

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

RECONOCIMIENTO DE MINERALES PESADOS Y ANÁLISIS DE SUS EFECTOS SOBRE LOS REGISTROS PETROFÍSICOS DEL GRUPO TEMBLADOR, CAMPO DOBOKUBI, EDO ANZOÁTEGUI, VENEZUELA

Presentado ante la Ilustre Universidad
Central de Venezuela por la Bachiller.
Duhamel R. Milagros de los Ángeles
Para optar al título de Ingeniero Geólogo.

Caracas, Junio de 2016

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

RECONOCIMIENTO DE MINERALES PESADOS Y ANÁLISIS DE SUS EFECTOS SOBRE LOS REGISTROS PETROFÍSICOS DEL GRUPO TEMBLADOR, CAMPO DOBOKUBI, EDO ANZOÁTEGUI, VENEZUELA

TUTOR ACADEMICO: Dr. Mauricio Bermúdez
COTUTORES ACADÉMICOS: Dr. Marvin Baquero
Dr. Haydn Barros
TUTOR INDUSTRIAL: Ing. Luis Matute

Presentado ante la Ilustre Universidad
Central de Venezuela por la Bachiller.
Duhamel R. Milagros de los Ángeles
Para optar al título de Ingeniero Geólogo.

Caracas, Junio de 2016

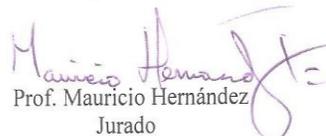
Caracas, Junio de 2016

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Ingeniería Geológica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por la Bachiller, titulado:

“RECONOCIMIENTO DE MINERALES PESADOS Y ANÁLISIS DE SUS EFECTOS SOBRE LOS REGISTROS PETROFÍSICOS DEL GRUPO TEMBLADOR, CAMPO DOBOKUBI, EDO ANZOÁTEGUI, VENEZUELA”

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


Prof. Lenin González
Jurado


Prof. Mauricio Hernández
Jurado


Dr. Marvin Baquero
Cotutor

DEDICATORIA

Esta tesis se la dedico a mi Dios quién supo guiarme por el buen camino, darme fuerzas para seguir adelante y no desmayar en los problemas que se presentaban, enseñándome a encarar las adversidades sin perder nunca la dignidad ni desfallecer en el intento.

A mis padres

A mi padre Lenry; quien con sus constantes consejos, apoyo, ayuda y amor me ha enseñado a valorar todo lo que hago como persona y ahora en mi carrera universitaria. Gracias papa.

A mi orgullosa madre Laura, sé que durante el largo camino de la vida siempre contaré con tu compañía, gracias a ti soy la mujer que soy, aprendí de tu fuerza, de tu entereza, de tus ganas de salir adelante, aprendí a no darme por vencida, por tu ejemplo, porque eso es lo que has sido a lo largo de mi vida. Te agradezco por todo el cariño y apoyo que me has brindado, siempre estás en mi corazón. Te amo madre.

Ustedes me han dado todo lo que soy como persona, mis valores, mis principios, mi carácter, mi empeño, mi perseverancia, mi coraje para conseguir mis objetivos. Gracias padres.

A mi hermana

Simy gracias por estar siempre presente y haberme apoyado en todo momento, por tus consejos, tus valores, por la motivación constante que me brindaste y de la cual aprendí aciertos y de momentos difíciles, te quiero mucho hermana.

A mi familia

A mi abuela Clara, que a pesar de haberla perdido, ha estado siempre cuidándome y guiándome desde el cielo. A cada uno de mis tíos Iván, Martín, Guillermo, Nicolás, Carlos y Roberto porque en el transcurso de mi carrera universitaria, me demostraron que siempre podré contar con ustedes como unos padres. A mis tías Mariela, Carmen, Ana, Nora, Lissete, Beatriz y Olga por su apoyo

incondicional y por demostrarme la gran fe que tienen en mí. A todos mis primos y primas (que son demasiados), con muchos de ellos crecí y muchos pudieron presenciar este gran esfuerzo que hoy realice, en especial a mis primas Marian y Anmar que a pesar de la distancia siempre me han demostrado su cariño, apoyo y sus consejos, gracias por siempre estar ahí y poder contar con ustedes. A toda mi familia en general los quiero mucho.

A mis padrinos

Quienes han sabido ser unos excelentes segundos padres para mí, ustedes me han apoyado en los buenos y malos momentos y les estaré eternamente agradecida.

A todo el personal de laboratorio

A todos los del laboratorio de Termocronología sin ustedes no existiría hoy esta tesis y no existiría esta amistad que tenemos, entre risas, bromas y enojos he culminado con éxito este gran proyecto, gracias por su apoyo.

Finalmente gracias a todos los que me brindaron su apoyo directa e indirectamente durante la realización de este proyecto.

AGRADECIMIENTOS

Le agradezco a Dios por haberme acompañado y guiado a lo largo de mi carrera, por ser mi fortaleza en los momentos de debilidad y por brindarme una vida llena de aprendizajes, experiencias y sobre todo felicidad.

A la ilustre Universidad Central de Venezuela, mi segunda casa la cual me formo como profesional de este país, y en donde viví muchas de las experiencias que a lo largo de mi carrera; fueron únicas como estudiante de esta hermosa casa de estudios.

Debo agradecer de manera especial a mi tutor el Dr. Mauricio Bermúdez por aceptarme para realizar esta tesis, su apoyo y confianza en mi trabajo y su capacidad para guiar mis ideas ha sido un aporte invaluable, no solamente en el desarrollo de esta tesis, sino también en mi carrera universitaria. Es un gran profesional y ejemplo a seguir, a pesar de tantos contratiempos lo más importante durante este trabajo fue enfrentarlos y ser perseverantes. Le agradezco también el haberme facilitado siempre los medios suficientes para llevar a cabo todas las actividades propuestas durante el desarrollo de esta tesis. Muchas gracias profesor por darme la oportunidad de crecer profesionalmente y aprender cosas nuevas.

Agradezco de manera especial a mis cotutores primero al Dr. Marvin Baquero (Doctor en Ciencias Geológicas) le agradezco por brindarme la oportunidad de recurrir a su capacidad y experiencia, por sus acertados y valiosos consejos y sugerencias en la dirección de este trabajo, por el apoyo que me dio a las diferentes inquietudes surgidas durante el desarrollo de este trabajo, y en general, toda la colaboración que me brindo en la realización de este trabajo lo cual se ha visto también reflejado en los buenos resultados obtenidos. Segundo quiero expresar también mi agradecimiento al profesor Haydn Barros (Físico) por su importante aporte y participación activa en el desarrollo de esta tesis. Debo destacar, por encima de todo, su disponibilidad y paciencia que hizo que nuestras siempre acaloradas discusiones redundaran benéficamente tanto a nivel científico como

personal. No cabe duda que su participación ha enriquecido el trabajo realizado y, además, ha significado el surgimiento de más aportes para las Geociencias.

Gracias a todos mis profesores en especial a: Ricardo Alezones, Lenin González, Rafael Falcon, Carolina Machillanda, Alfredo Mederos, Enrique Toribio, Jesús Salazar, Ander de Abrisqueta, Katherine Silva, María Lorente, Sebastián Grande, Orlando Méndez y Jesús Hernández (Chuchu), les agradezco por todo el apoyo brindado a lo largo de la carrera, por su tiempo, amistad y por los conocimientos que me transmitieron.

Debo agradecer también su amabilidad y disponibilidad durante la realización del presente trabajo al Ing. Luis Matute, del cual tuve todo el soporte profesional y toda la información necesaria para alcanzar los objetivos perseguidos. Muchas gracias por haberme ayudado y contestar muchas de las dudas que tuve al momento, espero que en el futuro la vida nos de otras oportunidades de compartir como profesionales. Gracias.

Gracias al Ing. Freddy Negrón de Intevep que desinteresadamente se ofreció a ayudarme en la realización de varios análisis químicos y a su buena disposición que siempre tuvo en cualquier momento, sin su colaboración este trabajo de investigación no hubiese sido posible.

A mi amigo Marcos Colina por haber sido un excelente amigo, por haberme tenido la paciencia necesaria y por motivarme a seguir adelante en los momentos de desesperación y sobre todo por haber colaborado con sus conocimientos para poder terminar una etapa de mi vida, te quiero mucho.

En especial a mis amigas Nerelys, Yulimar, Francismar y Sasha porque cada una con sus valiosas aportaciones hicieron posible este proyecto y por la gran calidad humana que me han demostrado con su amistad. Las quiero mucho.

A mis amigos y compañeros que hicieron agradable mi estancia en la Universidad y las tardes de estudio. En especial a Carlos Castillo, Ender Nieto,

Yulimar Barreto, Francismar González, Jose Miguel Luna (Bombero), William Martínez, Yedinet González, Doraly y Noraima García, Sney Godoy, Nelly Morales, Libia López, Kristal Rueda, Claudia Sánchez, Karla Trompetero, Víctor Barrile, Wilden Vázquez, Angely Romero y entre tantos amigos que confiaron y creyeron en mí por haber hecho de mi etapa universitaria un trayecto de vivencias que nunca olvidaré. Los quiero.

Al personal administrativo de la Escuela Morella Mikaty, María Teresa y María Auxiliadora por acompañarme durante todo este arduo camino y compartir conmigo cada momento vivido en la escuela. Gracias por el apoyo.

A PDVSA quien proporcionó parte de las muestras provenientes del Gran Proyecto Cretáceo FPO.

Para mis compañeros de laboratorio de Termocronología tengo sólo palabras de agradecimiento; fueron siempre generosos y dispuestos como pocos, que compartieron sus conocimientos y experiencias de tipo profesional y personal que fueron de gran valor, muchas gracias a Marlene Flores, Rosa Jiménez, Hely Socorro, Charles Viana. A mis amigas Michelle Martínez y Massiel Materano, por haber logrado nuestro gran objetivo con mucha perseverancia, gracias por su apoyo, y conocimientos hicieron de esta experiencia una de las más especiales. Para el resto de mis compañeros tesisistas: Espartaco Alvarez, Michelle Mendoza, Orlando Yegres, Indira Varela, Mariam Guevara, Jose Hernández, y Tatiana Rovelli, espero que cada uno logre sus metas en esta vida, gracias a todos por la amistad.

A mis amigos egresados por todos los momentos que pasamos juntos, por las materias que vimos, tareas que realizamos, las salidas de campo que hicimos, por todo lo que compartimos gracias a: Nerelys López, Miguel Uzcategui, Ana Hernández, Kenny Escobar, Steffany Carmona, Stepher Vera, Yonkar Morillo, Anny Araque, María Astrid Moreno, Luis Carlos Romero, Sergio Nuñez, Zuly González, Andrea Mora, Jose Martínez, Jefferson Cáceres, entre otros.

Y, por supuesto, el agradecimiento más profundo y sentido va para mi familia. Sin su apoyo, colaboración e inspiración habría sido imposible culminar esta meta. A mis padres, Laura y Lenry, por su ejemplo de lucha y honestidad; a mi hermana Simy por su paciencia, consejos y regaños, por todo el apoyo brindado, por aguantarme y por siempre buscar la manera de tenerme de buenas. A mis tíos y tías por ser cada uno de ellos grandes ejemplos de perseverancia y superación...por ellos y para ellos!

Son muchas las personas que han formado parte de mi vida profesional a las que me encantaría agradecerles su amistad, consejos, apoyo, ánimo y compañía en los momentos más difíciles de mi vida. Algunas están aquí conmigo y otras en mis recuerdos y en mi corazón, sin importar en donde estén quiero darles las gracias por formar parte de mí, por todo lo que me han brindado y por todas sus bendiciones.

Duhamel R., Milagros de los A.

**RECONOCIMIENTO DE MINERALES PESADOS Y ANÁLISIS
DE SUS EFECTOS SOBRE LOS REGISTROS PETROFÍSICOS
DEL GRUPO TEMBLADOR, CAMPO DOBOKUBI, EDO
ANZOÁTEGUI, VENEZUELA**

**Tutor Académico: Dr. Mauricio Bermúdez. Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de
Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. 2016, 153 páginas.**

**Palabras Claves: minerales pesados, anomalías, difracción de rayos X, microscopia
electrónica de barrido, Bloque Ayacucho.**

RESUMEN:

El presente trabajo de investigación es parte de un proyecto regional perteneciente a la Faja Petrolífera del Orinoco (FPO), Cuenca Oriental de Venezuela, donde recientemente fue descubierto en depósitos siliciclásticos del Grupo Temblador (Cretácico temprano) la presencia de crudo pesado en el Campo Dobokubi. La particularidad de este campo se encuentra en la interpretación de los registros convencionales de Gamma Ray y Resistividad, donde estos arrojan valores irregulares en ciertos intervalos de profundidad, por lo tanto, basado en esta observación se planteó determinar si la presencia de ciertos minerales pesados estaría afectando la respuesta de dichos registros, para ello se procedió a separar y reconocer los minerales pesados existentes en las muestras de sedimentos de arenas del núcleo MFD-023.

Posteriormente se realizaron dos análisis petrográficos: el primero se basó en el estudio de procedencia a 4 secciones finas, con el propósito de evaluar el ambiente tectónico para determinar el tipo de roca expuesta en el área fuente, el segundo análisis petrográfico se realizó a las secciones montadas para reconocer los minerales pesados por medio de las propiedades ópticas (descritas en los anexos), así mismo se utilizó el programa ImageJ del cual se calcularon parámetros morfo-texturales de dichos minerales, obteniendo los valores relativamente altos de esfericidad y redondez, siendo este último parámetro el indicador de la roca fuente de estos

minerales. Además, se realizaron análisis por difracción de rayos X, de tal forma de identificar otras fases de minerales pesados presentes en cada muestra y para corroborar la presencia de ciertos minerales se hicieron estudios por Microscopía Electrónica de Barrido (M.E.B) para determinar sus características superficiales y su composición química para así estimar las fases que se encuentran asociadas con los elementos de interés.

Los resultados obtenidos en el presente trabajo muestran al menos dos posibles fuentes de sedimentos: uno de tipo bloque continental y otro de tipo orógeno reciclado, donde este último predomina. El primero de ellos sugiere una fuente ubicada en el sur dado por el cratón de Guayana, y el segundo sugiere una fuente ubicada en el norte o tal vez una señal mezclada entre los Andes y el sistema de montañas del Caribe como las mayores aportadoras de sedimentos. En cuanto al reconocimiento de los minerales pesados mediante el microscopio de luz polarizada, se obtuvo que la mayor proporción de apatito y circones se encontraron en la fracción 1,2 no magnética, con valores altos de esfericidad analizados con el ImageJ, y estos están asociados a un origen ígneo. Así mismo, se reconoció la monacita, que a pesar de estar en menor proporción que el resto de los minerales identificados, su presencia es notable y se reafirma tanto con los análisis por DRX y M.E.B.

Es importante destacar, que la integración de los resultados se relacionó dentro de un contexto regional, en donde se mencionan autores como Hoorn *et al.* (1995,2011), los cuales mediante termocronología por trazas de fisión en circones detríticos indicaron que a nivel de reconstrucción paleogeográfica existió una vasta red de drenajes que unían en una sola tres importantes cuencas actuales: Amazonas, Magdalena y Orinoco. Mientras que autores más recientes indican la adaptación rápida de un sistema de drenajes desde tiempos del Cretácico hasta la actualidad, los resultados obtenidos y las observaciones derivadas de esta investigación permiten concluir que se requieren de más datos termo-cronológicos, a través del método de huellas de fisión en apatitos y circones, los cuales se obtendrán posterior a esta investigación para determinar cuáles son los terrenos fuentes que aportaron la mayor cantidad de minerales pesados al área de estudio considerada en este trabajo.

Por otra parte, a nivel de los registros se muestra una amplia variedad de resultados, de los cuales se tiene que la presencia de diferentes minerales pesados como la monacita (en sus distintas variedades) y el apatito, entre otros, podrían ser los causantes de la respuesta de los registros petrofísicos, y en donde la coexistencia de estos minerales en una formación geológica sedimentaria es poco probable a menos que existan diversos terrenos fuentes. Por lo tanto, se sugiere hacerle estudios

termo-cronológicos a las muestras, a través del método de huellas de fisión en apatitos y circones, los cuales se obtendrán posteriores a esta investigación.

ÍNDICE

AGRADECIMIENTOS	vi
RESUMEN:	x
CAPITULO I	I
1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 GENERALIDADES.....	1
1.2 UBICACIÓN GEOGRÁFICA.....	2
1.3 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	3
1.4 JUSTIFICACIÓN.....	4
1.5 OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN.....	4
1.5.1 Objetivo General.....	4
1.5.2 Objetivos Específicos.....	4
1.6 ALCANCE.....	5
1.7 ANTECEDENTES.....	5
1.7.1 Antecedentes Geológicos.....	5
1.7.2 Antecedentes Metodológicos.....	6
CAPITULO II	II
2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL Y LOCAL.....	11
2.1 INTRODUCCIÓN.....	11
2.2 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE LA CUENCA ORIENTAL.....	11
2.3 GEOLOGÍA REGIONAL.....	18
2.3.1 Marco Estructural del Bloque Ayacucho.....	18
2.3.2 Marco Estratigráfico del Bloque Ayacucho.....	20
2.3.2.1 Basamento (Complejo ígneo-metamórfico Precámbrico).....	22
2.3.2.2 Grupo Temblador (Cretácico).....	23
2.3.2.3 Formación Merecure (Terciario: Oligoceno – Mioceno Temprano).....	24
2.3.2.4 Formación Oficina (Mioceno Temprano - Medio).....	24
2.3.2.5 Formación Freites (Mioceno Medio a Mioceno Tardío basal).....	25
2.3.2.6 Formación Las Piedras (Mioceno - Plioceno).....	26
2.3.2.7 Formación Mesa (Pleistoceno).....	27
2.4 GENERALIDADES DE LA FAJA PETROLÍFERA.....	30
2.4.1 Bloque Ayacucho.....	31
2.4.2 Sistema Petrolero del Campo Dobokubi.....	32

2.5 GEOLOGÍA LOCAL.....	34
2.5.1 Estudio y análisis bioestratigráfico del área.....	36
2.5.2 Sedimentología y Estratigrafía.....	36
CAPITULO III.....	40
3. MARCO TEÓRICO Y METODOLOGÍA.....	40
3.1 INTRODUCCIÓN.....	40
3.2 MARCO TEÓRICO.....	41
3.2.1 ANÁLISIS PETROFÍSICO.....	41
3.2.2 INTERPRETACIÓN DE REGISTROS DE POZOS.....	42
3.2.2.1 Registros de Rayos Gamma (GR).....	43
3.2.2.2 Registro de Resistividad.....	46
3.2.2.3 Factores que afectan las medidas de los registros Gamma Ray.....	48
3.2.3 MINERALES PESADOS.....	50
3.2.3.1 Consideraciones históricas en el uso de los estudios de minerales pesados.....	50
3.2.3.2 Rocas fuentes de los minerales pesados.....	50
3.2.3.3 Análisis de minerales pesados.....	51
3.2.3.4 Importancia del reconocimiento y análisis de minerales pesados.....	53
3.2.3.5 Métodos para identificar minerales.....	54
3.2.4 ANÁLISIS DE PROCEDENCIA.....	56
3.3 METODOLOGÍA.....	61
3.3.1 INTRODUCCION.....	61
3.3.2 RECOPIACIÓN DE INFORMACIÓN.....	62
3.3.3 ETAPA DE LABORATORIO.....	63
3.3.3.1 Tamizado de las muestras.....	63
3.3.3.2 Separación magnética manual.....	65
3.3.3.3 Separación magnética por <i>Magnet Lift</i>	66
3.3.3.4 Separación de minerales pesados por líquidos densos.....	68
3.3.3.5 Separador magnético isodinámico (tipo Frantz).....	71
3.3.3.6 Elaboración de secciones montadas de minerales pesados.....	74
3.3.3.7 Difracción de Rayos X.....	75
3.3.3.8 Microscopía electrónica de barrido (MEB).....	80
3.3.4 ETAPA DE OFICINA.....	84
3.3.4.1 Análisis granulométrico entre las fracciones 60 y 200.....	84
3.3.4.2 Análisis petrográfico.....	87
3.3.4.2.1 Análisis de procedencia.....	87
3.3.4.2.2 Análisis visual y reconocimiento de minerales pesados.....	91
3.3.4.2.3 Análisis de imágenes de minerales pesados mediante ImageJ.....	94
CAPITULO IV.....	102
4. RESULTADOS Y ANÁLISIS DE RESULTADOS.....	102

4.1 INTRODUCCIÓN.....	102
4.2 ANÁLISIS PETROGRÁFICO.....	102
4.3 ANÁLISIS VISUAL DE MINERALES PESADOS.....	107
4.3.1 Integración: minerales pesados y registros petrofísicos	118
4.4 ANÁLISIS POR DIFRACCIÓN DE RAYOS X.....	120
4.5 ANÁLISIS POR MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO (MEB)	124
4.6 ANÁLISIS DE IMÁGENES DE MINERALES PESADOS.....	131
4.7 <i>Discusión: Integración de los resultados en el contexto regional</i>	133
CAPÍTULO V.....	140
5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	140
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS Y HEMEROGRÁFICAS.....	143

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. <i>Ubicación Geográfica del Campo Dobokubi (Tomado de Informe Técnico PDVSA, 2014)</i>	2
Figura 2. <i>Características tectónicas de la Cuenca Oriental de Venezuela y división de la cuenca antepais para el Mioceno Temprano. (Tomado y modificado de Parnaud, 1995).</i>	12
Figura 3. <i>Sección esquemática de la evolución de la Cuenca Oriental de Venezuela. (Tomado y modificado de Summa et al., 2003)</i>	17
Figura 4. <i>Configuración estructural esquemática de La Faja del Orinoco. (Tomado y modificado de Audemard et al., 1985).</i>	19
Figura 5. <i>Cuadro de correlación estratigráfica del Bloque Ayacucho de la Faja Petrolífera del Orinoco. Cuadro rojo secuencias litológicas de la unidad V, a la cual pertenece el Campo Dobokubi (Tomado de Alvarado, 2013).</i>	21
Figura 6. <i>Columna Estratigráfica, principales formaciones en el Bloque Ayacucho de La Faja Petrolífera del Orinoco. (Tomado de CIED PDVSA, 1997)</i>	28
Figura 7. <i>Estratigrafía Regional de La Faja Petrolífera del Orinoco. (Tomado de PDVSA-CVP, 2010)</i>	29
Figura 8. <i>División administrativa del Bloque Ayacucho (F.P.O). (Tomado de Informe Gestión Anual PDVSA, 2014)</i>	32
Figura 9. <i>Ubicación del Distrito Social San Tomé. (Tomado y modificado de: Informe Técnico IGIS-PDVSA, 2007).</i>	33
Figura 10. <i>Registros Gamma Ray-Gamma Ray Espectral del Pozo MFD-023. (Tomado y modificado del Informe Técnico PDVSA, 2014).</i>	35
Figura 11. <i>Sección de núcleo 4528' (Facies L). (Tomado de Informe Técnico PDVSA, 2014).</i>	38
Figura 12. <i>Identificación de líneas base de arena limpia y de lutita para interpretación litológica en registros GR. (Tomado y modificado de Schlumberger, 1972).</i>	44

Figura 13. <i>Ejemplo de interpretación del tipo de fluido presente en areniscas, según la respuesta en el registro de resistividad de pozo. (Tomado de Yoris & Ostos, 1997).</i>	47
Figura 14. <i>Registro Gamma Ray Espectral, respuestas típicas para diferentes litologías. (Tomado y modificado de Rider, 1966).</i>	49
Figura 15. <i>Técnicas para el reconocimiento de minerales y rocas. Tomado de: http://www.geovirtual2.cl/geologiageneral/ggcap03b.htm.</i>	55
Figura 16. <i>Muestra el diagrama Qm-F-Lt tomando en cuenta solo el cuarzo monocristalino, sin incluir la ftanita, representando areal y porcentualmente los diferentes tipos y subtipos de zonas de procedencias mineralógicas. (Tomado y modificado de Dickinson, 1985).</i>	58
Figura 17. <i>Muestra el diagrama Q-F-L tomando en cuenta todos los tipos de cuarzo incluyendo ftanita, representando areal y porcentualmente los diferentes tipos y subtipos de zonas de procedencias mineralógicas (Tomado y modificado de Dickinson et al., 1983).</i>	59
Figura 18. <i>Distribución tectónica en función de los parámetros de Dickinson & Suczek (1979).</i>	60
Figura 19. <i>Metodología llevada a cabo en el estudio.</i>	61
Figura 20. <i>Muestras de arenas a las cuales se les realizaron el proceso de tamizado, pertenecientes al núcleo MFD-023.</i>	64
Figura 21. <i>Equipo utilizado para realizar el tamizado de las muestras (Tambor Octagon).</i>	64
Figura 22. <i>Proceso de separación magnética manual de la muestra.</i>	66
Figura 23. <i>Separador magnético de alta intensidad Magnet-lift modelo Carpo MLH (13) 111-5. T.</i>	67
Figura 24. <i>a) Líquido Pesado Bromoformo densidad 2,96 g/cm³. (b) Se agrega el Bromoformo al embudo separador. (c) Separación de los minerales pesados (se depositan en el fondo del embudo) y los livianos (quedan flotando). (d, e) Proceso de extracción de los minerales pesados y materiales usados durante el proceso. (f, g) Lavado y secado del mineral (vasos de precipitado con Bromoformo y su respectivo filtro) y campana extractora. (h) Equipos de seguridad que se usa para el proceso de separación con el bromoformo.</i>	70

Figura 25. <i>Recuperación de Bromoformo con agua destilada.</i>	71
Figura 26. <i>Separador Magnético Isodinámico Frantz, existente en el Laboratorio de Termocronología de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica, U.C.V.</i>	72
Figura 27. <i>a) Colocando la muestra en el Separador Magnético Frantz. (b) Contenedores de fracción magnética y no magnética.</i>	72
Figura 28. <i>Explicación para la preparación de una sección montada (Tomado de: http://edafologia.ugr.es).</i>	74
Figura 29. <i>Secciones montadas para las fracciones magnéticas 0,4A-0,8A y 1,2A de los 3 intervalos de profundidad del pozo MFD-023.</i>	75
Figura 30. <i>Diagrama para obtener un patrón de DRX de un cristal. (Tomado de: http://slideplayer.es/slide/159340/).</i>	77
Figura 31. <i>Difractómetro de rayos X, ubicado en las instalaciones de PDVSA-INTEVEP.</i>	79
Figura 32. <i>Cámara de Polvo. (Tomado de http://www2.uned.es/cristamine/cristal/drx_met.htm).</i>	80
Figura 33. <i>Esquema de microscopio electrónico de barrido donde se muestran los componentes principales (Tomado y modificado de principios y práctica de la Microscopia electrónica, 2014) Disponible en http://www.bahiablanca-conicet.gob.ar/biblioteca/principios-practica-microscopia-electronica.pdf).</i>	82
Figura 34. <i>Microscopio Electrónico de Barrido (MEB), marca JEOL, modelo JSM-3690. Ubicado en la Unidad de Laboratorios (U.S.B).</i>	83
Figura 35. <i>Escala granulométrica Udden- Wentworth (1922).</i>	84
Figura 36. <i>Comparación del porcentaje para la cantidad de sedimento acumulado entre los tamices 60 y 200.</i>	86
Figura 37. <i>Porcentaje total de minerales pesados y livianos para las tres muestras.</i> 87	
Figura 38. <i>(a) Tacos y (b) secciones finas de las muestras del Núcleo MFD-023.</i>	88
Figura 39. <i>Microscopio de luz polarizada usado en el reconocimiento de minerales pesados.</i>	91
Figura 40. <i>Carta de índice de esfericidad y redondez. (Tomada y modificada de Krumbein y Loss, 1963).</i>	93

Figura 41 .Equipos para la adquisición de imágenes y análisis digital de los minerales pesados.	95
Figura 42. Software ImageJ para el procesamiento de imágenes digital.	96
Figura 43. Selección del sistema operativo.	97
Figura 44 . Descarga e inicio del programa ImageJ.	97
Figura 45 . Barra de herramientas de ImageJ.	97
Figura 46 .Selección de una imagen desde el menú File.	98
Figura 47 .Pasos para generar el sombreado de la imagen.....	99
Figura 48. Pasos para filtrar la imagen.	99
Figura 49 . Pasos para crear la imagen final a ser analizada con el ImageJ.....	100
Figura 50. Pasos para el análisis de partículas.	101
Figura 51 . Imagen final y cuadro de resultados que muestran los valores de Esfericidad y Redondez de la partícula digital analizada.....	101
Figura 52. Micrografías de las secciones finas para las muestras: a) 4.519', b) 4.520', c) 4.522' y d) 4.540'	103
Figura 53. Diagramas ternarios Q-F-L y Qm-F-Lt de procedencia para las muestras 4.519'-4.520'-4.522'-4.540'	105
Figura 54 . Diagrama de torta para cada una de las profundidades del Pozo MFD-23 y en donde se tiene para Qm-F-Lt los ambientes tectónicos según Dickinson & Suczek (1979) y Dickinson et al. (1983).	105
Figura 55. Diagrama de torta para cada una de las profundidades del Pozo MFD-23 y en donde se tiene para Qt-F-Lt los ambientes tectónicos según Dickinson & Suczek (1979) y Dickinson et al. (1983).....	106
Figura 56. Comparación de concentración de minerales pesados por muestra para las fracciones separadas a 0,4A.....	108
Figura 57. Comparación de concentración de minerales pesados por muestra para las fracciones separadas a 0,8A.....	109

Figura 58. <i>Micrografías de los minerales pesados más abundantes en las muestras analizadas reconocidas bajo el microscopio para las fracciones magnéticas 0,4A y 0,8A: 1) Óxido, 2) Rutilo, 3) Hematita y 4) Limonita.</i>	110
Figura 59. <i>Micrografía de una grano de rutilo color amarillo negruzco con forma alargada.</i>	111
Figura 60. <i>Comparación de concentración de minerales pesados por muestra para las fracciones separadas a 1,2A (Magnética).</i>	112
Figura 61. <i>Micrografía de una grano de monacita color ámbar y translucido con forma ovalada.</i>	113
Figura 62. <i>Comparación de concentración de minerales pesados por muestra para las fracciones separadas a 1,2A (No Magnética).</i>	114
Figura 63. <i>Micrografía de varios granos de circones subredondeados y redondeados rosados e incoloros de la fracción magnética 1,2 (muestra 4.519').</i>	115
Figura 64. <i>Micrografías de granos de circones euhedrales de la fracción 1,2 no magnética de la muestra 4.519', obsérvese el color marrón (metamítico).</i>	116
Figura 65. <i>Micrografías de granos de apatito de la fracción no magnética de la muestra 4.519': a) con una terminación bipiramidal tetragonal y b) con una terminación bipiramidal hexagonal.</i>	117
Figura 66. <i>Registro gamma Ray/ gamma Ray espectral y análisis de los minerales pesados.</i>	119
Figura 67. <i>Imagen general tomada por MEB y donde se puede apreciar la diferencia entre los distintos tipos de detectores: a) SE, b) BSE.</i>	126
Figura 68. <i>a) y b) Micrografía de electrones retrodispersados y el análisis puntual en las distintas zonas de tonalidades. c) y d) Son los correspondientes espectros de rayos X. e) y f) Tablas de la composición elemental de cada una de las partículas. Nota: Análisis para la muestra 4519'.</i>	127
Figura 69. <i>a) y b) Micrografía de electrones retrodispersados y el análisis puntual en las distintas zonas de tonalidades. c) y d) Son los correspondientes espectros de rayos X. e) y f) Tablas de la composición elemental de cada una de las partículas. Nota: Análisis para la muestra 4522'.</i>	128

Figura 70. a) y b) *Micrografía de electrones retrodispersados y el análisis puntual en las distintas zonas de tonalidades.* c) y d) *Son los correspondientes espectros de rayos X.* e) y f) *Tablas de la composición elemental de cada una de las partículas.*
Nota: Análisis para la muestra 4540'..... 129

Figura 71. *Comparación entre índices de redondez y esfericidad promedios calculados y observados. 132*

Figura 72. *Mapas de reconstrucción paleogeográfica desde el Oligoceno tardío al Holoceno (Tomado de Hoorn et al., 1995). En esta figura WC: Cordillera Oriental de Colombia, CC: Cordillera Central, EC: Cordillera Occidental, GM: Macizo de Garzón, SP: Sierra de Perijá, SM: Macizo de Santander, MA: Andes de Mérida, T: Terreno de Táchira o Bloque Caparo, M: Lago de Maracaibo, MV: Valle del Magdalena, SSM: Sierra de Santa Marta, B: Cuenca de Bogotá, FB: Cuenca de Falcón, BAB: Cuenca Barinas Apure, LLB: Cuenca de los Llanos, SB: Cuenca Solimoes, AB: Cuenca del Amazonas..... 134*

Figura 73. *Mapas paleogeográficos con la transición desde áreas “cratónicas” (A y B) a paisajes dominados por el levantamiento andino (C a F). (A) La cuenca del Amazonas se extendió sobre una gran parte del continente suramericano. La ruptura de la placa del Pacífico cambió los rasgos geográficos y dominó el levantamiento de Los Andes. (B) Los Andes continúan levantándose con la principal red de drenajes hacia el noroeste. (C) Edificación de montañas en los Andes Centrales y del Norte (~12 Ma) y progradación de tierra húmeda (wetland) hacia el oriente de la cuenca del Amazonas (D) Levantamiento de Los Andes del Norte restringido a la zona “pan-Amazonia” facilitando la especiación alopátrica y extirpación. (E) Las megazonas húmedas desaparecen y se extienden los bosques; cierre del Istmo de Panamá (F) Estado actual. Note que Suramérica migra hacia el norte durante el Paleógeno (Tomada de Hoorn et al., 2010). 135*

Figura 74. *Mapas que muestran el efecto de la colisión oblicua entre el arco del Caribe y la Paca Suramericana sobre la paleogeografía regional, esta reconstrucción incluye los cambios en posición de la línea de costa y las posibles trayectorias inferidas de los sistemas de drenajes. A. Cretácico tardío (~80 Ma); B. Paleoceno medio (~60 Ma); C. Eoceno temprano (~52 Ma); D. Eoceno medio (~42 Ma); E. Oligoceno medio (~30 Ma); F. Mioceno medio (~14 Ma); G. Plioceno (~5 Ma). (Tomado y modificado de Escalona & Mann, 2011)..... 136*

Figura 75. A) *Edades de exhumación a lo largo de los andes nortes y centrales de Suramérica basado en datos de trazas de fisión en apatitos.* B) *Histograma y función*

de densidad de probabilidad (PDF) para toda la base de datos de Los Andes (Tomada de los datos repositorios de Hoorn et al., 2010). 138

Figura 76. Muestras de sedimentos detríticos fechadas por Bermúdez (2015) y cuencas hidrográficas asociadas con la finalidad de estudiar la relación entre clima-relieve y tectónica en el vértice noroeste del río Orinoco. 139

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Aspectos generales de la Faja Petrolífera del Orinoco (Compilación hecha a partir de datos existentes en www.pdvsa.com)	30
Tabla 2. Datos Generales del Campo Dobokubi. (Tomado de Informe Técnico PDVSA, 2007).....	33
Tabla 3. Asociaciones de minerales pesados según su fuente. (Tomado de Feo-Codecido, 1960).	51
Tabla 4. Algunos minerales pesados y sus características. (Tomado de Hurlbut, 1991).	53
Tabla 5. Muestra los diferentes ambientes tectónicos de procedencia para la clasificación de (Tomado de Dickinson y Suczek (1979) y Dickison et al. (1983)....	60
Tabla 6. Minerales pesados agrupados en cuanto a su susceptibilidad magnética afín y la relación del ángulo de inclinación del equipo Frantz (Tomado y modificado de HESS, 1959).....	73
Tabla 7. Características más importantes de DRX.	78
Tabla 8. Peso total de la muestra y del retenido 60,200 y pasante 200.....	85
Tabla 9. Porcentaje total de la muestra para cada tamiz indicado.....	85
Tabla 10. Componentes detríticos en las muestras de sección fina, Pozo MFD 023.	104
Tabla 11. Pesos totales de las fracciones magnéticas 0,4A y 0,8A y de lo obtenido en la Malla 200 para cada muestra.	120
Tabla 12. Lista de fases identificadas correspondientes a los picos más elevados, para la fracción 0,4A- 0,8A magnética de minerales pesados, de la muestra 4519'.	122
Tabla 13. Lista de fases identificadas correspondientes a los picos más elevados, para la fracción 0,4A- 0,8A magnética de minerales pesados, de la muestra 4522'.	123

Tabla 14. <i>Lista de fases identificadas correspondientes a los picos más elevados, para la fracción 0,4A- 0,8A magnética de minerales pesados, de la muestra MFD-023 a 4540'.</i>	123
Tabla 15. <i>Lista de fases identificadas correspondientes a los picos más elevados para los sedimentos de arenas de la muestra MFD-023 a 4519'.</i>	123
Tabla 16. <i>Lista de fases identificadas correspondientes a los picos más elevados para los sedimentos de arenas de la muestra MFD-023 a 4522'.</i>	124
Tabla 17. <i>Lista de fases identificadas correspondientes a los picos más elevados para los sedimentos de arenas de la muestra 4540'.</i>	124
Tabla 18. <i>Resultado de análisis de minerales a través de análisis visuales y de imágenes.</i>	131

CAPITULO I

1. INTRODUCCIÓN

1.1 GENERALIDADES

Petróleos de Venezuela S.A, (PDVSA), al ser la empresa que aporta la mayor cantidad de divisas a la nación, cuenta con diversas áreas operacionales a lo largo y ancho del país. En tal sentido, ha tenido que cambiar para adaptar la estructura de la industria en función de las necesidades, buscando aumentar el factor de recobro de hidrocarburos pesados y extrapesados, para una mayor eficiencia operacional con el fin de mantenerse en los más altos niveles competitivos.

