagramas ternarios de DICKINSON *et al.* (1983) indican como fuente de aporte de sedimentos un bloque continental de cratón interior a continental transicional
- (b) Los granos que constituyen las areniscas estudiadas para esta formación son principalmente subangulares, indicando poco transporte desde la fuente de aporte hasta la cuenca de depositación, lo cual indica la cercanía entre éstas
- (c) Los histogramas de frecuencia (Anexo I) indican unimodalidad, lo que se traduce en que el aporte de sedimentos proviene de sólo una fuente

Así mismo, comparando los principales componentes de estas rocas, se puede observar una similitud entre:

- (a) Los fragmentos de roca volcánicos del tipo riolita a riodacita observados en las muestras posiblemente provienen de las rocas volcánicas como riolitas, dacitas, andesitas y basaltos del evento de extensión del Triásico
- (b) Los fragmentos de roca metamórficos del tipo gneisico al igual que los cuarzos metamórficos con inclusiones de sillimanita pudieron haber provenido del Complejo Migmatítico de Mitú, ya que éste sufrió metamorfismo de media P/T en la facies de la anfibolita y presenta asociaciones como: sillimanita-*moscovita*, sillimanita-*cordierita* y sillimanita-*granate-cordierita* (KROONENBERG 1985)

5.2.2. FORMACIÓN LAGUNILLAS

El levantamiento más importante desde el Oligoceno tomó lugar en la Sierra de Perijá, seguido por el Macizo de Santander durante el Mioceno Medio, extendiéndose hasta Los Andes de Mérida desde el Mioceno Tardío al Plioceno, siendo sus mayores pulsos durante el Plioceno y el Pleistoceno (SHAGAM *et al.* 1984, KELLOG 1984, KOHN *et al.* 1984, cit. en LUGO 1991).

La tectónica para este período se vio influenciada por dos mecanismos principales, el primero, denominado Orogénesis Andina, que produjo la compresión del sistema de arco causando el retrofallamiento a lo largo de la mayor parte de Los Andes (PINDELL 1993) y, el segundo, vino dado por el choque del arco de Panamá contra la Cordillera Occidental de Colombia (PINDELL *op. cit.*) originando la antefosa andina, causando su basculamiento y, produciendo una intensa inversión estructural a lo largo de las grandes fallas y Zulia Oriental. (GOSH *et al.* 1998).

La Sierra de Perijá se constituye de rocas ígneas y metamórficas precámbricas (?) y paleozoicas, capas rojas y estratos sedimentarios marinos cretácicos de la formación La Quinta del Jurásico y terciarios. (CASE *et al.* 1990) (Figura 71).

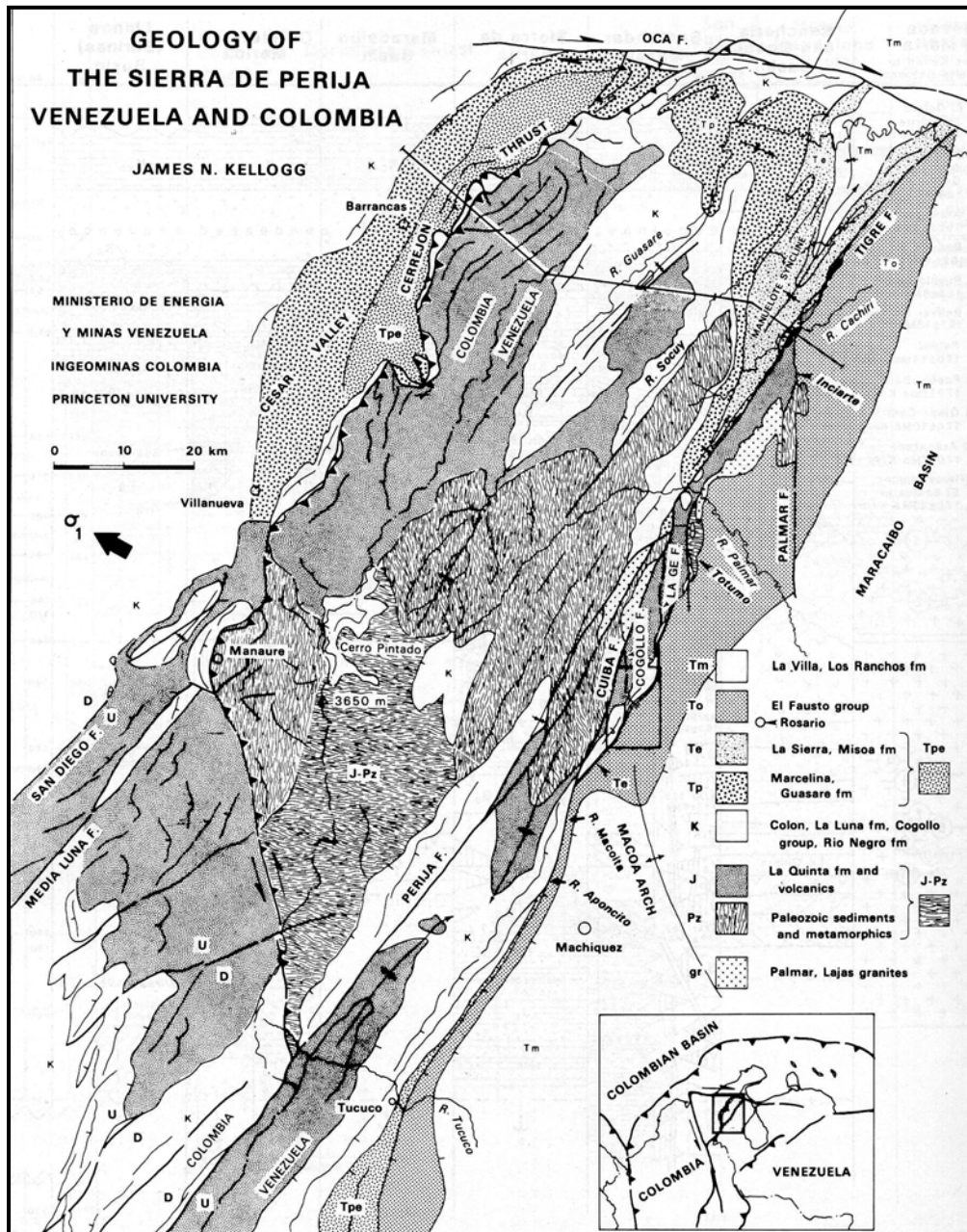


Figura 71. Mapa Geológico de la Sierra de Perijá. Tomado de Case *et al.* (1990)

Ésta se encuentra constituida por un basamento metamórfico sin diferenciar, sobre el cual descansa una secuencia sedimentaria de edad Devónico-Pérmico. Para el Triásico-Jurásico los eventos de extensión produjeron volcanismo asociado, el cual dio lugar a la formación de:

Las Volcánicas de la Gé: compuesta por tobas félsicas, aglomerados, calizas y fanitas silíceas estratificadas (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980).

Rocas Volcánicas de El Totumo: se encuentra representado por rocas formadas a partir de vulcanismo intermedio a máfico, con abundantes flujos de lava, encontrándose tobas, brechas y diques de composición intermedia a máfica (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980).

Granito de El Palmar: comprende dos tipos litológicos. Uno de color naranja rojizo y grano fino, con ortoclasa, micropertita y microclino a veces sericitizados, cuarzo en granos alargados equigranulares de 1 a 10 milímetros, albita y clorita en menor proporción y abundante epidoto en forma de cristales idiomórficos pequeños como mineral accesorio. El otro tipo es de color rosado a gris rosado, de grano grueso, cortado por vetitas de epidoto, con ortosa, albita y cantidades menores de microclino, pertita, cuarzo y clorita (L.E.E.V. 1999).

Por su parte, Los Andes de Mérida se compone de un basamento que incluye rocas ígneas y metamórficas precámbricas (?) (CASE *et al.* 1990). (Figura 72) denominadas Complejo Iglesias.

De acuerdo a Bellizia y Pimentel (1994) cit. en L.E.E.V. (1999) el Complejo Iglesias está compuesto esencialmente por esquistos y gneises cuarzo-feldespático-micáceo-granatíferos, ortogneises graníticos y anfíbolitas, y que localmente se encuentran cuerpos lenticulares de cuarcitas, migmatitas y mármoles. Este complejo ha sufrido metamorfismo de la facies de la anfíbolita, indicado por la abundancia de sillimanita y migmatitas. Así mismo se encuentran rocas metamórficas paleozoicas pertenecientes a: la Asociación Tostós, la cual constituye una secuencia de sedimentos metamorfizados, formados principalmente por filitas y esquistos,

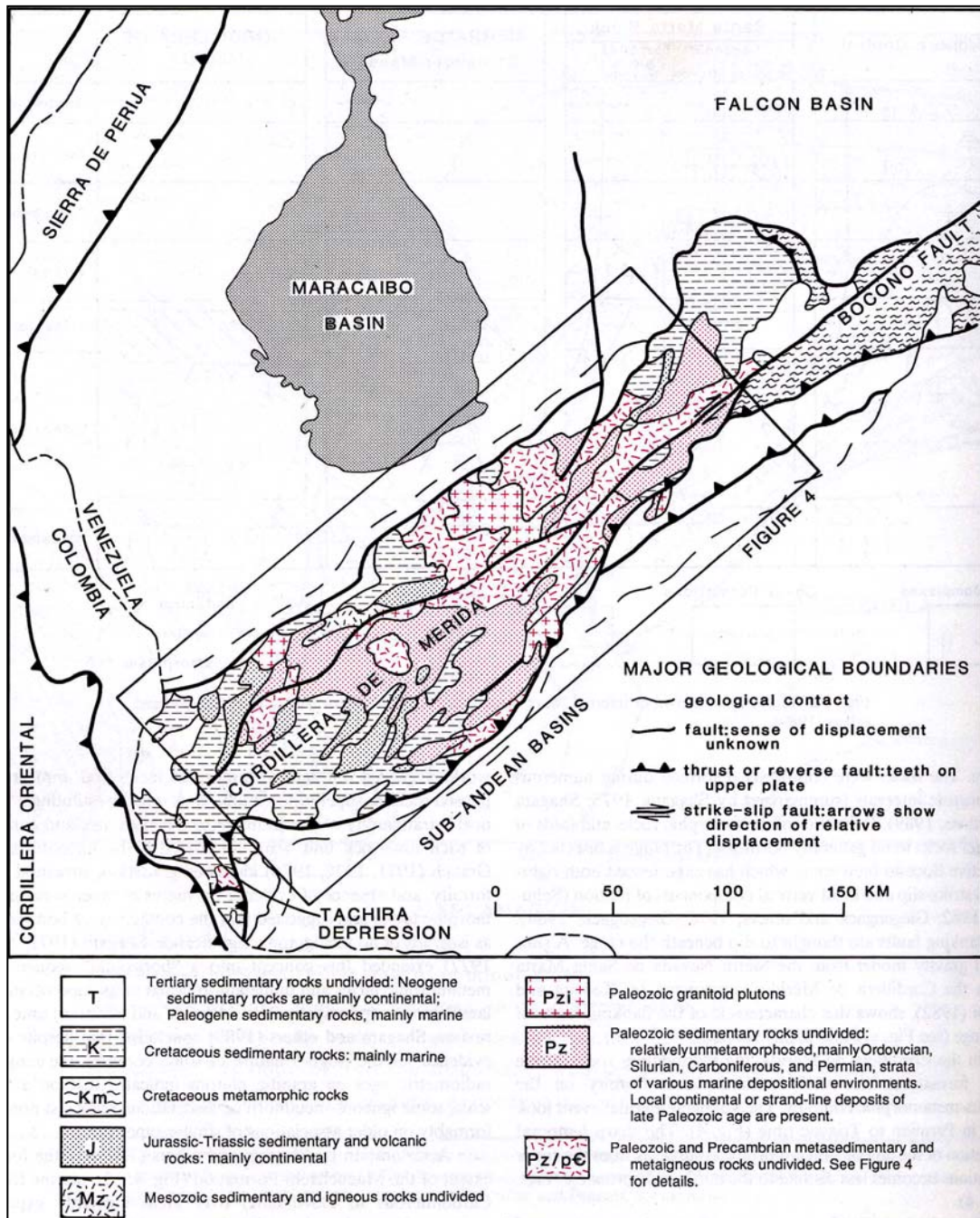


Figura 72. Mapa Geológico de la Cordillera de Mérida. Tomado de CASE *et al.* (1990)

seguidos por rocas silíceas masivas, pizarras, gneises y anfibolitas. La Formación Mucuchachí presenta una secuencia de pizarras laminadas y pizarras limosas y en parte filíticas, con buen clivaje (L.E.E.V. *op. cit.*). La Asociación Los Torres está compuesta por esquistos sericíticos y cloríticos, cuarcitas, metaconglomerados poco desarrollados y anfibolitas y esquistos estaurolíticos granatíferos (L.E.E.V.1999). El miembro Mocojó de la Asociación Río Momboy está compuesto por filitas con biotita, generalmente en porfidoblastos en una matriz de moscovita, clorita, cuarzo y plagioclasas, intercaladas con cuarcitas (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980).

Todas esas unidades se encuentran en contacto discordante con rocas sedimentarias paleozoicas, mesozoicas y terciarias.

De acuerdo a los siguientes resultados obtenidos, se podría inferir como probables fuentes de aporte la Sierra de Perijá y la Cordillera de Mérida:

- (a) Los diagramas ternarios de DICKINSON *et al.* (1983) indican como fuente de aporte de sedimentos un bloque continental de cratón interior a continental transicional con un aporte secundario de orógeno reciclado
- (b) Los granos que constituyen las areniscas estudiadas para esta formación van desde angulares hasta subredondeados, indicando posiblemente que éstos sufrieron un mayor transporte desde la fuente de aporte hasta la cuenca de depositación que para los primeros, lo cual indica dos probables fuentes, una más cercana y otra más lejana
- (c) Los histogramas de frecuencia (Anexo II) indican principalmente bimodalidad, lo que se traduce en que el aporte de sedimentos proviene de al menos dos fuentes

Así mismo, comparando los principales componentes de estas rocas, se puede observar una similitud entre:

- (a) Los fragmentos de roca volcánicos del tipo dacita a riocacita observados en las muestras, posiblemente pueden haber provenidos de las rocas volcánicas de naturaleza félsica del Grupo La Gé o de las Rocas Volcánicas de El Totumo, las cuales vienen a ser de naturaleza intermedia a máfica.
- (b) Los fragmentos de roca metamórficos del tipo esquisto/filita, gneis y cuarcitas, al igual que los cuarzos metamórficos con inclusiones de sillimanita pudieron haber provenidos del Complejo Iglesias, ya que éste se encuentra litológicamente compuesto por rocas similares y sufrió metamorfismo de media P/T en la facies de la anfibolita y presentando como mineral asociado la sillimanita

5.2.3. FORMACIÓN ISNOTÚ

Según L.E.E.V (1999) la Formación Lagunillas pasa transicionalmente hacia arriba a la Formación Isnotú, y son correlacionables al este y sur del Lago de Maracaibo, es por lo que se podría inferir una misma fuente de aporte de sedimentos para ambas formaciones, pero de acuerdo a los resultados obtenidos a través de los diagramas ternarios de Dickinson y Suczek (1979) y tomando en cuenta que:

- (a) Los histogramas de frecuencia (Anexo III) para esta formación indican unimodalidad, lo cual se traduce en sólo una fuente de aporte de sedimentos
- (b) Los granos que constituyen las areniscas estudiadas para esta formación son angulares a subangulares principalmente, indicando muy poco transporte desde la fuente de aporte hasta la cuenca de depositación, por lo que la fuente debe estar cercana.