La presente investigación surge como una colaboración científica entre Petróleos de Venezuela, S.A (PDVSA) y el Laboratorio de Termocronología de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela (UCV), la misma se desarrolla en una pequeña área al interior del Bloque Ayacucho de la Faja Petrolífera del Orinoco (F.P.O) denominado Campo Dobokubi.

En la zona de estudio, se ha reportado informalmente (Matute, 2014 Com. Pers) que los diferentes registros (Gamma Ray y resistividad) arrojan valores irregulares en ciertos intervalos que no coinciden con lutitas, sino todo lo contrario, con niveles arenáceos, por lo tanto, basado en esta observación como hipótesis se ha planteado que tal vez exista una alta probabilidad de que por debajo de esos niveles podría existir una acumulación de minerales pesados, lo cual además de estar afectando la respuesta a dichos registros, indicaría la presencia de grandes reservas de hidrocarburos que aún no han sido cuantificadas. Para la realización de esta investigación se pretenden separar y reconocer los minerales pesados existentes en las arenas del Cretácico del pozo MFD-023, y analizar los efectos sobre los registros mencionados donde se esté presentando el problema. Además del análisis de minerales pesados, es necesario revisar todos los registros existentes y recopilar toda la bibliografía previa y documentos que se encuentren disponibles acerca de la zona de estudio.

1.2 UBICACIÓN GEOGRÁFICA

El área de estudio del campo Dobokubi se encuentra ubicada en la Cuenca Oriental de Venezuela, subcuenca de Maturín, en el área Mayor de Oficina estado Anzoátegui, en la región nororiental del Área Ayacucho en la Faja Petrolífera del Orinoco y está limitado por los siguientes campos al norte por los Melones, al sur por Japrería, al este por Farante y al oeste por Lejos (ver Fig 1).

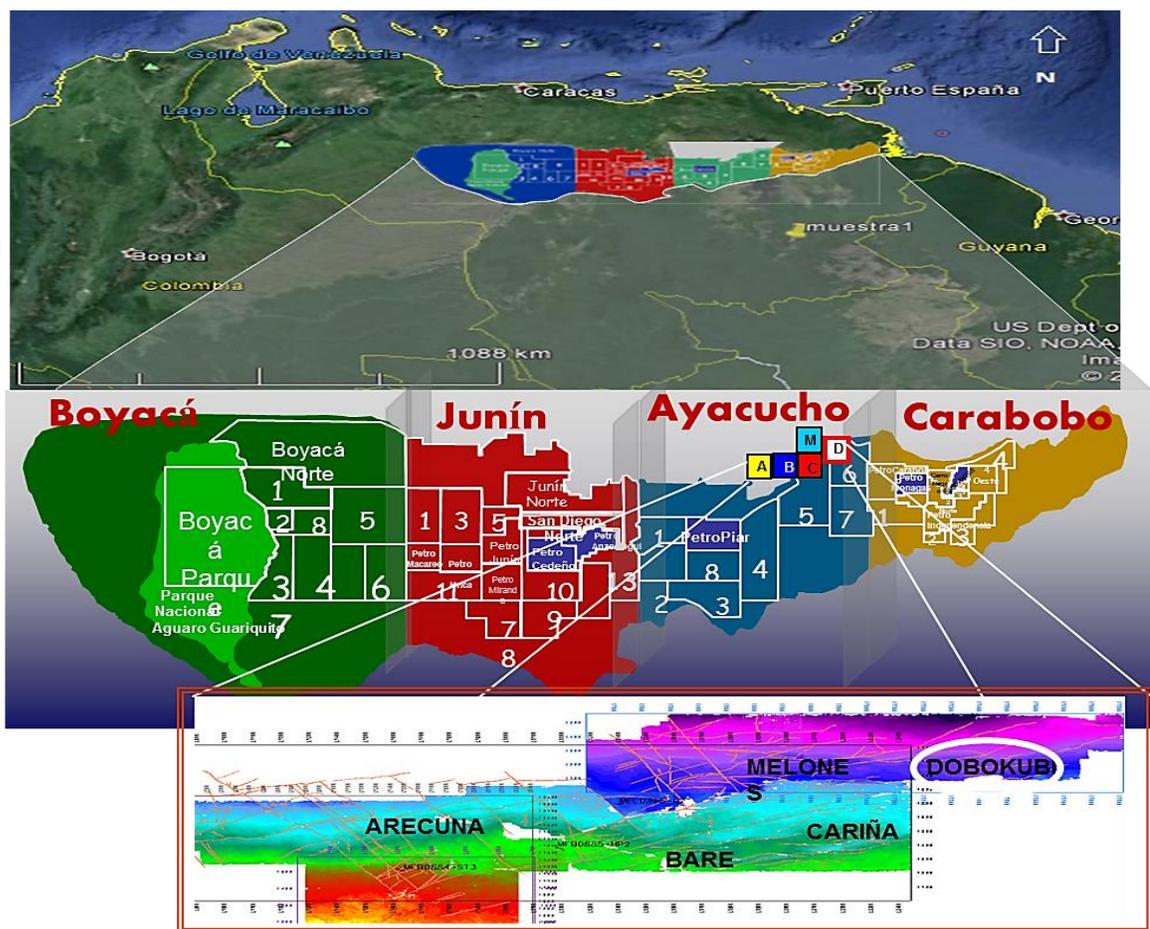


Figura 1. Ubicación Geográfica del Campo Dobokubi (Tomado de Informe Técnico PDVSA, 2014).

1.3 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Las mayores reservas de crudos pesados y extrapesado de Venezuela se ubican en la Faja Petrolífera del Orinoco, la cual cubre un área de aproximadamente 55.314 km². Con la finalidad de aumentar el factor de recobro y la estimación de reservas se están desarrollando diferentes investigaciones, razón por la cual ha sido necesario retomar el estudio de antiguas zonas que antes habían sido descartadas o consideradas de poco interés prospectivo. Una de estas zonas, corresponde al Campo Dobokubi, en éste se han reportado las anomalías en registros Gamma Ray mencionadas anteriormente, específicamente, éstas coinciden con las arenas situadas entre 4519' a 4540' las cuales corresponden al Grupo Temblador (Estudio realizado por Laboratorio IGIS de acuerdo con Durán Quintero, 2012).

Desde un punto de vista mineralógico existen dos posibles hipótesis que podrían estar generando la anomalía en los registros: 1) la presencia de ciertos minerales pesados (apatitos, circones, feldespatos potásicos, entre otros). 2) El carbón y la dolomita también pueden contener uranio y los depósitos de evaporita también pueden contener minerales potásicos. En la presente investigación debido a que la presencia de evaporitas no se ha establecido en la zona de estudio, sólo se intentará probar la primera hipótesis, es decir, se estudiará la presencia de estos minerales pesados, y se analizará brevemente el impacto que su presencia podría tener sobre los registros, básicamente este tipo de fenómenos ya han sido reportado en otras localidades a nivel mundial en el reporte de Grosz *et al.* (1992); donde mencionan que las concentraciones de minerales pesados están asociadas con algunas anomalías en registros aero-radiométricos Gamma Ray sobre sedimentos del Cretácico de Carolina del norte. Adicionalmente, no existen trabajos de tesis relacionados con el análisis de minerales pesados y los registros petrofísicos y en particular en la zona de estudio. Hasta la fecha, sólo existe en la base de datos de la biblioteca Virgil D. Winkler (Escuela de Geología, Minas y Geofísica) un estudio de Alvarado (2013) donde utilizan registros LWD en la correlación de formaciones y geonavegación de pozos direccionales en el campo Dobokubi, edo. Anzoátegui.

1.4 JUSTIFICACIÓN

Por lo antes expuesto, se plantea desarrollar la presente investigación en la zona antes mencionada, con la finalidad de discriminar la influencia de altas concentraciones de minerales pesados magnéticos y no magnéticos sobre las respuestas de los diferentes registros. La importancia de esta investigación, consiste en determinar si los minerales pesados estarían afectando la respuesta arrojada por los registros Gamma Ray y resistividad del pozo MFD-023 a nivel de las arenas. Si la hipótesis planteada se corrobora, entonces Petróleos de Venezuela, S.A debería rediseñar estrategias que permitan re-interpretar los registros y detectar aquellos yacimientos que han sido descartados como poco productores, implementando una metodología no convencional que tome en cuenta la presencia de minerales pesados y las posibles forma de los registros.

1.5 OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN

1.5.1 Objetivo General

Reconocer los minerales pesados presentes en las arenas del pozo MFD-023 pertenecientes al Campo Dobokubi, edo. Anzoátegui a una profundidad entre 4519' y 4540'

1.5.2 Objetivos Específicos

- Realizar el análisis granulométrico a las arenas de donde se extraerán los minerales pesados
- Realizar un estudio petrográfico a muestras comprimidas de arenas pertenecientes al intervalo mencionado, con la finalidad de identificar la posible procedencia sedimentaria
- Concentrar los minerales pesados entre los intervalos 4519' a 4540' en donde se ha reportado la anomalía en los registros Gamma Ray y resistividad. Realizar el análisis petrográfico para reconocimiento de minerales pesados en la fracción magnética a 0,4-0,8-1,2 amperes y validar el reconocimiento de minerales pesados mediante el Análisis de Microscopia Electrónica de Barrido (M.E.B)

- Realizar análisis de partículas (redondez y esfericidad) de los minerales pesados por método de análisis de imagen
- Preparar la secciones epóxicas necesarias para fechar los minerales por el método de huellas de fisión

1.6 ALCANCE

Este trabajo tiene como finalidad determinar cuáles serían los minerales pesados, existentes en el intervalo arenáceo situado entre 4519' a 4540' en el Campo Dobokubi. Adicionalmente, estudiar los parámetros morfométricos de los mismos y realizar una caracterización petrográfica de los sedimentos. Sólo se prepararán las secciones epóxicas para el posterior fechado de las muestras por trazas de fisión, lo cual no es uno de los objetivos de esta investigación ya que el tiempo de irradiación en el reactor supera el cronograma establecido en la presente investigación.

1.7 ANTECEDENTES

1.7.1 Antecedentes Geológicos

Matute *et al.* (2015), recientemente descubrieron en depósitos siliciclásticos del Grupo Temblador la presencia de crudo pesado, demostrando el descubrimiento de crudo pesado en formaciones de alta radioactividad medida por el registro gamma Ray total (>80 unidades API), indicando la presencia de alto contenido arcilloso en todo el intervalo, así mismo, el registro de resistividad mostró valores bajos (<5ohm.m), asociado con alta saturación de agua según los resultados de las ecuaciones petrofísicas para el cálculo de saturación de agua. Para dilucidar este fenómeno, se procedió a evaluar los resultados de la mineralogía, granulometría, secciones finas, en el núcleo cortado del pozo MFD-23, con el fin de identificar los posibles elementos causantes de la alta conductividad y radioactividad.

Grosz *et al.* (1992), identificaron que las anomalías aeroradiométricos de los registros gamma-Ray reportadas en los sedimentos cretácicos en Carolina del Norte estaban asociadas con concentraciones de minerales pesados.

Alvarado (2013), realizó un modelo estructural y estratigráfico del Campo Dobokubi, donde se presentó la relación entre parámetros de perforación y las secuencias sedimentarias del campo, así como la geometría y distribución de las principales arenas de las unidades, el cual permita proponer mejores herramientas para la evaluación de formaciones durante la perforación.

García (2013), realizó una caracterización de las areniscas en los bloques Petrocarabobo y Carabobo 1, con base en los tipos de roca, a partir de la integración de rasgos sedimentológicos y petrofísicos, como descripción de núcleo, registros petrofísicos y datos sísmicos.

1.7.2 Antecedentes Metodológicos

Rubio (1952), describió la importancia de trabajar con de los minerales detríticos de en las rocas sedimentarias venezolanas, explica el procedimiento para la preparación, montaje y reconocimiento de tales minerales. Ese autor propone una lista de minerales más comunes observados en las rocas venezolanas y sugiere que es posible a través de ellos discriminar áreas fuentes que alimentan una o más unidades de una cuenca, entre otras aplicaciones.

Feo-Codecido (1960), realizó una revisión de los métodos usados para el estudio y determinación de asociaciones de los minerales pesados presentes en una unidad determinada. Este procedimiento tiene la finalidad de resolver problemas de correlación entre unidades, a partir de la identificación de las posibles rocas fuentes y dilucidar las condiciones existentes antes, durante y después de sus ciclos de sedimentación.

Yoris (1989), propuso y desarrolló un método para el análisis petrográfico por conteo modal en rocas clásticas, sin importar el tamaño de grano presente, siempre y cuando sea posible identificar la composición mineral. Crea una serie de rutinas computacionales que abarca sistemáticamente los parámetros modales estudiados y

permite graficar de forma sencilla y automática los diagramas ternarios de Dickinson & Suczek (1979) y Dickinson *et al.* (1983). Posteriormente en Romero (1996), se realizó una actualización de esas rutinas empleando el lenguaje Basic y empleó tal actualización en un estudio de procedencia de las roca clásticas del noreste de la cuenca del Lago de Maracaibo. Posteriormente, la misma actualización fue empleada por Alezones (2009), en el estudio de procedencia de las facies arenosas de la secuencia paleocena-eocena en la zona occidental del Lago de Maracaibo.

Benedetti & Hernández (2007), generaron otra actualización del programa de acuerdo de Yoris (1992) y aplicaron el mismo a una investigación sobre análisis de proveniencia de las secciones El Pao y Valle Morín de la Formación Guárico. Donde estos llegaron a determinar que la procedencia de las rocas correspondientes a esta Formación en las secciones mencionadas exhiben una clara diferencia textural y mineralógica por lo que se asume una depositación diacrónica de los sedimentos, siendo la sección el Pao más antigua que la sección Valle Morín por encontrarse geográficamente más al oeste.

Flores & Méndez (2005), utilizaron el método de huellas de fisión basado en la técnica del detector externo aplicado a apatitos detríticos contenidos en la Formación Betijoque con la finalidad de correlacionar las columnas estratigráficas aflorantes en las quebradas Los Hoyos y Vichú ubicadas en el estado Trujillo.

Coello (2012), realizó el análisis petrográfico e identificación de minerales pesados, para generar un esquema de variación de las asociaciones de minerales índices a lo largo de la Formación Guárico, para establecer rocas fuentes del surco de Guárico, y con ello determinó la depositación de dicha formación mediante asociaciones de los minerales índices. Concluyendo que las fuentes de Guárico se mantuvieron variadas durante todo el periodo de depositación de la misma, debido a los efectos resultantes de la colisión oblicua de la Placa Caribe con Suramérica durante el periodo Maastrichtiense a Eoceno temprano.

Pacheco (2013), realizó la caracterización química y morfológica de la ilmenita y magnetita de los concentrados de minerales pesados de las cuencas de los ríos Ruapure y Guaniamo del estado Bolívar. Los objetivos planteados por el autor fueron: describir la morfología de los granos de ilmenita y magnetita, determinar la concentración de los elementos mayoritarios y minoritarios (SiO_2 , CaO , entre otros) en los granos de ilmenita y magnetita, y realizar el estudio comparativo de las ilmenitas y magnetitas presentes en las cuencas de los ríos Guaniamo y Ruapure del estado Bolívar. La investigación se llevó a cabo en dos etapas mediante la técnica de Microscopía Electrónica de Barrido: la primera correspondió al análisis morfológico de los granos de ilmenita a partir de la carta visual de esfericidad y redondez propuesta por Krumbein & Pettijohn (1938), la segunda fase fue el análisis químico de los granos, determinando la concentración de los elementos mayoritarios y minoritarios. Finalmente, a partir de los datos obtenidos, la investigación propuso tres posibles rocas fuentes: el grupo 1 asociada a rocas graníticas, grupo 2 asociadas a rocas alcalinas y grupo 3 asociada a rocas carbonatíticas o kimberlíticas, estando estos dos últimos relacionados genéticamente.

Flores (2013), realizó la discriminación entre relieve, clima, y tectónica a través del estudio de los minerales pesados a lo largo de la cuenca del río Guárico. La metodología de identificación, y los análisis de redondez y esfericidad de los minerales pesados implementados en esa investigación serán los mismos que se emplearán en el presente trabajo. Sus principales conclusiones indican diferencias en términos de erosión dentro de la sub-cuencas y un patrón de redondez y esfericidad heredados posiblemente durante los procesos de depositación de la Formación Guárico.

Viana & Arcia (2014), realizaron la caracterización mineralógica–geoquímica (análisis de secciones finas, microscopía electrónica de barrido, difracción de rayos X, análisis granulométricos mediante el equipo master size) de muestras in-situ, sedimentos no consolidados y de minerales pesados pertenecientes a sedimentos modernos del sistema hidrológico (ríos Nirgua o Buria, Tucuragua, Peña, tributario de

Cojedes, Apure, Boconó, y la Quebrada Las Palmas, los cuales drenan hacia el río Orinoco). Con el fin de establecer las relaciones entre clima, relieve y tectónica a lo largo de la zona de estudio.

Carmona & González (2014), establecieron la relación entre clima y tectónica como agentes controladores en el desarrollo de relieve de orógenos, por medio del análisis de minerales pesados en sedimentos de las cuencas hidrográficas de los ríos Canaguá, Caparo, Michay y Uribante.

López & Uzcátegui (2014), establecieron diferencias en cuanto al contenido de minerales pesados, textura de granos e índices de erosión en los sectores norte y sur de la Formación Mesa, en la parte central de la cuenca del río Orinoco.

Figueira & Romero (2014), estudio de la interacción entre clima, relieve y tectónica a lo largo de las zonas circundantes a los ríos San Carlos, Guache, Guanare y Capitanejo mediante comparación de índices de erosión y análisis de minerales pesados.

Albornoz & Lezama (2014), estudiaron la relación topoforma – clima – tectónica en un sector suroeste de la cuenca del Río Orinoco, comprendido por los ríos Parguaza, Meta y Cataniapo, mediante análisis de índices de erosión y minerales pesados. Para esta investigación se recolectaron cinco (5) muestras de sedimentos recientes no consolidados y se realizó la concentración de minerales pesados, para su posterior análisis mediante microscopía óptica, con el fin de realizar la descripción morfo- textural y un microscopio electrónico de barrido, para el análisis de composición química de minerales pesados. Por otra parte, se implementaron técnicas de geomorfología cuantitativa, a través de un análisis digital del terreno, el cual permitió caracterizar cada una de las cuencas en estudio, y calcular los índices de erosión. Los resultados indicaron que el clima es un factor importante sobre la evolución del relieve, concluyeron que las 3 cuencas están drenando en áreas completamente diferentes en términos de edades, lo que se traduce en múltiples fuentes, entre la redondez de los granos y el patrón de precipitaciones demuestra que

esos minerales son erosionados en sitios muy lejanos con otras condiciones climáticas y tectónicas muy diferentes a donde están siendo depositados hoy en día.

Calderón (2015), relaciono técnicas de geomorfología cuantitativa, considerando de manera directa mediante análisis digital del terreno, estudios morfo estructurales, índices de erosión y análisis visual y ópticos cómo interactúan los agentes erosivos y el grado de influencia que tienen los mismos en zonas tan antiguas como el macizo guayanés.

CAPITULO II

2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL Y LOCAL

2.1 INTRODUCCIÓN

El presente capítulo tiene como objetivo presentar la evolución geológica, tectono-estratigráfica, unidades formacionales, características del sistema petrolífero y geología del área de estudio.

2.2 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE LA CUENCA ORIENTAL

La Cuenca Oriental de Venezuela es el resultado de complejas interacciones que envuelven el rompimiento de Pangea, la deriva de Suramérica y el desarrollo de la Placa del Caribe (Di Croce, 1995).

Constituye una depresión topográfica y estructural, es una cuenca sedimentaria con una longitud de 800 km de extensión aproximadamente en dirección oeste-este y 200 km de ancho de norte a sur, ubicada en la región centro oriental de Venezuela y que se extiende por los estados Guárico, Anzoátegui, Monagas, Delta Amacuro y Sucre y que se prolonga hasta el sur de Trinidad. La Cuenca Oriental de Venezuela está limitada al norte por el corrimiento de la Serranía del Interior, que marca el límite mayor de placas con el Caribe y se extiende hasta el río Orinoco en el sur. Está constituida por una cuenca de antepaís que se desarrolló en el Neógeno sobre un margen pasivo del Mesozoico tardío del Cratón de Suramérica (Parnaud *et al.*, 1995).

La Cuenca Oriental de Venezuela se divide en función de sus características tectónicas y estratigráficas en dos subcuencas: la subcuenca de Guárico y la subcuenca de Maturín (ver Figura 2). Estas subcuencas se caracterizan por condiciones variables de entrapamiento y calidad del crudo. La producción proviene de arenas que varían desde el Mioceno hasta el Cretácico.

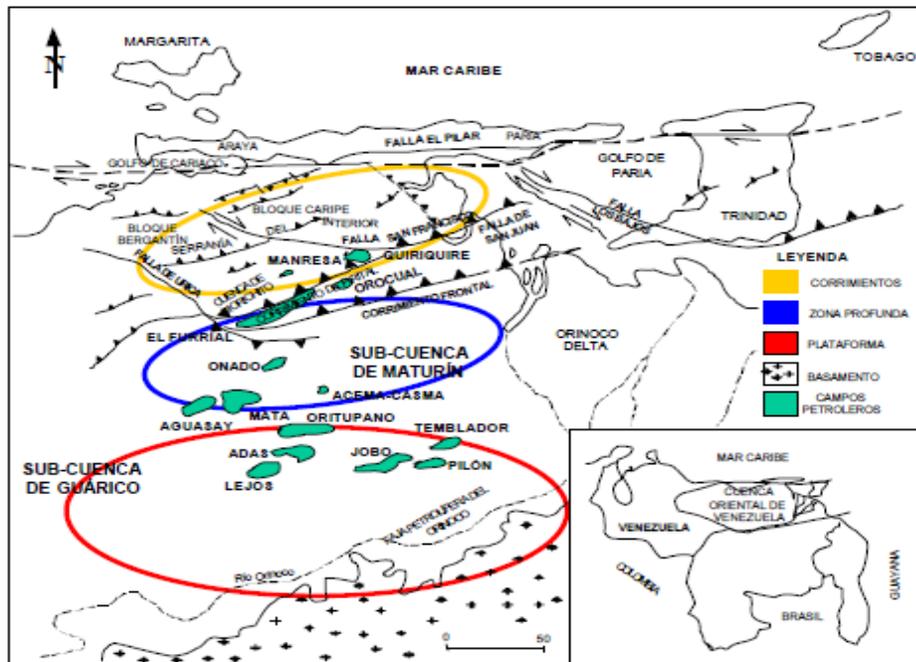


Figura 2. Características tectónicas de la Cuenca Oriental de Venezuela y división de la cuenca antepaís para el Mioceno Temprano. (Tomado y modificado de Parnaud *et al.*, 1995).

Parnaud *et al.* (1995), dividen el proceso de formación de la cuenca en cuatro fases, las dos primeras en el Paleozoico y Cretácico respectivamente, y las dos siguientes durante el Terciario. La reconstrucción histórica del evento depositacional y tectónico de la Cuenca Oriental de Venezuela explicadas a continuación y mostradas en el siguiente esquema, indican las principales condiciones de sedimentación de la cuenca (ver Figura 3):

- ✓ Una fase “pre-rift” en el Paleozoico
- ✓ Fase de “rifting” y deriva durante el Jurásico y Cretácico Temprano.
- ✓ Un margen pasivo durante el Cretáceo-Paleógeno.
- ✓ Una fase final durante la colisión oblicua en el Neógeno y Cuaternario que resulto en la formación de la serranía del interior y de la cuenca del margen pasivo dentro de la cuenca antepaís. Esta colisión de la placa del Caribe con la placa suramericana fue diacrónica con el desplazamiento progresivo de oeste a este (Tailwani, 2002).

1) Fase tectono-sedimentaria I (Paleozoico)

La primera fase corresponde al desarrollo de una mega secuencia anterior a la apertura proto-oceánica o “pre-rift”, asociada a la sedimentación de las formaciones Hato Viejo y Carrizal en la sub-cuenca de Guárico, dichas formaciones representan depósitos de ambientes marinos costeros a neríticos.

Parnaud *et al.* (1995), propusieron para esta primera fase, una edad Paleozoico medio. Con los estudios posteriores de Di Giacomo (1985) y Sinagolu (1986), es posible redefinir la edad de la primera fase de evolución de la Cuenca Oriental de Venezuela descrita por Parnaud *et al.* (1995), y asignarle una edad Cámbrico Temprano, correspondiente a las formaciones Hato Viejo y Carrizal. La presencia de la especie de acritarcos *Michrystidium flexispinosum* permite interpretar una edad Cámbrico temprano en el pozo TM-45X localizado en el Graben de Espino, al oeste del estado Anzoátegui (Feo-Codecido *et al.*, 1984). Similarmente, Bartok (1993) reconoce el desarrollo de una sistema de cuenca de extensión “rift systemn” en el borde del cratón Amazónico, que están representadas por los grábenes de Espino y Apure-Mantecal.

2) Fase tectono-sedimentaria II (Jurásico)

La segunda fase definida por los mismos autores, hace referencia a los depósitos continentales característicos de una apertura continental, durante este período se deposita la Formación Ipire de edad Jurásico

Durante el Jurásico Temprano, se generó el proceso de rifting con la apertura e inicio de la separación entre las placas Suramericana y Norteamericana como consecuencia de la ruptura de la corteza terrestre por la actividad magmática, caracterizándose este periodo por la formación de grábenes que representan el espacio para la sedimentación, generándose una depositación synrift (sedimentación durante la apertura en el proceso de rifting) (Méndez, 2003).

3) Fase tectono-sedimentaria III (Cretácico- Paleógeno)

La tercera fase denominada de margen pasivo se desarrolla en el Cretácico-Paleógeno, durante esta etapa, se dan lugar tres eventos transgresivos principales de norte a sur, en el Turoniense, Paleoceno-Eoceno Temprano y Oligoceno respectivamente (Parnaud *et al.*, 1995). En la primera fase transgresiva se depositan las arenas basales de la Formación Barranquín más al norte el avance transgresivo se inicia con la sedimentación de las lutitas carbonáticas de la Formación García, seguida por las formaciones El Cantil, Querecual y San Antonio, al sur, la Formación Tigre marca el máximo transgresivo de esta época. Es en este período de tiempo cuando se sedimentan las rocas madre de la Cuenca de Oriente, compuestas por sedimentos finos de ambientes batiales ricos en materia orgánica. Estas rocas fuente, corresponden a las formaciones Querecual y San Antonio de edad Cretácico, las cuales son coevales con la depositación de la plataforma carbonáticas del sur representada por la Formación Tigre (Parnaud *et al.*, 1995).

La segunda transgresión de la fase de margen pasivo, ocurre durante el Paleoceno-Eoceno, es en este período cuando se deposita la Formación San Juan. La transgresión final tiene lugar en el Oligoceno y se inicia con la depositación de la Formación Merecure la cual cambia hacia el norte a ambientes de plataforma afuera representadas por las formaciones Areo y Carapita.

4) Fase tectono-sedimentaria IV (Oligoceno-Mioceno)

La fase final o período de colisión oblicua se inicia en el Oligoceno Tardío con el choque entre las placas del Caribe y Suramérica y finaliza en el Mioceno Temprano (Parnaud *et al.*, 1995). Estos autores señalan que durante esta época, la cuenca antepaís es dividida en tres áreas; una primera al sur, comprendida entre Cerro Negro y Oritupano, la cual representa la zona de plataforma; una zona central, desde Acema-Casma hasta Pirital, correspondiente al “foredeep” y un área al norte de la falla de Pirital correspondiente a la zona de sobrecorrimientos. En la parte más profunda de la cuenca, se deposita inicialmente la Formación Carapita, la cual es el sello de las

formaciones Freites y Oficina del Oligoceno-Mioceno depositadas en ambientes continentales a marinos, finalmente en el Plioceno-Pleistoceno se depositan las formaciones La Pica y Las Piedras en ambientes marino someros a continentales (Parnaud *et al.* 1995).

Otros autores como González de Juana *et al.* (1980), atribuyen dichas divisiones de la Cuenca Oriental a un evento tectónico cuyo inicio se da a finales del Eoceno y provoca el levantamiento de las masas al norte y su posterior desplazamiento al sur.

La pulsación orogénica de finales del Eoceno, da inicio a una serie de cambios en la estructura y geometría de la cuenca, es en este momento cuando la Cuenca Oriental comienza su verdadero desarrollo como cuenca petrolífera. González de Juana *et al.* (1980), hacen referencia a dos fenómenos fundamentales en la evolución terciaria de la cuenca: el hundimiento de la parte occidental en el área de Guárico, que ocasionó la invasión marina y la subsecuente sedimentación de las formaciones La Pascua y Roblecito durante el Eoceno Tardío y parte del Oligoceno, y el levantamiento de la Serranía del Interior, marcado por el hiato paleontológico constatado entre la Formación Caratas, Miembro Tinajitas, y la Formación Los Jabillos.

Como producto de la fuerte deformación tectónica que sufre la Cuenca Oriental de Venezuela a finales del Eoceno-Oligoceno, su estructura presenta diferentes características morfológico-estructurales tanto al NE como al occidente. González de Juana *et al.* (1980), han hecho una síntesis de la evolución estructural de la parte NE de la cuenca, “el impulso orogénico del Eoceno Tardío inició el levantamiento de la Serranía del Interior Oriental y una nueva cuenca superimpuesta a la anterior, cuyas primeras evidencias se encuentran en el Oligoceno Medio: flanco norte de la cuenca de la sub-provincia oriental. Durante el Mioceno una serie de levantamientos espasmódicos están marcados por gruesos intervalos conglomeráticos. Renovados empujes con una fuerte componente norte-sur ocasionaron grandes líneas de sobrecorrimiento hacia el sur, como son los corrimientos de Piritál y Anaco”.

La deformación tectónica que afectó al flanco norte de la cuenca, actuó de manera menos intensa en el flanco sur. González de Juana *et al.* (1980), señalan que el flanco sur, apoyado sobre el borde cratónico, no sufrió deformaciones tectónicas de mayor importancia, y mencionan que la estructura del área de Temblador, la Faja Petrolífera del Orinoco y el Área Mayor de Oficina se caracterizan por la presencia de homoclinales suaves inclinados hacia el norte-noreste, cortados por alineamientos de fallas normales con rumbo entre este-oeste franco y este-noreste, algunas de las cuales buzan y presentan desplazamientos hacia el norte y otras hacia el sur.

En el presente la Cuenca Oriental se caracteriza por una topografía de extensas mesas y planicies correspondientes a la Formación Mesa. Esta superficie, en proceso de erosión, está generalmente recubierta por una costra de grava ferruginosa endurecida, de aspecto masivo y poco espesor, considerada como un paleosuelo del Pleistoceno Superior.

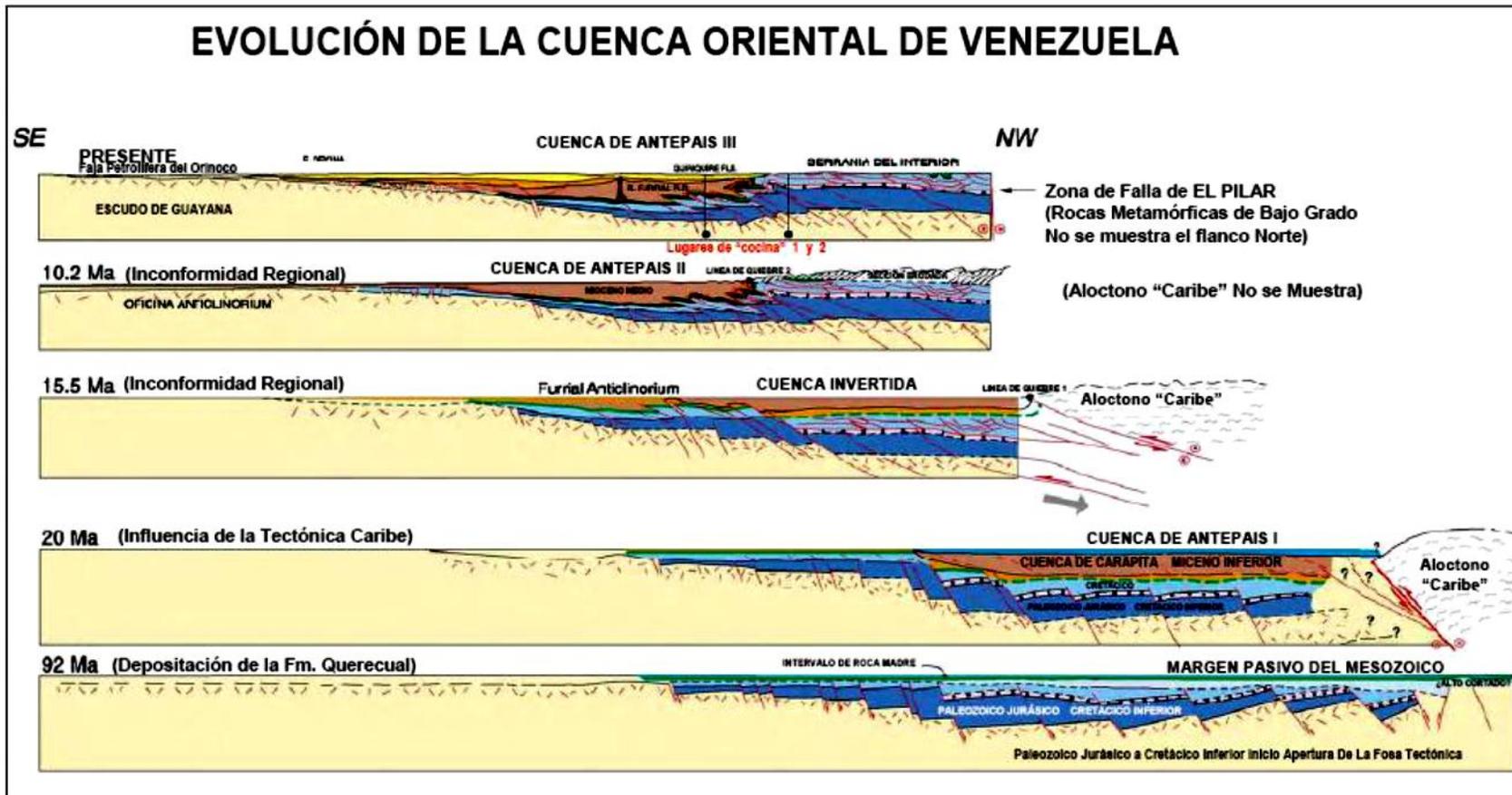


Figura 3. Sección esquemática de la evolución de la Cuenca Oriental de Venezuela. (Tomado y modificado de Summa et al., 2003)

2.3 GEOLOGÍA REGIONAL

El área de estudio presenta diversos sistemas estructurales y depósitos que reflejan los diferentes episodios tectónicos regionales que operaron durante la evolución de la Cuenca Oriental de Venezuela, específicamente en la Faja del Orinoco.

La Cuenca Oriental de Venezuela, ha sido dividida en dos provincias tectónicas; una autóctona y otra alóctona (Parnaud *et al.*, 1995). La provincia autóctona (donde se ubica la Faja del Orinoco), se extiende desde el eje de la cuenca hasta el Río Orinoco, esta provincia es extensional y se caracteriza por un tren de fallas normales las cuales afectan los depósitos del Cretácico y Paleoceno. En cambio la provincia alóctona se encuentra ubicada en la zona norte de la cuenca y se extiende desde la falla del Pilar hasta el eje de la cuenca, esta provincia es caracterizada por varias secuencias plegadas las cuales están limitadas por corrimientos en sus bases.