Se podría inferir como la fuente de aporte de sedimentos más probable para esta formación la Cordillera de Mérida.

Así mismo, comparando los principales componentes de estas rocas, se puede observar una similitud entre:

- (a) Los fragmentos de roca metamórficos del tipo esquistos/filita, gneis y cuarcitas pudieron haber provenidos del Complejo Iglesias, ya que éste se encuentra litológicamente compuesto por rocas similares.
- (b) Los fragmentos de roca volcánicos aunque se encuentran muy alterados y no se pudo identificar a que tipo pertenecen, se podría suponer provenientes de las volcánicas de La Quinta.

6. CONCLUSIONES

6.1. FORMACIÓN CARBONERA

- (a) Las areniscas estudiadas de la Formación Carbonera resultaron: 56% areniscas arcósicas, 33% subarcosas y 11% sublitarenitas.
- (b) En la sección estudiada de la Formación Carbonera, los factores causantes de la reducción de la porosidad primaria son la compactación y la cementación de minerales de arcillas. La compactación comienza a generarse desde inicios de la depositación aumentando a medida que aumenta la profundidad. Por otro lado la cementación ocurre principalmente rellenando los espacios intergranulares.
- (c) La porosidad secundaria observada es generada en su mayoría por la disolución del cemento, matriz, y algunos granos de feldespatos y fragmentos líticos.
- (d) Las rocas de esta formación en la Cuenca de Maracaibo alcanzan una diagénesis intermedia, con soterramientos de al menos 1600m y temperaturas de 50°C aproximadamente.
- (e) Las rocas de la sección estudiada de esta formación presenta un baja calidad para almacenar hidrocarburos, debido principalmente al bajo porcentaje de porosidad observado, lo cual influye en la cantidad y velocidad del fluido.
- (f) Los sedimentos de la Formación Carbonera depositados en la Cuenca de Maracaibo en el Eoceno Tardío al Oligoceno Medio, presentan una procedencia con tendencia a la Cordillera Central de Colombia, teniendo como principal fuente de aporte el Complejo Migmatítico de Mitú.

6.2. FORMACIÓN LAGUNILLAS

- (a) Las areniscas de la Formación Lagunillas resultaron: 42% subarcosas, 31% areniscas arcósicas, 15% sublitarenitas y, 4% de areniscas líticas, grauvacas feldeespáticas y cuarzoarenitas.
- (b) Para las rocas de la sección estudiada de esta formación los factores que causan una pérdida considerable de la porosidad primaria son principalmente la compactación y la cementación. La compactación comienza a inicios de la depositación, aumenta a medida que aumenta la profundidad, observándose en algunos casos formación de pseudomatriz. Por otro lado, la roca se observa de media a altamente cementada.
- (c) La porosidad secundaria se genera primordialmente a causa de la disolución de un alto porcentaje de disolución de la matriz, feldepatos y fragmentos de roca metamórficos.
- (d) La Formación lagunillas en la cuenca de Maracaibo alcanza una diagénesis profunda, llegando a 4500m de soterramiento y profundidades de 100°C aproximadamente.
- (e) Algunos de los intervalos estudiados de la Formación Lagunillas se consideran aptos para la acumulación de hidrocarburos, ya que, posee un alto porcentaje de porosidad, a pesar del grado de compactación y cementación observado
- (f) Los sedimentos de la Formación Lagunillas depositados en la Cuenca de Maracaibo en el Mioceno Medio presentan una procedencia con tendencia a la Cordillera de Mérida y como fuente de aporte principal el Complejo Iglesias, mientras que en menor proporción, la Sierra de Perijá, con una fuente de aporte principal proveniente de Las Volcánicas de La Gé o El Totumo.

6.3. FORMACIÓN ISNOTÚ

- (a) Las muestras estudiadas de la Formación Isnotú son en un 50% areniscas líticas y un 50% areniscas arcóscicas
- (b) La porosidad primaria en las rocas estudiadas para esta formación se observa en baja proporción, aunque los efectos diagenéticos de compactación y cementación no ocurren marcadamente; esto se debe posiblemente a la inmadurez de la roca, la cual contiene un alto porcentaje de matriz.
- (c) La porosidad secundaria observada es causada primordialmente por la disolución de feldespatos, lo cual origina porosidad del tipo intrapartícula, además de la disolución de la matriz que genera espacios porosos entre los granos.
- (d) Las rocas de la formación Isnotú en la Cuenca de Maracaibo alcanzan un grado de diagénesis somera, con soterramientos de 1000m y temperaturas de 35°C aproximadamente.
- (e) Como se mencionó anteriormente, las rocas estudiadas de esta formación, no presentan un buen porcentaje de porosidad apto para la generación y fluido del hidrocarburo, por ende, se trata de una roca con muy baja calidad para almacenar hidrocarburo.
- (f) Los sedimentos de la Formación Isnotú depositados en la Cuenca de Maracaibo en el Mioceno Medio a Tardío, presentan una procedencia con tendencia a la Cordillera de Mérida con una fuente de aporte proveniente principalmente del Complejo Iglesias y volcánicas de La Quinta.

De acuerdo a los diagramas ternarios propuestos por DICKINSON *et al.* (1983) la procedencia de Lagunillas e Isnotú proviene de ambientes tectónicos diferentes. Según L.E.E.V. (1999) la Formación Lagunillas pasa transicionalmente hacia arriba a la Formación Isnotú, y son correlacionables al este y sur del Lago de Maracaibo, por lo que deberían compartir la misma procedencia, pero hay que tomar en cuenta que para el estudio modal de las arenas estudiadas para la Formación Lagunillas no se

respetaron los parámetros propuestos por DICKINSON Y SUCZECK (1979), lo cual pudo haber influido en los resultados.

7. RECOMENDACIONES

- (a) Realizar un estudio donde se integren los análisis petrográficos con líneas sísmicas y perfiles del subsuelo para obtener un mejor control de los cambios diagenéticos, e información sobre las relaciones estratigráficas en el área de las formaciones en estudio.
- (b) Hacer estudios diagenéticos en otras secciones de las formaciones en estudio ubicadas en zonas adyacentes a las ya estudiadas a fin de observar mejor la variación diagenética en las mismas
- (c) Realizar estudios de difracción de rayos x, y microscopia electrónica, con el fin de determinar con mayor exactitud el tipo de matriz y cemento presente en las rocas.
- (d) Realizar un muestreo más detallado de cada una de las formaciones, a fin de obtener mejor información sedimentológica, estratigráfica, y contar con una mayor cantidad de resultados al momento de determinar la procedencia de los sedimentos de las formaciones Carbonera, Lagunillas e Isnotú.
- (e) Realizar un estudio de paleocorrientes, que sirva de apoyo a los resultados arrojados por los diagramas ternarios propuestos por DICKINSON *et al.* (1983) al momento de determinar la fuentes de procedencia.
- (f) Hacer estudios de procedencia en otras secciones de las formaciones Carbonera, Lagunillas e Isnotú, a fin de ajustar con mayor precisión las fuentes propuestas en este trabajo para dichas formaciones.
- (g) En las muestras estudiadas pertenecientes a estas formaciones se observo un muy bajo porcentaje de fragmentos líticos sedimentarios, por lo que se recomienda hacer un estudio petrográfico modal por debajo de las secciones ya estudiadas, a fin de investigar la posible presencia de estos fragmentos en profundidades mayores.

8. BIBLIOGRAFÍA

- ALFONZO M. 1978. *Geología Regional de las rocas Cretácicas y Terciarias del área de Independencia, Edo. Táchira*. T.E.G. Inédito. U.C.V. Caracas, 173 p.
- BERMÚDEZ E., M. LOPEZ & E. TROCONIS. 2003. *Estudio de litofacies, diagénesis, procedencia y quimioestratigrafía de la Formación Cerro Pelado, Cuenca de Falcón, como herramienta para determinar su potencial generadora y almacenadora de hidrocarburos*. T.E.G. Inédito. U.C.V. Caracas, 232 p.
- CARDOZO L. 1996. *Procedencia de las rocas clásticas de la Formación Misoa en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo y su relación con la tectónica Caribe*. T.E.G. Inédito. U.C.V. Caracas, 266 p.
- CASE J.E., GIEGENGACK R. F. & R. SHAGAM. 1990. Geology of the northern Andes; an overview. En: The Caribbean Region. *The Geological Society of America*, H: 177-200.
- CASTILLO M. 1995. *Procedencia de las rocas clásticas del Eoceno en el sector Oriental de la Cuenca de Maracaibo y su relación con la tectónica Caribe y Andina*. T.E.G. Inédito. U.C.V. Caracas, 141 p.
- CENTENO E. & J. L. SÁNCHEZ. 2001. *Técnica y aplicaciones del estudio de los sedimentos terrígenos de grano fino: procedencia y tectónica*. Publicación en Línea. Disponible: <http://geologia.igeolcu.unam.mx/academia/Temas/Procedencia/Procedencia.html>. (Consulta: 2004, marzo 1).

- CHACARTEGUI F. 1985. Sedimentación y diagénesis de La Formación Lagunillas en el área de Ceuta. *VI Congreso Geológico Venezolano*: 226-277
- CIEN-COMITÉ INTERFILIAL DE ESTRATIGRAFÍA Y NOMENCLATURA. 2001. *Léxico estratigráfico Electrónico de Venezuela*. Ediciones. P.D.V.S.A, Caracas.
- COLMENARES O. & L. TERÁN. 1990. Formaciones Mirador y Carbonera: Edad y Relaciones Estratigráficas en el Estado Táchira. *Rev. Tec. Intevep*, 10(2): 209-212.
- DICKINSON W. & C. SUCZEK. 1979. Plate Tectonics and Sandstone Compositions. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 63(12): 2164-2182.
- DICKINSON J., L. S. BEARD, G. R. BRAKENRIDGE, J. L. ERJAVEC, K. F. INMAN, R. A. KNEPP, F. A. LINDBERG & P. T. RYBERG. 1983. Provenance of North America Phanerozoic sandstones in relations to tectonic setting. *Geol. Soc. America Bull.*, 94: 222-235.
- ESCALANTE G. 1990. The geology of southern Central America and western Colombia. En: The Caribbean Region. *The Geological Society of America*, H: 201-230.
- GONZÁLEZ DE JUANA C., J. ITURRALDE DE & X. PICARD. 1980. *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas*. 2^{da} edición. Foninves. Caracas, 2 tomos, 1021 p.
- GOSH S., M. A. LORENTE, L. MELÉNDEZ & P. PESTMAN. 1998. Marco tectonestratigráfico y paleogeografía de la Cuenca de Maracaibo y áreas vecinas durante el Paleógeno. *Bol., Soc. Venezolana de Geol.*, 23(1): 28-45.

- KROONENBERG S. 1985. El borde occidental del Escudo de Guayana en Colombia. *Memoria I Simposio Amazónico*, Puerto Ayacucho: 51-63.
- LUGO J. 1991. *Cretaceous to Neogene Tectonic Control on Sedimentation: Maracaibo Basin, Venezuela*. Tesis doctoral, University of Texas, Austin, 219 p.
- LUGO J & P. MANN. 1995. Jurassic-Eocene Tectonic Evolution of Maracaibo Basin, Venezuela. In A. J. Tankard, R. Suárez and H. J. Welsink, (Eds.), *Petroleum Basin of South America; Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem*, 62: 699-725.
- MILIÁN C. 1998. *Procedencia de las rocas clásticas del paleógeno en los bloques V, IX y VI del Lago de Maracaibo y su relación con la tectónica Caribe*. T.E.G. Inédito. U.C.V. Caracas, 263 p.
- NOGUERA M. & S. YÉPEZ. 2002. *Caracterización química de secciones estratigráficas: formaciones Naricual y Querecual, Estados Anzoátegui y Monagas*. T.E.G. Inédito. U.C.V. Caracas, 282 p.
- NUÑEZ M. 1998. *Procedencia de las rocas clásticas del Eoceno en la costa Sur oriental del Lago de Maracaibo (Bloque II, III, IV y Ceuta) y su relación con la tectónica Caribe*. T.E.G. Inédito. UCV. Caracas, 178 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 Maracaibo Estado Zulia*. T.E.G. Inédito. U.C.V. Caracas, 180 p.
- OSTOS M. & F. YORIS. 1997. Geología de Venezuela. *WEC. Evaluación de Pozos*. Publicación Schlumberger Sureco: 3-44.

- PETTIJOHN E.J., P. POTTER & R. SIEVER. 1972. *Sand and Sandstone*. Springer-Verlag, 618 p.
- PINDELL J. 1993. *Paleogeographic evolution of northern America*. En: a short course and field trip. Inédito: 1-34.
- RESTREPO J.J. & J.F. TOUSSAINT. 1989. Acreciones sucesivas en Colombia: un Nuevo modelo de evolución geológica. *V Congreso Colombiano de Geología, Bucaramanga, Tomo I*: 127-146.
- ROJAS A. 2000. *Caracterización de Trampas Para la Costa Oriental del Lago de Maracaibo, Edo. Zulia*. Caracas, Universidad Central de Venezuela, Tesis de maestría, 237 p.
- SANDOVAL M. E. 1987. *Estudio Petrográfico-Diagenético de la Formación Río Negro en la subcuenca de Machiques y cuenca del Lago de Maracaibo Estado Zulia*. T.E.ASCEN. Inédito. U.C.V. Caracas, 138 p.
- SANDOVAL M. E. 2000. *Diagénesis de Areniscas*. Universidad Central de Venezuela. Consejo de Desarrollo Científico y Humanístico. Caracas, 414 p.
- SPIEGEL M 1970. *Teoría y Problemas de Estadística*. Mc Graw-Hill. Edo. de Mexico, 357 p.
- YORIS F. 1984. *Revisión de la estratigrafía regional del Cretácico inferior en la franja San Antonio de Maturin-Aragua de Maturin-Carapito-Bolivita-Campo Alegre (Estado Monagas y Sucre), y análisis petrográfico-estadístico de areniscas al este del río San Juan*. Tesis Doctoral, U.C.V. Caracas, 428 p.

Yoris F. 1989. *Proposición y desarrollo de un método para el análisis modal petrográfico*. T. E. ASCEN. Inédito. U.C.V. Caracas, 173 p.