2.3.1 Marco Estructural del Bloque Ayacucho

Desde el punto de vista estructural y tectónico, se destacan cuatro grandes áreas en la Faja Petrolífera del Orinoco, separadas por el sistema de fallas de Hato Viejo. En la provincia oriental en donde se ubica nuestra zona de interés hacia el este que corresponde a las áreas de Ayacucho y Carabobo (ver Figura 4), en donde los sedimentos terciarios se encuentran descansando sobre el basamento ígneo-metamórfico tienen un papel determinante en la configuración de las trampas petrolíferas, excepto para una estrecha franja al norte donde la secuencia cretácica se intercala discordantemente entre el Terciario y el Precámbrico. En la provincia occidental que involucra las áreas de Boyacá y Junín, los sedimentos terciarios suprayacen predominantemente a depósitos cretácicos, infra-mesozoicos y paleozoicos, estando estas dos últimas secuencias preservadas en profundas depresiones estructurales (Crespo, 2008).

Las formaciones geológicas en el Bloque Ayacucho, estructuralmente representan un monoclinal con buzamiento 3°-4° Norte generado por la deflexión de las formaciones hacia el sur de la Cuenca Oriental de Venezuela debido al empuje y peso

de las napas de corrimiento generadas por la colisión de Placa Caribe y Placa Sudamericana.

La estructura monoclinnal presente en las formaciones en el Bloque Ayacucho y la dirección y sentido de buzamiento controlan la migración del hidrocarburo hacia el sur, ya que este fluye desde zonas de mayor profundidad (al norte) donde hay mayor presión, hacia zonas de menor profundidad (al sur) donde la presión en la formación es menor.

El Bloque Ayacucho también presenta sistemas de fallas normales, las cuales representan estructuras de relajación por la deflexión de las formaciones hacia el sur del oriente venezolano (Alvarado, 2013).

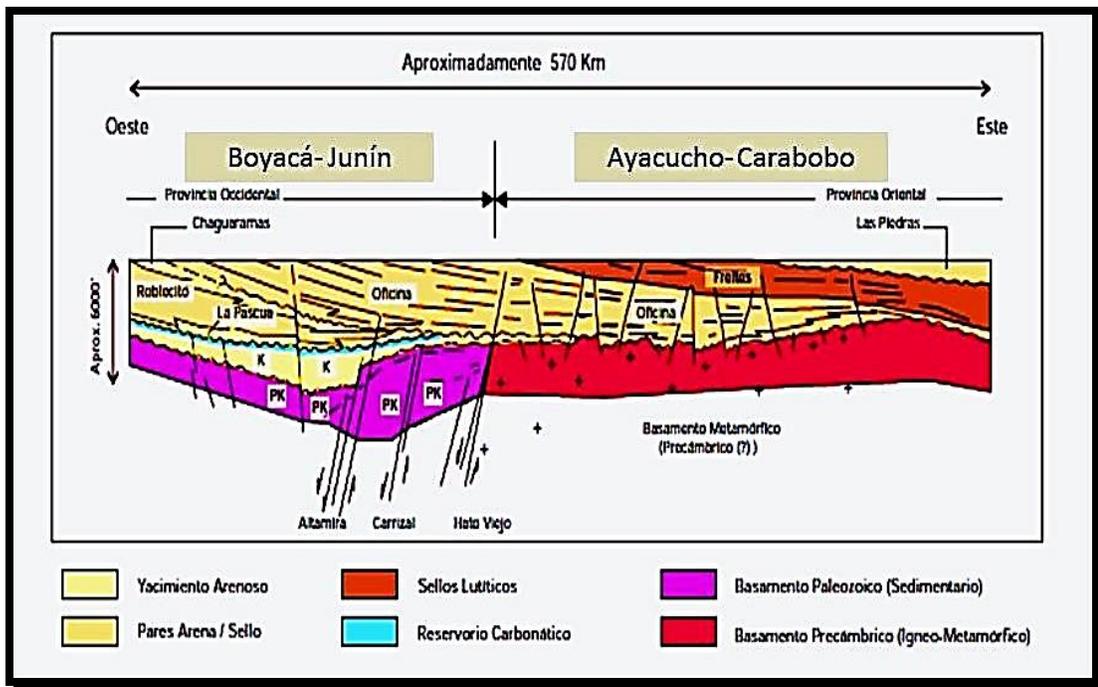


Figura 4. Configuración estructural esquemática de La Faja del Orinoco. (Tomado y modificado de Audemard et al., 1985).

2.3.2 Marco Estratigráfico del Bloque Ayacucho

El área de Ayacucho de la Faja Petrolífera del Orinoco, forma parte del flanco sur de la Cuenca Oriental de Venezuela. Esta es una cuenca asimétrica con su eje mayor en dirección este-oeste, cuyo origen puede remontarse a la era Paleozoica y que en los períodos subsiguientes fue adquiriendo su configuración actual, completándose desde el Terciario hasta el presente.

El marco estratigráfico regional de la Faja Petrolífera del Orinoco corresponde al acuñaamiento sur de los sedimentos terciarios de la cuenca oriental venezolana, por encima del basamento ígneo-metamórfico del Cratón guayanés localizado al sur del río Orinoco. En la parte más septentrional de la Faja, particularmente hacia los sectores de Carabobo y Ayacucho, los sedimentos terciarios suprayacen discordantemente a una franja relativamente poco espesa de sedimentos cretácicos que a su vez se adelgazan antes de desaparecer hacia el sur (Fiorillo, 1983).

En la Figura 5 se puede identificar un cuadro de correlación de las distintas formaciones descritas en la sección anterior de forma detallada del Bloque Ayacucho de la Faja Petrolífera del Orinoco, destacándose la estratigrafía del Bloque V donde está presente el campo Dobokubi en el que se encuentra el área de estudio. El Bloque Ayacucho presenta una estratigrafía que refleja los distintos eventos depositacionales en la evolución de la Cuenca Oriental, comenzando con la depositación del Grupo Temblador (Cenomaniense-Campaniense) en provincia sedimentaria costanera definida por González de Juana *et al.* (1980) en el período de última transgresión del Cretácico.

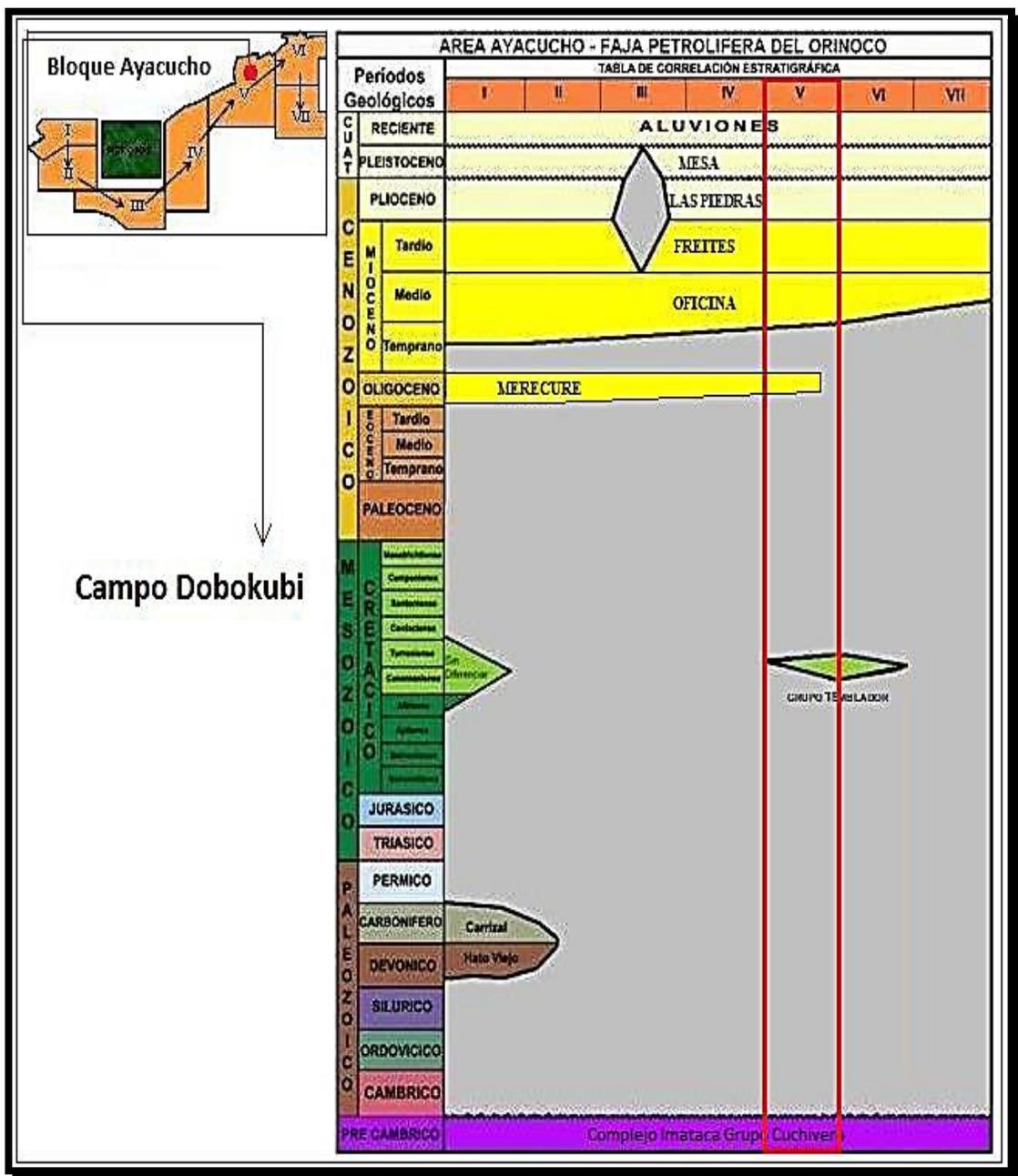


Figura 5. Cuadro de correlación estratigráfica del Bloque Ayacucho de la Faja Petrolífera del Orinoco. Cuadro rojo secuencias litológicas de la unidad V, a la cual pertenece el Campo Dobokubi (Tomado de Alvarado, 2013).

Las secuencias sedimentarias con potencial petrolífero del área de estudio están conformadas por los sedimentos arenosos del Grupo Temblador de edad Cretácica y las formaciones Merecure del Terciario, Oficina de edad Mioceno Temprano y Freites del Mioceno Medio.

- **Formaciones Geológicas de la zona de estudio**

A continuación se describen las formaciones que conforman la columna estratigráfica de la zona en estudio y que forman parte de la Cuenca Oriental de Venezuela (ver Figura 6), mencionando solos las formaciones más importantes.

2.3.2.1 Basamento (Complejo ígneo-metamórfico Precámbrico)

El basamento en el área está compuesto por granitos, gneises, anfibolitas y esquistos, de origen ígneo-metamórfico y forma parte del Complejo de Imataca de edad Precámbrica. Se caracteriza por presentar un relieve accidentado y fallado, lo que ocasiona desajustes en la compactación de los sedimentos reflejándose como altos y bajos estructurales en los diferentes mapas (Fiorillo, 1983).

La litología característica del Complejo de Imataca es representada por gneises félsicos y máficos intercalados con capas de cuarcitas ferruginosas, granulitas y cuerpos delgados interestratificados de rocas graníticas. En todo el complejo las rocas leucocráticas predominan y constituyen aproximadamente el 80% de la unidad, los gneises máficos constituyen el 10% de la secuencia y el resto lo componen los gneises graníticos y escasas anfibolitas. La edad del protolito de Imataca ha sido interpretada mediante estimaciones radiométricas por los métodos Rb/Sr y U/Pb roca total, como correspondiente a 3.500-3.600 m.a. (González de Juana *et al.*, 1980). Estudios más recientes en U-Pb SHRIMP en zircón e isotópicos realizados por Tassinari *et al.* (2004) demuestran que al menos parte del Complejo de Imataca se desarrolló durante el Mesoarcaico ($\geq 3,2$ Ga). Mendoza (2012) reconoce del mismo modo la existencia de rocas tan antiguas como de 3,41 Ga, granulitas y charnockitas del Complejo de Imataca.

2.3.2.2 Grupo Temblador (Cretácico)

El Grupo Temblador representa toda la sedimentación cretácica conocida en el subsuelo de Guárico, Anzoátegui, Monagas y Delta Amacuro, que descansa inconformemente sobre el flanco norte del Escudo de Guayana.

De acuerdo a las características de los registros eléctricos y en base a las correlaciones efectuadas, la presencia del Grupo Temblador, en el sector de Cerro Negro está restringida a la parte noroeste del área y al este de Uverito en la región deltana, donde muestra desarrollos de hasta 600 pies. Este grupo presenta areniscas arcillosas lenticulares que se pueden diferenciar de las areniscas masivas basales de la Formación Oficina suprayacente, por el cambio brusco que exhiben en el contacto discordante que las separa. En este grupo no se han encontradas evidencias petrolíferas (Fiorillo, 1983).

El Grupo Temblador, en la parte sur de Anzoátegui, Monagas y Delta Amacuro se subdivide en dos formaciones denominadas de más antigua a más joven, Canoa, de ambiente continental y Tigre de ambiente marino (González de Juana *et al*, 1980).

➤ *Formación Canoa (Aptiense – Albiense)*

La Formación Canoa está definida como una intercalación de conglomerados de grano fino, areniscas, limolitas y arcilitas (Hedberg *et al*, 1947). Se sugiere una depositación en ambientes continentales por la presencia de conglomerados, posiblemente fluvial del tipo barra de meandro (PDVSA-LÉXICO, 2011).

➤ *Formación Tigre (Cenomaniense – Campaniense)*

La Formación Tigre es una secuencia variable de areniscas y limolitas que se encuentran irregularmente estratificadas, son de grano fino, con areniscas gruesas, limolitas y lutitas carbonosas y fosfáticas. También se observan capas delgadas de calizas dolomíticas y dolomías (Hedberg *et al.*, 1947). La fauna encontrada en esta unidad indica un ambiente de plataforma que va desde plataforma exterior a talud (PDVSA-LÉXICO, 2011). La máxima transgresión marina ocurrida durante la fase de

margen pasivo avanzó hacia el sur y durante el Turoniense caracterizó la depositación de esta formación y consolidándose como el tope del Grupo Temblador.

2.3.2.3 Formación Merecure (Terciario: Oligoceno – Mioceno Temprano)

Se localiza entre los estados Anzoátegui y Monagas, específicamente en el área de Anaco, Oficina y Temblador. Tiene un espesor máximo de 1990 pies y está compuesta en más de un 50 % por areniscas de color gris claro a oscuro, masivas, mal estratificadas y lenticulares, duras, de grano fino a grueso, incluso conglomeráticas, con estratificación cruzada y una variabilidad infinita de porosidad y permeabilidad. Las areniscas están intercaladas por láminas delgadas de lutitas de color gris oscuro a negro, carbonáceas, laminadas irregularmente, algunas arcilitas ferruginosas con ocasionales capas de lignitos. (PDVSA- LÉXICO, 2011).

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

Las características litológicas indican que la sedimentación de esta unidad se desarrolla en un sistema fluvio-deltáico, sin embargo la presencia de canales indican que la Formación Merecure se encuentra en la zona más continental del delta y está dominado por corrientes fluviales entrelazadas (PDVSA-LÉXICO, 2011).

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

2.3.2.4 Formación Oficina (Mioceno Temprano - Medio)

Hedberg *et al.* (1947) describe una alternancia de lutitas que se encuentran intercaladas e interestratificadas con areniscas y limolitas de grano fino a grueso. Según estos autores, la Formación Oficina se encuentra concordante sobre la Formación Merecure, sin embargo, Hedberg aclara que la misma está discordante sobre unidades cretácicas. El contacto superior de la Formación Oficina está definido

como concordante con la Formación Freites y la Formación Quiamare, pero es discordante con la Formación Las Piedras (PDVSA-INTEVEP, 2011).

En general, las condiciones de sedimentación de la Formación Oficina se hacen más marinas de oeste a este y de sur a norte (Hedberg *et al*, 1947), mostrando ciclos caracterizados por regresiones marinas asociadas a períodos de caídas del nivel del mar y progradaciones de la plataforma (Campos, 1985).

González de Juana *et al.* (1980) y Méndez (1985) aclaran que la presencia de arenas lenticulares y de relleno de canales de ríos podría indicar la existencia de un gran complejo fluvio-deltaico. Muñoz (1985) asegura que las arenas de esta formación son consideradas como las principales rocas reservorio de la Cuenca Oriental debido a su cuantiosa producción petrolífera.

2.3.2.5 Formación Freites (Mioceno Medio a Mioceno Tardío basal)

Se presenta en el flanco sur de la cuenca. Suprayace concordantemente a la Formación Oficina. El espesor varía de 825 a 3000 pies.

Cabrera y Di Gianni (1994), ubican a la Formación Freites en el Mioceno Medio. Los microfósiles reportados por Jam y Santos (1987) pertenecen al tope del Mioceno Medio-base del Mioceno Tardío.

Presenta una gruesa sección de lutitas al norte, que en Carabobo va siendo reemplazada por cuerpos de arenas que aumentan al sur, en esta área, la formación reduce su espesor desde 550 m en el norte a 73 m en el sur.

La formación se vuelve más arenosa en cuanto más se adelgaza en el área Carabobo de la Faja Petrolífera del Orinoco. Las variaciones verticales en el contenido de arcilla, lutita, limo y siderita permiten una excelente correlación, sobre la mayor parte del flanco sur de la cuenca, por variaciones en la curva de resistividad amplificada de los perfiles eléctricos (Fiorillo, 1983).

Las lutitas y arcillas de la unidad constituyen el sello principal de los reservorios petrolíferos de la Formación Oficina en el área Mayor de Oficina, y contienen, en la parte inferior, arenas productoras de hidrocarburos en algunos campos de la parte media y sur de esa área.

Representa el máximo de la segunda transgresión mayor del Mioceno. El carácter de la formación es nerítico. Hacia el margen sur de la cuenca, en el sector Carabobo de la Faja Petrolífera del Orinoco, la Formación Freites disminuye de espesor al paso que se hace más arenosa, al extremo que en los pozos más meridionales del área, se hace difícil su diferenciación de las formaciones Oficina y Las Piedras. En el área Carabobo, según la fauna de moluscos el ambiente es de tipo transgresivo marino costero (Fiorillo, 1983).

La Formación Freites suprayace concordantemente a la Formación Oficina en casi toda su extensión, excepto en el área de Anaco, donde se presenta una discordancia con la Formación Quiamare (González de Juana *et al.*, 1980).

En la mayor parte de la cuenca, la Formación Freites representa en general un ambiente marino somero en su proporción inferior, pasando a ambientes de aguas algo más profundas en la parte media. La parte superior corresponde de nuevo a ambientes de aguas llanas (PDVSA-LÉXICO, 2011).

2.3.2.6 Formación Las Piedras (Mioceno - Plioceno)

La Formación Las Piedras consiste en areniscas micáceas, friables, de grano fino y colores gris claro a gris verdoso, interlaminadas con lutitas gris a verdoso, arcillitas sideríticas, grises, lutitas ligníticas y lignitos (Hedberg, 1950). Reflexiones de cierta amplitud y regular asistencia. Los pocos fósiles y sus relaciones estratigráficas indican una edad de Mioceno Tardío a Plioceno. El ambiente de sedimentación se relaciona con los de aguas dulces a salobres según Hedberg (1950).

2.3.2.7 Formación Mesa (Pleistoceno)

La Formación Mesa está compuesta por arenas de grano grueso y gravas, con cemento ferruginoso, cementado y muy duro; conglomerado rojo a casi negro; arenas blanco amarillentas, rojo y púrpura, con estratificación cruzada, además contiene lentes discontinuos de arcilla fina arenosa y lentes de limolita (González de Juana, *et al.*, 1980).

Según González de Juana *et al.* (1980), la Formación Mesa presenta una edad Pleistoceno representada por una sedimentación fluvio-deltáica y paludal, resultado de un extenso delta que avanzaba hacia el este en la misma forma que avanza hoy el delta del río Orinoco. Coplanarh (1974) considera que los sedimentos de la formación representan depósitos torrenciales y aluviales, contemporáneos con el levantamiento de la Serranía del Interior.

En el área de Carabobo las formaciones Las Piedras y Mesa se consideran una sola unidad, debido a la difícil correlación que presentan, ocupan el tope de la columna sedimentaria en toda el área de la faja. La litología es homogénea y consiste principalmente de grandes “paquetes” de arena de grano grueso y gravas con aumento ferruginoso, en menos cantidades carbonosas y lutíticas; estas formaciones contienen grandes cantidades de agua dulce para el uso doméstico, para la perforación de pozos, producción de vapor, desalinización de crudo, etc.(Fiorillo, 1983).

En la Figura 6, se presenta una tabla general donde se identifica la descripción litológica y edad de las distintas formaciones presentes en el Bloque Ayacucho de la Faja Petrolífera del Orinoco.

	EDAD	FORMACION	LITOLOGIA
Cuaternario	RECIENTE	ALUMBON	DEPOSITOS ALUVIALES
	PLEISTOCENO	MEST	ARENISCAS CONGLOMERATICAS LIMOS Y ARCILLA.
Mioceno	PLIOCENO SUPERIOR	LAS PIEDRAS	ARENISCAS, LIMOLITAS, LUTITAS Y LIGNITOS.
	MEDIO	FREITES	LUTITAS MARINAS FOSILIFERAS, ARCILLAS Y ARENISCAS GRISES.
	INFERIOR	OTIGINA	LUTITAS CON CUERPOS LENTICULARES DE ARENAS, ARENAS DE CANAL Y BARRAS DE MEANDRO
	OLIGOCENO	MERECURE	ARENISCAS MASIVAS CON INTRCALACIONES DE LUTITAS
	CRETACICO	GRUPO TEMPLADOR (F. TIGRE / F. CANOA)	INTERCALACIONES DE LUTITAS, ARENISCAS Y LIMOLITAS.
	PRE-CAMBRICO	BASAMENTO	COMPLEJO IGNEO - METAMORFICO

Figura 6. Columna Estratigráfica, principales formaciones en el Bloque Ayacucho de La Faja Petrolífera del Orinoco. (Tomado de CIED PDVSA, 1997).

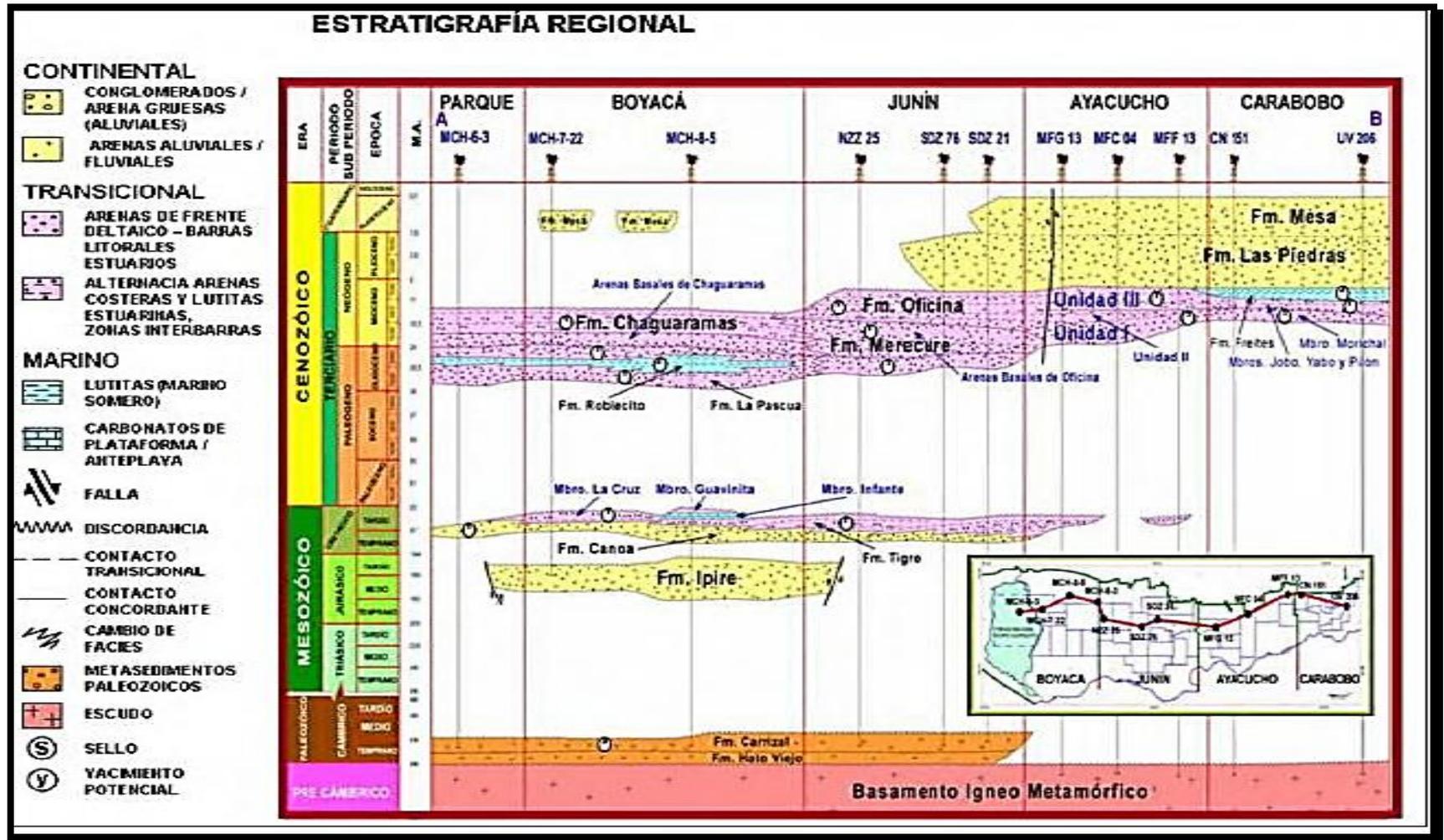


Figura 7. Estratigrafía Regional de La Faja Petrolífera del Orinoco. (Tomado de PDVSA-CVP, 2010)

2.4 GENERALIDADES DE LA FAJA PETROLIFERA

En la siguiente tabla (Tabla 1) se presenta en forma resumida información actual sobre la Faja Petrolífera del Orinoco en términos de reserva y capacidad de producción.

Tabla 1. Aspectos generales de la Faja Petrolífera del Orinoco (Compilación hecha a partir de datos existentes en www.pdvsa.com)

<p>La Faja Petrolífera del Orinoco (FPO) es el mayor reservorio de crudos conocido en el mundo.</p>	
<p>Tiene un área geográfica de más de 55.000 km² y abarca los estados Monagas, Anzoátegui y Guárico. Se divide en cuatro grandes áreas de oeste a este: Boyacá, Junín, Ayacucho y Carabobo. A su vez, cada una de éstas se encuentra segmentada en bloques.</p>	
<p>Mantiene una producción de 2.905.000 barriles diarios y reservas probadas estimadas en 297 mil millones de barriles.</p>	
<p>Cuenta con 61 campos operativos y 2.606 pozos activos.</p>	

<p>Se calcula que posee 1.360 millones de barriles de Petróleo Original en Sitio (POES); sus reservas recuperables estimadas, basadas en un factor de recobro total de 20%, están en el orden de 272 mil millones de barriles, de los cuales se tenían oficializados 37 mil millones de barriles para 2005 y quedan por oficializar 235 mil millones de barriles.</p>	
<p>El futuro del negocio petrolero descansa en buena medida en la explotación y procesamiento de los crudos extrapesados y cuenta con muchas ventajas competitivas en este negocio. Actualmente Venezuela es el único país con reservas significativas de crudo en el hemisferio occidental y se convertirá en el primer país del mundo con la mayor cantidad de reservas de crudo.</p>	

2.4.1 Bloque Ayacucho

El Bloque Ayacucho está localizado en la región centro sur del estado Anzoátegui, específicamente al norte del río Orinoco en la parte centro occidental de la FPO, al sur de la ciudad de El Tigre, en el flanco sur de la Cuenca Oriental de Venezuela y al sur del Área Mayor de Oficina, delimitada al este y oeste por el área de Carabobo y Junín respectivamente. Se encuentra dividido en 8 bloques, dentro del cual el campo en estudio pertenece al bloque V ubicado en el sector D (ver Figura 8), de acuerdo al proyecto Ayacucho.

El proyecto Ayacucho es uno de los proyectos para la extracción de crudo pesado y extrapesado en la FPO, estuvo bajo la responsabilidad de la empresa Petrolera Ameriven S.A creada en 1997 como una asociación estratégica entre PHILLIPS

(40%), TEXACO (30%) y PDVSA (30%). Para el año 2007 luego de un proceso de cambio de asociación estratégica a empresa mixta; dicha asociación queda constituida por CHEVRON (30%) y PDVSA (70%) tomando como nombre PDVSA-PETROPIAR, que tiene como propósito producir y procesar crudo pesado del Campo Dobokubi perteneciente a la Faja Petrolífera del Orinoco.

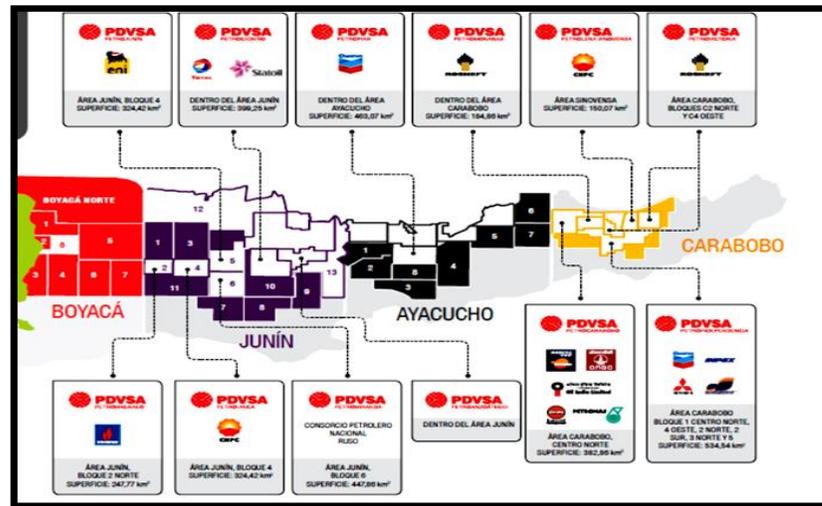


Figura 8. División administrativa del Bloque Ayacucho (F.P.O). (Tomado de Informe Gestión Anual PDVSA, 2014).

2.4.2 Sistema Petrolero del Campo Dobokubi

El Distrito San Tomé de (PDVSA), perteneciente a la Gerencia de Exploración y Producción División Oriente, se ubica en el oriente de Venezuela al sur del estado Anzoátegui, aproximadamente a 150 km de la costa del Mar Caribe, teniendo un área total de 17.735 Km². En este Distrito se produce crudo que se envía al Patio de Tanques de Oficina, para su posterior transporte a Puerto La Cruz y Jose para su comercialización.

Entre los campos pertenecientes a esta unidad de producción se encuentra el campo Dobokubi el cual es de esfuerzo propio y se caracteriza por producir un crudo

muy viscoso con una gravedad específica que oscila entre los 9 y 11° API; es decir un crudo pesado.

Este campo se encuentra ubicado al sudeste del Distrito San Tomé, en la parte nororiental del área Ayacucho de la Faja Petrolífera del Orinoco, abarca aproximadamente 640 km², dicho campo fue descubierto con la perforación del pozo CAN 2, limitado por los campos vecinos Melones, Farante, Lejos y Japreira, en donde se han perforado aproximadamente 213 pozos, de los cuales 95 son pozos verticales y 30 pozos horizontales el resto pozos desviados y cuya producción asociada es de 24.435 barriles netos por día.

En la Tabla 2 se presentan los datos generales del Campo Dobokubi y en la Figura 9 se muestra la ubicación del Distrito San Tomé en el cual se encuentra el campo en estudio.

Tabla 2. Datos Generales del Campo Dobokubi. (Tomado de Informe Técnico PDVSA, 2007).

DATOS GENERALES	
DESCUBRIMIENTO	1981
ÁREA	640 Km ²
OOIP	22,714 MMBBLS
RESERVAS RECUPERABLES	2,217 MMBBLS
PRODUCCIÓN ACUMULADA	66.2 MMBBLS
RESERVAS RESTANTES	2,151 MMBBLS
API °	11 API (PROMEDIO)
POZOS	277
RESERVORIOS	23
UNIDAD DE YACIMIENTOS PESADO	
 <p>El mapa muestra una zona geográfica con contornos de yacimientos. Se identifican las áreas ANZATE GUI, el DISTRITO SAN TOMÉ y el campo Dobokubi. El campo Dobokubi está situado al sudeste del Distrito San Tomé.</p>	

Figura 9. Ubicación del Distrito Social San Tomé. (Tomado y modificado de: Informe Técnico IGIS-PDVSA, 2007).

2.5 GEOLOGÍA LOCAL

En el área de estudio se identificaron diversos sistemas estructurales y depósitos que reflejan los diferentes episodios tectónicos regionales que operaron durante la evolución de la Cuenca Oriental de Venezuela descrita en la sección anterior de este capítulo.

La caracterización y definición geométrica de los yacimientos de esta área dependen de los cambios laterales de litología y de los límites estructurales de las unidades de flujo.

Las alteraciones litológicas lateralmente implican cambios de las características petrofísicas relacionados con la litología, y por lo tanto con el nivel de energía de depósito en un mismo nivel estratigráfico, lo que implica variaciones de los yacimientos y posibilidades de trampas estratigráficas.

El tope del Grupo Temblador corresponde al tope de un intervalo muy grueso de perfiles pedogénicos apilados. Se reconocieron tres intervalos de profundidad (4519' a 4540') dentro la sucesión Cretácica basado en el núcleo del pozo MFD-23, el detalle está en las arenas de dicho Grupo donde se ha confirmado la presencia de hidrocarburo y de altos valores de radioactividad, teniendo como resultado una serie de valores irregulares (ver Figura 10) reflejados en los registros Gamma Ray y Resistividad, donde estos intervalos no coinciden con lutitas, sino todo lo contrario, con niveles arenáceos ocasionando la difícil interpretación de dichos registros y a su vez en la en la producción de hidrocarburos (Matute, 2014 Com. Pers). Los altos valores de radioactividad se debe al alto contenido de torio (Th), esto debido a que se ha corrido un registro particular como lo es el registro Gamma Ray Espectral distinguiendo así los elementos radiactivos como uranio, potasio y torio, mostrando así que esta anomalía incrementa cuando pasa de la Formación Merecure al Grupo Temblador, permitiendo asociar el contenido de torio con la presencia de minerales pesados.

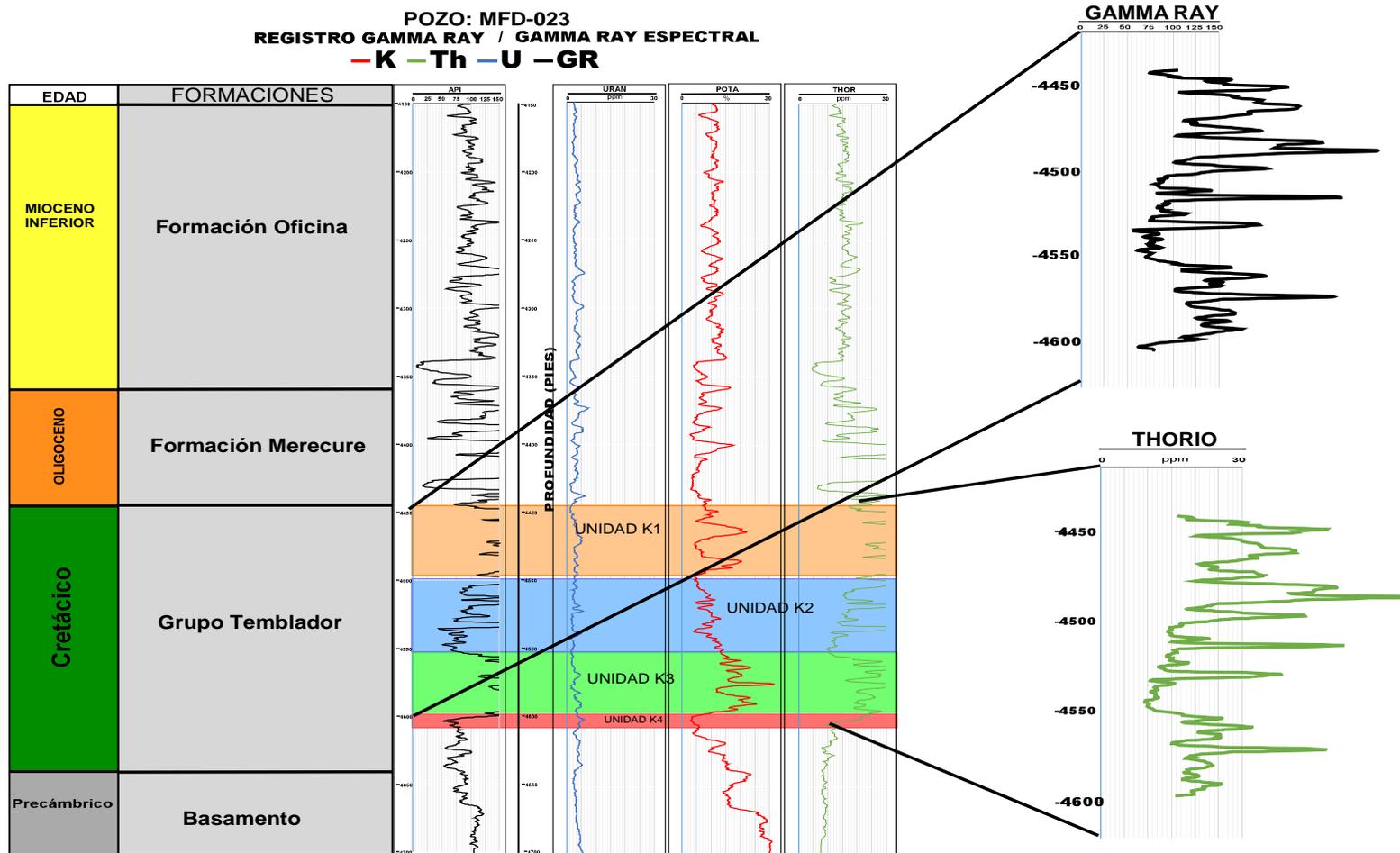


Figura 10. Registros Gamma Ray-Gamma Ray Espectral del Pozo MFD-023. (Tomado y modificado del Informe Técnico PDVSA, 2014).