VARIABLES DE COMPOSICION MINERALOGICA

Cuarzo Monocristalino	Plutónico	1
	volcánico	2
	Metamórfico	3
	Metavolcánico	4
	Hidrotermal	5
	Autigénico	6

Cuarzo Policristalino	Plutónico 2-3 unidades	7
	Metamórfico 2-3 unidades	8
	Plutónico > 3 unidades	9
	Metamórfico > 3 unidades	10

Feldespatos	Plagioclasa	11
	Ortosa	12
	Microclino	13
	Indeterminado	14

Fragmento de Roca	Lutitas/Limolitas arcillosas	15
	Chert/Metachert	16
	Arenisca	17
	Esquisto/Filita	18
	Gneis	19
	Metamórfico no foliado	20
	Volcánico no metamorfizado	21
	Volcánico metamorfizado	22

Glaucónita	Glaucónita	55
	Glaucónita/Chamosita autigénica	23
	Glaucónita/Chamosita detrítica	24

Minerales de Hierro	Hematita autigénica	25
	Hematita detrítica	26
	Goethita autigénica	27
	Goethita detrítica	28
	Limonita autigénica	29
	Limonita detrítica	30
	Pirita autigénica	31
	Pirita detrítica	32
	Magnetita detrítica	33

Micas	Moscovita detrítica	34
	Moscovita diagenética	56
	Moscovita/smectita	58
	Moscovita a caolinita/illita	62
	Moscovita a clorita	63
	Biotita detrítica	35
	Biotita/Clorita detrítica	36
	Biotita + o -(Clorita/smectita)	37
	Clorita autigénica	38
	Clorita detrítica	39
	Clorita/Glaucónita	57
	Clorita/smectita autigénica	53

Minerales pesados	Circón
	Turmalina
	Epidoto
	Zoisita
	Apatita
	Esfenita
Granada	

Minerales de arcilla	Matriz
	Illita/C
	Illita/S
	Illita y
	Caolinita
	Caolinita
	Caolinita
	Clorita
Smectita	
Illita	

Carbonatos	Calcita
	Siderita
	Fósil

Porosidad

VARIABLES DE FORMAS

Triángulo
Cuadrado
Círculo
Elipse
Estrella
Trapezio
Rectángulo

1	40
alina	41
to	42
a/Clinozoisita	43
o	44
a/Rutilo y Leucoxeno	45
ite	46

: Limo-arcillosa	47
caolinita	48
imectita	49
/o Clorita	66
nita detrítica	50
nita autigénica	51
nita/Ililita/Clorita autigénica	52
a/Caolinita	59
tita/Glauconita autigénica	54
	60

a	69
ta	65
s no calcáreos	68

61

1
2
3
5
6
7
8

[ANEXO I]

CARTA SEDIMENTOLÓGICA PARA LAS FORMACIONES CARBONERA, LAGUNILLAS E ISNOTÚ

FORMACIÓN	MUESTRA	TEXTURA						
		Tamaño de Grano Promedio (mm)	Clasificación por Tamaño de Grano (Escala Granulométrica Wentworth)	Escogimiento	Redondez	Contacto predominante	Porosidad Primaria	
							Interpartícula	Disolución
CARBONERA	T-20A(1027-29)	0,35	Arenas medias	bueno	subangular	tangencial-longitudinal	1,00	2,00
	T-189(2324-26)	0,38	Arenas medias	moderado	subangular	longitudinal-tangencial	2,00	9,00
	T-189(2330-33)	0,28	Arenas medias	bueno	subangular	tangencial	2,00	3,00
	T-189(2340-43)	0,39	Arenas medias	muy bueno	subredondeado	longitudinal	Tz	3,00
	CM-3(3084-86)	0,20	Arenas finas	moderado	subangular	longitudinal-tangencial	0,00	1,00
	CR-1(3157-63)	0,22	Arenas finas	bueno	subangular	tangencial	0,00	3,00
	CM-3(3535-37)	0,25	Arenas medias	bueno	subangular	longitudinal	0,00	Tz
	CR-2(7495-97)	0,25	Arenas medias	moderado	subangular	longitudinal	0,00	Tz
	CR-2(7502-03)	0,28	Arenas medias	malo	subangular	longitudinal	0,00	2,00
LAGUNILLAS	VLA-1(4470-71)	0,19	Arenas finas	bueno	subangular	tangencial	0,00	2,00
	VLB-5(5400-01)	0,21	Arenas finas	bueno	subangular	grano-matriz	0,00	4,00
	VLA-6(5440-42)	0,12	Arenas muy finas	bueno	subangular	grano-matriz	0,00	11,00
	VLB-5(5500-01)	0,23	Arenas finas	moderado	subangular	grano-matriz	0,00	2,00
	VLC-737(9110-12)	0,18	Arenas finas	bueno	subredondeado	longitudinal	0,00	10,00
	VLC-737(9129-31)	0,26	Arenas medias	muy bueno	subangular	longitudinal	0,00	3,00
	VLC-737(9136-38)	0,21	Arenas finas	bueno	subangular	longitudinal	0,00	6,00
	VLC-737(9221-23)	0,20	Arenas finas	bueno	subangular	longitudinal	0,00	Tz
	VLC-737(9232-33)	0,23	Arenas finas	bueno	subangular	tangencial	0,00	13,00
	VLC-737(9303-06)	0,13	Arenas finas	bueno	subangular	longitudinal	0,00	3,83
	VLC-737(9350-52)	0,28	Arenas medias	malo	subangular	tangencial	0,00	Tz
	VLC-737(9378-79)	0,17	Arenas finas	moderado	subangular	tangencial	0,00	Tz
	VLD-327(10060-62)	0,18	Arenas finas	muy bueno	subangular	longitudinal	0,00	Tz
	VLD-327(10113-15)	0,14	Arenas finas	muy bueno	subangular	tangencial	0,00	5,00
	VLD-318(10193-95)	0,20	Arenas finas	malo	subangular	tangencial-longitudinal	0,00	Tz
	VLD-329(10224-26)	0,22	Arenas finas	malo	subangular	grano flotante	0,00	Tz
	VLD-327(10255-58)	0,25	Arenas medias	moderado	subangular	grano flotante	0,00	7,00
	VLC-314(10290-91)	0,14	Arenas finas	muy bueno	subangular	grano-matriz	Tz	2,00
	VLD-232(10320-22)	0,32	Arenas medias	malo	subangular	longitudinal	0,00	Tz
	VLD-382(10321-23)	0,11	Arenas muy finas	bueno	subredondeado	longitudinal	0,00	3,00
	VLC-314(10530-32)	0,11	Arenas muy finas	bueno	subangular	tangencial	Tz	4,00
	VLD-318(10600-02)	0,31	Arenas medias	malo	angular	longitudinal	0,00	3,00
	VLD-315(10630-31)	0,14	Arenas finas	bueno	subangular	tangencial-longitudinal	0,00	0,00
	VLD-315(10888-89)	0,21	Arenas finas	bueno	subangular	tangencial	0,00	2,00
	VLF-3005(10999-01)	0,20	Arenas finas	moderado	subangular	tangencial	0,00	2,00
	VLF-3004(11029-31)	0,21	Arenas finas	bueno	subredondeado	longitudinal	0,00	1,00

[ANEXO I]

CARTA SEDIMENTOLÓGICA PARA LAS FORMACIONES CARBONERA, LAGUNILLAS E ISNOTÚ

Porosidad (%)				CUARZO						
Porosidad Secundaria			Porosidad Total	Cuarzo Plutónico			Cuarzo Volcánico	Cuarzo Metamórfico		
Intrapartícula	Fractura	Móldica		Qz. Plutónico Monocristalino	Qz. Plutónico Policristalino 2-3 u	Qz. Plutónico Policristalino > 3 u	Qz. Volcánico	Qz. Metavolcánico	Qz. Metamórfico Monocristalino	Qz. Metamórfico Policristalino 2-3 u
1,00	Tz	Tz	4,00	23,00	Tz	Tz	0,00	2,00	12,00	1,00
1,00	Tz	0,00	12,99	41,43	2,31	7,00	1,01	0,87	16,34	5,08
Tz	1,00	0,00	6,82	36,53	3,32	0,98	0,60	6,45	24,93	7,82
Tz	0,00	0,00	3,51	46,96	1,21	0,56	1,83	1,65	31,12	2,25
Tz	0,00	Tz	1,64	7,87	3,31	2,54	0,50	5,01	8,34	3,28
2,00	0,00	3,00	8,00	15,00	2,00	3,00	0,00	4,00	8,00	5,00
Tz	0,00	0,00	0,12	12,61	1,31	6,23	2,09	4,87	9,82	6,43
0,00	Tz	0,00	0,12	27,27	5,41	1,10	0,00	0,69	8,54	0,97
5,00	2,00	6,00	15,00	16,00	3,00	2,00	5,00	0,00	10,00	4,00
0,00	Tz	Tz	2,35	40,30	4,75	1,40	0,40	0,62	25,10	0,00
Tz	0,00	Tz	4,90	17,93	5,94	11,14	0,31	4,96	15,52	5,40
0,00	0,00	0,00	11,00	13,00	17,00	16,00	1,00	Tz	7,00	0,00
Tz	0,00	Tz	2,56	35,50	15,41	5,15	0,49	5,94	18,40	1,85
Tz	0,00	0,00	10,95	30,78	3,44	0,00	2,12	1,53	10,51	2,06
Tz	0,00	0,00	3,71	28,69	2,86	0,59	0,61	3,82	7,05	3,81
Tz	0,00	2,00	8,57	31,56	13,05	2,64	1,61	0,89	19,94	1,04
0,00	0,00	0,00	0,05	33,25	3,68	0,00	1,80	1,67	12,68	4,55
Tz	0,00	0,00	13,68	28,42	3,54	4,16	2,01	7,67	11,90	1,77
0,00	0,00	0,00	3,83	15,96	0,00	0,00	1,30	3,18	11,79	2,06
Tz	Tz	0,00	0,50	21,71	11,63	6,25	0,19	2,54	6,16	0,00
Tz	0,00	0,00	0,31	35,48	8,49	13,67	5,00	8,57	9,67	0,00
Tz	0,00	Tz	1,13	29,75	3,96	3,65	0,00	0,00	24,44	0,00
2,00	Tz	0,00	6,78	27,35	3,89	0,00	1,35	0,93	18,91	0,91
0,00	Tz	0,00	0,51	33,77	1,97	0,00	1,02	0,43	8,69	0,00
0,00	0,00	Tz	0,76	29,59	7,84	15,99	0,04	1,62	29,56	0,46
Tz	0,00	0,00	7,13	26,18	0,37	0,45	0,33	0,62	40,96	2,80
Tz	1,00	0,00	3,58	20,47	1,24	6,78	1,36	1,90	3,81	5,12
0,00	Tz	Tz	0,47	35,45	8,59	9,89	0,00	1,99	21,25	4,34
1,00	1,00	0,00	5,00	18,00	2,00	1,00	5,00	0,00	12,00	4,00
0,00	Tz	0,00	4,76	13,08	0,00	0,00	2,74	4,65	9,26	1,53
Tz	0,00	Tz	3,51	17,50	4,35	7,78	0,16	0,00	18,16	3,37
Tz	Tz	0,00	0,51	19,86	2,75	0,00	0,28	0,50	12,34	0,00
0,00	0,00	Tz	2,23	40,66	4,73	1,68	0,52	6,80	29,20	1,30
Tz	0,00	0,00	2,39	50,92	1,72	3,24	0,92	0,49	18,60	1,62
Tz	0,00	0,00	1,49	52,04	8,52	2,07	0,44	3,25	25,47	0,00

[ANEXO I]

CARTA SEDIMENTOLÓGICA PARA LAS FORMACIONES CARBONERA, LAGUNILLAS E ISNOTÚ

Qz. Metamórfico Policristalino > 3 u	FELDESPATOS				FRAGMENTOS LITICOS							
	Plagioclasa	Ortosa	Microclino	Feldespato Indeterminado	Sedimentarios		Metamórficos			Volcánicos		
					Lutita/Limolita Arcillosa	Chert	Esquisto/Filita	Gneis	Cuarcita	Volcánico no metamorfizado	Ftanita	Volcánico metamorfizado
4,00	6,00	13,00	1,00	12,00	0,00	3,00	3,00	0,00	0,00	2,00	0,00	0,00
2,58	0,00	0,00	0,00	1,75	2,89	0,68	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
4,91	0,00	1,80	0,00	1,92	0,00	1,14	0,00	1,55	0,27	0,00	0,00	0,00
0,55	0,00	4,83	0,00	0,30	1,32	1,27	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
5,19	0,00	12,81	0,00	4,62	0,00	0,48	3,40	0,00	1,44	5,98	0,00	0,00
Tz	4,00	8,00	2,00	3,00	0,00	5,00	4,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
3,08	1,64	5,28	0,00	4,22	0,00	1,34	0,85	0,44	0,25	0,00	0,00	0,00
3,06	1,55	8,19	0,27	13,88	2,64	1,00	3,52	0,00	4,56	0,00	0,00	0,00
3,00	1,00	16,00	Tz	3,00	0,00	2,00	3,00	0,00	0,00	4,00	0,00	0,00
3,34	0,40	0,95	0,00	7,42	0,00	1,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
4,24	0,00	9,52	0,00	13,01	0,70	0,00	1,77	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Tz	4,00	8,00	0,00	3,00	0,00	5,00	3,00	0,00	0,00	Tz	0,00	0,00
0,53	0,00	0,00	0,00	7,28	1,16	2,62	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	4,81	2,31	0,00	14,43	3,36	2,20	2,95	0,00	0,00	0,00	0,93	0,00
1,30	0,00	6,47	0,00	35,63	0,00	0,00	0,17	0,70	1,01	0,00	0,00	0,00
0,00	1,58	0,00	0,64	12,57	0,00	2,42	2,50	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
4,67	2,32	6,30	0,00	3,34	0,00	4,37	2,80	0,00	0,97	0,00	0,38	0,00
2,66	2,16	2,96	0,00	14,01	1,56	1,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,67	2,50	5,87	0,00	13,12	4,61	2,33	0,88	0,00	0,50	0,00	0,00	0,00
3,00	0,00	1,53	0,00	0,50	0,00	1,36	0,00	0,00	0,32	18,56	0,00	0,00
4,86	0,04	1,79	0,00	3,96	0,00	1,11	0,07	0,00	0,00	1,94	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,90	2,04	2,57	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
2,98	1,92	1,17	0,00	17,61	4,08	0,53	3,05	1,13	0,00	0,00	0,00	0,00
2,20	0,16	0,72	0,00	9,41	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,88	0,00	0,49
6,01	0,90	0,00	1,61	0,50	4,05	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,44	0,00	3,90	0,00	6,64	0,00	3,99	0,17	2,55	0,00	0,00	0,00	0,00
0,24	1,46	0,20	0,00	11,31	0,00	6,15	2,24	1,02	0,28	0,00	0,00	0,00
8,11	0,00	4,66	0,00	4,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
7,00	0,00	2,00	0,00	5,00	3,00	4,00	2,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
1,95	0,00	4,75	0,00	14,51	1,96	0,89	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
32,35	0,63	8,37	0,00	0,51	1,51	1,50	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,20	0,00	0,00	0,00	3,72	0,00	4,41	0,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,71	0,00	0,68	0,00	3,13	0,00	1,62	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
5,19	0,16	5,77	0,00	4,44	0,31	0,66	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
1,93	0,72	0,00	0,00	1,80	0,00	1,24	0,59	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

[ANEXO I]

CARTA SEDIMENTOLÓGICA PARA LAS FORMACIONES CARBONERA, LAGUNILLAS E ISNOTÚ

Pesados			MATRIZ											
Epidoto	Apatito	Leucoxeno	Matriz Limo-Arcillosa	Caolinita Detrítica	Qz. Autigénico Monocristalino	Hematita Autigénica	Goethita Autigénica	Limonita Autigénica	Pirita Autigénica	Clorita Autigénica	Illita/Caolinita	Illita/Smectita	Illita y/o Clorita	
0,00	0,00	Tz	0,00	0,00	2,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
0,00	0,00	0,00	0,51	0,07	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
0,00	0,00	0,00	0,46	0,00	0,21	0,88	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,35	0,00	0,00	0,88	0,00	6,80	0,00	
0,00	0,00	Tz	4,00	0,00	3,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	8,00	0,00	
0,00	0,00	0,83	1,66	1,04	0,00	0,49	0,00	0,00	0,01	0,00	0,29	2,28	0,00	
0,00	0,00	0,39	1,80	0,00	0,24	1,85	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00	1,33	0,00	
0,00	0,00	0,00	2,00	0,00	0,00	2,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,00	0,00	
0,00	0,00	0,30	5,76	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,22	0,00	
0,05	0,00	0,00	3,54	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	8,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,00	0,00	
0,00	0,00	0,00	2,52	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
0,00	0,00	0,00	2,93	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	0,00	
0,00	0,00	0,04	0,31	0,00	0,00	0,00	0,00	0,90	0,00	0,00	0,00	0,27	0,00	
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
0,00	0,00	0,00	3,43	0,04	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,74	0,62	1,03	
0,00	0,00	0,00	1,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,42	0,00	0,00	
0,00	0,01	0,45	15,94	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,23	1,27	0,00	
0,00	0,00	0,00	1,12	0,00	0,00	0,28	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,11	0,00	
0,00	0,00	0,03	3,43	0,00	0,00	0,47	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,62	0,00	
0,00	0,00	0,54	29,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,25	0,00	0,00	
0,00	0,00	0,00	3,98	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,68	0,48	
0,00	0,00	0,00	9,59	0,00	0,00	10,16	13,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
0,00	0,00	0,00	0,93	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,33	0,00	0,00	
0,00	0,00	0,11	6,38	0,00	2,95	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,36	0,00	
0,00	0,00	0,00	0,35	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
0,00	0,00	0,00	10,00	0,00	0,00	8,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,00	0,00	
0,00	0,00	1,36	25,07	0,00	0,51	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,66	2,61	0,00	
0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
0,00	0,00	1,44	1,39	0,00	0,00	10,92	2,85	3,81	0,00	0,00	0,00	0,25	0,00	
0,00	0,00	0,00	0,27	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
0,00	0,00	0,01	2,42	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,52	
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,23	0,00	0,00	

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO REALIZADO POR:
BARRIOS, A
LOZANO, A

[ANEXO I]

CARTA SEDIMENTOLÓGICA PARA LAS FORMACIONES CARBONERA, LAGUNILLAS E ISNOTÚ

ISNOTÚ	MG-192(1253-55)	0,26	Arenas medias	malo	angular	grano-matriz	0,00	Tz
	MG-192(1443-44)	0,40	Arenas medias	malo	subangular	grano-matriz	0,00	0,00
	MG-192(1470-71)	0,64	Arenas gruesas	malo	subangular	tangencial	0,00	2,54
	MG-192(2584-85)	0,48	Arenas medias	malo	subredondeado	tangencial-longitudinal	0,00	0,00

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO REALIZADO POR:
BARRIOS, A
LOZANO, A

[ANEXO I]

CARTA SEDIMENTOLÓGICA PARA LAS FORMACIONES CARBONERA, LAGUNILLAS E ISNOTÚ

1,00	0,00	1,00	2,00	6,00	7,00	15,00	1,00	2,00	6,00	9,00
Tz	0,00	0,00	0,04	4,72	8,58	19,37	0,58	2,15	6,72	9,28
0,00	0,00	0,00	2,54	1,91	2,65	0,00	0,17	1,10	6,13	4,98
0,00	1,00	0,00	1,00	7,00	5,00	12,00	1,00	1,00	5,00	5,00

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO REALIZADO POR:
BARRIOS, A
LOZANO, A

[ANEXO I]

CARTA SEDIMENTOLÓGICA PARA LAS FORMACIONES CARBONERA, LAGUNILLAS E ISNOTÚ

10,00	Tz	Tz	0,00	16,00	0,00	0,00	12,00	Tz	0,00	1,00	0,00	0,00
9,13	0,00	0,10	0,00	21,32	0,00	0,00	10,77	0,00	4,24	1,14	0,00	0,00
8,28	0,68	0,57	0,00	11,34	0,00	1,83	42,37	4,67	2,46	5,60	0,00	0,00
8,00	Tz	Tz	0,00	19,00	0,00	2,00	25,00	Tz	0,00	3,00	0,00	0,00

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO REALIZADO POR:
BARRIOS, A
LOZANO, A

[ANEXO I]

CARTA SEDIMENTOLÓGICA PARA LAS FORMACIONES CARBONERA, LAGUNILLAS E ISNOTÚ

0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Arenisca Arcósica
0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Arenisca Arcósica
0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Arenisca Lítica
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Arenisca Lítica

[ANEXO II]

PROCESOS DIAGENÉTICOS PARA LAS FORMACIONES CARBONERAS, LAGUNILLAS E ISNOTÚ

FORMACIÓN	MUESTRA	COMPACTACIÓN			Tipos de Cementos Presentes				
		Contacto	Grado de	Deformación de granos dúctiles	Cuarzo	Caolinita	Hematita	Siderita	Calcita
		Predominante	Porosidad						
CARBONERA	T-20A(1027-29)	tangencial-longitudinal	bajo	X	X				
	T-189(2324-26)	longitudinal-tangencial	medio	X	X	X			
	T-189(2330-33)	tangencial	bajo		X	X			
	T-189(2340-43)	longitudinal	bajo		X			X	
	CM-3(3084-86)	longitudinal-tangencial	bajo	X	X	X	X		
	CR-1(3157-63)	tangencial	bajo	X	X				
	CM-3(3535-37)	longitudinal	bajo	X	X	X			
	CR-2(7495-97)	longitudinal	bajo	X	X	X			
CR-2(7502-03)	longitudinal	medio	X		X	X			
LAGUNILLAS	VLA-1(4470-71)	tangencial	bajo	X	X	X	X	X	
	VLB-5(5400-01)	grano-matriz	bajo		X	X	X	X	
	VLA-6(5440-42)	grano-matriz	medio	X	X	X	X	X	
	VLB-5(5500-01)	grano-matriz	bajo	X	X	X	X	X	
	VLC-737(9110-12)	longitudinal	medio	X	X	X	X	X	
	VLC-737(9129-31)	longitudinal	bajo	X	X	X	X	X	
	VLC-737(9136-38)	longitudinal	medio	X	X	X	X	X	
	VLC-737(9221-23)	longitudinal	bajo		X	X	X	X	
	VLC-737(9232-33)	tangencial	medio	X	X	X	X	X	X
	VLC-737(9303-06)	longitudinal	bajo	X	X	X	X	X	
	VLC-737(9350-52)	tangencial	bajo	X	X	X	X	X	
	VLC-737(9378-79)	tangencial	bajo	X	X	X	X	X	
	VLD-327(10060-62)	longitudinal	bajo	X	X	X	X	X	
	VLD-327(10113-15)	tangencial	bajo	X	X	X	X	X	
	VLD-318(10193-95)	tangencial-longitudinal	bajo	X	X	X	X	X	
	VLD-329(10224-26)	grano flotante	bajo		X	X	X	X	
	VLD-327(10255-58)	grano flotante	medio	X	X	X	X	X	
	VLC-314(10290-91)	grano-matriz	bajo	X	X	X	X	X	
	VLD-232(10320-22)	longitudinal	bajo	X	X	X	X	X	
	VLD-382(10321-23)	longitudinal	bajo	X	X	X	X	X	
	VLC-314(10530-32)	tangencial	bajo	X	X	X	X	X	
	VLD-318(10600-02)	longitudinal	bajo	X	X	X	X	X	
	VLD-315(10630-31)	tangencial-longitudinal	bajo	X	X	X	X	X	
	VLD-315(10888-89)	tangencial	bajo	X	X	X	X	X	X
VLf-3005(10999-01)	tangencial	bajo	X	X	X	X	X	X	
VLf-3004(11029-31)	longitudinal	bajo	X	X	X	X	X		

[ANEXO II]

PROCESOS DIAGENÉTICOS PARA LAS FORMACIONES CARBONERAS, LAGUNILLAS E ISNOTÚ

CEMENTACIÓN						DISOLUCIÓN			
ntes			Ocurrencia del Cemento			Matriz	Fragmentos líticos	Feldespatos	Cemento
Clorita	illita	illita/smectita	Rellenando Poros	Sobrecrecimiento de Grano	Envoltorio de Grano				
				X					
		X	X	X	X	X			
			X	X		X			
			X	X		X			
			X	X			X	X	X
			X			X	X	X	
			X	X			X		
			X	X			X	X	X
			X					X	
			X	X		X	X	X	
	X		X	X				X	X
			X	X		X	X	X	
			X	X		X	X	X	
			X	X		X	X	X	X
			X	X				X	
			X	X		X	X	X	
			X	X				X	
			X	X				X	
			X	X		X	X	X	
			X	X		X	X	X	
			X	X		X	X	X	X
			X	X		X		X	
			X	X		X		X	
			X	X		X		X	
			X	X		X		X	
			X	X		X		X	
			X	X		X		X	
			X	X		X	X	X	
		X	X	X		X		X	X

[ANEXO II]

PROCESOS DIAGENÉTICOS PARA LAS FORMACIONES CARBONERAS, LAGUNILLAS E ISNOTÚ

ALTERACIÓN		REEMPLAZO	
Minerales Alterados	Minerales Autigénicos	Minerales Reemplazantes	Minerales Reemplazados
feld,micas,fragm roca volcánico	illita/smec,caoln,clorita		
feld	illita/smec		
feld	illita		
micas	clorita		
micas.feld	clorita,smec,illita/smec	siderita	Qz
micas.feld	clorita,ilita/smec,illita		
feld	illita/smec,illita	hematita	carbonato
feld	illita/smec		
feld,micas	illita/smec,clorita	Glauconita	Qz y Chert (posiblemente)
		Glauconita	Qz y Chert (posiblemente)
feld	clorita		
feld	clorita,illta		
matriz (illita)	illita/smec	Siderita	Qz y Fragmento Litico
feld,micas	illita/smec,clorita	Siderita	Qz y Fragmento Litico
feld,micas	illita/smec,clorita	Siderita	Qz y Fragmento Litico
micas,fragm roca volcánico	clorita		
feld,micas	illita/smec,clorita		
feld,micas	illita/smec,clorita	Glauconita	Qz y Chert (posiblemente)
feld,micas	illita/smec	Glauconita	Qz y Chert (posiblemente)
feld,micas	illita/smec,clorita	Siderita	Qz y Fragmento Litico
feld,micas	illita/smec,clorita	Siderita y glauconita	Qz , Chert y Fragmento Litico
feld,micas	illita/smec,clorita,illita	Glauconita	Qz yChert (posiblemente)
micas	illita/smec,clorita		
feld,micas	illita/smec,clorita		
feld,micas	illita,caolinita,smec	Glauconita	Qz y Chert (posiblemente)
feld,micas	clorita,illita		
micas	clorita	Glauconita	Qz y Chert (posiblemente)
feld,micas	illita/smec,clorita,illita		
feld,micas	illita/smec,clorita		
feld,micas	illita/smec,illita		
feld,micas	illita/smec,illita	Siderita	Qz y Fragmento Litico
micas	illita		
feld,micas,carbonato	clorita,siderita		
feld,micas	illita/smec,illita		

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO REALIZADO POR:
BARRIOS, ADRIANA
LOZANO, ARIED

[ANEXO II]

PROCESOS DIAGENÉTICOS PARA LAS FORMACIONES CARBONERAS, LAGUNILLAS E ISNOTÚ

ISNOTÚ	MG-192(1253-55)	grano-matriz	bajo	X			X		
	MG-192(1443-44)	grano-matriz	bajo	X					
	MG-192(1470-71)	tangencial	bajo	X		X	X		
	MG-192(2584-85)	tangencial-longitudinal	bajo	X					

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO REALIZADO POR:
BARRIOS, ADRIANA
LOZANO, ARIED

[ANEXO II]

PROCESOS DIAGENÉTICOS PARA LAS FORMACIONES CARBONERAS, LAGUNILLAS E ISNOTÚ

micas	clorita		
feld,micas	illita/smec,clorita		
micas	illita/smec,clorita		
micas	clorita		