2.5.1 Estudio y análisis bioestratigráfico del área

El estudio sedimentológico realizado por PDVSA e IGIS al núcleo del pozo MFD-23, estuvo dirigido a dos secciones, la primera en la parte basal del pozo, entre las profundidades de 4.303' y 4.594' (zona donde se encuentran los intervalos de estudio), y la segunda sección entre las profundidades de 2.566' y 2.738', en la parte superior, arrojando los siguientes resultados: Entre 4.303' y 4.419', las muestras reflejan la presencia de raíces, nódulos de siderita, poca bioturbación, estratificación desde ondulada a paralela y trazas fósiles como Planolites, Ophimorphas y Thalassinoides. Así también, entre las profundidades 4.448' y 4.594', se presentan raíces, bioturbación extensa, estratificación ondulada y paralela con presencia de Planolites y Thalassinoides.

La correlación cronoestratigráfica, relacionada con el enlace de la datación de pozos por la presencia de fósiles índice y por elementos trazas o radiactivos, adicional a la correlación litoestratigráficas, permitió validar la presencia del cretáceo en gran parte del área de Dobokubi, el cual formó parte del estudio bioestratigráfico elaborado en INTEVEP por Fasola *et al.* (1985) y modificado por Matute *et al.* (2014).

2.5.2 Sedimentología y Estratigrafía

a) Descripción Sedimentológica del Grupo Temblador

Se reconocieron cuatro unidades (K1-4) dentro la sucesión Cretácica basado en el núcleo del pozo MFD-23, y de acuerdo a sus características sedimentológicas. La unidad de interés donde se presentan los intervalos de estudio es la unidad K2, la cuales son descritas a continuación:

- **Unidad K1 (4.448'-4.492'):**

Los sedimentos de la unidad K1 constan predominantemente de lutita (25.33'), comúnmente con arena y gránulos dispersos de cuarzo, inter-estratificadas con unidades finas y pobremente definidas de sedimentos heterolíticos (10.33' en total) y

arena. El ambiente deposicional original de estos sedimentos probablemente fue una llanura de inundación estable, de baja inclinación. Los sedimentos heterolíticos y arenosos ocurren en intervalos finos, localmente con perfiles afinamientos hacia arriba, y posiblemente representan depósitos del abanico de rotura.

- **Unidad K2 (4.492' y 4.551'):**

La unidad K2 consta, casi exclusivamente, de arenas (comúnmente guijarrosas) de la asociación de canal fluvial, localmente con depósitos residuales de conglomerado al fondo de las arenas (ver Figura 11), arregladas en perfiles afinamientos hacia arriba. Menores cantidades de lutita de la asociación de llanura de inundación (1.84') son presentes en el núcleo (4.528,33'-4.530,17') y representadas en el registro de GR en los intervalos no recuperados (ej. 4519', profundidad vertical verdadera).

La parte más alta de la unidad se compone de sedimentos heterolíticos, que representan la etapa de abandono del canal, transición hasta condiciones de llanura de inundación y subsiguiente desarrollo de los paleosuelos de la unidad K1. Hacia abajo, las arenas son de grano grueso, predominantemente de facies S, con comunes guijarros de cuarcita y clastos de arcilla intraformacional. En cuanto a la estratigrafía secuencial, las arenas apiladas de canal fluvial pueden representar un sistema sedimentario de nivel bajo (LST), posiblemente depositado en condiciones de espacio de acomodo restringido en forma lateral (posiblemente dentro un valle encajado, desarrollado con relación a la bajada del nivel de mar, erosión y formación de la SB basal de la secuencia).

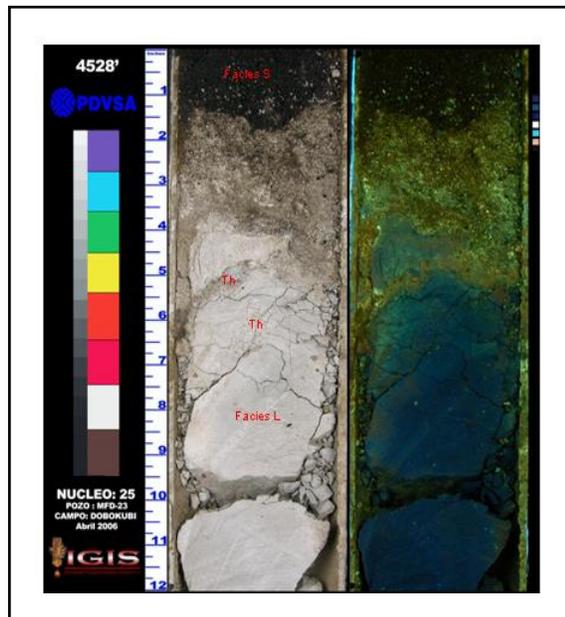


Figura 11. Sección de núcleo 4528' (Facies L). (Tomado de Informe Técnico PDVSA, 2014).

- Unidad K3 (4.551' -4.593'):

La unidad K3 se compone de lutitas de perfiles pedogénicos (11.75'), interestratificadas con sedimentos de canal fluvial (18.75'). Los sedimentos del canal fluvial son alterados por pedogénesis, pero la alteración no está muy fuerte, y en la mayoría de las arenas, las estructuras primarias son preservadas. Los perfiles pedogénicos, también, son menos maduros y más fino de espesor que esos de la unidad K1. Este intervalo representa un periodo de deposición fluvial, con alternación de condiciones de canal fluvial y llanura de inundación con exposición sub-aérea, probablemente con relación a la migración y/o avulsión de los canales.

- Unidad K4 (4593' -4603'):

La unidad K4 es un intervalo fino de sedimentos marinos, de la asociación de facies de shoreface. El intervalo forma un perfil granodecreciente, con arenas del shoreface medio en la parte basal (4.17'), sucedidas por depósitos heterolíticos e arcillosos del shoreface inferior (4.58'), indicativo de una crecida en la profundidad del mar y transgresión durante la deposición de la unidad K4. Las lutitas y

sedimentos heterolíticos de la parte más alta de la unidad (4593.92- 4595.00') muestran estructuras pedogénicas penetrantes desde los sedimentos no marinos de la unidad K3. Los sedimentos heterolíticos del shoreface inferior son extensamente bioturbados por Planolites y Diplocraterion (diagnóstico de condiciones marinas).

CAPITULO III

3. MARCO TEÓRICO Y METODOLOGÍA

3.1 INTRODUCCIÓN

El marco teórico, que se desarrolla a continuación, permite conocer los conceptos básicos necesarios para el entendimiento del desarrollo de este proyecto. Partiendo con la definición de los análisis petrofísicos y luego los minerales pesados y su importancia.

Posteriormente en este capítulo se presenta la metodología empleada, la cual consistió en tres etapas que se encuentran resumidas en el diagrama de flujo (ver Figura 19). Iniciándose con la primera etapa de recopilación bibliográfica, compilaciones de información sedimentología, informes técnicos, registros, entre otros materiales necesarios para la realización del proyecto.

Posteriormente, se describe la segunda etapa de laboratorio, que consistió en todos los métodos aplicados a las muestras seleccionadas empezando por el tamizado, separación manual, magnética, líquidos densos (bromoforno CHBr_3), y separación magnética isodinámica a través del equipo Frantz con el fin de concentrar todos los minerales pesados y la elaboración de las secciones montadas a las cuales se le realizó el estudio petrográfico.

Por último, en la tercera etapa (o de oficina), se realizaron una serie de cálculos, de los parámetros obtenidos a través de distintos programas (software ImageJ, Excel), tablas, triángulos, guías, etc., para así poder generar los resultados y análisis de los mismos. También durante esta etapa se realizó el análisis petrográfico cuantitativo a las secciones delgadas en donde se determinó la procedencia de los sedimentos siliciclásticos (explicada con detalle dentro de la presente etapa), además se obtuvieron análisis de Difracción de Rayos X y Microscopia Electrónica de Barrido los cuales fueron realizados en diferentes instituciones que sirvieron de aporte para complementar este trabajo de grado.

3.2 MARCO TEÓRICO

3.2.1 ANÁLISIS PETROFÍSICO

La petrofísica se basa en la caracterización de las propiedades físicas de las rocas mediante la integración del entorno geológico, perfiles de pozos, análisis de muestras de roca y sus fluidos e historias de producción (Schlumberger ,1972).

Aportes de la petrofísica:

- Correlación de unidades.
- Volúmenes de hidrocarburos.
- Condiciones ambientales.
- Programación de cañoneo.
- Muestreo y análisis de roca, presión y fluidos
- Profundidad de intervalos de interés.
- Litología y arcillosidad.
- Porosidad.
- Permeabilidad.
- Distribución de fluidos.

La selección de los registros de pozos y su cálculo cuantitativo requieren de un estudio de factores tales como:

- Diámetro del pozo.
- Características del fluido de perforación.
- Naturaleza de las formaciones.
- Limitaciones de la información esperada.

3.2.2 INTERPRETACIÓN DE REGISTROS DE POZOS

La grabación continua de parámetros geofísicos en un pozo con respecto a la profundidad, produce lo que se conoce como registro de pozo. El nombre más apropiado para esta grabación continua de parámetros petrofísicos es “*Registro Geofísico de Pozo*”; sin embargo son comúnmente llamados “*Registros de pozo*” o simplemente “*Registros*” (Rider, 1996).

Los registros de pozos son necesarios porque las muestras geológicas que se obtienen durante la perforación nos dan información muy imprecisa acerca de los límites de las formaciones encontradas. Estas muestras pueden ser traídas a la superficie por procedimientos mecánicos, pero esto es bastante lento y muy costoso. Los resultados de los estudios de muestras o núcleos son exactos, sin embargo, los registros de pozo son bastantes precisos, pero su confiabilidad depende en gran medida de la experiencia geológica y petrofísica de los intérpretes (Rider, 1996).

Actualmente, los perfiles petrofísicos son una de las herramientas más útiles e importantes disponible para un geólogo del petróleo. Además de su uso tradicional en exploración para correlacionar distintas zonas, y ayudar a trazar estructuras y mapas isopácos, los perfiles ayudan a definir las características físicas de las rocas, como: la litología, porosidad, geometría del pozo, y permeabilidad. Los datos de perfilaje se usan para identificar zonas productivas, determinar la profundidad y espesor de zonas, distinguir entre hidrocarburo, gas, o agua en un depósito; y para estimar las reservas de hidrocarburo.

De los distintos tipos de registros, los más frecuentemente usados en la exploración de hidrocarburos son los llamados perfiles de pozo abierto. El nombre de pozo abierto se aplica porque estos perfiles se registran en la porción no entubada del pozo. En el presente estudio se mencionan dos de los registros más importantes usados en la exploración de hidrocarburos son los siguientes:

3.2.2.1 Registros de Rayos Gamma (GR)

El registro GR es una medición de la radioactividad natural de las formaciones se expresa en unidades API. En las formaciones sedimentarias, el registro normalmente refleja el contenido de arcilla porque los elementos radioactivos (uranio, potasio, torio) tienden a concentrarse en tales zonas y dichos elementos se encuentran comúnmente en los minerales de arcilla y en algunas evaporitas. Las formaciones limpias generalmente tienen un nivel de muy bajo de radioactividad, a menos que contaminantes radioactivos como cenizas volcánicas o residuos de granito estén presentes o que las aguas de formación contengan sales radioactivas disueltas. (Schlumberger ,1972).

El registro GR muestra el grado de arcillosidad de la roca en las secuencias terrígenas clásticas (ver Figura 12). El registro de rayos gamma es una herramienta extremadamente útil para la discriminación de diferentes litologías. Este registro es usado frecuentemente para la correlación de la estratigrafía de un pozo en particular con la de pozos cercanos a este (Walker & James, 1992).

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

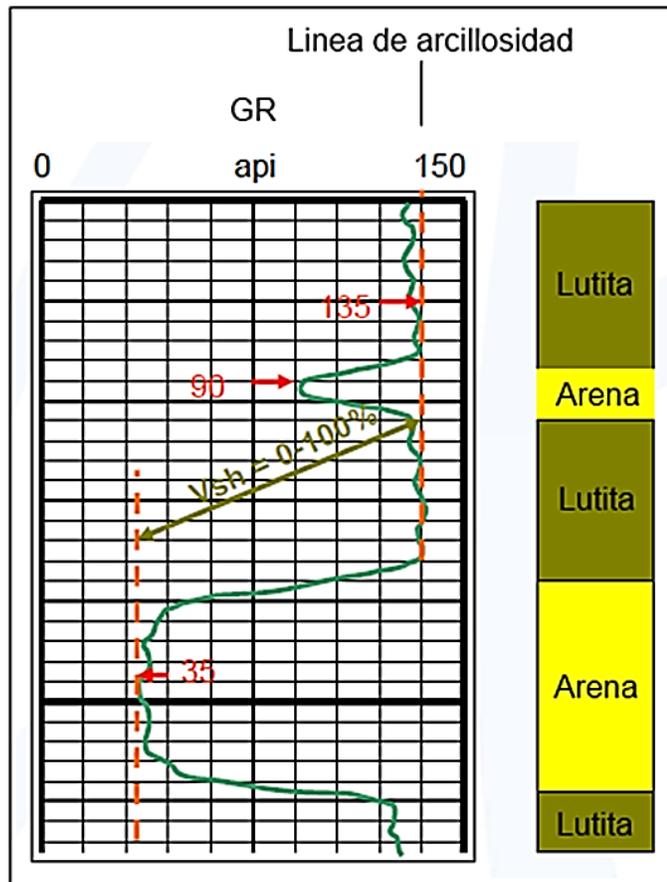


Figura 12. Identificación de líneas base de arena limpia y de lutita para interpretación litológica en registros GR. (Tomado y modificado de Schlumberger, 1972).

- **Características de la herramienta**

La herramienta contiene un detector para medir la radiación originada en el volumen de formación cercano a la sonda y medir la radiactividad. La herramienta de rayos gamma graba la respuesta con una velocidad óptima y a tiempo constante, colocada en forma opuesta de una formación dada, ya que depende de varios factores como: la densidad del fluido de perforación, volumen de la formación, diámetro del hueco.

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

corte de las lutitas (“*cut off*”) según sea el caso, especialmente en las secuencias sedimentarias muy espesas. Es importante conocer que los registros de rayos gamma (GR) presentan algunos inconvenientes y son afectados por ciertas condiciones; dichas condiciones son las siguientes: Las lutitas con altas concentraciones de illita poseen una radioactividad mayor a las lutitas ricas en clorita y montmorillonita, las arenas arcillosas con altos contenidos de feldespatos potásicos son más radioactivas que las arenas que no poseen este tipo de feldespatos, la respuesta del perfil de rayos gamma es afectado en rocas que presentan diagénesis y arcillas radioactivas en los poros (Alvarado, 2013).

Otra de las importantes aplicaciones de los registros GR es para el cálculo del volumen de arcillosidad de las rocas. Esto es importante como valor de umbral de volumen de arcilla que es comúnmente usado para ayudar a discriminar entre rocas reservorio y no reservorio.

Existen tres problemas principales de interpretación con los registros GR:

- La respuesta del registro puede ser afectada por la diagénesis, arcillas radioactivas en poros.
- Lutitas ricas en illita (potasio alto) son más radioactivas que aquellas ricas en montmorillonita o clorita.
- Areniscas Arcosas (feldespato potásico alto) son más radioactivas que aquellas carentes de feldespatos.

En resumen las aplicaciones y usos del registro GR son:

1. Indica el contenido de arcilla
2. Diferencia el potencial entre zonas porosas y permeables tales como areniscas, calizas y dolomita de capas impermeables tales como arcillas y lutitas.
3. Calcular el volumen de lutitas presentes

4. Se usa para la detección de y evaluación de minerales radioactivos potenciales como uranio y potasio
5. Es usado para las correlaciones de pozos entubados
6. Identifica topes formacionales.

3.2.2.2 Registro de Resistividad

El registro de resistividad no es otro que el perfil que mide la resistividad de la formación, la cual se expresa como la resistencia al paso de corriente eléctrica a través de ella o la respuesta de la conductividad de los fluidos intersticiales presentes en las rocas cuando por estas se hace pasar una corriente eléctrica directa, la cual proviene de un electrodo o es magnéticamente inducida dentro de la formación desde el hoyo (Alvarado, 2013).

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

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

Los registros de resistividad son utilizados en su mayoría en la industria petrolera para evaluar los distintos tipos de fluidos presentes dentro de una formación (ver Figura 13), se pueden identificar capas de carbones presentes en la secuencia sedimentaria, diferenciar capas delgadas de calizas y bentonitas que se encuentran entre espesores de lutitas (Alvarado, 2013).

Debido a que los fluidos dentro de las formaciones se encuentran dentro de rocas porosas, el registro de resistividad sirve como apoyo para separar lutitas de arenas porosas y carbonatos.

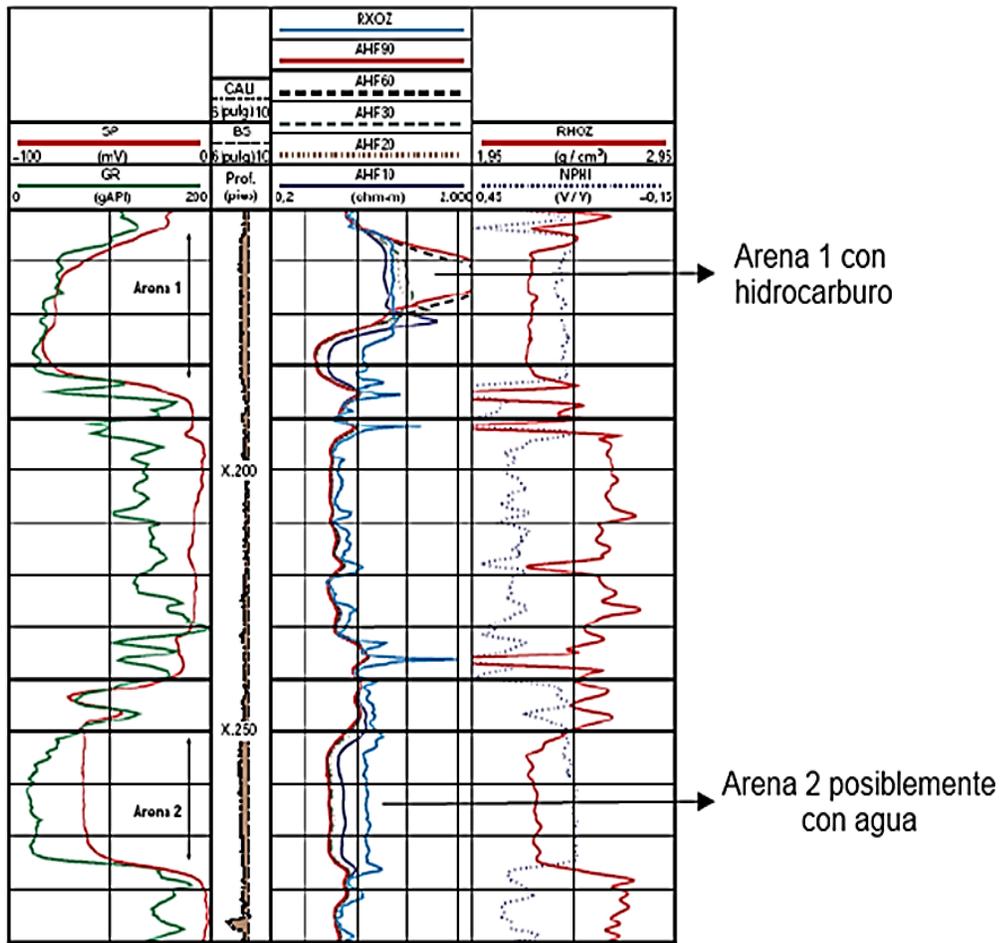


Figura 13. Ejemplo de interpretación del tipo de fluido presente en areniscas, según la respuesta en el registro de resistividad de pozo. (Tomado de Yoris & Ostos, 1997).

Además este perfil crea una respuesta particular según sea el tipo de fluido que se encuentre en la formación; diferenciando principalmente el agua fresca, el petróleo y el gas presente en los poros de las rocas; en otras palabras cuando una formación es porosa y contiene agua salada la resistividad es alta, pero si dicha formación contiene hidrocarburos la resistividad puede ser muy alta.

3.2.2.3 Factores que afectan las medidas de los registros Gamma Ray

Los registros son afectados por el diámetro del pozo así como por el fluido pero de todos modos es más común utilizar este registro de forma cualitativa así que no amerita hacer muchas correcciones a este registro. Un registro común Gamma Ray no distingue los elementos radiactivos mientras que el Gamma Espectral si puede hacerlo diferenciando las longitudes de onda de sus radiaciones gamma (Dresser, 1981).

Es importante destacar que la presencia de pirita, glauconita, feldespatos potásicos afectan al registro GR, algunas veces, formaciones no arcillosas tienen lecturas altas de radiación gamma como lo puede ser una arenisca que presente mineralización de uranio, feldespato potásico o que presente intercalaciones de arcillas (Dresser, 1981). El carbón y la dolomita también pueden contener uranio y los depósitos de evaporita también pueden contener minerales potásicos.

Los registros GR también ayudan a interpretar ambientes de depositación, las discontinuidades pueden originar acumulación de nódulos fosfáticos que pueden ser evidentes en el registro de gamma Ray espectral como un pico anómalo de Uranio.

Las concentraciones de los tres principales elementos radioactivos en la formación pueden indicar su geoquímica. Por ejemplo, altos valores de torio se asocian con la presencia de minerales pesados, particularmente en depósitos arenosos de canal suprayaciendo inconformidades de erosión. También los altos valores de torio se pueden asociar a un incremento de arcillas terrígenas.

Los incrementos de uranio se asocian al incremento de materia orgánica. Por ejemplo las altas concentraciones de Uranio con una baja relación Torio/Uranio se relacionan a depósitos de lutitas negras. Las areniscas con alto potasio en el gamma se deben más que todo a la presencia de feldespatos y micas así como la glauconita.

En carbonatos el uranio normalmente indica presencia de materia orgánica fosfatos y estilolitas. Los niveles de torio y potasio son representativos del contenido

de arcilla. En areniscas el nivel de torio está determinado por el contenido de minerales pesados y contenido de arcilla y el potasio esta normalmente en micas y feldespatos. En la Figura 14 se observa una comparación entre la respuesta dada por el registro gamma Ray y el gamma Ray espectral para las distintas litologías.

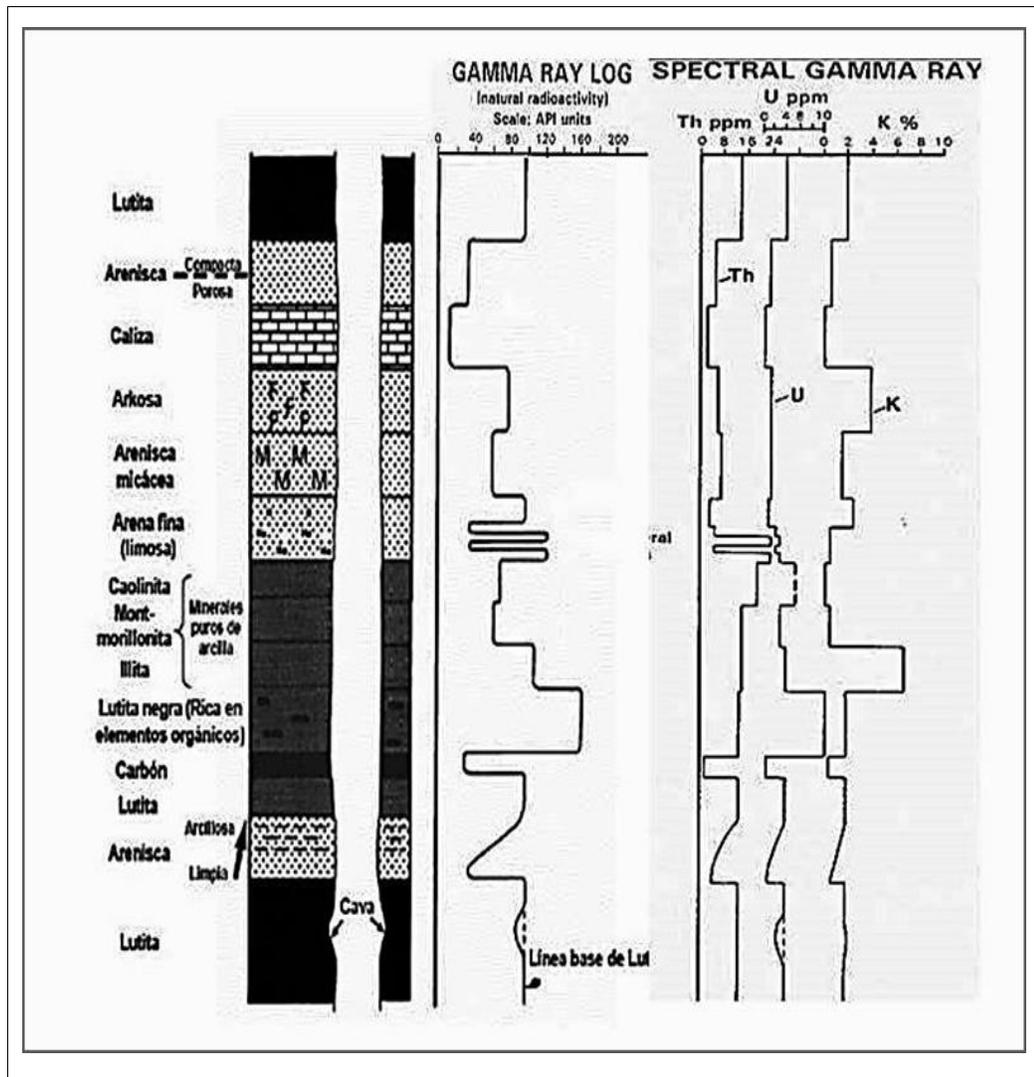


Figura 14. Registro Gamma Ray Espectral, respuestas típicas para diferentes litologías. (Tomado y modificado de Rider, 1966).

3.2.3 MINERALES PESADOS

Se definen operacionalmente, como aquellos minerales que poseen una gravedad específica mayor a $2,96 \text{ gr/cm}^3$ (Carver, 1971). Se encuentran clasificados de acuerdo a su origen en alogénicos y autigénicos. Como los minerales pesados se presentan comúnmente diseminados en un sedimento en cantidades muy pequeñas, generalmente menos del 1%, su separación y concentración de los minerales livianos se logra a través de los diferentes análisis y procesos establecidos en el laboratorio. El grupo de los minerales pesados constituye solo el 0.1% a 0.5% de las fracciones terrígenas de los sedimentos. Estos minerales son característicos en rocas ígneas y metamórficas, disminuyendo en cantidad al pasar a sedimentos químicamente inestables (Feo-Codecido, 1960).

3.2.3.1 Consideraciones históricas en el uso de los estudios de minerales pesados

El estudio de minerales pesados fue introducido en la industria petrolera poco después de la primera guerra mundial, en un esfuerzo por obtener datos estratigráficos más precisos en las investigaciones de superficie y del subsuelo durante la exploración petrolera. “Una gran cantidad de información se ha obtenido con el uso continuo de estas técnicas y en el presente los estudios mineralo-estratigráficos son una parte integral de los programas de exploración y desarrollo” (Feo- Codecido, 1956). En numerosas publicaciones más recientes se utiliza la información obtenida para la caracterización de reservorios, prospección de depósitos de minerales pesados económicamente rentables, prospección de diamante; también permite afinar mapas paleogeográficos aportando información en la tectónica de alguna región, que además, hace posible estudiar la migración del crudo.

3.2.3.2 Rocas fuentes de los minerales pesados

Los minerales pesados en su gran mayoría son indicadores de roca fuente, es decir, si provienen de una fuente ígnea, metamórfica o sedimentaria. También revelan procesos en el ambiente depositacional y el potencial minero de una región (Gamero

& Reveti, 2011). Muchos minerales inestables y angulares pueden ser indicativos de un origen ígneo o metamórfico directo, mientras que granos de minerales estables bien redondeados proponen haberse derivado de una fuente sedimentaria pre-existente (Feo-Codecido, 1960). Algunas asociaciones de minerales pesados alogénicos que caracterizan a ciertos tipos de rocas de origen se muestran en la siguiente tabla:

Tabla 3. *Asociaciones de minerales pesados según su fuente. (Tomado de Feo-Codecido, 1960).*

Fuentes	Asociaciones minerales
Apatito, biotita, brookuita, zircón, hornblenda, monacita, moscovita, rutilo, titanita, turmalina (variedad rosada).	Rocas ígneas ácidas
Casiterita, dumortierita, fluorita, granate, monacita, moscovita, topacio, turmalina (variedad azul), wolframita, xenotima.	Pegmatitas graníticas
Augita, cromita, diópsido, hipersteno, ilmenita, magnetita, olivino, picotita, pleonasta.	Rocas ígneas básicas
Andalucita, condrodita, corindón, estaurolita, flogopita, granate, topacio, vesubianita, wollastonita, zoisita.	Rocas producto de metamorfismo de contacto
Andalucita, cianita, cloritoide, epídoto, estaurolita, glaucofano, granate, sillimanita, titanita, zoisita, clinozoicita	Rocas producto de metamorfismo dinamothermal
Barita, zircón (fragmentos redondeados), leucoxeno, minerales de hierro, rutilo, turmalina (fragmentos redondeados).	Rocas sedimentarias

3.2.3.3 Análisis de minerales pesados

El análisis de minerales pesados es una de las técnicas más ampliamente usadas para determinar la fuente de procedencia de los sedimentos que constituyen las rocas sedimentarias. Una de las principales razones para realizar el análisis de minerales pesados es la amplia variedad de dichos minerales detríticos han sido encontrados en areniscas. Muchos de esos minerales tienen una paragénesis muy específica, y sin embargo la fuente de proveniencia de sus sedimentos no puede determinarse por otra forma que no sea a través del análisis de los minerales con mayor peso específico que $2,96 \text{ gr/cm}^3$ (Feo-Codecido, 1956).

Para realizar un estudio de los sedimentos clásticos se necesita conocer la naturaleza y el carácter de la roca o de las rocas fuentes de las cuales estos sedimentos derivaron. Dicho conocimiento puede en parte permitir identificar la región origen. Es preciso no obstante conocer y reconocer las series minerales distintivas y características de las rocas fuentes contrastables. De esta forma también es importante determinar si un sedimento es de primer ciclo sedimentario derivado de una roca cristalina, o si corresponde a un segundo ciclo, derivado de un segundo ciclo sedimentario.

También puede dar información acerca de la localización de la fuente de origen de un sedimento y sobre las condiciones existentes antes, durante y después de sus ciclos de sedimentación. Según su origen los minerales pesados en los sedimentos se pueden clasificar en alogénicos o autigénicos. *Los alogénicos* o minerales detríticos representan las acumulaciones derivadas de rocas fuentes y han sobrevivido a la destrucción por meteorización, abrasión y descomposición o por soluciones entre los estratos; por otra parte, *los autigénicos* o minerales secundarios, se han formado en el lugar donde se les encuentra. En algunos casos un conjunto de minerales pesados caracteriza a una sola unidad estratigráfica en una región considerable y los contactos de las formaciones coinciden con los cambios mineralógicos. En cuanto a la morfología de los minerales pesados, estas son de gran importancia porque se constituyen en indicadores de la intensidad de la abrasión que ha sufrido el sedimento. Por ejemplo; la presencia de granos angulares y redondeados de minerales pesados dentro de una misma muestra, indican fuentes múltiples. Los minerales pesados son afectados por tres procesos: escogimiento, abrasión mecánica y disolución. El escogimiento ocurre de las condiciones hidrodinámicas que actúan durante las etapas de depositación y transporte y además controlan la abundancia relativa y absoluta de los minerales pesados. La abrasión mecánica ocurre durante el transporte y causa una disminución del tamaño de los granos por una combinación de fractura y redondez. La disolución causa unas pérdidas parciales o totales de los

minerales pesados, por una variación en las condiciones geoquímica, en muchas etapas en el ciclo sedimentario.

3.2.3.4 Importancia del reconocimiento y análisis de minerales pesados.

Los minerales pesados se han utilizado para determinar áreas fuentes y trayectorias de transporte de sedimentos. La clave del uso de los minerales pesados como trazadores naturales reside, tanto en su comportamiento hidrodinámico, debido a su densidad, como a en su potencial de preservación, dada su resistencia a la meteorización (Pettijohn, 1970).

La importancia del reconocimiento y estudio de minerales pesados radica en que este es un complemento útil en la determinación de la litología, paleontología y registros eléctricos en la identificación y correlación de formaciones sedimentarias, también como indicadores de la naturaleza de la roca generadora y ayudan a descifrar los eventos en la historia geológica de muchas regiones.

En la tabla 4, se observa algunos minerales pesados con sus características principales como brillo, densidad, estabilidad y la roca fuente de la que provienen:

Tabla 4. Algunos minerales pesados y sus características. (Tomado de Hurlbut, 1991).

Mineral	Brillo	Densidad (gr/cm ³)	Estabilidad	Roca Fuente
Rutilo	Adamantino	4,3	Ultraestable	Granito, Sienitas, anfibolitas y Eclogitas
Circón	Adamantino	4,6	Ultraestable	Granitos, granodioritas, sienitas y monzonitas.
Apatito	Vítreo	3,1	Estable	Pegmatitas y filones de origen hidrotermal
Granate	Vítreo-Resinoso	3,6	Estable	Gneis, kimberlitas, pegmatitas, granitos, peridotitas y serpentinitas
Biotita	Submetálico - Metálico	5,1	Estable	Granitos y granitoides en general.
Esfena	Resinoso	3,5	Moderada	Granitos, gneises, anfibolitas.
Olivino	Vítreo	3,8	Muy inestable	Rocas intrusivas, maficas-ultramaficas

Tabla 4 (Continuación). Algunos minerales pesados y sus características. (Tomado de Hurlbut, 1991).

Mineral	Brillo	Densidad (gr/cm ³)	Estabilidad	Roca Fuente
Casiterita	Adamantino	6,8	No definida	Granitos, pegmatitas, riolitas, filones, hidrotermales.
Hematita	Metálico	5,3	Estable	Asociada a formaciones bandeadas de hierro, granitos, sienitas, riolitas y traquitas.
Ilmenita	Metálico	4,7	Estable	En gneises, gabros, Noritas, anortositas, accesorios en pegmatitas y sienitas.
Oro	Metálico	19,3	Estable	Nativo y filones hidrotermales.
Magnetita	Metálico	5,2	Estable	Accesorios en dioritas y peridotitas.
Pirita	Metálico	5,0	Estable	Sulfuros y filones hidrotermales.