TABLA 3
SECUENCIA PARAGENÉTICA DE LA FORMACIÓN CARBONERA

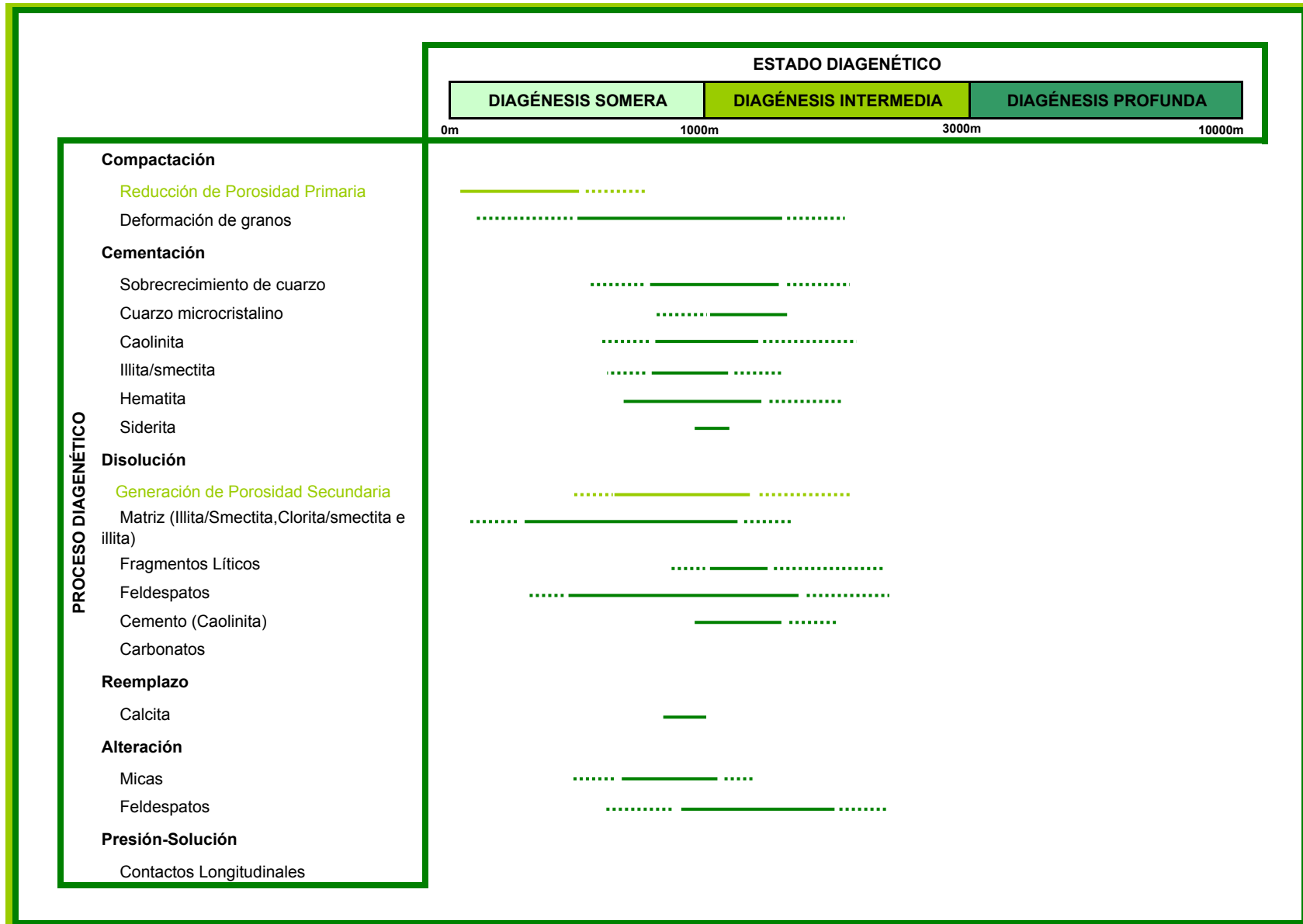


TABLA 4
SECUENCIA PARAGENÉTICA DE LA FORMACIÓN LAGUNILLAS

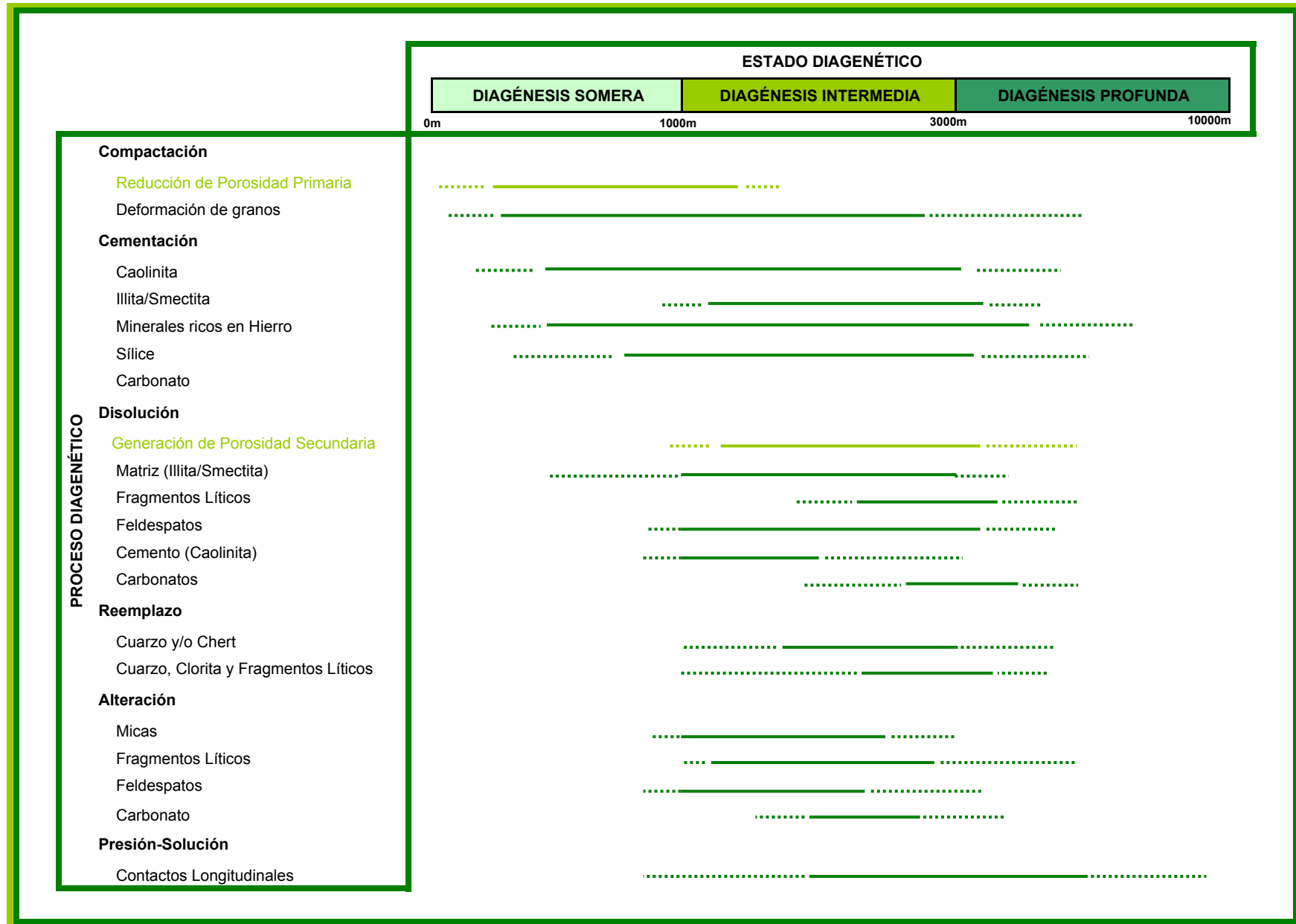
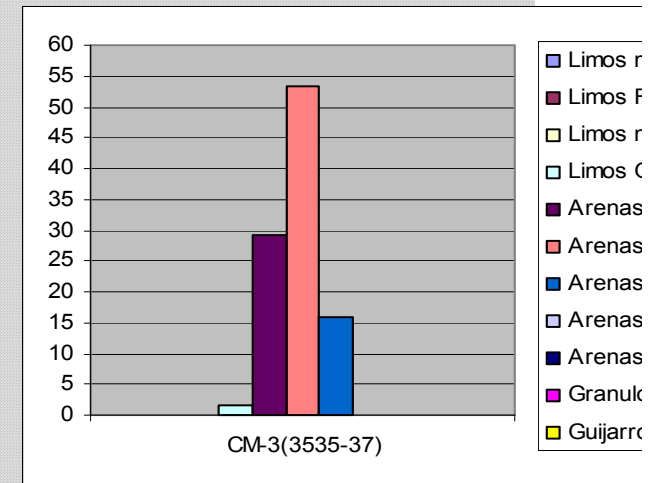
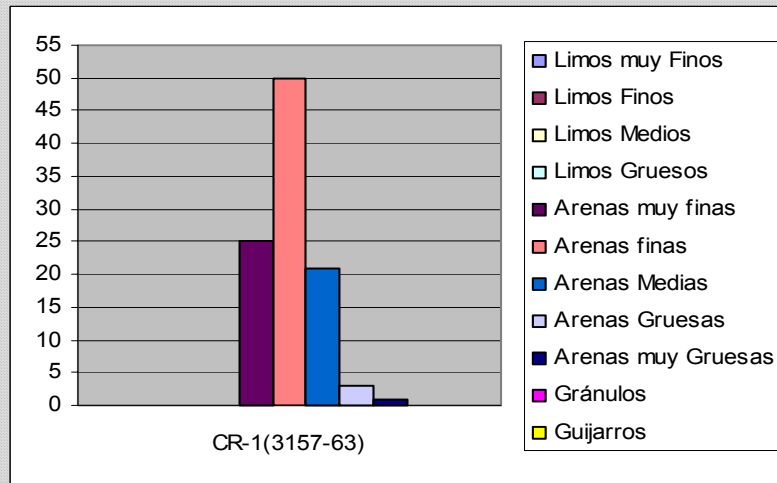
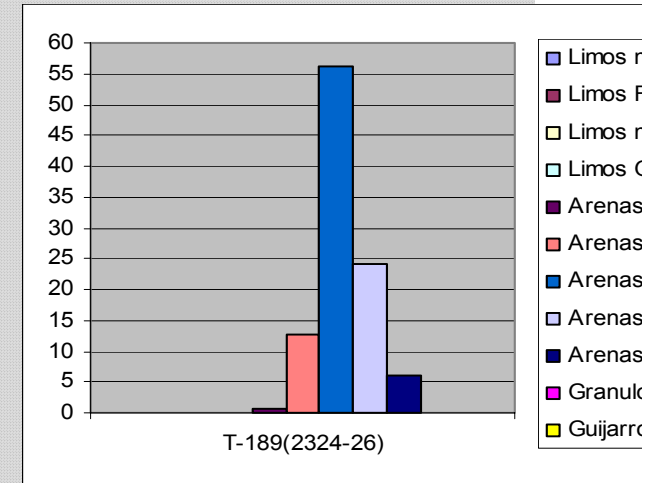
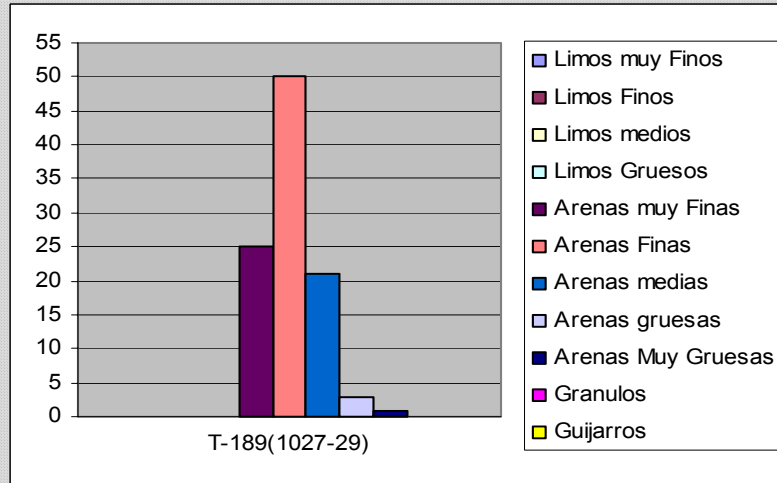


TABLA 5
SECUENCIA PARAGENÉTICA DE LA FORMACIÓN ISNOTÚ



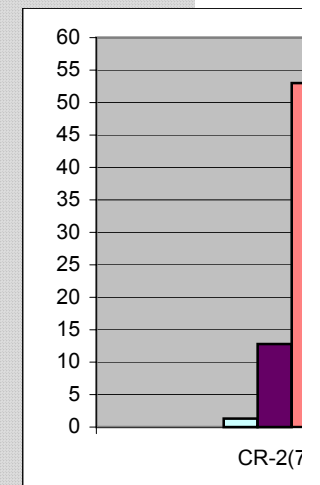
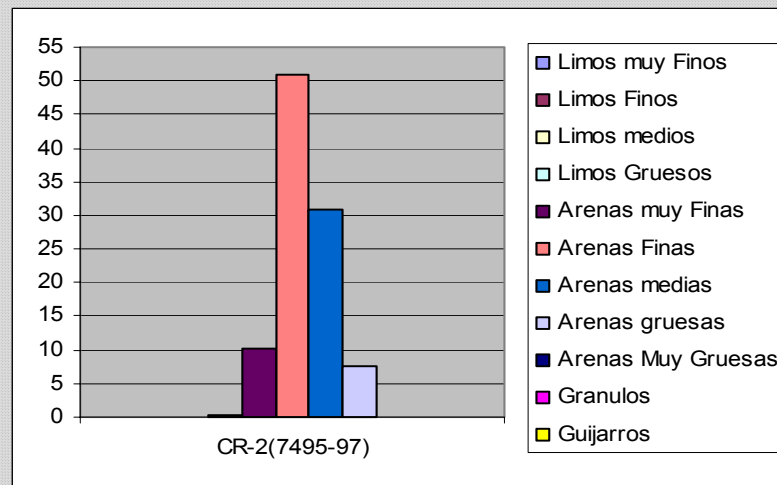
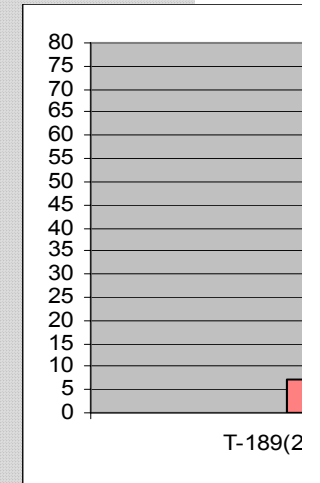
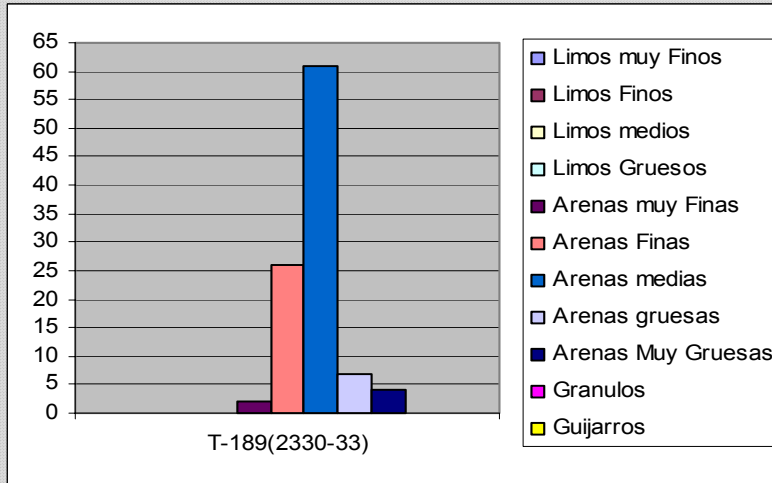
[ANEXO III]