3.2.3.5 Métodos para identificar minerales

El reconocimiento de los minerales es el conjunto de técnicas que podemos utilizar para inferir la especie en función de propiedades observables o medibles, es una herramienta muy útil en el trabajo de campo del Geólogo ya que permite una primera aproximación al tipo de materiales que se están observando. Generalmente existen dos formas de analizar un mineral o una roca:

- 1) Análisis convencional
 - 1.1.) Métodos macroscópicos
 - 1.2) Métodos microscópicos (óptico)
- 2) Análisis químicos
 - 2.1) Fluorescencia de rayos X
 - 2.2) Difracción de rayos X

El reconocimiento macroscópico es el método más simple y más económico. En un reconocimiento microscópico se utiliza un microscopio especial y una muestra preparada (lámina delgada). Los análisis químicos se realizan en laboratorios especiales. La Figura 15 muestra los métodos de reconocimiento de minerales:

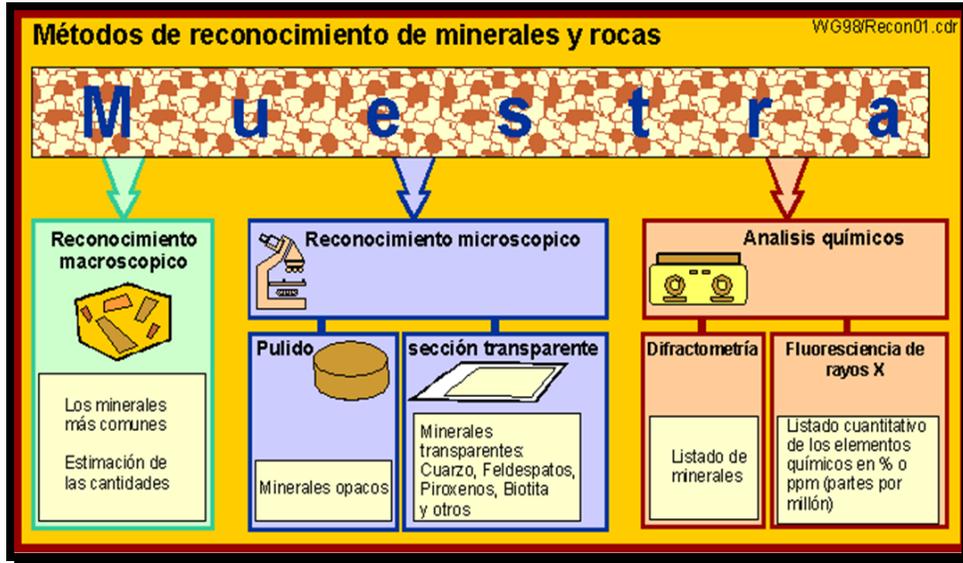


Figura 15. Técnicas para el reconocimiento de minerales y rocas. Tomado de: <http://www.geovirtual2.cl/geologiageneral/ggcap03b.htm>.

La microscopía óptica es el método que sigue después del reconocimiento macroscópico. Principalmente hay que diferenciar entre dos tipos de microscopía:

- a) Secciones transparentes con luz transmitida y
- b) Pulidos con luz reflejada (minerales opacos).

Los estudios petrográficos abordan la descripción física en términos visuales de las rocas, mediante la microscopía de luz polarizada (esencialmente con luz transmitida, aunque también reflejada, y en algunos casos microscopía electrónica). Estos estudios ofrecen una valiosa información relativa a la naturaleza de sus componentes (esencialmente minerales), sus abundancias, formas, tamaños y relaciones espaciales, lo cual permite clasificar la roca y establecer ciertas

condiciones cualitativas o semicuantitativas de formación, así como posibles procesos evolutivos (Méndez-Baamonde, 2006).

Un análisis químico es el conjunto de técnicas y procedimientos empleados en muchos campos de la ciencia para identificar y cuantificar la composición química de una sustancia mediante diferentes métodos. Existen varios tipos de análisis geoquímicos, los más importantes son la fluorescencia de rayos X (FRX) y la Difracción de rayos X (DRX). En ambos casos se usan equipos especiales.

Entre los diversos métodos del análisis instrumental que han sido introducidos durante las últimas décadas, en las investigaciones geológicas y el estudio de materias primas, la DRX juega un papel de particular importancia. Esto se debe a que esta herramienta no solo suministra al geólogo, mineralogista, entre otros; datos de identificación de minerales, sino hoy en día representa una herramienta principal en la petrología y litología, siendo muchas veces el método capaz de entregar datos tanto cualitativos como cuantitativos sobre la composición mineralógica.

Como resultado salen listados de los contenidos en minerales de la muestra. Algunas veces se puede hacer un análisis semi-cuantitativo. Se puede detectar con este método todos los minerales con estructura cristalina y especialmente se aplica la difracción para los minerales arcillosos, esta técnica es explicada con más detalle en la metodología del presente trabajo.

3.2.4 ANÁLISIS DE PROCEDENCIA

Los estudios de análisis de procedencia consisten en tratar de localizar el área fuente de la que derivan determinados sedimentos a partir de su estudio petrográfico. Se puede identificar los tipos de roca de esa área fuente, datos de clima y relieve y, lo más importante, el entorno tectónico en relación con la tectónica de placas.

Es importante porque permite reconstruir la naturaleza geológica y el ambiente tectónico de la región origen de los fragmentos de roca. Además, las características texturales, tales como el tamaño y forma de los granos; la composición mineralógica y química de los sedimentos aportan información sobre el ciclo sedimentario, el

clima, el tipo de ambiente de depósito y las características tectónicas de la cuenca donde ocurre el depósito. Se considera que el análisis de procedencia de sedimentos es un método relativamente nuevo, y que ha demostrado ser muy útil para establecer modelos de evolución tectónica.

Los distintos aspectos que se deben tomar en cuenta a la hora de hacer un análisis de procedencia son (Dickinson & Suczek, 1979), para este estudio es válido pensar, según la propuesta de dichos autores, que la procedencia mineralógica de un área está directamente relacionada con el carácter del ambiente sedimentario, que a su vez se encuentra relacionada con el tipo de transporte que se asocia al área fuente y a la cuenca de depositación. Es por esto que la naturaleza de los procesos sedimentarios dentro de la cuenca está específicamente ligada y controlada por el régimen tectónico que ocasiona la deformación del área (Coello, 2005).

En Dickinson & Suczek (1979) posteriormente ampliado por Dickinson *et al.* (1983) y Dickinson (1985), definen diagramas ternarios de clasificación donde agrupan las variables cuarzo total, feldespatos y fragmentos líticos, en el triángulo Q-F-L, y cuarzo monocristalino, feldespatos y fragmentos líticos en el triángulo Qm-F-Lt (ver Figura 16). En el diagrama “Q-F-L” (ver Figura 17) se involucra toda la población de granos; el vértice Q incluye todos los tipos de cuarzo detrítico (monocristalino Qm y policristalino Qp); el vértice F representa a todos los feldespatos presentes (plagioclasas y feldespatos potásicos) y el vértice L incluye a los granos policristalinos inestables de origen volcánico Lv y de origen sedimentario Ls, así como también las variedades metamórficas. Este diagrama tiene la función de establecer la estabilidad mineralógica de las areniscas así como también el grado de meteorización a la que fue sometida la fuente de sedimentos, el tipo de roca que generó los sedimentos del área fuente y posibles mecanismos de transporte de los granos.

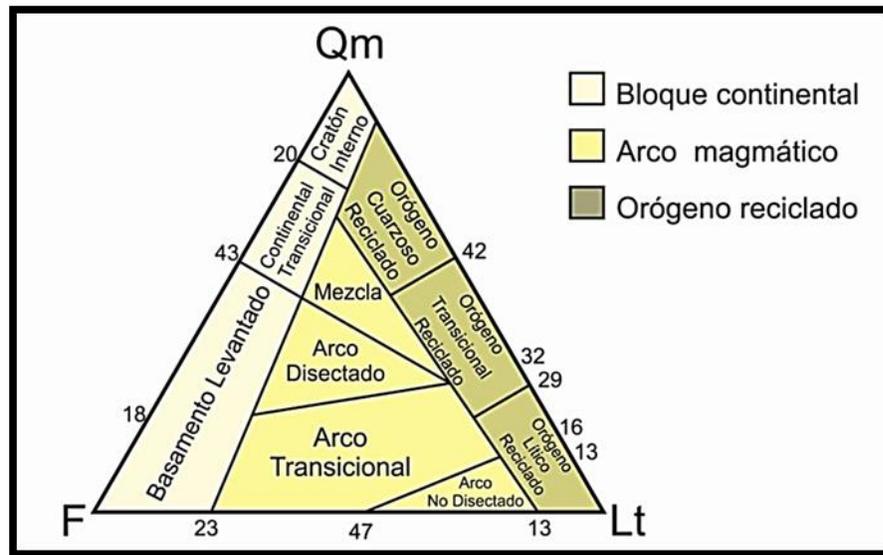


Figura 16. Muestra el diagrama Qm - F - Lt tomando en cuenta solo el cuarzo monocristalino, sin incluir la ftanita, representando areal y porcentualmente los diferentes tipos y subtipos de zonas de procedencias mineralógicas. (Tomado y modificado de Dickinson, 1985).

En el diagrama Qm - F - Lt , donde igualmente se encuentra involucrada toda la población de granos, el vértice Qm representa sólo los cuarzoes monocristalinos; el vértice F involucra a todos los feldespatos (plagioclasas y feldespatos potásicos) y el extremo Lt , además de involucrar a los fragmentos líticos Lv y Ls también toma en cuenta los fragmentos de cuarzo policristalino inestables Qp . Este diagrama trata de indicar el tamaño de grano de la roca fuente, ya que si esta es de grano fino aportará más fragmentos líticos en la fracción arena que una fuente de sedimentos de grano grueso (Dickinson & Suczek, 1979).

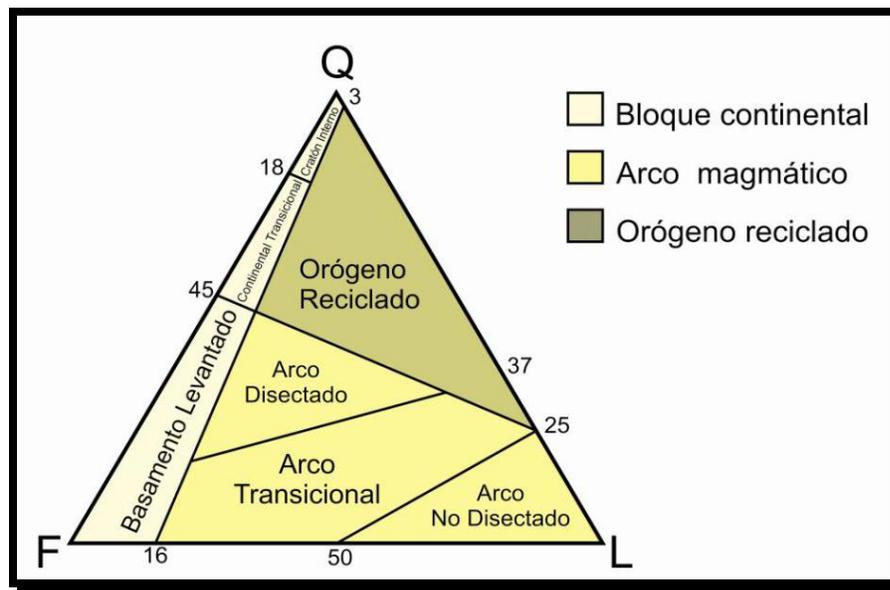


Figura 17 .Muestra el diagrama Q-F-L tomando en cuenta todos los tipos de cuarzo incluyendo fánita, representando areal y porcentualmente los diferentes tipos y subtipos de zonas de procedencias mineralógicas (Tomado y modificado de Dickinson et al., 1983).

Dickinson & Suczek (1979), establecen que el carácter petrológico del área fuente, la naturaleza de los procesos sedimentarios dentro de la cuenca de depositación y la trayectoria que enlaza al área fuente con la cuenca de depositación, son factores que influyen notablemente en la composición de las areniscas; de ahí que la clave que existe entre el área fuente y la cuenca de depositación está gobernada por la deformación tectónica sufrida por los terrenos involucrados en el proceso.

Dickinson & Suczek (1979) y Dickinson *et al.* (1983), proponen varios tipos de área fuente, las cuales son controladas por la tectónica de placas, y son agrupadas en distintos campos definidos en diagramas ternarios. Estos diagramas están caracterizados por el tipo de variables que envuelven (mencionados anteriormente). Consecuentemente, se distinguen tres tipos de procedencia principales, las cuales a su vez se encuentran divididas en subgrupos (ver Figura 18).

- Bloque continental: en este campo se incluyen los sedimentos que provienen de un bloque continental no orogénico que forma areniscas de composición cuarzosa y feldespática, provenientes de un basamento expuesto.
- Arco magmático: este campo incluye varios tipos de sedimentos producto de la erosión del arco orogénico donde las areniscas son ricas en restos líticos y volcanoclastos y además pueden tener alto contenido cuarzo-feldespático si la influencia es plutónica.
- Orógeno reciclado: en este campo se agrupan varios tipos de fuentes de tipo orogénico, como pueden ser areniscas cuarzosas con detritos de origen sedimentario y metasedimentarias.

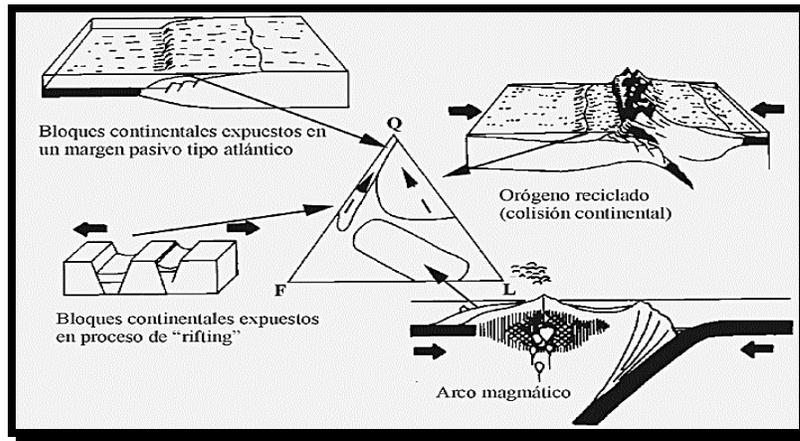


Figura 18 .Distribución tectónica en función de los parámetros de Dickinson & Suczek (1979).

Cada uno de estos tres grupos se subdivide a su vez en varios sectores de procedencia, los cuales son descritos detalladamente en la siguiente tabla:

Tabla 5. Muestra los diferentes ambientes tectónicos de procedencia para la clasificación de (Tomado de Dickinson & Suczek (1979) y Dickison et al. (1983).

Tipo de procedencia	Ambiente tectónico
Bloque Continental	Cratón interior Continental transicional Basamento expuesto
Arco magmático	No disectado Transicional Disectado
Orógeno reciclado	Complejo de subducción Orógeno reciclado Rocas de cuenca antepaís expuestas

3.3 METODOLOGÍA

3.3.1 INTRODUCCION

El presente trabajo siguió una metodología, que está conformada por una serie de etapas que se muestran en el siguiente esquema resumen:



Figura 19. Metodología llevada a cabo en el estudio.

La metodología consta de tres etapas, la primera de recopilación de información bibliográfica, hemerográfica, mapas, diferentes tipos de registros (rayos gamma, sísmico y resistividad) y la selección de las arenas a estudiar, la mayoría de esta información pertenece a la industria petrolera nacional PDVSA, por lo que mucha de la información se encuentra en los Centros de Información Tecnológica (CIT) de la empresa y sus distintas filiales. La segunda etapa consiste en el procesamiento y análisis de las diferentes muestras en el laboratorio de Termocronología de la UCV, para realizar la separación de los minerales pesados deben seguirse diversos procedimientos, el detalle de los mismos puede ser revisado por ejemplo en Figueira & Romero (2014), Flores (2014), entre otros. La tercera y última etapa se llevará a cabo en la oficina (casa u oficina en la UCV) en donde se analizarán los diferentes resultados obtenidos y se redactará el documento final del Trabajo Especial de Grado. A continuación se menciona brevemente los rasgos más importantes de cada una de las distintas etapas mencionadas previamente:

3.3.2 RECOPIACIÓN DE INFORMACIÓN

- **Recopilación bibliográfica, hemerográfica, entre otros**

El comienzo de esta etapa se basó en la recopilación de información previa de la zona de estudio, se inició con la búsqueda de material bibliográfico, artículos, tesis e informes técnicos, de los cuales no se encuentran estudios relacionados del impacto de minerales pesados sobre las anomalías de los registros. Este tipo de irregularidad se ha reportado a nivel mundial Grosz *et al.* (1992). Con toda esta recopilación es importante tener presentes las diversas fuentes de internet que fueron útiles en la tarea de recabar información para la presente investigación.

- **Compilación de información sedimentológica y petrofísica**

Una vez recopilado todos los informes, libros, artículos, etc. Se realizó la compilación de todos los registros petrofísicos (registro Gamma Ray y Resistividad) que fueron proporcionados por la industria petrolera nacional PDVSA, la mayoría de

esta información se encuentra en los Centros de Información Tecnológica (CIT) de la empresa y sus diferentes empresas.

Luego de la compilación de todos los registros necesarios para el desarrollo de la presente investigación, se procedió a la selección de las arenas que comprenden los intervalos mencionados 4.519' a 4.540' las cuales corresponden al Grupo Temblador (Estudio realizado por Laboratorio IGIS de acuerdo con Durán Quintero, 2012). Dicha selección se realizó mediante la interpretación de los registros para su posterior análisis.

3.3.3 ETAPA DE LABORATORIO

- **Procedimientos de separación de minerales pesados**

La separación de minerales se lleva a cabo, aprovechando algunas de sus propiedades físicas como la forma cristalina, densidad y susceptibilidad magnética. Se cuenta con equipos mecánicos que facilitan la separación de los minerales. Así es posible separar los minerales pesados de una muestra que llega al laboratorio. A continuación, se mencionan las técnicas que fueron empleadas en el laboratorio para dicha separación:

3.3.3.1 Tamizado de las muestras

El tamizado de las muestras sirve para establecer el tamaño de las partículas y para separar en diferentes fracciones de granos de tamaño superior a 0.075 (Tamiz 200). Para este paso la selección de las arenas a tamizar fueron proporcionadas por la empresa Weatherford, fueron tres muestras de arenas a tres intervalos de profundidad distintos del pozo en estudio (ver Figura 20), de donde se extrajeron los minerales pesados.



Figura 20. Muestras de arenas a las cuales se les realizaron el proceso de tamizado, pertenecientes al núcleo MFD-023.

Este procedimiento consistió en disponer una serie de mallas o tamices normalizados y numerados en diferentes escalas, específicamente se realizó con los tamices de mallas 60 y 200, debido a que en este rango se encuentran las arenas finas y muy finas, una de las más utilizadas es la ASTM (American Society for Testing and Materials) y cuyos tamaño de tamices se pueden observar en la Figura 21.



Figura 21. Equipo utilizado para realizar el tamizado de las muestras (Tambor Octagon).

Es importante resaltar que la limpieza de las mallas fue un proceso delicado ya que pueden ser fuente de contaminación. El tamizado tiene una duración de 8 minutos en el tambor vibratorio.

Al finalizar el tamizado se almacenan en bolsas plásticas cada fracción retenida en cada tamiz, las cuales deben ser pesadas y enumeradas respectivamente para realizar el análisis granulométrico y así poder realizar la separación de minerales pesados, procedimientos explicados a continuación.

3.3.3.2 Separación magnética manual

Se realizó una primera extracción de minerales haciendo uso de un imán se separan los minerales magnéticos ferromagnéticos del resto de los sedimentos (generalmente es Magnetita y Pirrotita). El proceso consiste en pasar un imán común con un papel parafinado o una bolsa, para evitar que los granos se adhieran directamente al imán y así facilitar la recolección, aplicando el mismo por encima de la muestra esparcida en una hoja de papel, luego de pasar repetidas veces el imán, hasta que no salgan más minerales altamente magnéticos, se repite el proceso hasta que se haya realizado en toda la muestra, la fracción obtenida se colocó aparte en bolsas con su respectiva identificación, para su posterior uso y las muestras no magnéticas se toman para ser procesadas por el Magnet Lift (Viana & Arcia, 2013).

En la Figura 22 se observa cómo se llevó a cabo la separación de los minerales magnéticos aplicando el imán, y se observa el mineral magnético separado después de aplicar el imán, la muestra sin aplicarle el proceso y el imán usado para este trabajo.

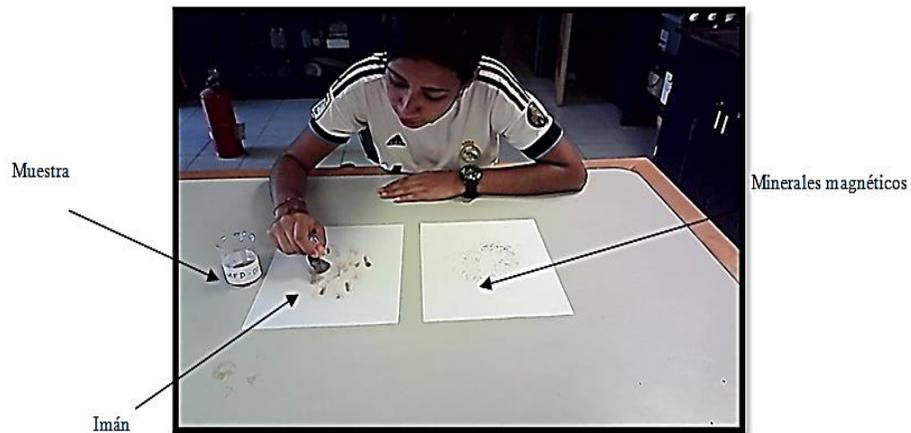


Figura 22. Proceso de separación magnética manual de la muestra.

3.3.3.3 Separación magnética por *Magnet Lift*

La muestra no magnética separada mediante el imán común, es utilizada en la continuación del estudio, los minerales pesados obtenidos con el imán son guardados para estudios posteriores, ya libre de ferromagnéticos (se despoja de la muestra la fracción más magnética debido a que tiende a oscurecer los líquidos pesados, por esta razón, es que se separan esos minerales), la muestra es pasada por el equipo de separación magnética de alta intensidad magnet-lift (Bermúdez & Anaya, 2007).

El Magnet-Lift modelo Carpo MLH (13) 111-5 (ver Figura 23), el cual genera un campo magnético que influye en mayor o menor medida sobre cada partícula de la muestra, sirve para separar los minerales magnéticos que no fueron recolectados con el imán, este procedimiento se realiza a distintos amperajes a 0,2A- 0,4A - 0,6A - 0,8A -1,0A – 1,2A, siendo el producto final de interés la fracción no magnética, la cual será procesada mediante la separación por líquidos densos.

- Procedimiento:

1. Se enciende la máquina (Start) y todas las perillas deben estar en cero (0), el control de velocidad de la rueda se coloca en 30 rpm.
2. El control de vibración se coloca en 20 ó 30.

3. El amperaje o intensidad de corriente a través del imán se coloca en 0,2- 0,4- 0,6- 0,8-1,2A (magnético y no magnético) y en cada paso por el equipo se van separando los magnéticos y se guardan en diferentes bolsas identificadas con el nombre de la muestra y el amperaje utilizado, separando los magnéticos de los no magnéticos.
4. Para apagar se realiza de atrás hacia adelante se lleva a cero (0) con la perilla de amperaje y se apaga (Off).
5. Luego se lleva a cero el control de vibración y se apaga (Off).
6. Después se lleva a cero el control de velocidad de la rueda y se apaga (Off).
7. Finalmente, se apaga todo el equipo (Stop). Luego la muestra de no magnéticos obtenida es usada en la separación por líquidos pesados (Bromoformo).



Figura 23 .Separador magnético de alta intensidad Magnet-lift modelo Carpo MLH (13) III-5. T.

3.3.3.4 Separación de minerales pesados por líquidos densos

El tratamiento de separación de minerales pesados por líquidos pesados se realiza posterior al tratamiento físico, considerando parte de lo propuesto en las técnicas de identificación de Rubio (1952), Feo-Codecido (1960), para la separación de minerales pesados en muestras de areniscas, con el uso del líquido pesado Bromoformo (CHBr_3) (ver Figura 24a).

Esta etapa consistió en pasar las muestras a través del líquido Bromoformo (CHBr_3) de densidad $2,97 \text{ g/cm}^3$, con la finalidad de que los minerales con una densidad mayor o igual a la antes mencionada queden retenidos en el fondo del balón mientras que los minerales livianos ($<2,97 \text{ g/cm}^3$) quedan flotando en el mismo. Después de unos 5 minutos de aplicar el Bromoformo los minerales pesados son retirados abriendo cuidadosamente la llave del embudo de separación, cayendo encima de un filtro sostenido sobre un vaso precipitado, como se muestra en la Figura 24b (Figueira & Romero, 2014).

La metodología de trabajo fue la siguiente:

- En un embudo especial de separación de 60 ml, se vacía el líquido pesado (Bromoformo) hasta la línea blanca (60 ml) (ver Figura 24c). El embudo se coloca en un soporte universal, luego se coloca la muestra y se agita con un agitador de vidrio, se espera unos minutos la muestra dentro del embudo hasta que comience su separación, los minerales más pesados (densidad $> 2,9 \text{ g/cm}^3$) descienden dejando una separación marcada con los minerales $\leq 2,9 \text{ g/cm}^3$ de densidad.
- Debajo se coloca otro embudo sencillo de vidrio con un papel filtro de pase rápido y porosidad gruesa, y un vaso precipitado de 100 ml. Después que se separan los pesados de los livianos, se abre la llave del embudo especial, se dejan pasar los minerales pesados al papel filtro y se recuperan en ese momento. Posteriormente, se cierra nuevamente la llave una vez que no hay

pesados y se deja escurrir hasta poder recuperar el Bromoformo concentrado. Luego en otro vaso de precipitado con otro embudo sencillo de vidrio y otro filtro se deja salir los minerales livianos (ver Figura 24d, e).

- Una vez terminado este proceso, se deja escurrir un poco y se devuelve el Bromoformo a otro embudo de separación para seguir trabajando con otras muestras, sino se regresa a su botella original. (El bromoformo no debe sacarse de la campana, de hacerlo se debe sacar tapado).
- Luego bajo la campana se coloca etanol para lavar la muestra en el embudo, se deja escurrir y se dejan en la campana secándose (ver Figura 24f, g).
- Se saca tapado de la campana el bromoformo que se destiló con el etanol al lavar las muestras para otra campana, donde se recuperará el bromoformo.
- Se coloca etanol en unas pipetas para lavar todo lo que haya tocado el bromoformo (embudo de separación, embudos sencillos, agitadores, vasos de precipitado, etc.) y se deja todo dentro de la campana hasta el día siguiente.



Figura 24. *a) Líquido Pesado Bromoformo densidad $2,96 \text{ g/cm}^3$. (b) Se agrega el Bromoformo al embudo separador. (c) Separación de los minerales pesados (se depositan en el fondo del embudo) y los livianos (quedan flotando). (d, e) Proceso de extracción de los minerales pesados y materiales usados durante el proceso. (f, g) Lavado y secado del mineral (vasos de precipitado con Bromoformo y su respectivo filtro) y campana extractora. (h) Equipos de seguridad que se usa para el proceso de separación con el bromoformo.*

- Equipo que se usó como medida de seguridad (ver Figura 24h):
 - Protección respiratoria: Se utiliza máscara o mascarilla.
 - Protección de manos: Se utilizan guantes protectores.
 - Cubrimiento del cuerpo: Se utiliza bata de laboratorio.
 - Instalaciones de seguridad: Campana con extractor de gases tóxicos.

- Todo el bromoformo lavado con alcohol se lleva a otra campana en otro embudo de separación de 1 litro, lleno agua destilada y se le agrega el bromoformo con el alcohol. Estos reaccionan y la mezcla se torna blanca, luego que el agua y el alcohol se pongan transparentes y el bromoformo se deposita en el fondo del embudo, posteriormente se recupera el bromoformo dejándolo salir en un beakers y se regresa tapado a la campana donde está su envase para volver a utilizarlo, esto se hace con cada muestra (ver Figura 25).

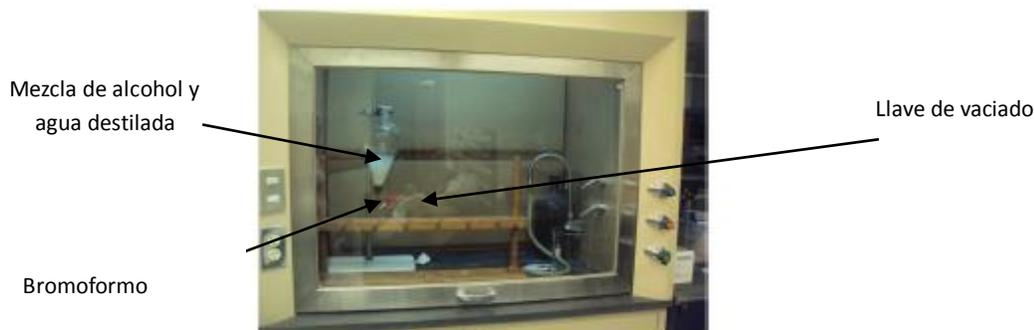


Figura 25. Recuperación de Bromoformo con agua destilada.

3.3.3.5 Separador magnético isodinámico (tipo Frantz)

Una vez terminada la separación de líquidos densos de la cual se obtuvieron los minerales pesados y livianos, dichas muestras se secaron y se almacenaron en unos recipientes especiales. Los minerales livianos se guardan y se utilizan los pesados, estos son los que se llevaron al separador magnético Frantz (ver Figura 26).

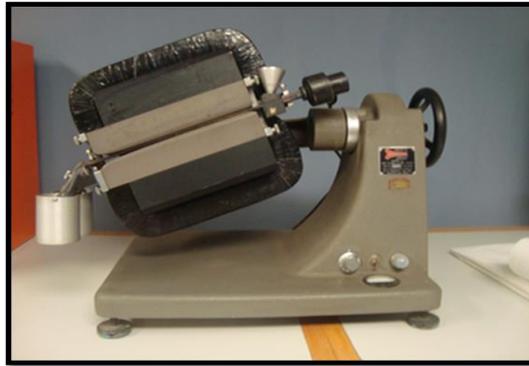


Figura 26. *Separador Magnético Isodinámico Frantz, existente en el Laboratorio de Termocronología de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica, U.C.V.*

El separador está compuesto por un riel con dos canales, en uno de ellos, estarán los minerales no magnéticos o de menor susceptibilidad magnética, y en el otro, los minerales magnéticos o con mayor susceptibilidad magnética. Este riel se encuentra entre dos bobinas que generan un campo magnético variable controlado por un amperímetro el cual se ajustó a 0,2 A, 0,4 A, 0,6 A, 0,8 A y 1,2 A respectivamente. (Uzcátegui & López, 2014). La muestra se introdujo en pequeñas cantidades por la parte superior del equipo, los granos son interceptados por un borde que divide y dirige las dos fracciones en recipientes separados (magnéticos y no magnéticos). Este proceso se repitió varias veces cambiando el amperaje para cada fracción, con la finalidad de separar los minerales de acuerdo a susceptibilidad magnética (ver Figura 27).

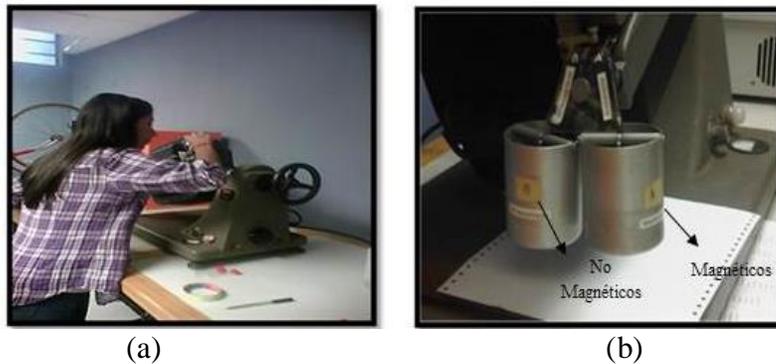


Figura 27. *a) Colocando la muestra en el Separador Magnético Frantz. (b) Contenedores de fracción magnética y no magnética.*

Procedimiento para usar el Separador Isodinámico Frantz:

- Antes de encender el equipo se realiza la limpieza de todo el sistema con un cepillo y alcohol, se lleva el inclinómetro del equipo a 5° de pendiente.
- Se enciende la vibración y los interruptores de la corriente.
- Luego se va agregando la muestra de pesados, después de la separación con el líquido pesado Bromoformo, en una gama de corriente desde 0,2 amperios hasta llegar a 1,2 amperios.
- Se almacenan en pequeños tubos de ensayos separadas e identificadas con el respectivo amperaje utilizado desde magnéticos de 0,2-0,4-0,6-0,8-1,0-1,2 y de último también se almacenan los no magnéticos de 1,2 de cada intervalo de profundidad del pozo en estudio. Los minerales no magnéticos caen en el recipiente derecho y los magnéticos en el izquierdo.

El principio del equipo es el crear un campo magnético variable el cual se puede adaptar al 95 % de las susceptibilidades magnéticas de los distintos minerales. Existen diferentes formas de utilizar el separador magnético Frantz, ya que se puede variar su inclinación de funcionamiento de 20°– 5° y así aprovechar tanto el campo magnético del equipo como la fuerza de atracción de la tierra (Figueira y Romero, 2014).

En la tabla 6 se muestran los diferentes minerales pesados, separados conforme al Amperaje utilizado en el equipo de Separador Isodinámico Frantz.

Tabla 6. *Minerales pesados agrupados en cuanto a su susceptibilidad magnética afín y la relación del ángulo de inclinación del equipo Frantz (Tomado y modificado de HESS, 1959).*

Ángulo de Inclinación 20°				Ángulo de Inclinación 5°	
A	B	C	D	E	F
Imán de mano	Magnéticos a 0,4 A	Magnéticos a 0,8 A	Magnéticos a 1,2 A	Magnéticos a 1,2 A	No Magnéticos a 1,2 A

Magnetita Pirrotita	Ilmenita Granate Olivino Cromita Cloritoides	Hornblenda Hipersteno Augita Actinolita Estaurolita Epídoto Biotita Clorita Turmalina	Diópsido Tremolita Estantita Espinela Estaurolita Moscovita Zeosita Clinzoecita Turmalina	Esfena Leucoxeno Apatito Andalucita Monacita Xenocita	Circón Rutilo Anatasa Pirita Corindón Topacio Fluorita Kyanita Silimanita Anidrita Berilo
------------------------	--	---	---	--	---

3.3.3.6 Elaboración de secciones montadas de minerales pesados

Consistió en esparcir de manera uniforme y sutil los minerales pesados magnéticos y no magnéticos obtenidos a través del separador Frantz a 1,2 amperios, en un área de aproximadamente 1 cm² sobre un porta muestra, aplicando previamente Bálsamo de Canadá, barniz o cualquier otra resina sobre el portaobjeto para adherir los minerales a este y poder estudiarlos mediante un microscopio petrográfico (ver Figura 28 y 29).

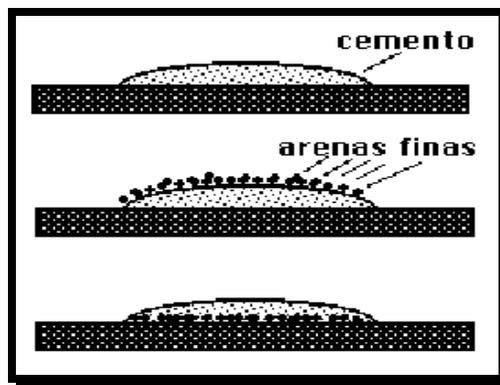


Figura 28 .Explicación para la preparación de una sección montada (Tomado de: <http://edafologia.ugr.es>).



Figura 29 .Secciones montadas para las fracciones magnéticas 0,4A-0,8A y 1,2A de los 3 intervalos de profundidad del pozo MFD-023.

3.3.3.7 Difracción de Rayos X

La difracción de rayos X es una poderosa herramienta que se aplica principalmente a la identificación de sustancias cristalinas o semicristalinas capaces de producir difracción, al estudio de su grado de cristalinidad y la realización de una semicuantificación de las mismas.

Los rayos X son una radiación electromagnética obtenida mediante el bombardeo con electrones a un cátodo de cobre, produciéndose $K\alpha$ del Cu, que puede tener una longitud de onda comparable a los espaciados de las sustancias cristalinas, y en consecuencia, un cristal puede actuar como una red de difracción. Los rayos X después de filtrarse se hacen incidir con una muestra de tamaño de partícula inferior a 50 micras que esta desorientada (método de polvo). Un sensor detecta los rayos X reflejados, generando un diagrama donde se encuentran estas reflexiones producidas por los minerales presentes en las muestras de los distintos a los distintos 2θ de barrido. Para su análisis cualitativo, se comparan con ficheros de datos de difracción para sustancias puras, y para el análisis semicuantitativo se estudian las áreas de los picos de intensidad.

Los rayos X se descubrieron en 1895 por el físico alemán Röntgen y recibieron ese nombre porque se desconocía su naturaleza en ese momento, no fue sino hasta 1912 donde un grupo de físicos, los alemanes Laue, Knipping y Friedrich y el inglés W. L. Bragg, aclararon la naturaleza de los rayos X, y los fenómenos que se producen cuando estos inciden sobre un cristal (Klein y Hurlbut, 2011).