HISTOGRAMAS DE FRECUENCIA PARA LA FORMACIÓN CARBONERA



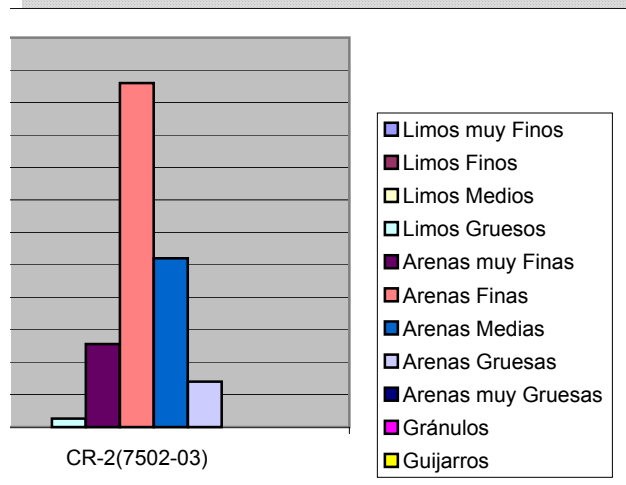
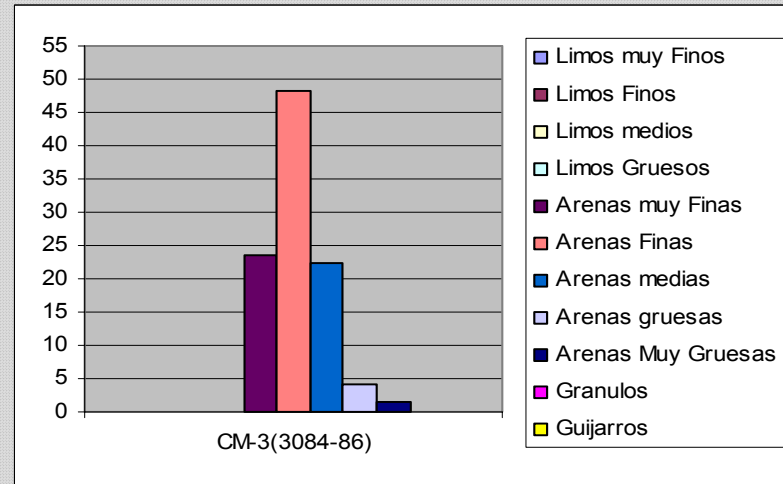
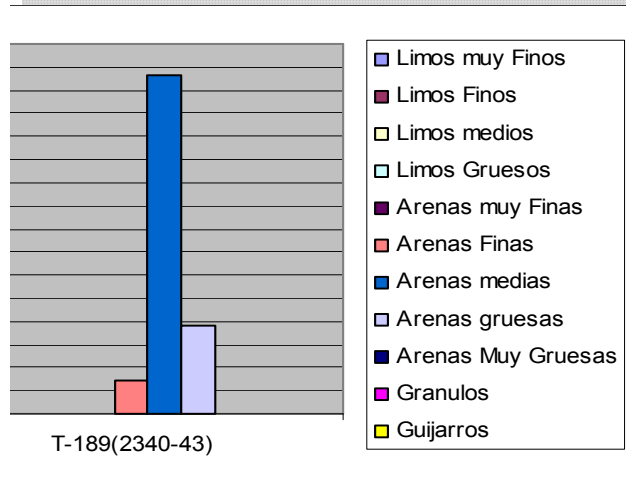
[ANEXO III]

HISTOGRAMAS DE FRECUENCIA PARA LA FORMACIÓN CARBONERA

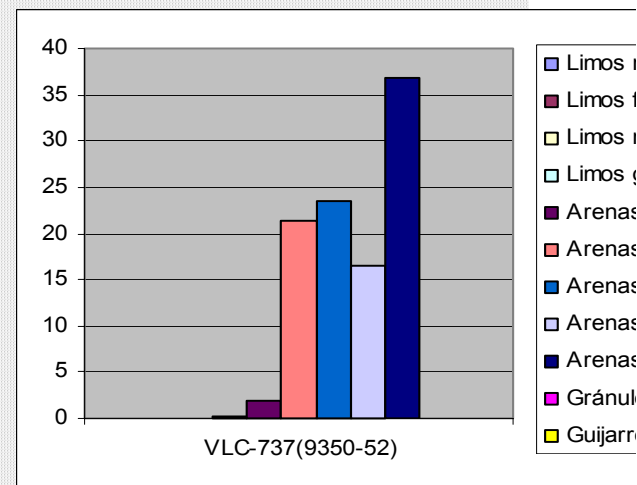
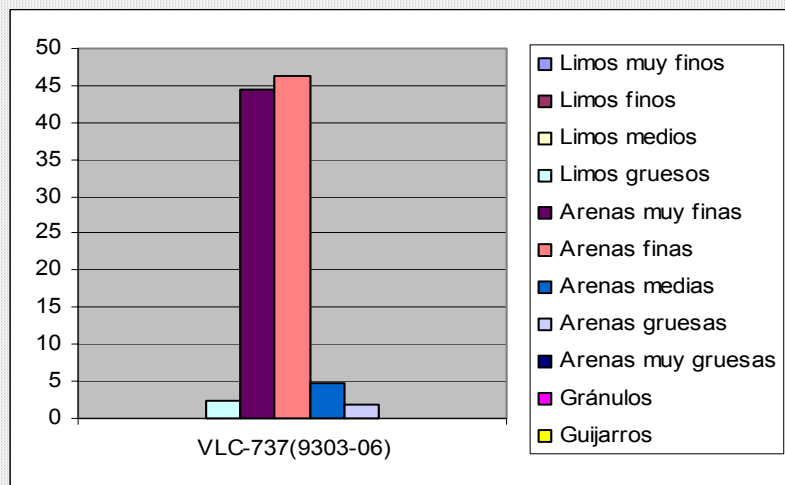
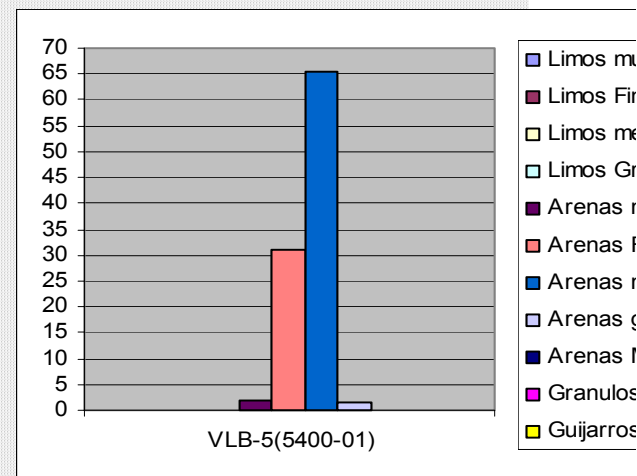
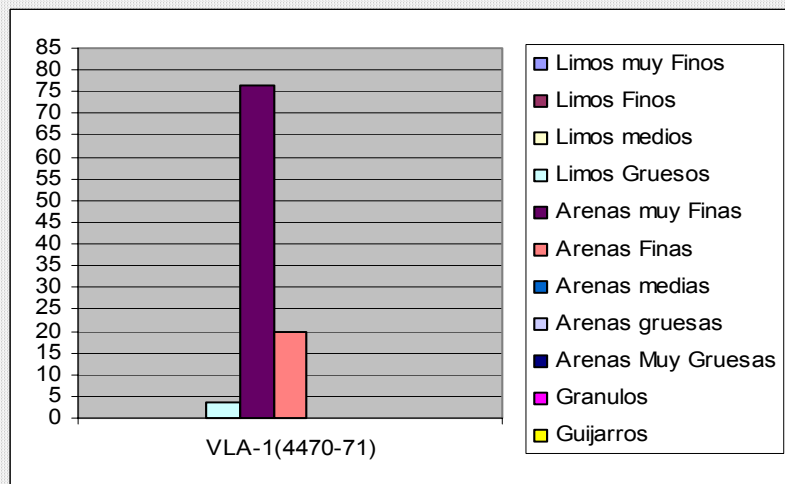


[ANEXO III]

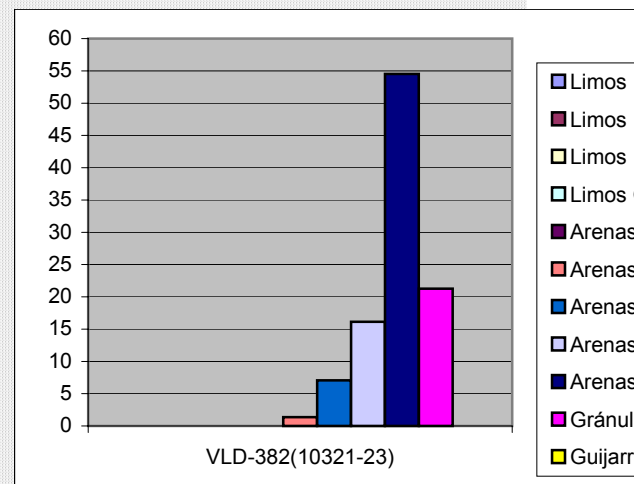
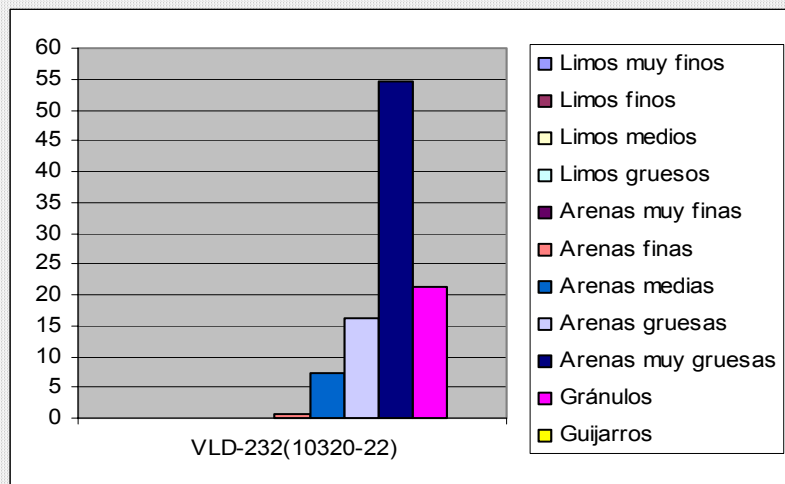
HISTOGRAMAS DE FRECUENCIA PARA LA FORMACIÓN CARBONERA



[ANEXO IV]
HISTOGRAMAS DE FRECUENCIA PARA LA FORMACIÓN LAGUNILLAS

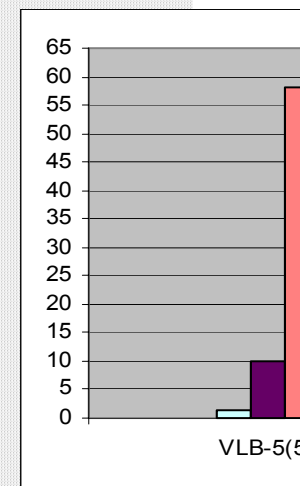
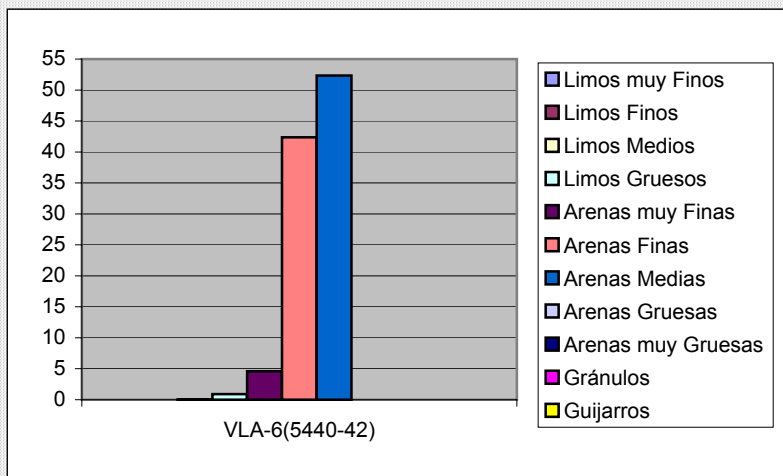


[ANEXO IV]
HISTOGRAMAS DE FRECUENCIA PARA LA FORMACIÓN LAGUNILLAS

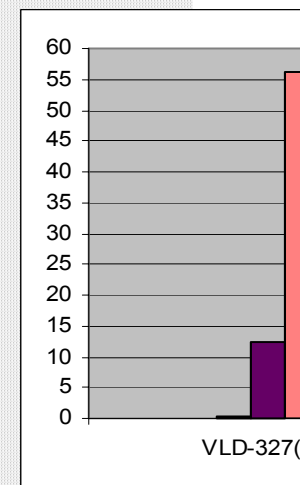
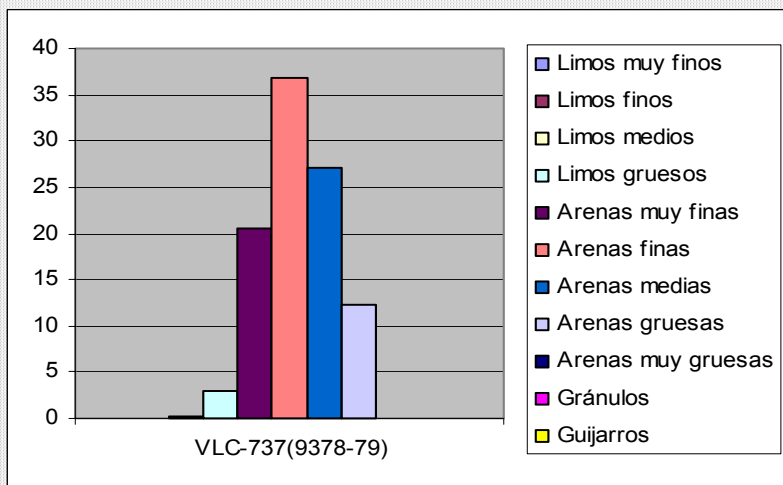


[ANEXO IV]
 HISTOGRAMAS DE FRECUENCIA PARA LA FORMACIÓN LAGUNILLAS

- Limos muy Finos
- Limos Finos
- Limos medios
- Limos Gruesos
- Arenas muy Finas
- Arenas Finas
- Arenas medias
- Arenas gruesas
- Arenas Muy Gruesas
- Gránulos
- Guijarros

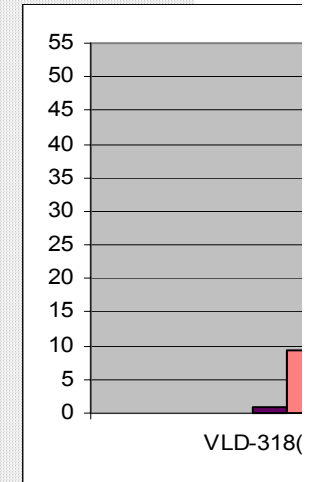
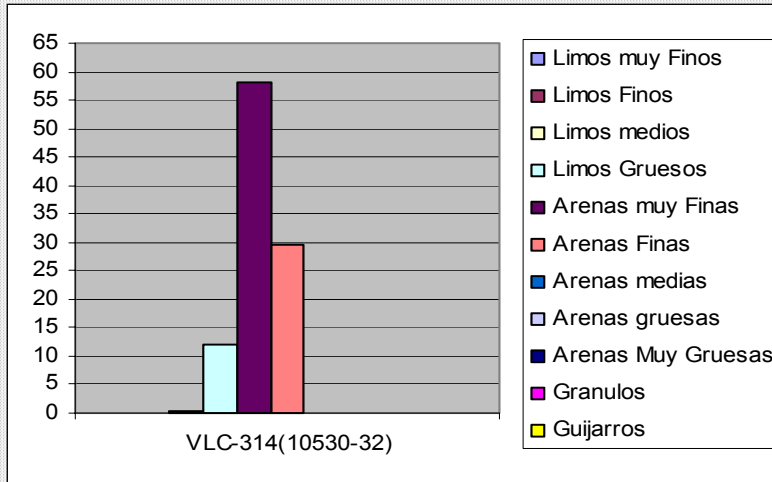


- Limos muy finos
- Limos finos
- Limos medios
- Limos gruesos
- Arenas muy finas
- Arenas finas
- Arenas medias
- Arenas gruesas
- Arenas muy gruesas
- Gránulos
- Guijarros

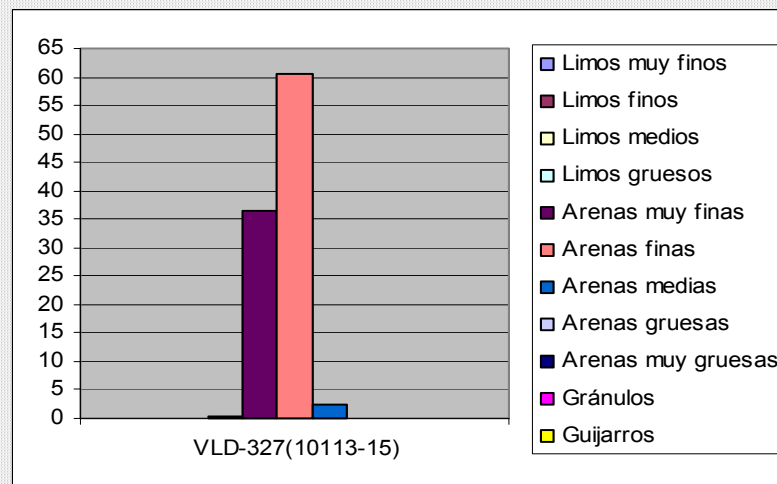
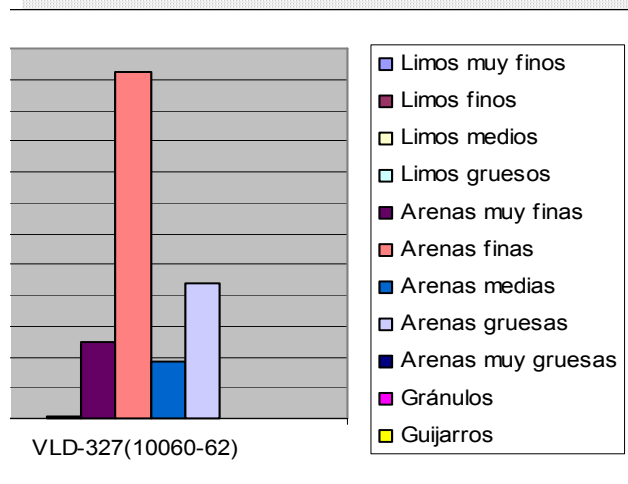
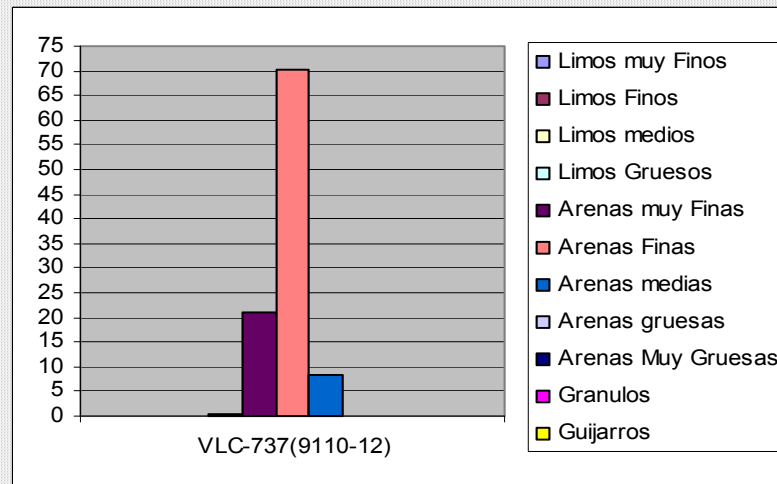
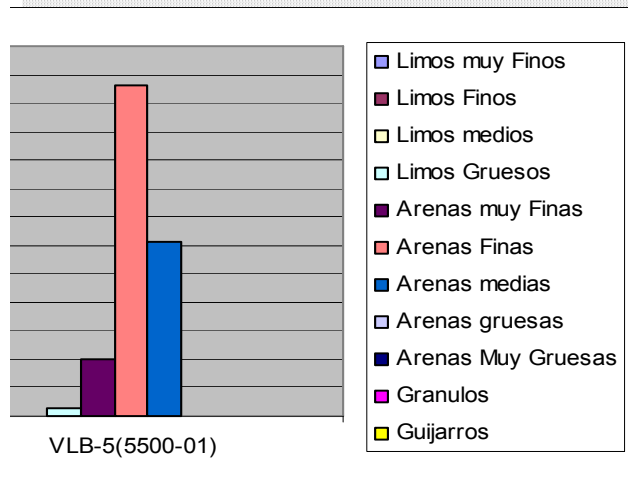


[ANEXO IV]
HISTOGRAMAS DE FRECUENCIA PARA LA FORMACIÓN LAGUNILLAS

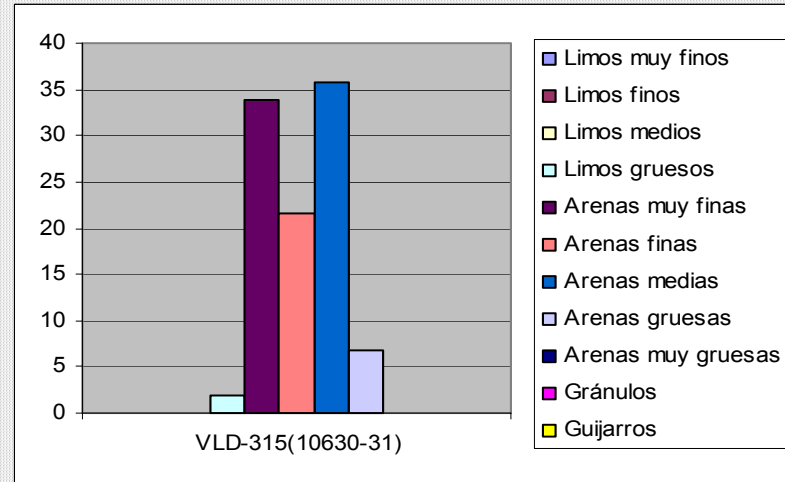
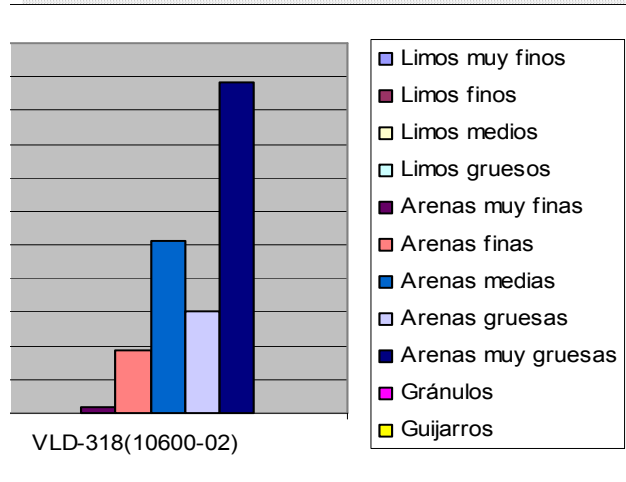
- Limos muy Finos
- Limos Finos
- Limos Medios
- Limos Gruesos
- Arenas muy Finas
- Arenas Finas
- Arenas Medias
- Arenas Gruesas
- Arenas muy Gruesas
- Gránulos
- Gujjarros



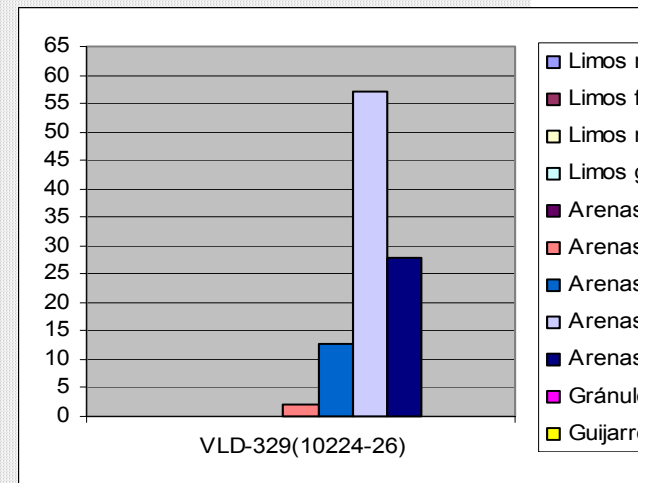
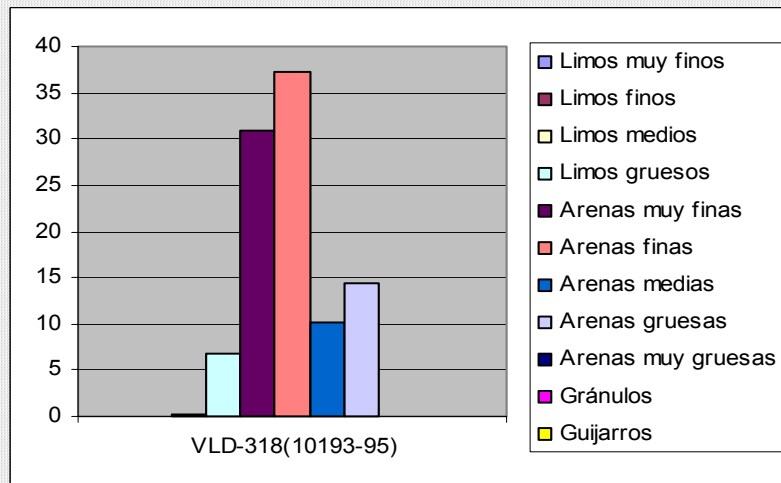
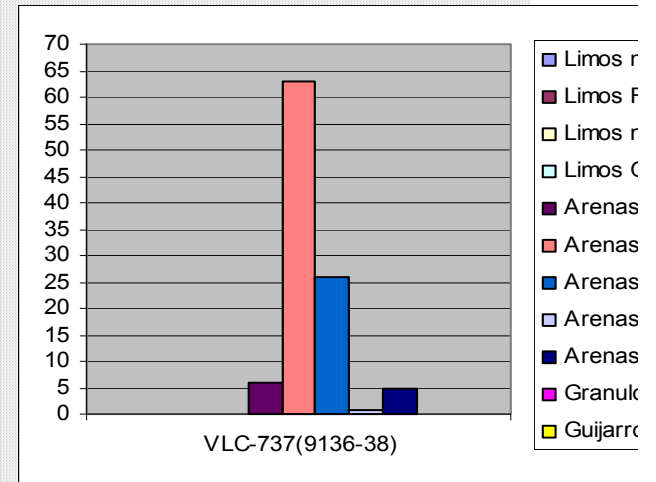
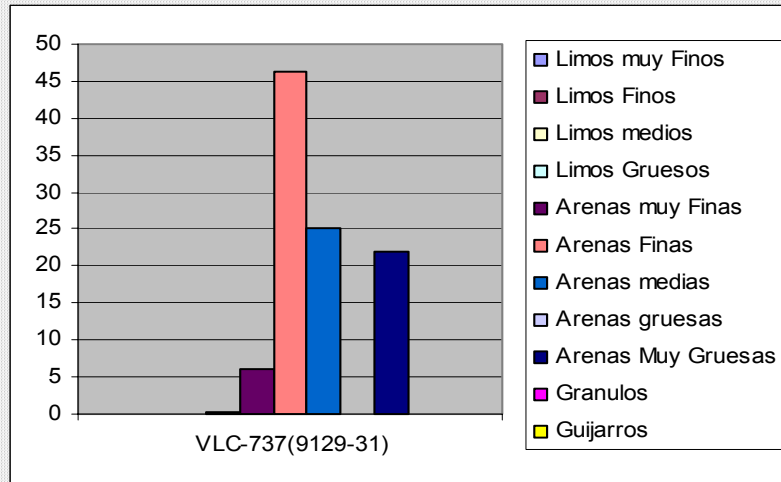
[ANEXO IV]
 HISTOGRAMAS DE FRECUENCIA PARA LA FORMACIÓN LAGUNILLAS



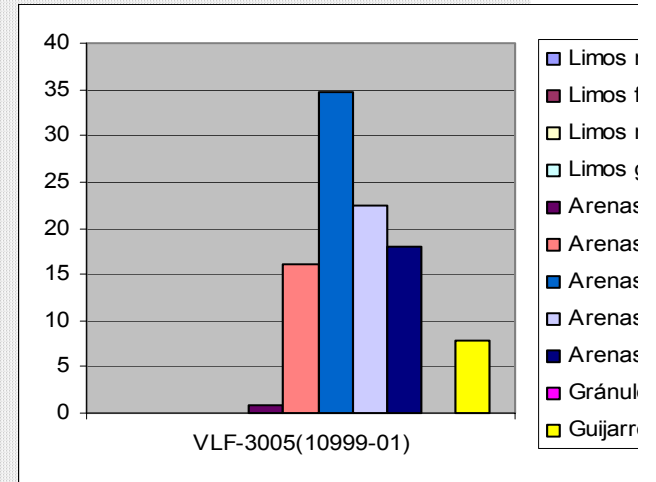
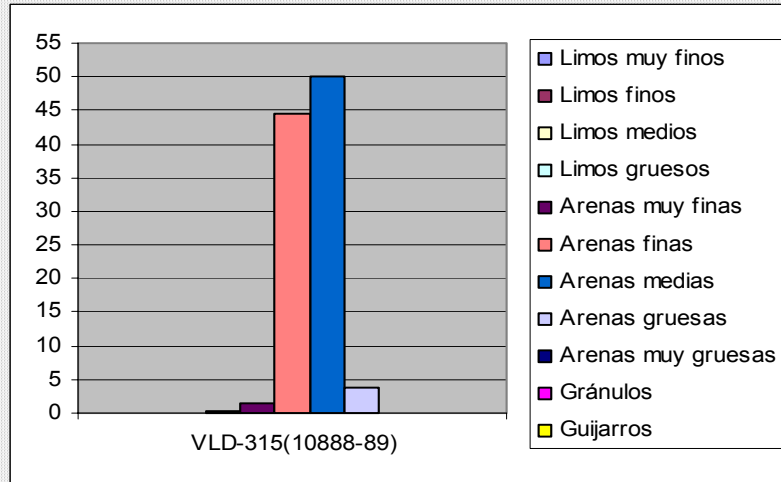
[ANEXO IV]
HISTOGRAMAS DE FRECUENCIA PARA LA FORMACIÓN LAGUNILLAS