En 1912 se estableció de manera precisa la naturaleza de los rayos X. En ese año se descubrió la difracción de rayos x en cristales y este descubrimiento probó la naturaleza de los rayos X y proporcionó un nuevo método para investigar la estructura de la materia de manera simultánea. La aplicación de los rayos X al estudio de los cristales constituyó el mayor impulso dado jamás a la cristalografía. Gracias al empleo de los rayos X, ha sido posible no solo medir la distancia entre planos sucesivos de un cristal, sino determinar la posición de los átomos o iones del mismo, permitiendo ello determinar estructuras cristalinas.

Los rayos X se producen cuando una partícula cargada eléctricamente con suficiente energía cinética es frenada rápidamente. Los electrones son las partículas utilizadas habitualmente y la radiación se obtiene en un dispositivo conocido como tubo de rayos X (ver Figura 30).

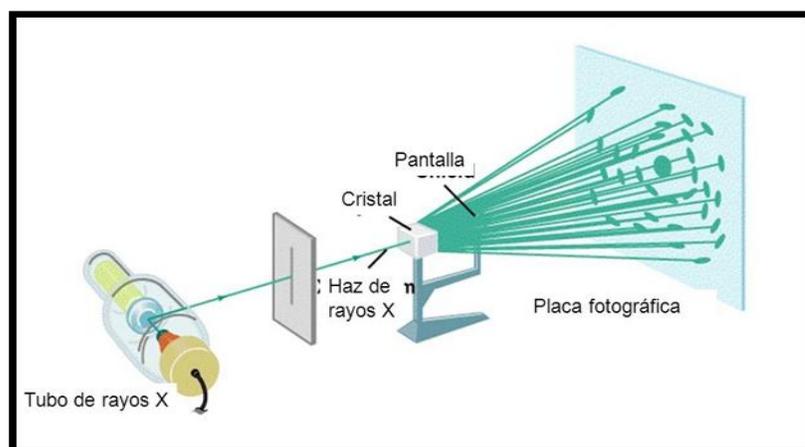


Figura 30. Diagrama para obtener un patrón de DRX de un cristal. (Tomado de: <http://slideplayer.es/slide/159340/>).

El descubrimiento de que los cristales actúan como una red difractante tridimensional frente a la radiación electromagnética de los rayos X, con longitudes de onda parecidas a las distancias interplanares de los cristales, no solo sirvió para comprobar el carácter ondulatorio de los rayos X, sino que creó, con los métodos de difracción de rayos X, una herramienta que revolucionó la investigación de la estructura fina de la materia.

La difracción de rayos en muestra policristalina (el ejemplo más claro de una sustancia policristalina es el polvo) permite abordar la identificación de fases cristalinas (puesto que todos los sólidos cristalinos poseen su difractograma característico) tanto en su aspecto cualitativo como cuantitativo. Los estudios de polimorfismo, transiciones de fase, y soluciones sólidas, medida del tamaño de partícula, determinación de diagramas de fase, etc., se realizan habitualmente por difracción de rayos X.

Tabla 7. Características más importantes de DRX.

DIFRACCIÓN DE RAYOS X	
Aplicaciones principales	Identificación de compuestos sólidos, tamaño de cristales, cambios de fase, cristalinidad.
Fenómeno molecular	Difracción de rayos X por los planos de cristal
Ventajas en el análisis cualitativo	Alta especificidad para sólidos cristalinos; puede distinguir isómeras y diferentes estructuras hidratadas; específicas por compuesto.
Ventajas en el análisis cuantitativo	Útil para cuantificar mezclas
Muestra promedio deseable	0.1 mg
Limitaciones del método	La detección y la sensibilidad son dependientes de la cristalinidad y del tamaño de los cristales
Limitaciones para la muestra	Aplicable a sólidos y polímeros cristalinos.

Prácticamente, todos los métodos y procedimientos que se basan en los fenómenos de la difracción de rayos X, tienen como objeto determinar estas dos características de una sustancia cristalina dada, para llegar a través de estos datos a la información correspondiente sobre el material en estudio. Para la difracción de rayos X se mandaron un total de seis muestras a los laboratorios de PDVSA-INTEVEP (ver Figura 31) donde fueron procesadas y analizadas, para cada intervalo del pozo en estudio fueron las siguientes: tres muestras de la fracción magnética 0,4A-0,8A y tres muestras de lo obtenido en la Malla 200. Es importante destacar que para el ensayo realizado a las muestras de las fracciones magnéticas, se les aplicó el Método del Polvo.



Figura 31 .Difractómetro de rayos X, ubicado en las instalaciones de PDVSA- INTEVEP

- **Método del polvo**

El método del polvo cristalino presenta características muy interesantes para su utilización; es el único procedimiento de DRX que permite abordar el estudio cristalográfico de las especies que no se presentan, o no es posible obtener, en forma de monocristales. La desorientación relativa existente entre los numerosos cristalitas que componen la muestra hace que en los diagramas de difracción quede reflejada, tanto cualitativa como cuantitativamente, la identificación de las fases cristalinas de la muestra.

En este método la muestra se pulveriza lo más finamente posible y se asocia con un material amorfo, tal como el colodión flexible, que tiene forma de eje acicular de 0,2 a 0,3 mm de diámetro. Esta aguja o muestra de polvo (ver Figura 32) está formada idealmente por partículas cristalinas en cualquier orientación. Para asegurar la orientación totalmente al azar de estas pequeñas partículas con respecto al haz incidente, la muestra generalmente se hace girar en el haz de rayos X durante la exposición.

Cuando el haz monocromático de rayos X incide en la muestra, se producen simultáneamente todas las difracciones posibles. Si la orientación de las partículas cristalinas en la muestra es realmente al azar, para cada familia de planos atómicos con su característico espaciado (d), existen muchas partículas cuya orientación es tal que forman el ángulo apropiado Θ con el rayo incidente, de tal manera que se satisface la *Ley de Bragg*, $n\lambda = 2d \sin \Theta$ (Klein y Hurlbut, 2011).

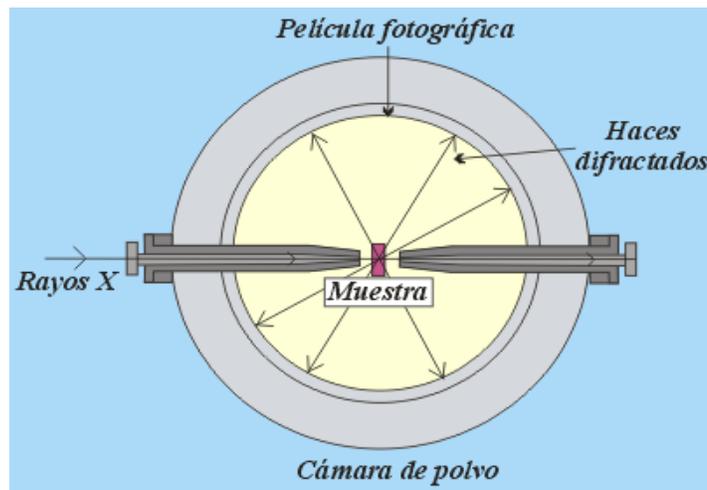


Figura 32. Cámara de Polvo. (Tomado de http://www2.uned.es/cristamine/cristal/drx_met.htm).

3.3.3.8 Microscopía electrónica de barrido (MEB)

El microscopio electrónico de barrido es otra técnica de análisis instrumental de gran utilidad cuando se requiere de revisar superficies a alto aumento. Brinda la posibilidad de tener una resolución excelente a grandes aumentos sin destruir la muestra; como es el caso de las preparaciones para estudios petrográficos, donde al desbastar la superficie de la muestra se pierden rasgos importantes de la misma. Actualmente, el MEB es reconocido como un instrumento importante en estudios sedimentológicos, ya que proporciona información e ilustración de superficies en tercera dimensión y a una escala del orden de unas cuantas micras.

El MEB es un instrumento capaz de ofrecer un variado rango de informaciones procedentes de la superficie de la muestra. Su funcionamiento se basa en barrer un haz de electrones sobre un área del tamaño que deseemos (aumentos) mientras en un monitor se visualiza la información que hayamos seleccionado en función de los detectores que hayan disponibles.

Permite conocer la morfología superficial y obtener una imagen tridimensional, por el examen de la superficie de las estructuras, permitiendo la observación y la caracterización de materiales orgánicos e inorgánicos. En MEB, el haz electrónico, atraviesa la columna y llega a la muestra. Un generador de barrido es el responsable de producir el movimiento del haz, de manera que barra la muestra punto a punto. De la interacción entre los electrones incidentes con los átomos que componen la muestra se generan señales, las cuales pueden ser captadas con detectores específicos para cada una de ellas. El detector capta una señal y las convierte en una señal electrónica que es proyectada en una pantalla (CRT).

El microscopio electrónico de barrido está equipado con diversos detectores (ver Figura 33), entre los que se pueden mencionar: el detector de electrones secundarios para obtener imágenes de alta resolución y ver la topografía de la superficie SEI (Secondary Electron Image), un detector de electrones retrodispersados que permite la obtención de imágenes de composición de elementos presentes en la superficie BEI (Backscattered Electron Image), y un detector de energía dispersiva EDS (Energy Dispersive Spectrometer) permite coleccionar los Rayos X generados por la muestra y realizar diversos análisis semicuantitativo y de distribución de elementos en superficies.

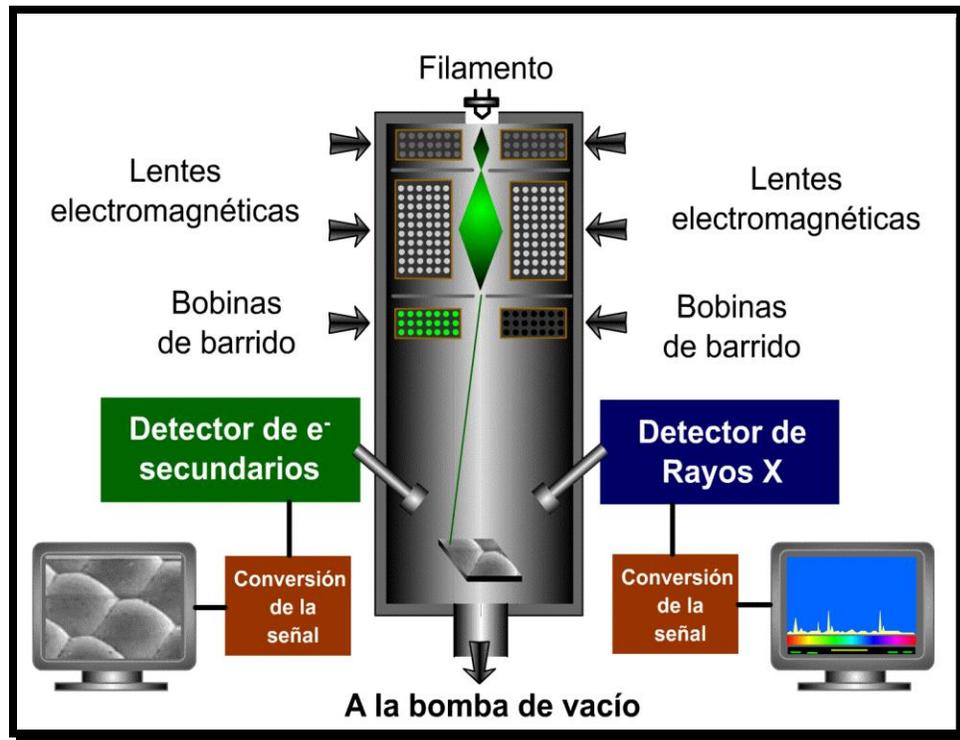


Figura 33. Esquema de microscopio electrónico de barrido donde se muestran los componentes principales (Tomado y modificado de principios y práctica de la Microscopía electrónica, 2014) Disponible en <http://www.bahiablanca-conicet.gov.ar/biblioteca/principios-practica-microscopia-electronica.pdf>.

La preparación de las muestras es relativamente sencilla las principales características son:

- Muestra sólida, conductora. Caso contrario, para las tres muestras pertenecientes a los intervalos del pozo MFD-023 (secciones montadas explicadas en la etapa anterior) estas fueron recubiertas con una capa delgada de un metal como el oro para darle propiedades conductoras a la muestra, para este proceso se usó del metalizador
- Se coloca la muestra sobre un portaobjeto de aluminio y en los bordes de la lámina una pega de plata.
- Luego la muestra es colocada en el MEB marca JEOL modelo JSM-6390 (Scanning Electron Microscope), donde la muestra es barrida por

electrones acelerados que viajan a través del cañón durante 200 segundos como mínimo, y posteriormente se reflejan una serie de figuras en tres dimensiones mediante imagen digital.

Una vez obtenidas las imágenes generales de las regiones de interés posteriormente se procede a los análisis de composición elemental. Hay que tener en cuenta que toda la preparación de las muestras y la operación del equipo (MEB) la realiza un técnico de la USB (Universidad Simón Bolívar) ubicado en la Unidad de Laboratorios de la presente (ver Figura 34).



Figura 34. *Microscopio Electrónico de Barrido (MEB), marca JEOL, modelo JSM-3690. Ubicado en la Unidad de Laboratorios (U.S.B).*

La principal contribución del MEB son: la identificación de minerales por su morfología, diferenciación entre una matriz y un cemento, recubrimiento de granos etc. Además ofrece una gran ventaja, su acoplamiento a un sistema que permite llevar a cabo in situ el análisis químico elemental de una superficie específica, estudios geométricos y morfológicos relacionados con la mineralogía y metalurgia.

3.3.4 ETAPA DE OFICINA

3.3.4.1 Análisis granulométrico entre las fracciones 60 y 200

El ensayo de granulometría que tuvo por finalidad determinar mediante el análisis de tamizado la gradación, tamaño (clasificación) y distribución que existe en las muestras de sedimentos estudiadas en laboratorio.

Este análisis que se realizó utilizando el tambor vibratorio mostrado en la Figura 20, para cada una de las 3 muestras utilizando la serie de tamices para poder separar los diferentes tamaños de granos que correspondieron a las arenas finas a muy finas. La Figura 35 muestra relación entre el número de tamices que se utilizar.

	U.S. Standard Malla del Tamiz	Milímetros	Phi (φ) Unidades	Escala de Wentworth		
GRAVA	4096	4	-12	Bloques (Cantos)	Granos Conglomerados	
	1024	16	-10			
	256	4	-8			
	64	4	-6	Cantos (Gujarros)		
				Gujarros		
	5	3.36	-4	Gránulos		
	6	2.83	-1.75			
	7	2.38	-1.5			
	10	2.00	2	-1.0		Arena muy gruesa
	12	1.68	-0.75			
14	1.41	-0.5				
16	1.18	-0.25				
18	1.00	0				
20	0.84	1	0.25			
25	0.71	0.5				
30	0.59	0.75				
35	0.50	1.0				
40	0.42	1.25				
ARECIA	45	0.38	1.5	Arena gruesa	Arenas	
	50	0.30	1.75			
	60	0.25	2.0	Arena Media		
	70	0.210	2.25			
	80	0.177	2.5	Arena fina		
	100	0.149	3.0			
	120	0.125	3.5	Arena muy fina		
	140	0.105	4.0			
	170	0.088	4.25	Limo Grueso		
	200	0.074	4.5			
230	0.0625	4.75	Limo medio			
270	0.053	5.0				
325	0.044	5.5	Limo fino			
	0.037	6.0				
LODO		0.031	6.5	Limo muy fino	Lútilos	
		0.0156	7.0			
		0.0078	7.5	Arcilla		
		0.0039	8.0			
		0.0020	9.0			
		0.00098	10.0			
	0.00049	11.0				
	0.00024	12.0				
	0.00012	13.0				
	0.00006	14.0				

Figura 35. Escala granulométrica Udden- Wentworth (1922).

Una vez pasadas las muestras por todos los tamices se procedió al pesaje del retenido 60, retenido en la malla n° 200 o pasante 60 el cual se utilizó para la concentración de minerales pesados mencionados previamente, ya que en este intervalo los minerales pesados son difíciles de disolver y se concentran en gran cantidad, y lo que queda al final del tamizado en la malla n° 200.

En la tabla 8 se presentan los resultados del análisis granulométrico de las muestras en estudio:

Tabla 8. *Peso total de la muestra y del retenido 60,200 y pasante 200.*

POZO	Prof. (pies)	Peso (gr)	Peso (%)	Retenido 60 (gr)	Pasante 60 o Retenido 200 (gr)	Pasante 200 (gr)
MFD-023	4.519'	70,1	34,29	46,3	20,89	2,96
	4.522'	65,2	31,89	42,9	18,76	4,18
	4.540'	68,96	33,73	59	6,75	3,19
	Total	204,4	100	148,2	46,4	10,33

Como se puede observar en la tabla 8 el análisis granulométrico muestra el total en gramos de cada muestra, teniendo una suma total de 204,4 gramos del proceso de tamizado dejando un total de 148,2 gramos en el retenido 60 que fueron guardados en sus bolsas, en el pasante 60 se obtuvo un total de 46,4 gramos (a esta cantidad se le realizó la concentración de minerales pesados) y a la pasante 200 que dio un total de 10,33 gramos se le mando hacer un análisis de Difracción de rayos X.

En la tabla 9 se muestra el porcentaje que abarca la cantidad de sedimento acumulado para cada intervalo de profundidad.

Tabla 9. *Porcentaje total de la muestra para cada tamiz indicado*

Muestras	Retenido 60 (%)	Pasa 60(%)	Pasa 200(%)
4519'	22,65	10,22	1,45
4522'	20,69	9,17	2,04
4540'	28,87	3,30	1,56
Total	72	23	5

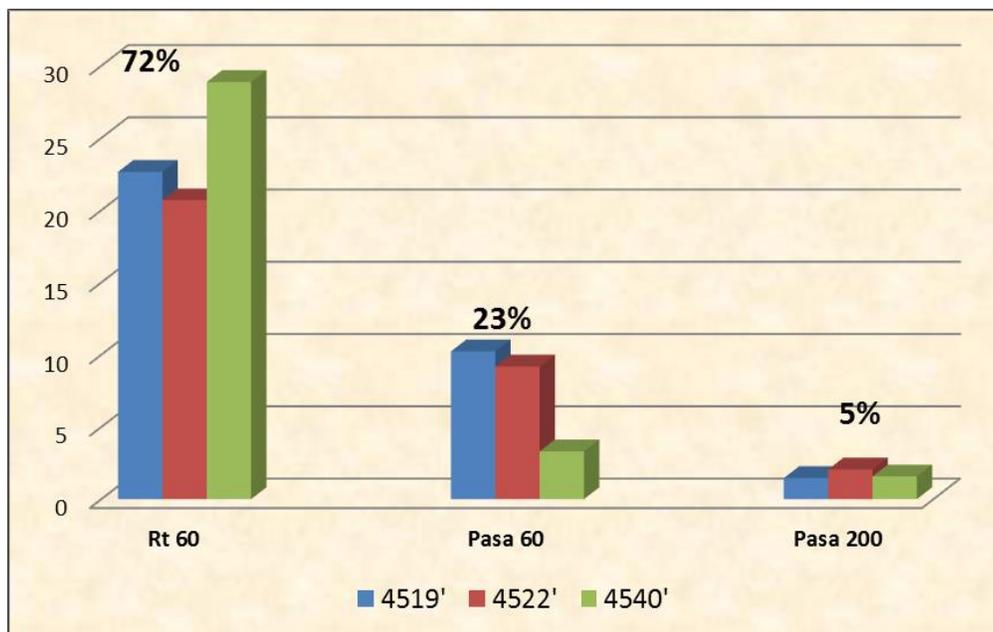


Figura 36. Comparación del porcentaje para la cantidad de sedimento acumulado entre los tamices 60 y 200.

Tal como se aprecia en la Figura 36 el análisis granulométrico del material de tamaño comprendido entre 0,210 mm y 0,074 mm indica que el 23% de muestra se encuentra bajo la malla 60 (0,25 mm), de manera tal que solo este porcentaje fue procesado por todas las técnicas del laboratorio para obtener finalmente después de la separación de líquidos densos el peso total de minerales pesados de 2,8 gramos y un peso de 40,609 gramos de minerales livianos los cuales fueron guardados. Se generó un esquema del porcentaje total de minerales pesados y livianos (ver Figura 37)

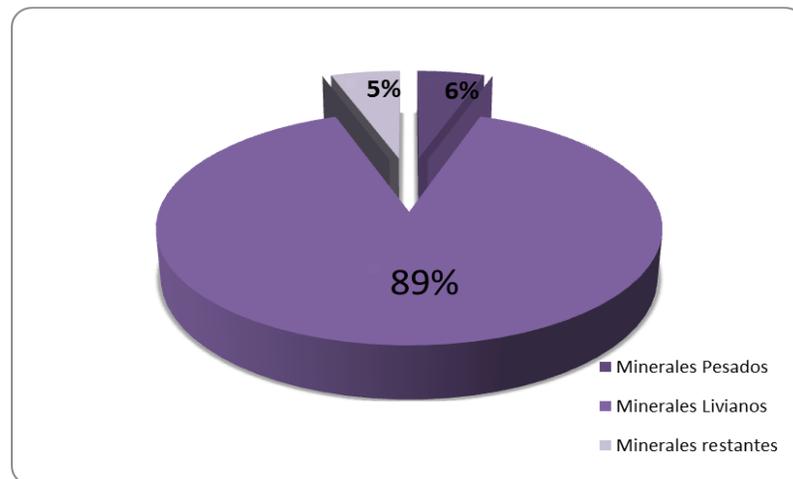


Figura 37. Porcentaje total de minerales pesados y livianos para las tres muestras.

Esto implica que solo el 6% es donde se encuentran los minerales pesados y el otro estos minerales se presentan comúnmente diseminados en un sedimento en cantidades muy pequeñas, el 5% restante es debido a su separación y concentración de los mismos. Una vez obtenido los minerales se procedió a los diferentes análisis y a la preparación de las secciones montadas explicadas en la etapa de laboratorio.

3.3.4.2 Análisis petrográfico

En esta etapa del trabajo se realizaron los dos análisis petrográficos tanto para las secciones finas y secciones montadas. En donde el primer análisis se basó en el estudio de procedencia de los sedimentos siliciclásticos y el segundo en la identificación, descripción de los minerales pesados según sus propiedades ópticas.

3.3.4.2.1 Análisis de procedencia

Los análisis de procedencia tienen un alto grado de error, si las muestras pudieran fecharse por algún método de datación radiométrica ese error disminuye. Una aplicación de tales estudios de procedencia amarrados con datación termocronológica fue realizado por Bermúdez *et al.* (2015) para las formaciones Betijoque, Parángula, río Yuca, y Pagüey a lo largo de los Andes Venezolanos. La utilidad de estos análisis

fundamentalmente es la de poder conocer las áreas de procedencia de determinadas rocas sedimentarias de una edad determinada y así poder establecer reconstrucciones paleogeográficas para conocer si en determinado momento existía en una zona determinada un arco volcánico, del que no existen evidencias, o se trataba de un margen pasivo etc.

Para el primer análisis petrográfico se le realizó a los tacos de las muestras de arenas comprimidas (ver Figura 38) pertenecientes a los intervalos (4519'- 4520'- 4522'-4540') del núcleo MFD- 023, de los cuales se obtuvieron las secciones delgadas que fueron procesadas en PDVSA-INTEVEP.

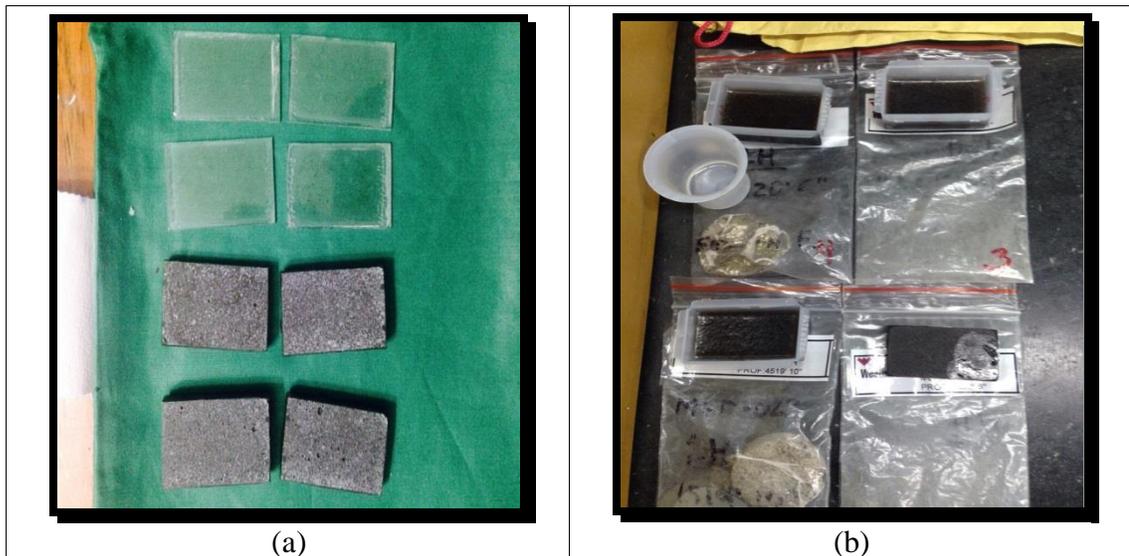


Figura 38. (a) Tacos y (b) secciones finas de las muestras del Núcleo MFD-023.

Los análisis petrográficos cualitativos y cuantitativos son fundamentales para el estudio de procedencia, el análisis cualitativo consiste en una observación cuidadosa y detallada de la textura y de la determinación de la composición de sus fragmentos tanto monominerales como poliminerales y características texturales como la descripción de componentes principales: granos, matriz, cemento y porosidad.

Finalmente las características cuantitativas, el método petrográfico más utilizado para determinar cuantitativamente la composición de los granos de arenas, es el conteo de estos bajo el microscopio petrográfico, utilizando una la platina graduada que permite el movimiento de la lámina delgada 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 del grano localizado en el centro de la retícula. Dependiendo de los objetivos del conteo de partículas es la metodología empleada y sus restricciones, por ejemplo se puede considerar solo un tamaño de grano, solo contar las partículas o también la matriz y cementante, o bien granos de una sola composición. El análisis cuantitativo incluye el cálculo estadístico del número de granos de una cierta composición, o bien del porcentaje de área que estos ocupan en comparación con el área total de la lámina delgada, con el fin de obtener mayor información sobre la composición y origen de los fragmentos de roca y minerales que se analizan.

En esta etapa de la metodología que consistió en averiguar la procedencia de las arenas comprimidas pertenecientes a los intervalos mencionados, en donde se identificaron los componentes principales: granos (cuarzo, feldespatos, fragmentos de rocas), matriz, etc. Para luego realizar el estudio por comparación con los triángulos de Dickinson & Suczek (1985), tras establecer un conteo modal de las láminas delgadas, a partir del estudio petrográfico.

A estas muestras se les realizó un conteo sistemático en un número no menos de 300 puntos; y se codifica la información según Yoris (1989). Fue realizado con el microscopio LEICA y una platina con vernier que permite un barrido controlado de la sección fina y una mayor fiabilidad ya que a veces es difícil saber si un grano es un feldespato o un FR (fragmento de roca), por ejemplo, debido a procesos de alteración o diagénesis intensa.

Después todos los datos del conteo modal en donde son registrados en forma de tablas Excel para cada muestra determinando los siguientes parámetros identificados para cada punto: variable (cuarzo, feldespato, fragmento de roca, matriz), diámetro mayor y menor de la partícula, el objetivo del microscopio petrográfico.

Los resultados son cargados en la hoja “Datos” del programa “Análisis Modal”, respecto al desarrollado por Yoris (1989, 1992). Finalmente el programa calcula por los porcentajes mineralógicos, la ubicación en los triángulos de procedencia tectónica del sedimento publicados por Dickinson & Suczek (1979), Dickinson *et al.* (1983) y Dickinson (1985), que clasifican a las rocas según la cantidad de cuarzo (Q), feldespatos (F), fragmentos líticos inestables (L), fragmentos líticos estables, para determinar el ambiente tectónico de sedimentación.

El análisis de las características composicionales de las rocas siliciclásticas (análisis de procedencia) provee información fundamental que contribuye a la comprensión de la historia tectónica y climática de las áreas fuentes y las cuencas sedimentarias. La aplicación integrada de múltiples técnicas, que incluyen análisis clásicos de identificación de clastos, petrografía y análisis de minerales densos con otras técnicas analíticas relativamente más avanzadas que permiten la caracterización individual de los detritos individuales, constituye la base para la reconstrucción de la evolución geológica de una región, incluyendo la posibilidad de establecer máximos depositacionales en las secuencias sedimentarias, reconocer periodos de estructuración en el área fuente y facilitar las correlaciones estratigráficas en secuencias sedimentarias que carecen de marcadores paleontológicos.

3.3.4.2.2 Análisis visual y reconocimiento de minerales pesados

El reconocimiento de los minerales pesados presentes en las muestras analizadas en este trabajo consistió en la agrupación de minerales por medio de la visualización del microscopio petrográfico de luz polarizada ubicado en el laboratorio de Mineralogía Óptica de la UCV en la escuela de Geología, Minas y Geofísica (ver Figura 39), este análisis se realizó observando las características ópticas más significativas de cada grano como el hábito, brillo, color, si es translucido u opaco, lo que permitió establecer grupos que servirían para escoger los más representativos de cada muestra.



Figura 39. *Microscopio de luz polarizada usado en el reconocimiento de minerales pesados.*

Para este estudio petrográfico se seleccionaron entre 30 y 50 granos por las 3 muestras (4.519', 4.522', 4.540'), teniendo un total de casi 600 granos identificados, en donde se determinaron algunas propiedades ópticas, así como también sus parámetros morfológicos como esfericidad, redondez, tamaño de partícula.

A pesar que este tipo de secciones se diferencian notablemente de las secciones finas, en las cuales se hace un desgaste del material hasta un espesor determinado; las secciones montadas también pueden ser analizadas con ayuda del microscopio petrográfico, siempre y cuando el material sea de tamaño arena fina ($<200\mu\text{m}$), ya que la propiedad óptica de los minerales pesados visualizados por el microscopio, es que se ven todos opacos (aquellos que no permiten pasar luz), por lo se necesitó el

uso de una lámpara para así poder distinguir los opacos de los minerales translucidos, ya que las propiedades ópticas de la ley de Snell no se ven afectadas. Se utilizó un atlas de minerales pesados (Mange & Maurer, 1992), para comparar las propiedades observadas y así poder obtener un resultado.

Para la descripción específica de sedimentos mediante el microscopio de luz polarizada se realizó una planilla elaborada (ver Anexo II), que cuenta con cada una de las parámetros mencionados, y así como también el tamaño de grano, utilizando el micrómetro del objetivo 10X del microscopio, con un radio de 0,8 mm; se midieron los tamaños aproximados de los granos y se ubicaron desde tamaño arena media 0,63 mm hasta arena muy fina 0,063mm.

Luego fueron comparadas grano a grano con la carta de índice de esfericidad y redondez (Krumbein & Sloss, 1963), donde se obtuvieron dichos parámetros para cada uno de los granos de las muestras.

La redondez y la esfericidad han demostrado ser útiles propiedades de las partículas cuando se investiga el transporte y la depositación de material sedimentario.

- **Esfericidad:** Redondez se refiere a la forma de las aristas y de las esquinas del grano. La redondez fue definida por Wadell (1932) como el radio promedio de la curvatura de las esquinas con el radio del mayor círculo inscrito. El método común de estimación de redondez es comparar visualmente granos de redondez desconocido con imágenes estándar de granos de redondez conocido.
- **Redondez:** está representado por la angulosidad de las aristas de la partícula, lo cual indica la cantidad de abrasión que han sufrido los granos y representa la historia de transporte, pero no necesariamente la distancia. Los granos bien redondeados son resultado de muchos ciclos de transportes o de abrasión intensa

- **Texturas superficiales:** consiste en analizar los caracteres superficiales de los granos a fin de interpretar los mecanismos de transporte o ambiente depositacional, en el caso de los minerales pesados como carga de fondo.

Como referencia para la estimación visual de la esfericidad y redondez, se utilizaron las gráficas de Krumbein & Sloss (1955) (ver Figura 40).

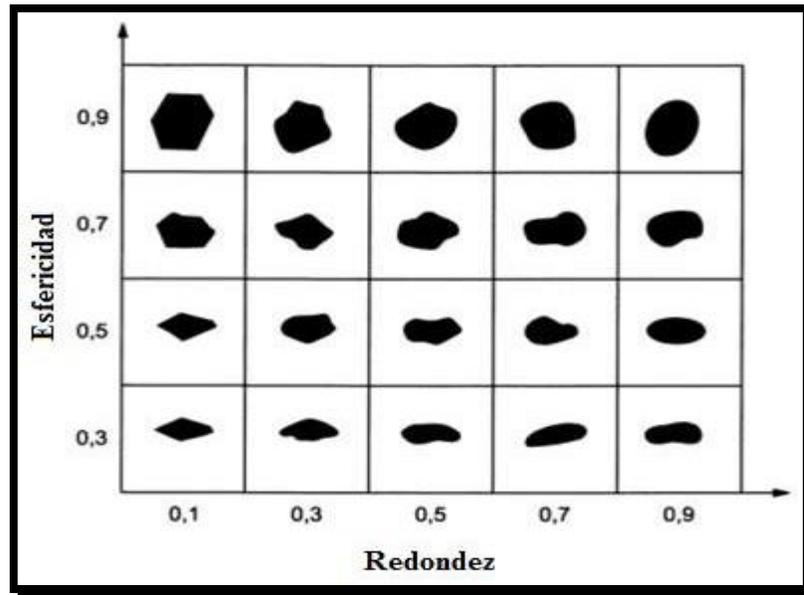


Figura 40. Carta de índice de esfericidad y redondez. (Tomada y modificada de Krumbein y Loss, 1963).

Por último se observaron procesos en algunos minerales como ciertas sustancias extrañas (inclusiones), mucho de los granos presentan también alteraciones este proceso se forma por descomposición de un mineral preexistente, generalmente tardío y superficial, que transforma un mineral en otro (u otros). La alteración comienza a verificarse por los bordes o por los planos de debilidad de los granos (clivaje, fracturas), y en algunos casos, ataca selectivamente determinadas zonas. El detalle del reconocimiento para cada sección montada se presenta en los Anexos II.

3.3.4.2.3 Análisis de imágenes de minerales pesados mediante ImageJ

En esta parte de la etapa de oficina, consistió en realizar la toma de fotografías a las secciones montadas donde se estudiaron los minerales pesados tanto para las fracciones magnéticas y no magnéticas, los cuales fueron analizados grano por grano.

El estudio de análisis digitales ayuda tiene muchas aplicaciones en las Geociencias, ya que permite generar datos cuantitativos con un margen de error reducido, en este sentido para el siguiente estudio se utilizó, el software ImageJ (Collins, 2007).

Los equipos utilizados para la toma de imágenes fueron un Microscopio petrográfico Olympus CX31 y una cámara fotográfica Olympus E-330- ADU1X (3136 x 2352 pixeles) conectada para la toma de imágenes microscópicas (ver Figura 41). Se obtuvieron un total de más de 100 imágenes donde se estudiaron 30 granos por cada fracción (0,4- 0,8 y 1,2 magnética y no magnética) para las 3 muestras, teniendo un total de 360 granos analizados por medio del ImageJ.

Las imágenes observadas al microscopio deben adquirirse mediante una cámara fotográfica. La técnica de adquisición de imágenes al microscopio mediante cámaras fotográficas recibe el nombre de fotomicroscopía. Las cámaras fotográficas empleadas pueden ser ópticas o digitales. Para tomar imágenes de microscopía en formato digital es necesario disponer de un microscopio, una lámpara para poder ver a detalle los minerales opacos, una cámara fotográfica digital, un computador (Lapto), y el software (ImageJ) necesario para capturar y poder después analizar las imágenes (Flores, 2013). En la siguiente figura se muestran los equipos utilizados para realizar la toma de fotografías a las secciones montadas.

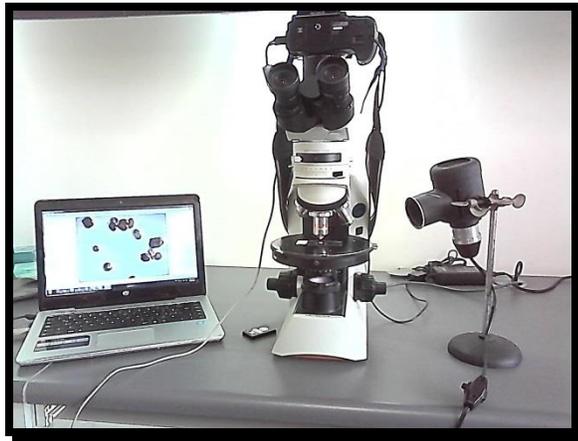


Figura 41 .Equipos para la adquisición de imágenes y análisis digital de los minerales pesados.