[ANEXO IV]
 HISTOGRAMAS DE FRECUENCIA PARA LA FORMACIÓN LAGUNILLAS

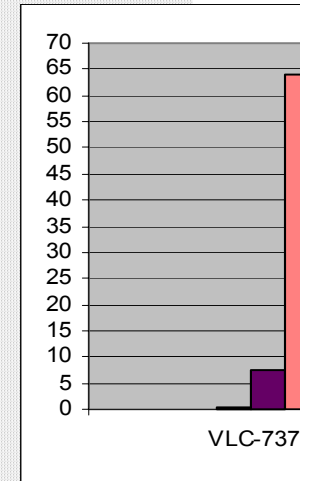
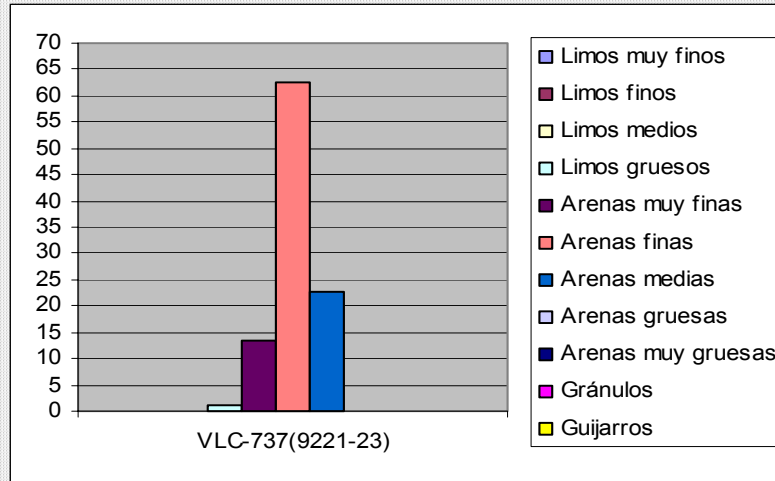


[ANEXO IV]
HISTOGRAMAS DE FRECUENCIA PARA LA FORMACIÓN LAGUNILLAS

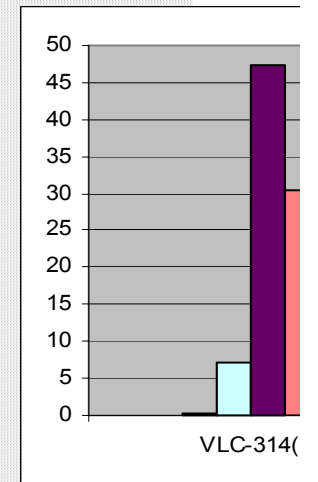
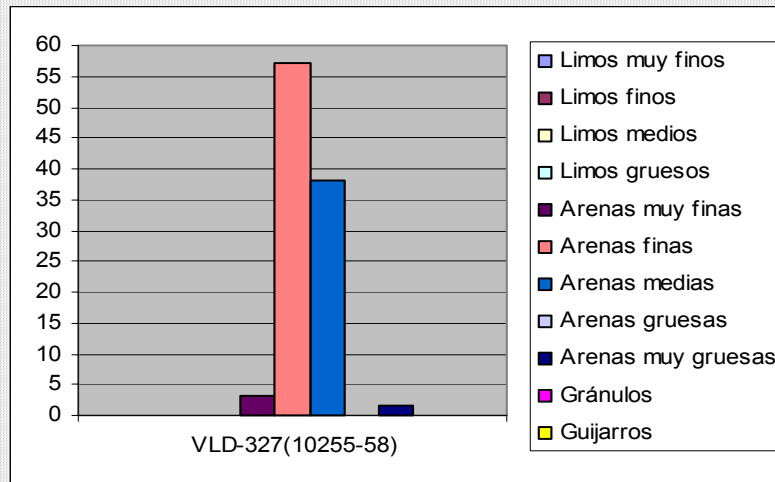


[ANEXO IV]
 HISTOGRAMAS DE FRECUENCIA PARA LA FORMACIÓN LAGUNILLAS

- Limos muy Finos
- Limos Finos
- Limos medios
- Limos Gruesos
- Arenas muy Finas
- Arenas Finas
- Arenas medias
- Arenas gruesas
- Arenas Muy Gruesas
- Gránulos
- Guijarros

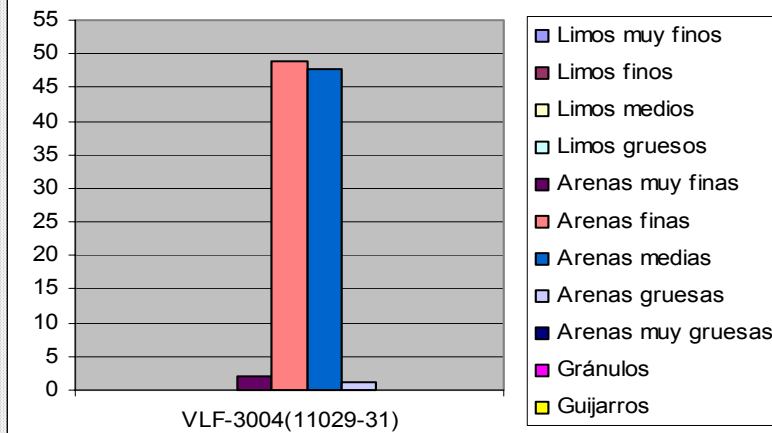


- Limos muy finos
- Limos finos
- Limos medios
- Limos gruesos
- Arenas muy finas
- Arenas finas
- Arenas medias
- Arenas gruesas
- Arenas muy gruesas
- Gránulos
- Guijarros



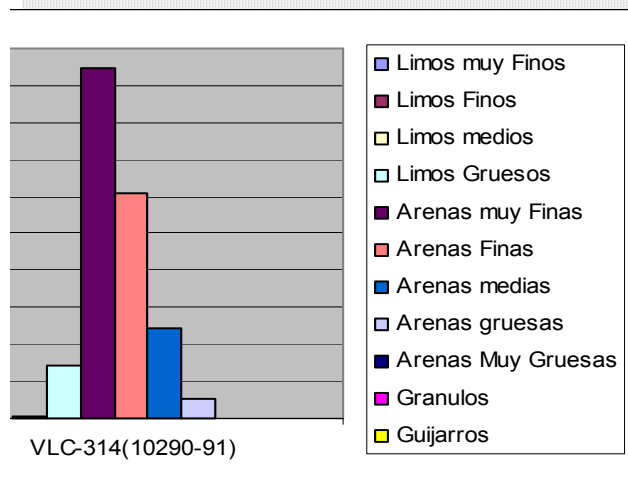
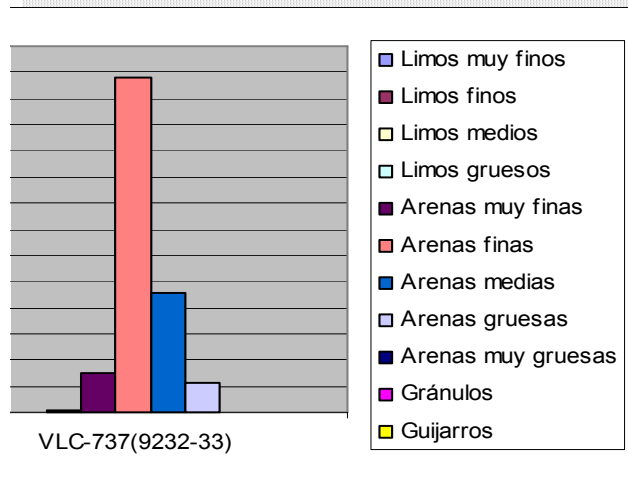
[ANEXO IV]
HISTOGRAMAS DE FRECUENCIA PARA LA FORMACIÓN LAGUNILLAS

- Limos muy finos
- Limos finos
- Limos medios
- Limos gruesos
- Arenas muy finas
- Arenas finas
- Arenas medias
- Arenas gruesas
- Arenas muy gruesas
- Gránulos
- Guijarros



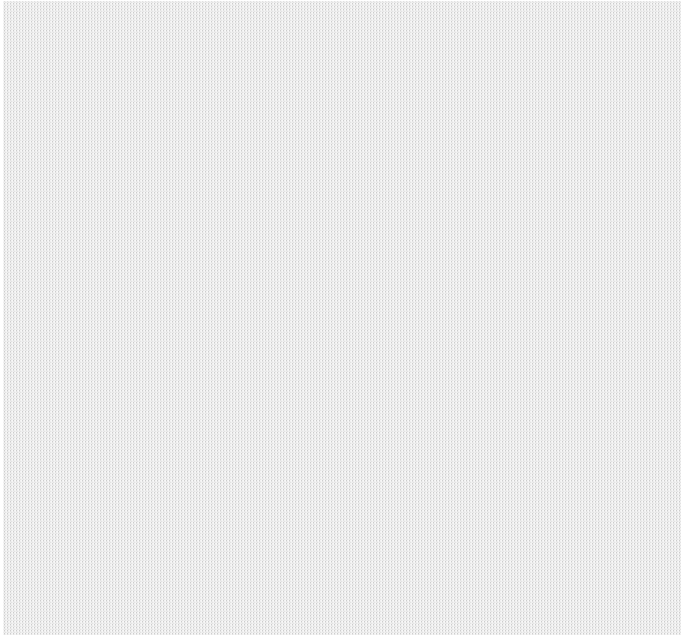
- Limos muy finos
- Limos finos
- Limos medios
- Limos gruesos
- Arenas muy finas
- Arenas finas
- Arenas medias
- Arenas gruesas
- Arenas muy gruesas
- Gránulos
- Guijarros

[ANEXO IV]
HISTOGRAMAS DE FRECUENCIA PARA LA FORMACIÓN LAGUNILLAS

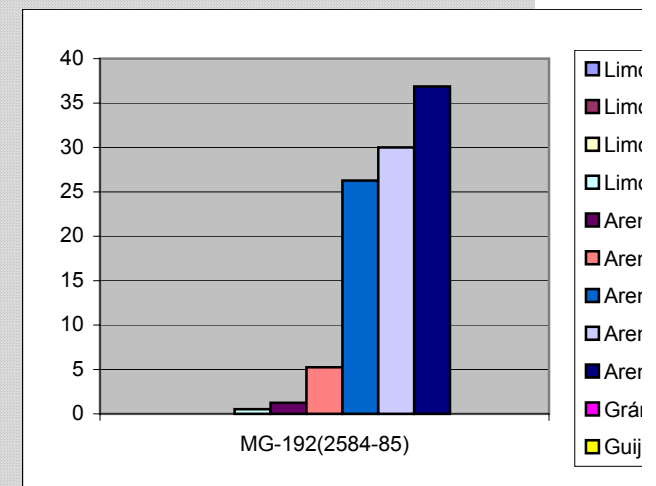
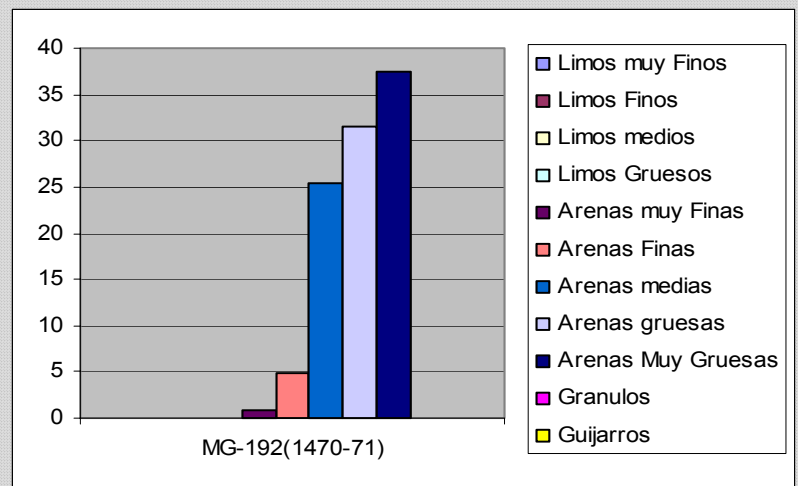
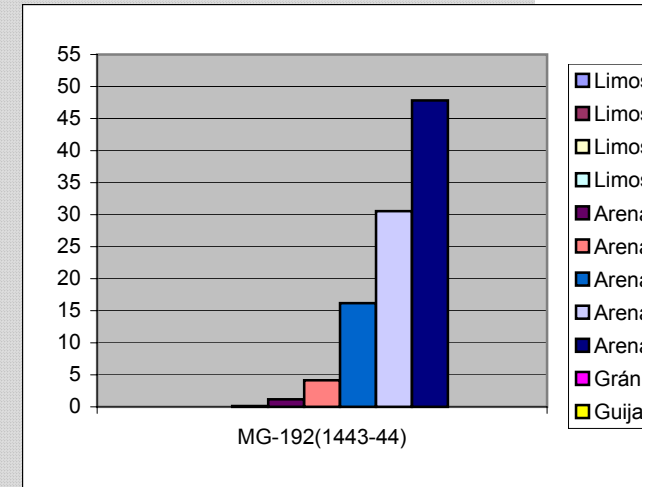
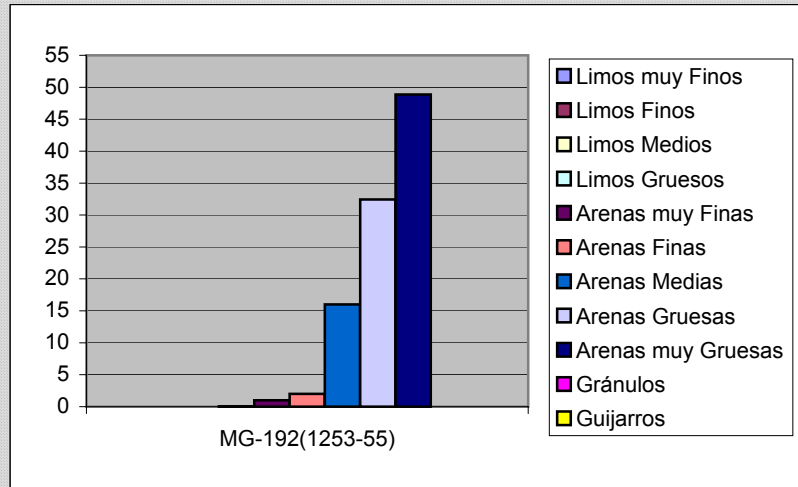


TRABAJO ESPECIAL DE GRADO REALIZADO POR:
BARRIOS, A
LOZANO, A

[ANEXO IV]
HISTOGRAMAS DE FRECUENCIA PARA LA FORMACIÓN LAGUNILLAS



[ANEXO V]
 HISTOGRAMAS DE FRECUENCIA PARA LA FORMACIÓN ISNOTÚ



[ANEXO V] HISTOGRAMAS DE FRECUENCIA PARA LA FORMACIÓN ISNOTÚ