El análisis digital de imágenes se define como un conjunto de técnicas destinadas a obtener datos más precisos suelen ser casi siempre numéricos, el cual puede calcular diversos parámetros geométricos basándose en los valores de píxeles y que abarca la fotografía en blanco y negro y color, previamente seleccionados por el usuario. El software puede calcular el área de los granos, perímetro, ajustar elipses, valores de redondez, esfericidad, escala de grises y las estadísticas de cada grano. Los análisis se realizan ajustando a cada grano una cierta cantidad de píxeles. Adicionalmente se pueden medir distancias y ángulos, permite calibraciones para obtener datos reales así como otros parámetros (Ferreira & Rasband, 2012).

Para ello se tiene el Software ImageJ que es un programa de procesamiento de imagen digital de dominio público programado en Java desarrollado en el *National Institutes of Health*. El programa ImageJ fue diseñado con una arquitectura abierta que proporciona extensibilidad vía plugins Java y macros (macroinstrucciones) grabables, puede ejecutarse en un Apple en línea, como aplicación ejecutable, o en cualquier computadora con Máquina virtual Java 5 o superior. Hay también distribuciones descargables para Microsoft Windows, Mac OS, Mac OS X, Linux, y Sharp Zaurus PDA. El código fuente de ImageJ está disponible gratuitamente y puede

leer varios formatos de imagen incluyendo TIFF, PNG, GIF, JPEG, BMP, DICOM, FITS, así como formatos RAW (formato).

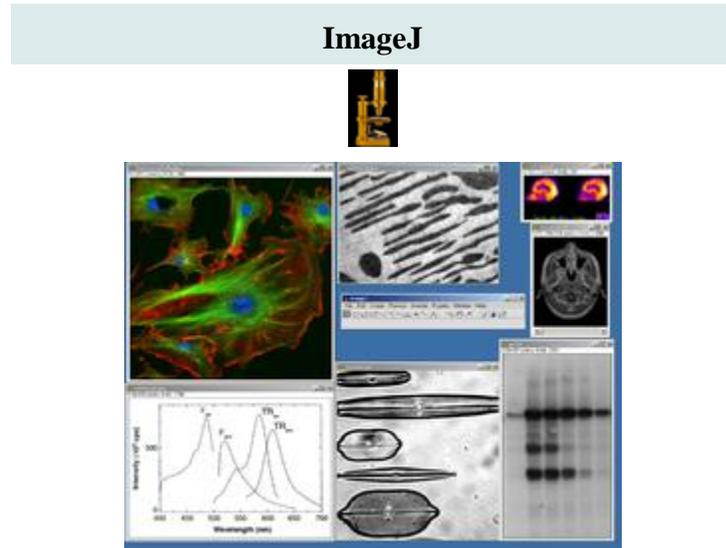


Figura 42. Software ImageJ para el procesamiento de imágenes digital.

A continuación se explican los pasos para utilizar el Software ImageJ, con la finalidad de obtener los resultados del análisis digital de los granos.

El programa ImageJ puede ser descargado directamente vía internet, directamente desde la página <http://imagej.nih.gov/ij/download.html>

1. Se selecciona el sistema operativo así como la versión que corresponda a su equipo (ver Figura 43).

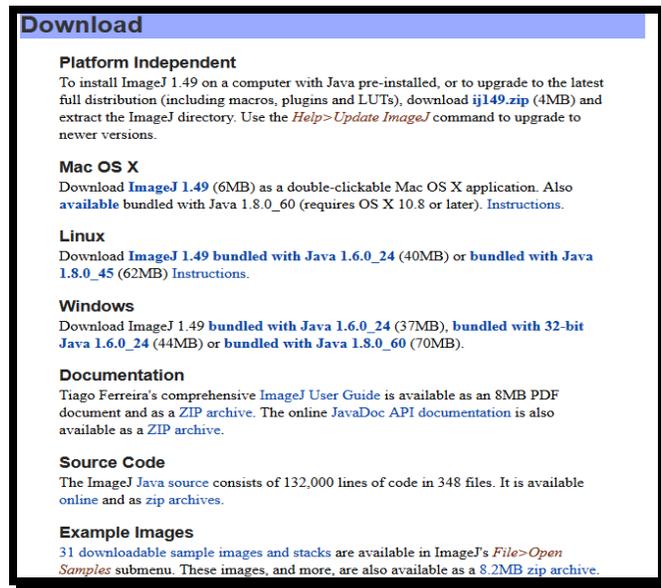


Figura 43. Selección del sistema operativo.

2. Una vez elegido el sistema, en la carpeta de descarga, la cual se debe “Ejecutar” para después “Instalar”; seguidamente para abrir el programa es ir a Inicio y buscar ImageJ.



Figura 44. Descarga e inicio del programa ImageJ.

3. Al darle doble “click” al icono del programa, se abrirá la ventana de Inicio de ImageJ.

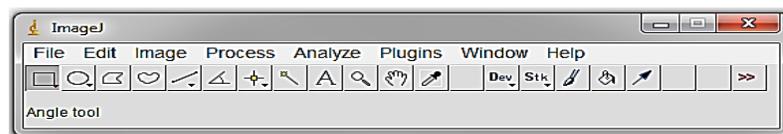


Figura 45. Barra de herramientas de ImageJ.

4. Para abrir una imagen, se dirige a la opción “File” seguido de “Open” y seleccionamos la imagen que deseamos para ser analizada.

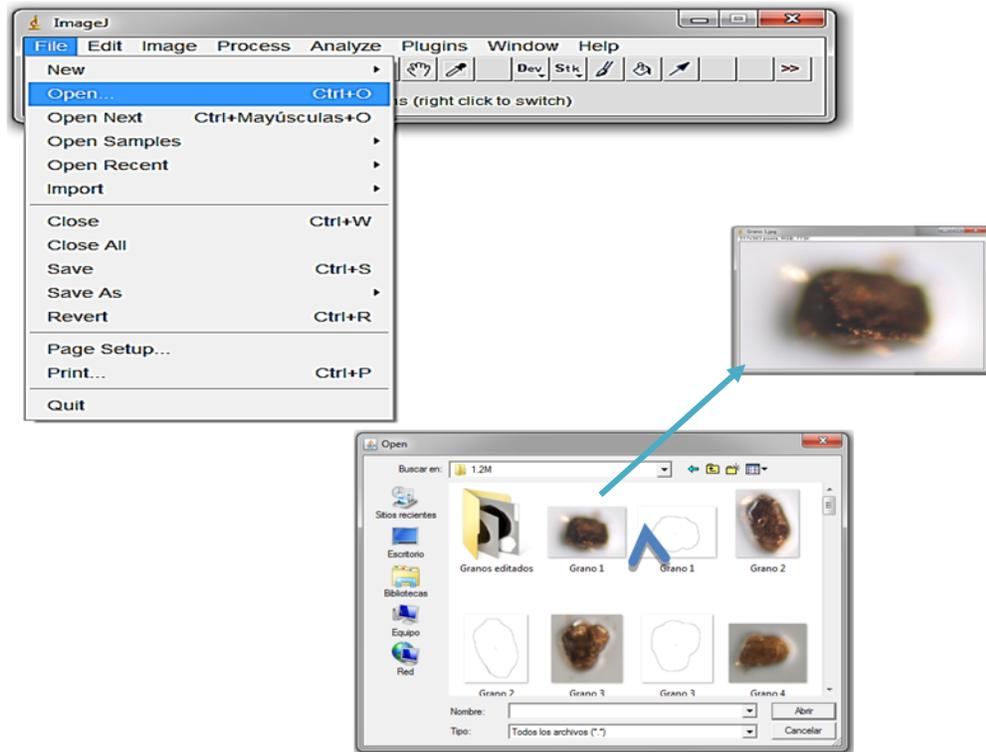


Figura 46 .Selección de una imagen desde el menú File.

5. Una vez seleccionada la imagen, luego se debe sombrear para que solo el grano pueda ser analizado por el programa, para esto nos ubicamos en la pestaña “Edit” y hacemos click en “Invert”, la imagen se pondrá de color azul.

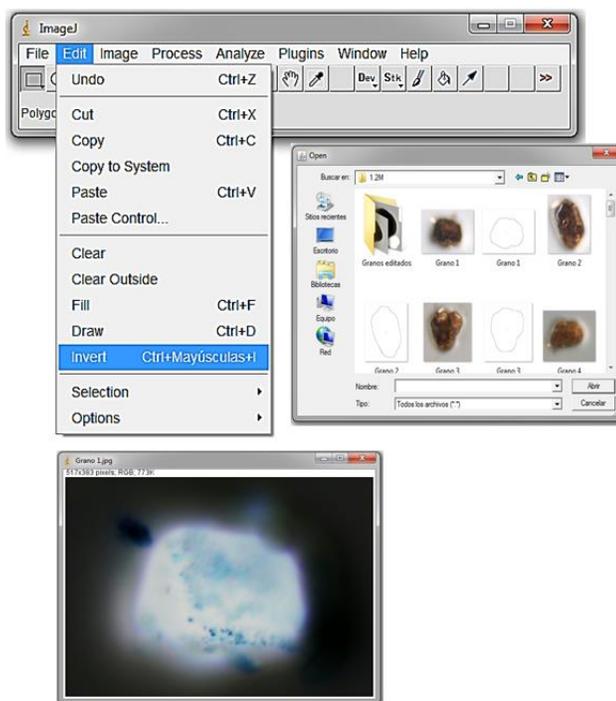


Figura 47 .Pasos para generar el sombreado de la imagen.

6. Se debe manipular el contraste de colores, para ello desde el menú Image seleccionar la opción “Type” y después “8-bit”. Después para generar el borde de la imagen a analizar se tiene que hacer click nuevamente a Image marcar “Adjust” y “Threshold”.

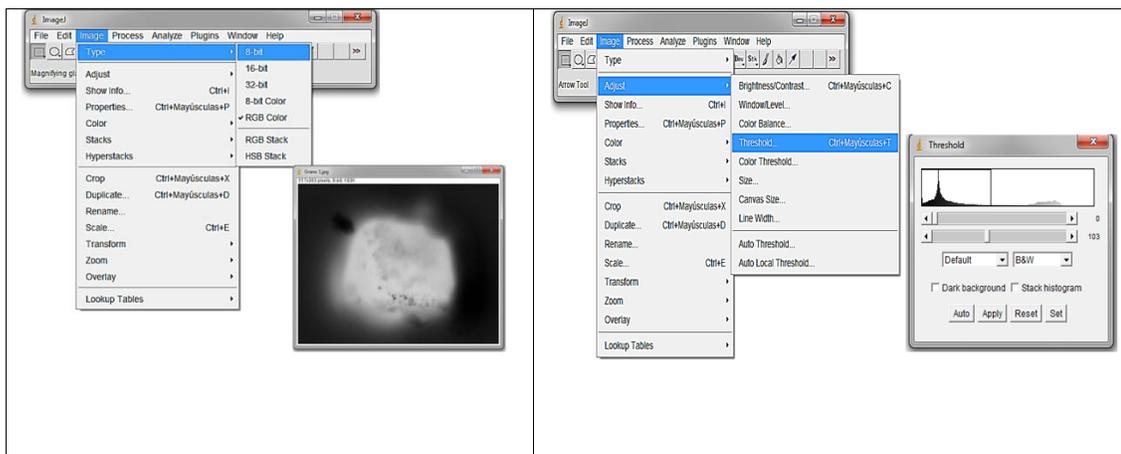


Figura 48. Pasos para filtrar la imagen.

7. Aparece el siguiente cuadro de mensaje “Threshold”, donde se seleccionara la opción “B & W” que me generara la imagen en blanco y negro, en el mismo cuadro de mensaje se debe hacer click en “Apply” hasta que la imagen su parte interna se ponga negra y el fondo blanco; esta imagen será la definitiva a la cual se le hará el análisis de partículas.

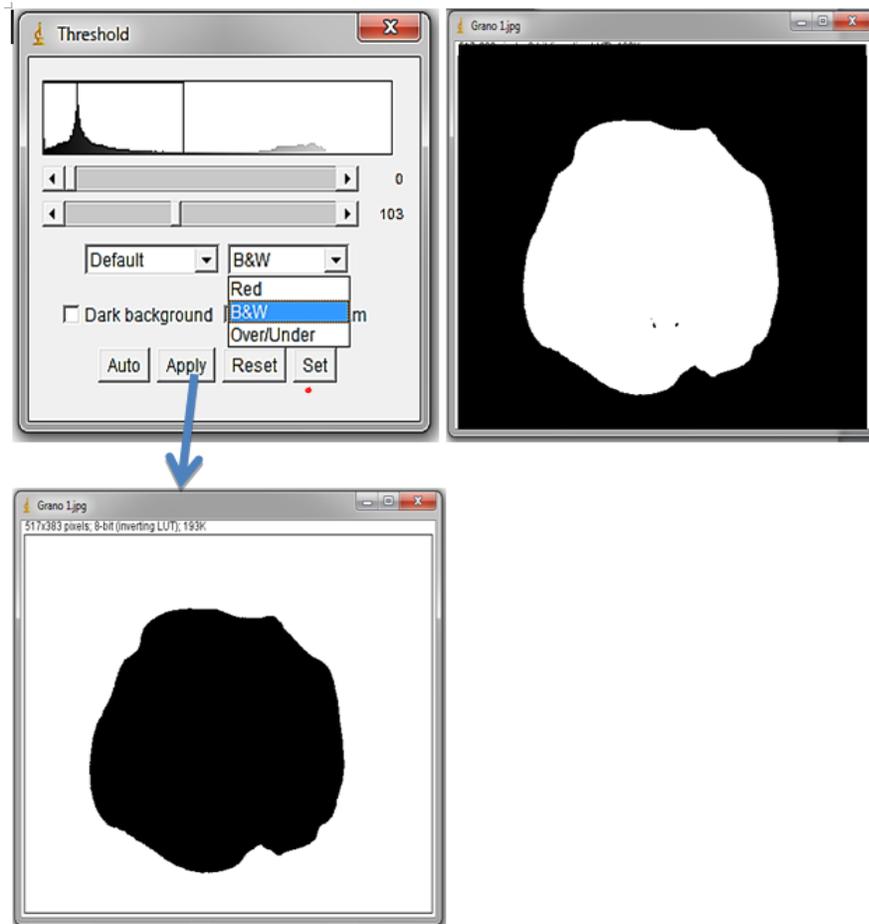


Figura 49. Pasos para crear la imagen final a ser analizada con el ImageJ.

8. Luego para determinar los parámetros morfométricos en menú se hace click en “Analyze” y después en la opción “Analyze Particles”, donde aparecerá otro cuadro de texto, y se seleccionará Outlines en Show, esta opción es utilizada para seleccionar los contornos de las partículas a ser analizadas. Por último presionar el botón Ok (ver Figura 50).

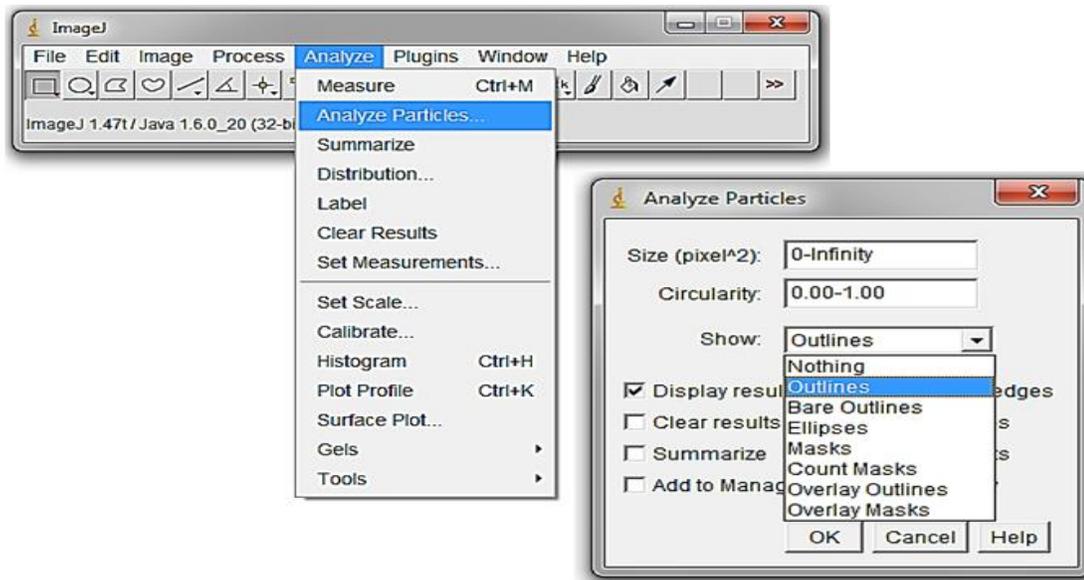


Figura 50. Pasos para el análisis de partículas.

9. Por último se generan dos ventanas una de ellas muestra el contorno del grano analizado identificada con un número, la otra ventana que muestra la tabla de resultados la cual sirve para ubicar los parámetros analizados de dicha partícula como la Esfericidad y Redondez (ver Figura 51).

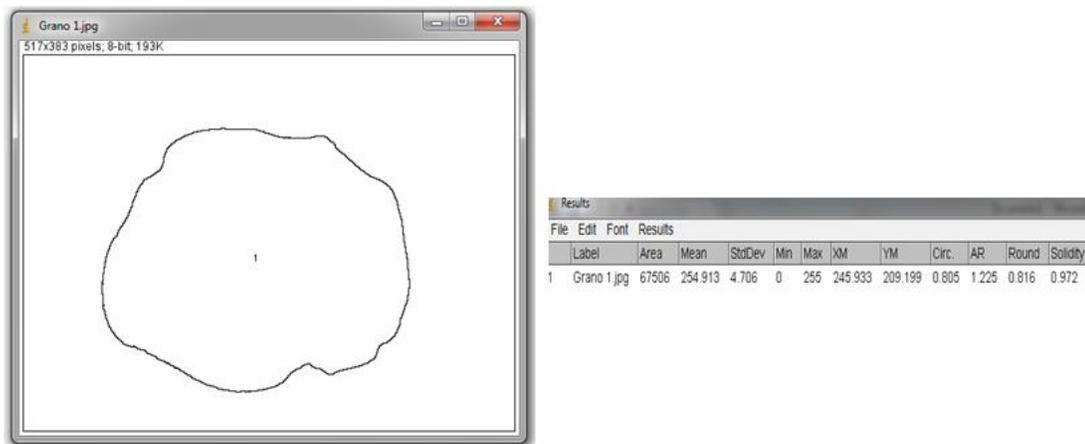


Figura 51. Imagen final y cuadro de resultados que muestran los valores de Esfericidad y Redondez de la partícula digital analizada.

CAPITULO IV

4. RESULTADOS Y ANÁLISIS DE RESULTADOS

4.1 INTRODUCCIÓN

En el siguiente capítulo se presentan los diferentes resultados obtenidos de acuerdo a los métodos mencionados anteriormente, éstos incluyen: análisis de procedencia mediante las secciones finas, análisis visual y reconocimiento de minerales pesados, difracción de rayos X, microscopia electrónica de barrido y el uso del programa ImageJ. De esta manera se obtienen una serie de datos, tablas, graficas, entre otros, que posteriormente son discutidos en el mismo capítulo, para la integración final y discusión.

4.2 ANÁLISIS PETROGRÁFICO

En esta sección se presentan a continuación, los resultados obtenidos del análisis modal realizado a 4 muestras de arenas comprimidas, dicho análisis fue realizado con los datos de composición mineralógica arrojado por el programa “Análisis Modal” reprogramado por Benedetti & Hernández (2007), basado en los trabajos de Yoris (1989, 1992). Todos esos datos fueron incorporados en los triángulos de procedencia propuestos por Dickinson & Suczek (1979) y Dickinson *et al.* (1983).

Teniendo en cuenta que por ser sólo 4 secciones finas, no se puede generar un análisis de procedencia de mayor alcance, por ende los resultados que se muestran a continuación son referenciales de un área determinada en donde se sugieren las posibles áreas fuente de dichos sedimentos y a la vez se hace un aporte al posible entorno tectónico para la época de depositación.

Este análisis se realizó con la finalidad de conocer la naturaleza geológica y el ambiente tectónico de la región origen de los sedimentos. Esta fase del proyecto, permitió tomar en consideración los principales rasgos y características mineralógicas para el pozo MFD 023, por medio de la revisión y evaluación de los componentes

detríticos presentes como el cuarzo total incluyendo los monocristalinos policristalinos, el tipo de feldespato (potásico y plagioclasas).

Para las 4 muestras se tiene un gran porcentaje de matriz limo-arcillosa (indeterminada) entre un 40 a 60% definiendo así una arenisca de tipo grawacas lítica rocas constituidas principalmente por cuarzo y partículas finas y otras gruesas, angulosas a subangulosas y de fragmentos de rocas (fragmentos líticos), los feldespatos presentes se encuentran en gran parte alterados.

En las siguientes fotografías se muestran los clastos angulosos y el mineral que representa el mayor porcentaje a lo largo de los pies es el cuarzo con un valor promedio de 88,37%, seguido por el feldespato el cual se ubica por el orden de los 3,46% y el resto de fragmentos de rocas.

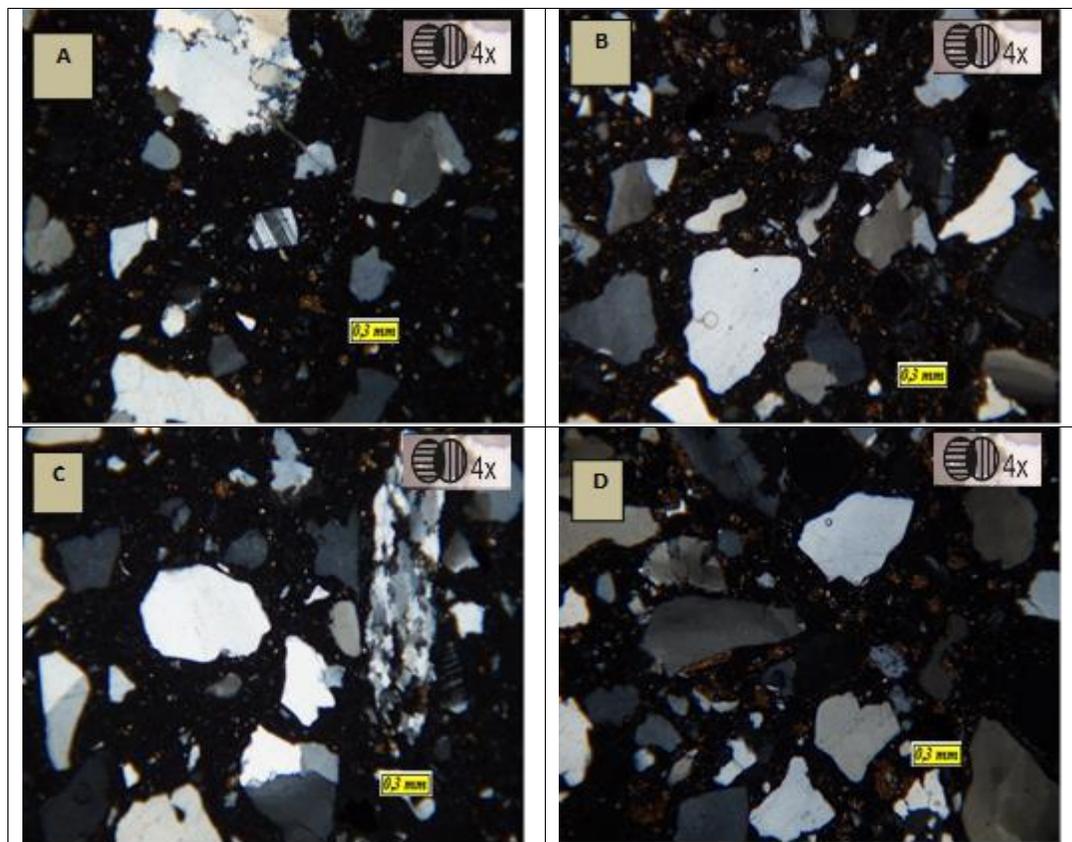


Figura 52. Micrografías de las secciones finas para las muestras: a) 4.519', b) 4.520', c) 4.522' y d) 4.540'.

A continuación se despliegan en la tabla anexa, los componentes detríticos presentes en las muestras bajo análisis de secciones finas para las profundidades referidas al Cretáceo, tomadas en el pozo MFD 23. Todos estos valores presentados en la tabla anexa, están mostrados en porcentaje.

Tabla 10. Componentes detríticos en las muestras de las secciones finas pertenecientes al Pozo MFD 023 (Grupo Temblador).

Componentes detríticos					
Muestras (Profundidad)	% Cuarzo total	% Monocristalino	% Policristalino	% Feldespato total	% Plagioclasa
4.519 ⁷	93,05	24,35	14,1	0,40	0,28
4.520 ⁷	81,64	34,66	8,79	0,69	0,53
4.522 ⁷	85,25	24,19	25,81	0,28	0,43
4.540 ⁷	93,09	24,70	38,16	0,49	1,17

El análisis de la matriz, también arroja información sobre la composición y origen de las areniscas. Los sedimentos con alto porcentaje de matriz (como las grawacas) no permiten una buena determinación de la naturaleza de la roca fuente, ya que contienen pocos granos lo suficientemente grandes para identificar su composición por medio de la petrografía. Por esta razón, las areniscas estudiadas proporcionan una información del posible ambiente tectónico de origen.

Analizando la Figura 53, se observa que posiblemente estos sedimentos provienen de dos posibles ambientes: 1) de bloque continental (en especial el de tipo cratón interior) y 2) con predominancia de orógeno reciclado, lo cual sugiere dos fuentes distintas una en el sur dado por el cratón de Guayana y otra en el norte o tal vez una señal mezclada entre los Andes y el sistema de montañas del Caribe como las mayores aportadoras de sedimentos.

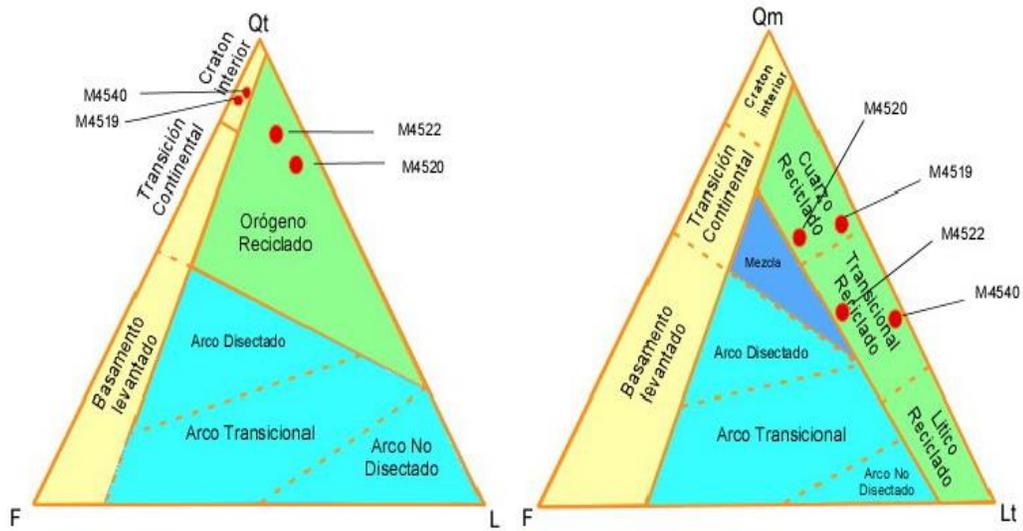


Figura 53. Diagramas ternarios Q-F-L y Qm-F-Lt de procedencia para las muestras 4.519'-4.520'-4.522'-4.540'.

La representación gráfica de las 4 muestras estudiadas se reflejan en los siguientes diagramas de tortas donde es evidente la influencia de orógeno reciclado para Qm-F-Lt, se tienen dos tendencias cuarzo reciclado y reciclado transicional (ver Figura 54). Mientras que para el diagrama Q-F-L donde se afianzan la influencia de ambientes de mezcla una tendencia clara entre orógeno y cratón interior (ver Figura 55).

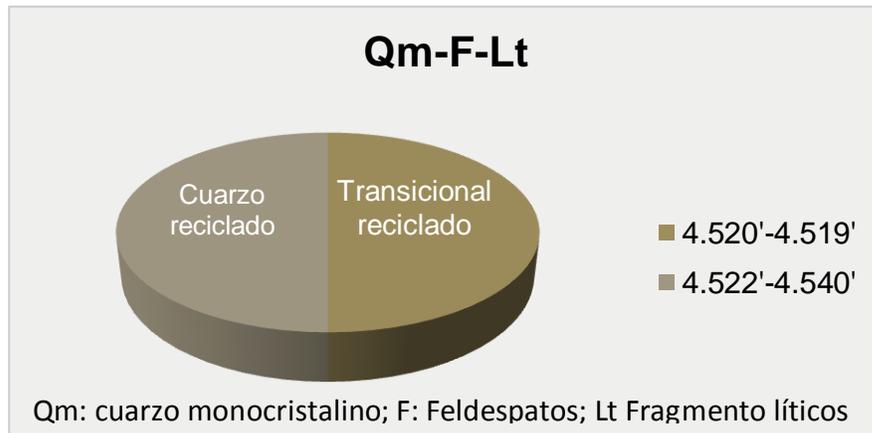


Figura 54 . Diagrama de torta para cada una de las profundidades del Pozo MFD-23 y en donde se tiene para Qm-F-Lt los ambientes tectónicos según Dickinson & Suczek (1979) y Dickinson et al. (1983).

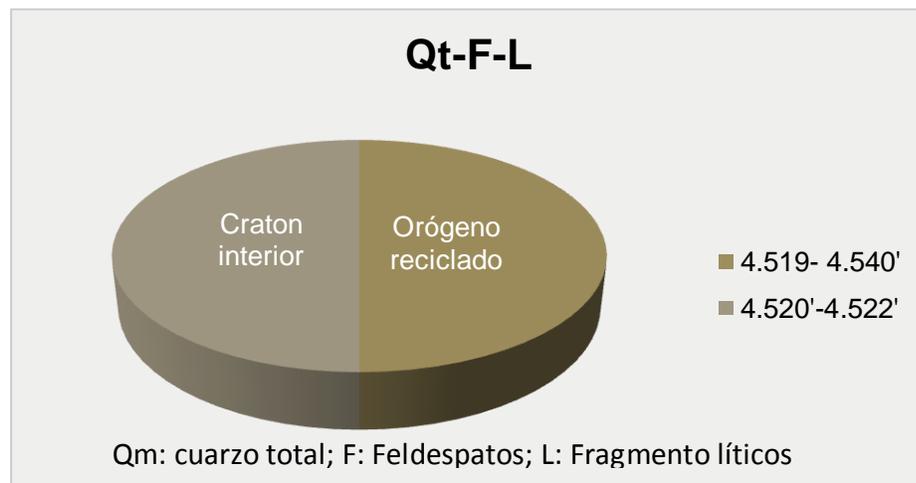


Figura 55. Diagrama de torta para cada una de las profundidades del Pozo MFD-23 y en donde se tiene para Qt-F-Lt los ambientes tectónicos según Dickinson & Suczek (1979) y Dickinson et al. (1983).

Los resultados muestran que en el esquema regional se ven zonas definidas, que permiten dilucidar variaciones de manera espacial, que puedan dar idea sobre la evolución del ambiente tectónico de depositación

Según Dickinson *et al.* (1983) el tipo de fuente de sedimentos para rocas que provienen de un orógeno reciclado son secuencias de estratos y rocas volcánicas subordinadas, en parte metamorfoseados, expuestas a la erosión debido al levantamiento orogénico del cinturón de plegamiento y fallamiento, y la fuente de sedimentos cuyo origen es un bloque continental provienen tanto de una plataforma y escudo estable o de levantamientos que marcan límites de placas o de deformaciones intraplacas que transectan el bloque continental.

4.3 ANÁLISIS VISUAL DE MINERALES PESADOS

Para el siguiente análisis, se utilizó el microscopio petrográfico (o polarizador), ya que permite el reconocimiento de minerales mediante las propiedades ópticas (color, brillo, hábito), algunas inclusiones visibles en los granos y pequeñas rasgos en la superficie de los mismos. El reconocimiento de minerales pesados bajo el microscopio petrográfico fue realizado para las fracciones 0,4, 0,8 y 1,2A magnética y no magnética, mostrados en los gráficos de concentración de minerales pesados correspondientes a cada fracción para cada una de las muestras.

En el análisis visual de minerales pesados donde se obtuvo como resultado que los minerales más abundantes como el rutilo y el grupo de los óxidos predominan más en las fracciones de amperaje 0,4A-0,8A. Con la diferencia de la fracción 1,2A magnética y no magnética donde se tiene en menor proporción y se visualizaron minerales pesados translucidos como el circón y transparentes como el apatito. Hay que acotar que se notó un mineral incoloro y en gran abundancia como lo es el cuarzo, sobre todo en la fracción 1,2A no magnética se tiene un gran porcentaje de este mineral, aunque la densidad del cuarzo es cercana a $2,6 \text{ g/cm}^3$, la presencia de este mineral es frecuente en los concentrados de minerales pesados ya que pudieran existir algunas inclusiones dentro de los mismos que hacen variar su densidad.

Para cada una de las fracciones mencionadas anteriormente se generaron una serie de gráficos en base al porcentaje de minerales que predominaban en cada una de las muestras separadas por cada fracción magnética (ver Figuras 56, 57, 60, 62).

Tomando en cuenta que se estudiaron 200 granos por muestra, los minerales predominantes de las muestras separadas a 0,4A fueron los siguientes:

- (4519') Rutilo 38%, hematita 30%, óxidos 20% y limonita 12%
- (4522') Óxidos 44%, rutilo 14%, limonita 18% y hematita 14%
- (4540') Rutilo 34%, hematita 30%, óxidos 28% y limonita 8%

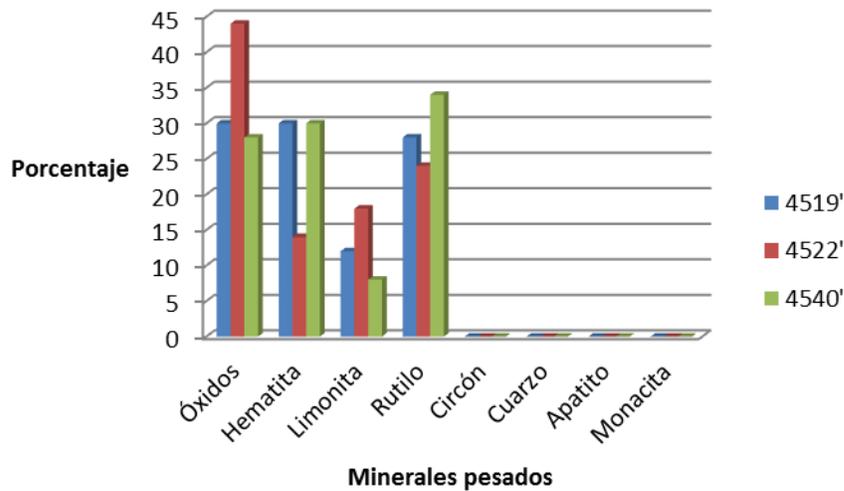


Figura 56. Comparación de concentración de minerales pesados por muestra para las fracciones separadas a 0,4A.

En la Figura 56 se presenta el gráfico en cuanto al contenido de minerales pesados para la porción separadas magnéticamente a 0,4 A. En la cual el grupo de los óxidos y el mineral rutilo son los que poseen mayor porcentaje, también se tiene muy poca variedad de minerales pesados.

Para las muestras separadas magnéticamente a 0,8A se tienen los siguientes porcentajes:

- (4519') Limonita 36%, hematita 20%, rutilo 20%, cuarzo 18% y circón 6%
- (4522') Hematita 34%, óxidos 26%, cuarzo 18%, rutilo 10%, limonita 8% y circón 4%
- (4540') Hematita 40%, limonita 32%, rutilo 16% y óxidos 12%

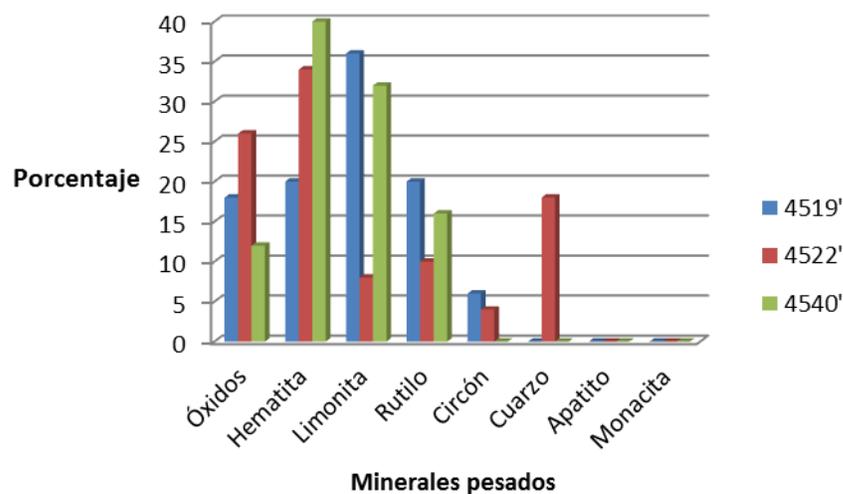


Figura 57. Comparación de concentración de minerales pesados por muestra para las fracciones separadas a 0,8A.

La Figura 57 muestra que los intervalos 4519' y 4522' presentan algunas similitudes en cuanto al contenido de minerales pesados (óxidos y hematita) para la fracción separadas magnéticamente a 0,8A. La muestra 4522' presenta un porcentaje moderado de minerales de silicatos como lo es el cuarzo, sin embargo el mineral más abundante es la hematita, ya que presenta características muy particulares (ver Anexos II) y pudieron ser identificadas de forma visual, para el resto de los minerales fue difícil su reconocimiento por ende los minerales que no transmitían ningún tipo de luz (en su totalidad se veían opacos) se enmarcaron dentro del grupo de los óxidos.

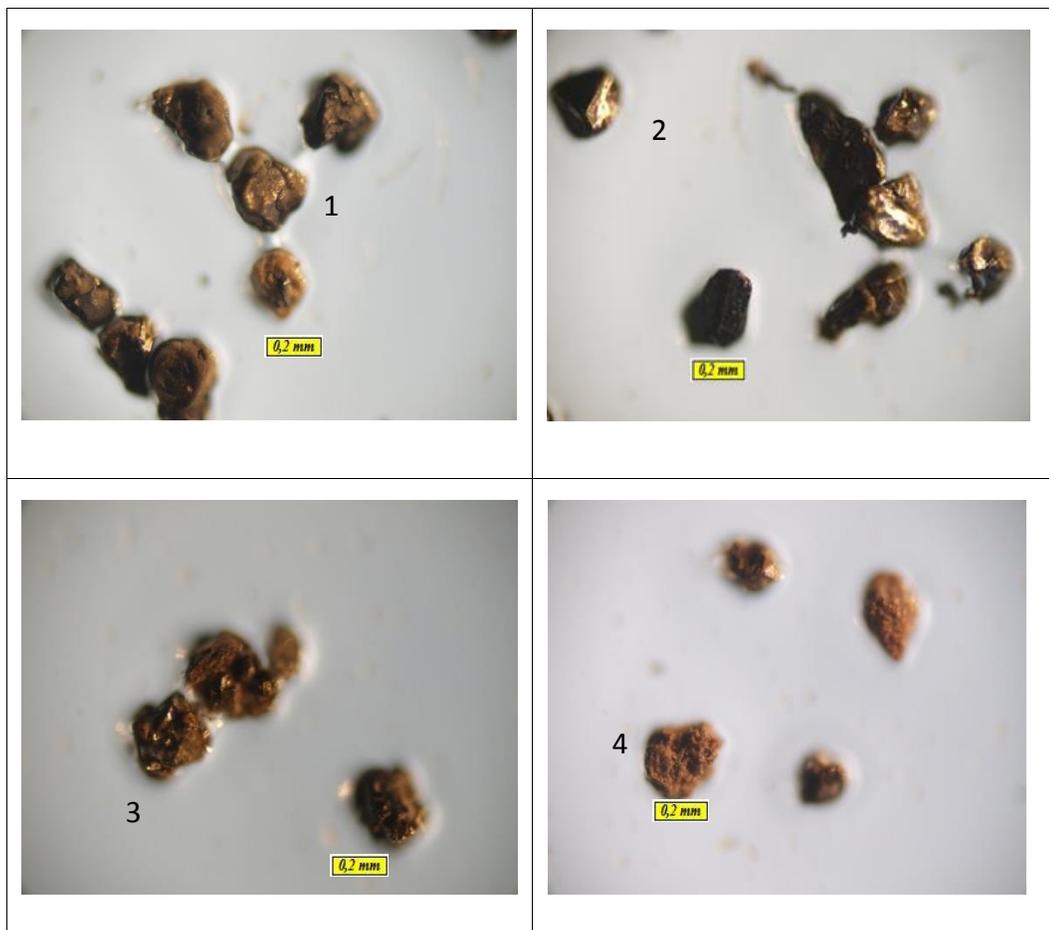


Figura 58. Micrografías de los minerales pesados más abundantes en las muestras analizadas reconocidas bajo el microscopio para las fracciones magnéticas 0,4A y 0,8A: 1) Óxido, 2) Rutilo, 3) Hematita y 4) Limonita.

Los óxidos observados (ver Anexos I) ordinariamente se encuentran como granos irregulares, angulares a redondeados (masivos) de colores oscuro (negro) y un brillo amarillo, ninguno de estos óxidos transmiten luz, lo que quiere decir que la mayoría son totalmente opacos. Las hematitas presentan tonalidades rojas y algunas son translucidas por lo general tienden a ser opacos, este mineral es accesorio de muchas rocas ígneas como los granitos, en formaciones de hierro producto de la meteorización. Mientras que las limonitas es un mineral dentro de la clase en la que se dividen los óxidos, y su observación primordial fue el color amarillento como

naranja de granos masivos, se origina por la descomposición de muchos minerales de hierro.

La presencia del rutilo específicamente en las fracciones magnéticas 0,4A, 0,8A y 1,2A es un porcentaje considerablemente alto siendo representativo para casi todas las muestras. Aparece principalmente como granos alargados, euhédricos o prismáticos en algunos casos, casi opaco ya que en algunos granos se observa una leve birrefringencia. Este mineral perteneciente al grupo de los óxidos es accesorio en muchas rocas eruptivas y metamórficas. Como mineral detrítico en sedimentos clásticos, se encuentra asociado a granitos, pegmatitas graníticas, gneis, esquistos micáceos, calizas metamórficas y dolomita.



Figura 59. Micrografía de un grano de rutilo color amarillo negruzco con forma alargada.

Para las muestras separadas a 1,2A (magnética) se obtuvieron los siguientes porcentajes de minerales para cada una de ellas:

- (4519') Óxidos 26%, limonita 22%, rutilo 20%, cuarzo 10%, monacita 10%, hematita 6%, circón 6%

- (4522') Óxidos 30%, hematita 25%, rutilo 20%, , limonita 13%, monacita 7% y circón 5%
- (4540') Óxidos 24%, hematita 20%, limonita 18%, circón 16%, cuarzo 10%, rutilo 8% y monacita 4%

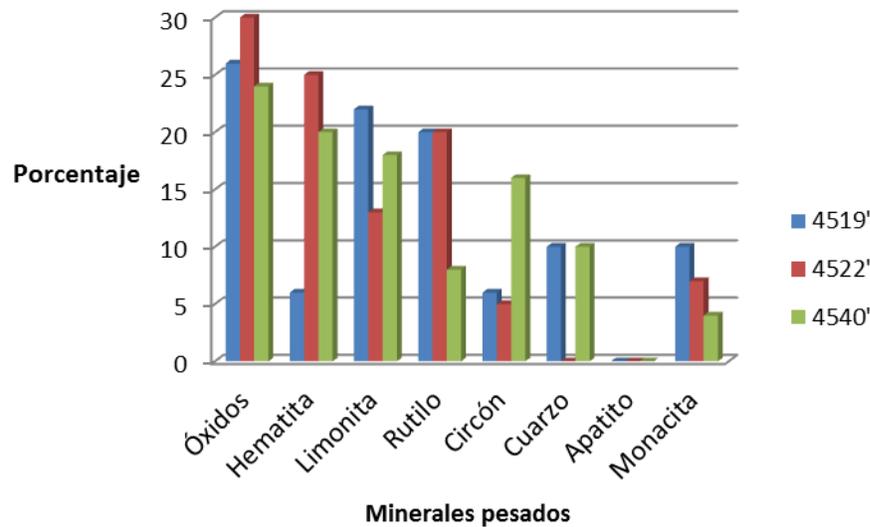


Figura 60. Comparación de concentración de minerales pesados por muestra para las fracciones separadas a 1,2A (Magnética).

Para la Figura 60 la comparación entre las diferentes muestras separadas magnéticamente a la fracción 1,2A (magnética). Donde el mayor porcentaje se sigue concentrando en los óxidos, además para cada una de las muestras los granos en esta fracción fueron en menor proporción que el resto, sin embargo presenta más variedad de minerales que las fracciones anteriores como el circón y la monacita en menor frecuencia de estos granos.

Por otra parte, de manera aislada solo en la fracción magnética 1,2A (en muy poca cantidad) para cada una de las tres muestras estudiadas, se identificó la presencia de monacita (ver Figura 61), se presenta como granos redondeados o masivos y de color amarillento (o ámbar), el cuales generalmente el mismo bajo nicoles cruzados que en

la luz ordinaria a causa de la birrefringencia. Es un mineral del grupo de los fosfatos, relativamente raro; aparece como mineral accesorio en granitos, gneises y pegmatitas y como granos rodados en las arenas por la descomposición de dichas rocas.

Se concentra en las arenas por su resistencia química y gran peso específico, estando de este modo asociado a otros minerales pesados y resistentes, tales como magnetita, ilmenita, rutilo y circón.



Figura 61. Micrografía de un grano de monacita color ámbar y translucido con forma ovalada.

Para las muestras separadas a 1,2A (no magnética) se obtuvieron los siguientes porcentajes de minerales para cada una:

- (4519') Circón 34%, cuarzo 26%, apatito 20%, limonita 14% y óxidos 6%
- (4522') Cuarzo 28%, circón 20%, rutilo 20%, óxidos 18% y apatito 14%
- (4540') Cuarzo 30%, circón 26%, apatito 22%, óxidos 10% y rutilo 6%

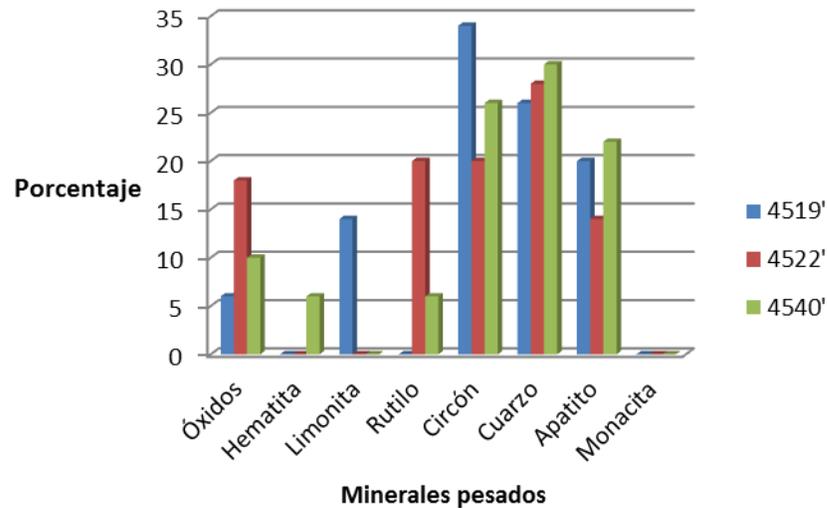


Figura 62. Comparación de concentración de minerales pesados por muestra para las fracciones separadas a 1,2A (No Magnética).

En la Figura 62, se encontró en la fracción 1,2A (no magnética) mayor abundancia de minerales translucidos y transparentes (cuarzo, apatito y circones), mostrando que el nivel de óxidos (opacos) disminuye, esto debido a que las muestras una vez pasadas por el separador magnético Frantz son extraídos tales óxidos basados en su susceptibilidad magnética.

Gran parte de los circones se presentan en forma de masas redondeadas y prismáticas y otros exhibiendo la forma tetragonal de sus cristales o su terminación bipiramidal tetragonal. También se muestran circones incoloros (ver Figura 63). Caracterizados por una alta birrefringencia fuerte siendo observada bajo el microscopio con los nicols cruzados, esta propiedad óptica es la que permite diferenciar circones de apatitos, algunos granos muestran estructuras zonales.

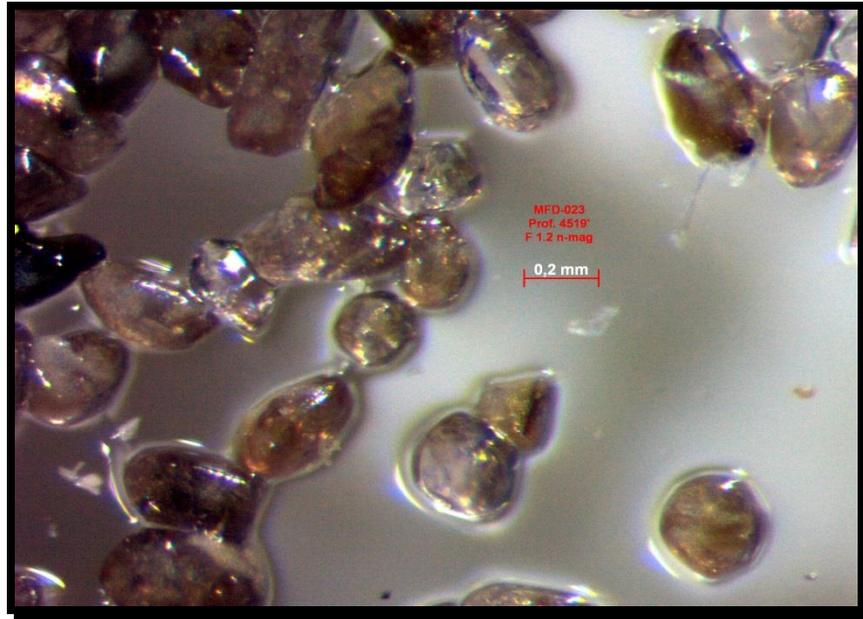


Figura 63. Micrografía de varios granos de circones subredondeados y redondeados rosados e incoloros de la fracción magnética 1,2 (muestra 4.519').

Es importante destacar que el circón es un mineral accesorio corriente en toda clase de rocas ígneas, más frecuente en las de tipo silíceo granitos, granodiorita, sienita y monzonita; también es común en las calizas cristalinas, en rocas metamórficas como las pizarras cloríticas, gneises y esquistos. El circón es un mineral muy resistente a la meteorización por lo tanto es un mineral que sufre mucho transporte y producto de esa resistencia se encuentra en los sedimentos detríticos. En los sedimentos se encuentran granos alterados y transportados por los procesos erosivos.

Algunos circones se tornan a opacos cuando es metamórfico (ver Figura 64). Estos procesos son conectados por radiaciones internas que interrumpen parcialmente la estructura cristalina y en parte explica la alta variedad de circones. Se cree que el desarrollo de estructuras metamórficas se efectúa por el bombardeo de átomos de uranio y/o torio contenidos dentro del mineral, o más raramente por minerales en contacto con él. Los minerales metamórficos en pocas palabras son los minerales con elementos radioactivos que poseen forma cristalina externa, pero cuya red ha sido destruida, modificada por daño de la radiación interna, la densidad disminuye y posee cambios de color.

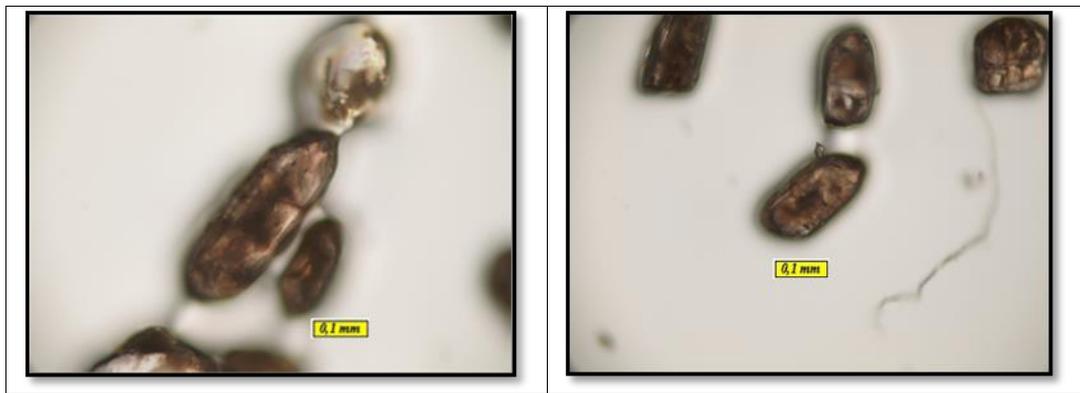


Figura 64. Micrografías de granos de circones euhedrales de la fracción 1,2 no magnética de la muestra 4.519', obsérvese el color marrón (metamórfico).

La mayoría de los apatitos analizados se presentan en forma de masas granulares compactas, y de manera esporádica en forma de prismas cortos (ver Figura 65), siendo identificable por sus caras en forma hexagonal o tetragonal, o por su terminación bipiramidal hexagonal, frecuentemente en masas granulares o compactas. Mostrando la diferencia con el circón por poseer una baja birrefringencia. Su presencia es frecuente como constituyente accesorio de todas las clases de rocas ígneas y metamórficas, también se encuentra en pegmatitas y por reemplazamiento metasomático de calizas y dolomías por soluciones descendentes (Fosforitas), sedimentario por mecanismos bioquímicos en aguas marinas y sedimentarios en placeres.

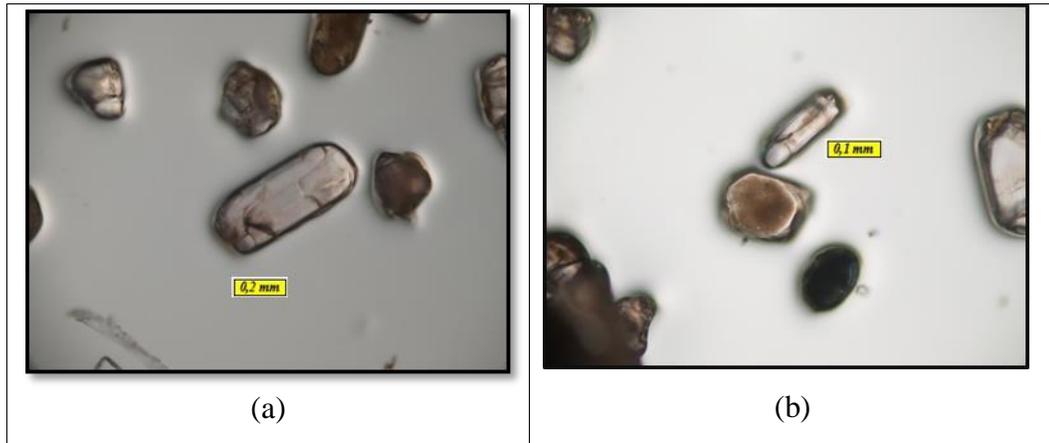


Figura 65. Micrografías de granos de apatito de la fracción no magnética de la muestra 4.519': a) con una terminación bipiramidal tetragonal y b) con una terminación bipiramidal hexagonal.

La fracción 1,2 no magnética es de suma importancia, ya que uno de los objetivos es preparar las secciones epóxicas para fechar los minerales pesados posteriormente por el método de huellas de fisión, el cual se basa en el estudio de una serie de trazas generadas por procesos de fisión espontánea que experimentan elementos radiactivos como el Uranio-238. A diferencia de otros métodos de datación, éste ofrece información sobre la temperatura a la que ha estado sometido el material geológico a lo largo de su historia. La temperatura es un factor determinante en la formación de hidrocarburos, por lo que el análisis de las huellas de fisión en minerales procedentes de una cuenca sedimentaria permite saber si en ella se han dado las condiciones adecuadas para la entrada de una formación en la ventana de petróleo o "oil-window" (Bermúdez, 2009) en el caso del apatito, y de la entrada o sobrecocimiento de una formación hasta pasar a la zona de ventana de gas, información que el método de trazas de fisión en circón arroja.

De las tres muestras la que posee mayor contenido de apatitos es la 4.540' y también otros minerales que se pueden datar como el circón se encuentra en mayor abundancia tanto para la muestra 4.540' y 4.519'.

Además de este reconocimiento se calculó una característica importante, el nivel de redondez y esfericidad, usando la tabla de Krumbein & Sloss (1955) el cual puede dar una idea de las condiciones y la distancia del terreno fuente.

4.3.1 Integración: minerales pesados y registros petrofísicos

De acuerdo al estudio previo petrográfico de minerales pesados donde se reconocieron un total de 200 granos por muestra (600 granos en total) y además mediante los resultado del análisis de procedencia donde fueron analizadas las secciones finas. De las 4 muestras analizadas todas corresponden al intervalo de interés en este trabajo, es decir a la secuencia cretácica comprendida desde 4.519' pies hasta 4.540' pies. Estos análisis se realizaron con la finalidad de conocer el tipo de roca que comprende los sedimentos del núcleo, donde se obtuvo que el tipo de roca predominante para cada una de las muestras sea una Grawaca esto de acuerdo a las relaciones entre las características texturales y composicionales de los sedimentos de arena. Esta fase del proyecto, permitió también tomar en consideración los principales rasgos y características mineralógicas para el pozo MFD 23, y el porcentaje de minerales pesados para cada una de las muestras separadas a diferentes fracciones magnéticas y no magnéticas y en donde estas se encuentran dentro de un rango de profundidad establecida para el Cretáceo.

Por su parte, la distribución de los minerales pesados, se puede observar en la Figura 66 que el porcentaje de óxidos se mantiene en un rango entre el 20% a 40% y que la presencia de otros minerales como el rutilo en uno de los intervalos de profundidad (4.540') se incrementa, además otros óxidos como la hematita y limonita

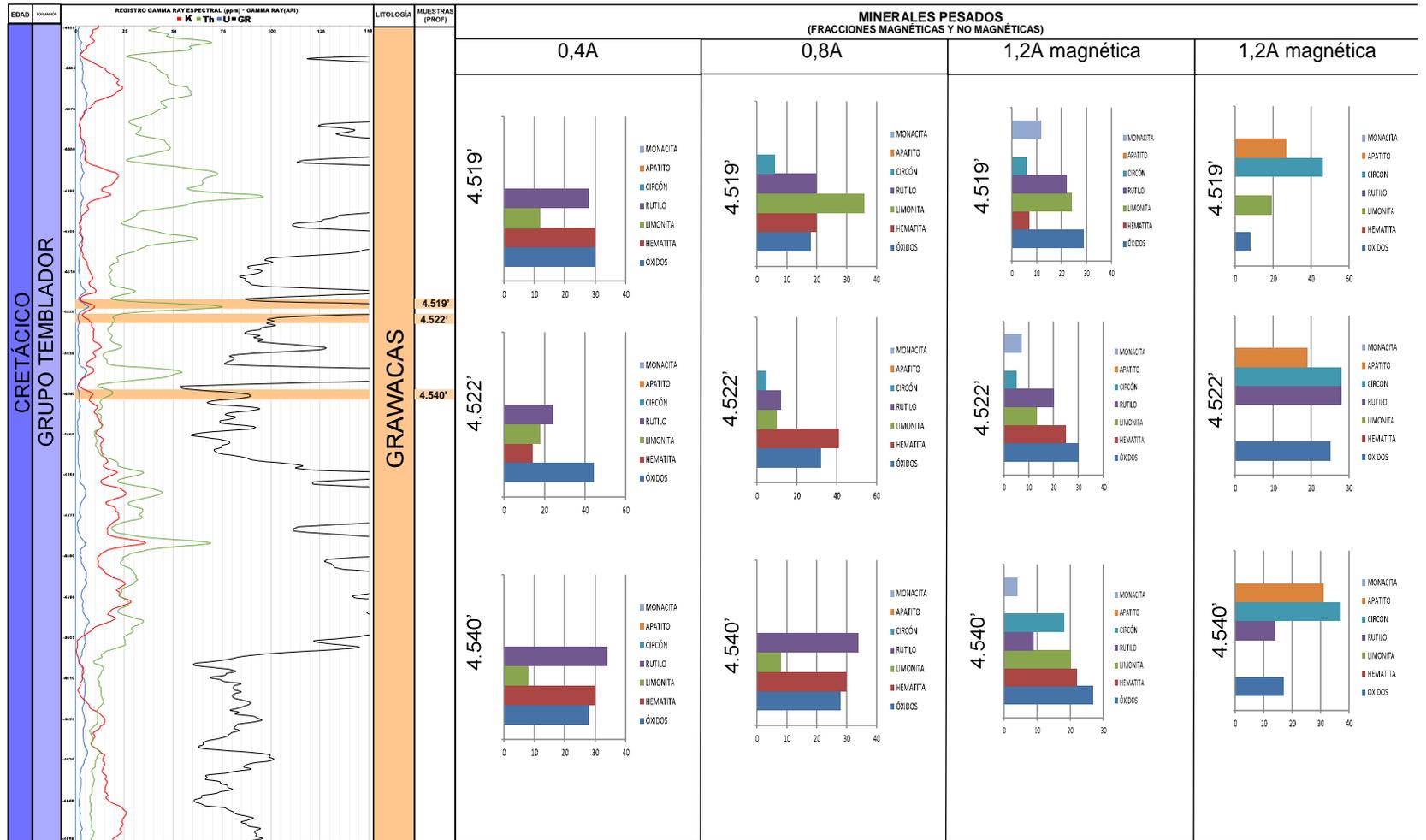


Figura 66. Registro gamma Ray/ gamma Ray espectral y análisis de los minerales pesados.

como los minerales que representan el mayor porcentaje en las fracciones 0,4A y 0,8A a lo largo de los pies nucleados para la sección del Cretáceo, particularmente en la fracción 1,2A magnética, se destaca la presencia de la monacita en donde se muestra un porcentaje hacia el tope en el intervalo de profundidad 4519' este mineral se encuentra en el orden de menos 6% como promedio entre las 3 muestras, su presencia es notable pero en pocas cantidades, se reconocieron en la fracción 1,2A no magnética minerales como el apatito y el circón donde se puede apreciar en la Figura 66, que hacia el tope (4.519') el porcentaje del circón aumenta; mientras que hacia la base (4.540') se tiene la mayor cantidad de apatitos y circones.

4.4 ANÁLISIS POR DIFRACCIÓN DE RAYOS X

Se ha realizado el análisis mediante difracción de rayos X a 6 muestras de sedimentos del Pozo MFD-023 pertenecientes al Campo Dobokubi de la Faja petrolífera del Orinoco.

Se han tomado 11 gramos de muestras de las cuales se dividieron en 1,2 gramos para las tres muestras de las fracciones magnéticas (0,4A y 0,8A) las cuales fueron trituradas hasta un tamaño inferior a los 2 mm y el resto es para las tres muestras obtenidas en la Malla 200, las en su totalidad se han tamizado hasta tamaños inferiores a los 0,074 mm (Pasa 200).

A continuación, se presenta en la tabla 11 los pesos para cada fracción y para las muestras retenidas en la Malla 200.

Tabla 11. Pesos totales de las fracciones magnéticas 0,4A y 0,8A y de lo obtenido en la Malla 200 para cada muestra.

Muestras	Fracción	Peso Total
MFD-023(4.519')	0,4A y 0,8A	0,4g
MFD-023 (4.522')	0,4A y 0,8A	0,4g
MFD-023 (4.540')	0,4A y 0,8A	0,4g
Muestras	Malla N° 200	Peso Total
MFD-023 (4.519')	Pasa 200	2,96g
MFD-023 (4.522')	Pasa 200	4,18g
MFD-023 (4.540')	Pasa 200	3,19g

Mediante la técnica de difracción de rayos X, se obtuvieron varios difractogramas correspondientes a una serie racional de reflexiones basales que revelan las fases minerales más abundantes. El equipo utilizado ha sido un equipo PHILIPS XPERT-PRO, equipado con monocromador de grafito y con tubo de cobre (radiación $\text{Cu K}\alpha_1$), empleando una longitud de onda de 1,5406 Å. El barrido del goniómetro del equipo se ajustó entre los ángulos 3° y 80° y la duración de dicho barrido fue de 1 hora y media.

La identificación de las fases cristalinas se realizó de manera automática utilizando el software X`PERT GRAPHICS & IDENTIFY. Este programa compara automáticamente el difractograma de la muestra objeto de estudio con difractogramas estándar recogidos en la base de datos del ICDD (Internacional Centre for Diffraction Data).

A partir del difractograma de "polvo total" de la muestra, se ha establecido la composición mineralógica cualitativa, caracterizándose todos los minerales presentes en la misma, a excepción de algunos que tendrían que ser corroborados por otro análisis instrumental.

Los difractogramas arrojaron resultados cualitativos (ver Tablas 12 a la 17), como consecuencia de que para la corrida de dichas muestras no se contaba con suficiente material, lo cual induce errores que no permitieron la obtención de resultados confiables, sin poder llegar al detalle y rigor de un análisis como este.

Se identificaron las siguientes fases minerales a partir del área de los picos de difracción más intensa, teniendo en cuenta el valor de los poderes reflectantes. Así mismo, y de acuerdo con el análisis visual de minerales pesados, fueron identificados por DRX minerales del grupo de los óxidos como el rutilo, hematita, ilmenita y otros óxidos como pseudo-rutilo e ilmenorutilo, entre otros; en menor intensidad el circón. Finalmente, cabe destacar la presencia de fosfatos como la monacita de la serie del cerio (Ce, La, Pr, Nd, Th, Y) PO_4 , que se observaron tanto en el reconocimiento bajo

el microscopio como en este análisis por DRX, pero en cantidades no muy apreciables.

Hay que tener en cuenta que no se pudieron identificar varias fases minerales bajo la técnica del microscopio, debido a la dificultad que hay en reconocer ciertas propiedades que caracterizan a dichos minerales y también por la cantidad de muestra que fue proporcionada, pero si se pudieron concretar por medio de la DRX mostradas en los difractogramas.

En los difractogramas (ver Anexos III) se tiene que para las tres primeras muestras que corresponden a las fracciones magnéticas 0,4A y 0,8A presentan las fases minerales cristalinas mayoritarias y minoritarias. Seguido de las tres muestras que pertenecen al Pasa 200 (malla n° 200) donde se identificaron los distintos filosilicatos a partir de los difractogramas generados.

➤ Resultados DRX (Fracciones magnéticas)

Tabla 12. Lista de fases identificadas correspondientes a los picos más elevados, para la fracción 0,4A- 0,8A magnética de minerales pesados, de la muestra 4519'.

Leyenda	d-spacing (Å)	% Intensidad	(°2Theta)	Nombre del Mineral	Formula Química	Densidad (grs/cm ³) valores referenciales
1	1,68490	100,00	54,4589	Pseudorutilo	Fe ₂ Ti ₃ O ₉	3,8
2	2,49039	65,83	36,0660	Hematita	Fe ₂ O ₃	5,26
3	3,24942	64,33	27,4491	Cuarzo	SiO ₂	2,63
4	2,29945	62,43	39,1779	Rutilo	TiO ₂	4,25
5	2,73110	43,56	32,7928	Ilmenita	FeTiO ₃	4,7
6	7,19841	19,25	12,2859	Caolinita	H ₄ Al ₂ Si ₂ O ₉	2,6
7	3,09540	18,07	28,8437	Monacita-(Ce)	(Ce ,La ,Nd) PO ₄	4,58
8	4,43400	5,47	20,009	Circón	Zr Si O ₄	4,6- 4,7

Tabla 13. Lista de fases identificadas correspondientes a los picos más elevados, para la fracción 0,4A- 0,8A magnética de minerales pesados, de la muestra 4522'.

Leyenda	d-spacing (Å)	% Intensidad	(°2Theta)	Nombre del Mineral	Formula Química
1	1,68873	100,00	54,2768	Pseudorutilo	Fe ₂ Ti ₃ O ₉
2	1,71163	63,80	53,4922	Ilmenorutilo	F _{ex} (Nb , Ta) _{2x} Ti _{1-x} O ₂
3	2,19033	58,61	41,1805	Rutilo	Ti O ₂
4	2,49279	57,12	35,9992	Hematita	Fe ₂ O ₃
5	3,25323	47,31	27,3931	Cuarzo	Si O ₂
6	3,10077	37,98	28,7926	Monacita-(Ce)	(Ce , La , Nd) PO ₄
7	2,29603	17,17	39,2049	Circón	Zr Si O ₄
8	3,51499	15,92	25,3179	Anatasa	Ti O ₂

Tabla 14. Lista de fases identificadas correspondientes a los picos más elevados, para la fracción 0,4A- 0,8A magnética de minerales pesados, de la muestra MFD-023 a 4540'.

Leyenda	d-spacing (Å)	% Intensidad	(°2Theta)	Nombre del Mineral	Formula Química	Densidad (grs/cm3) valores referenciales
1	1,68746	100,00	54,3209	Ilmenorutilo	F _{ex} (Nb,Ta) _{2x} Ti _{1-x} O ₂	5,00
2	3,33737	89,36	26,6895	Cuarzo	SiO ₂	2,63
3	3,24289	78,08	27,4821	Rutilo	TiO ₂	4,25
4	3,29088	44,72	36,1489	Circón	ZrSiO ₄	4,6- 4,7
5	2,70806	30,15	33,0515	Hematita	Fe ₂ O ₃	5,26
6	7,20805	15,38	12,2694	Caolinita	Al ₂ (Si ₂ O ₅)(OH) ₄	2,6
7	1,44837	11,55	64,2596	Pirita	FeS ₂	4,95- 5,10

➤ Resultados DRX (Pasa 200)

Tabla 15. Lista de fases identificadas correspondientes a los picos más elevados para los sedimentos de arenas de la muestra MFD-023 a 4519'.

Leyenda	d-spacing (Å)	% Intensidad	(°2Theta)	Nombre del Mineral	Formula Química	Densidad (grs/cm3) valores referenciales
1	3,34962	100,00	26,6126	Cuarzo	SiO ₂	2,63
2	4,23012	60,38	21,0016	Microclino	KAlSi ₃ O ₈	2,56
3	7,19345	51,24	12,3046	Caolinita	Al ₂ (Si ₂ O ₅) (OH) ₄	2,6
4	3,58098	38,56	24,8647	Siderita	FeCO ₃	3,96
5	3,21599	32,50	27,7400	Albita	Al ₂ O ₃ Na ₂ O ₆ SiO ₂	2,61
6	2,28344	10,87	39,4640	Calcita	CaCO ₃	2,7
7	2,90963	6,87	30,7292	Ankerita	Ca(Mg _{0,67} Fe _{0,33+2})(CO ₃) ₂	3,5- 4

Tabla 16. Lista de fases identificadas correspondientes a los picos más elevados para los sedimentos de arenas de la muestra MFD-023 a 4522'.

Leyenda	d-spacing (Å)	% Intensidad	(°2Theta)	Nombre del Mineral	Formula Química
1	3,24774	100,00	27,4635	Microclina	$K Al Si_3 O_8$
2	3,34247	96,53	26,6706	Cuarzo	$Si O_2$
3	7,15964	47,76	12,3630	Caolinita	$Al_2 (Si_2 O_5) (O H)_4$

Tabla 17. Lista de fases identificadas correspondientes a los picos más elevados para los sedimentos de arenas de la muestra 4540'.

Leyenda	d-spacing (Å)	% Intensidad	(°2Theta)	Nombre del Mineral	Formula Química	Densidad (grs/cm3) valores referenciales
1	3,34677	100,00	26,6357	Cuarzo	SiO_2	2,63
2	4,22835	64,66	21,0105	Microclino	$KAlSi_3O_8$	2,56
3	7,18367	47,65	12,3215	Caolinita	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$	2,6

El estudio comparativo de estos tres últimos difractogramas, ha permitido determinar con exactitud los distintos minerales de la arcilla presentes en cada una de muestras, la presencia del cuarzo (SiO_2) y microclino ($KAlSi_3O_8$) se han identificado como las fases mayoritarias. Así mismo, se ha detectado la presencia de carbonatos de calcio (calcita, siderita, ankerita) y feldespatos (albita). Finalmente, cabe esperar la presencia del mineral de arcilla como lo es la caolinita. Así pues, existe una buena concordancia entre estos resultados de caracterización mineralógica mediante la DRX y el análisis visual mediante el microscopio petrográfico.

4.5 ANÁLISIS POR MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO (MEB)

La técnica de microscopía de barrido se empleó, para estudiar la composición y morfología de los granos en estudio y para de determinar, si ello fuera posible, a qué fases se encuentran asociados los elementos de interés. Sin embargo, la combinación de la técnica de microscopía óptica más la electrónica de barrido permitieron generar un análisis más completos de los minerales.

La observación de las muestras se realizó en un microscopio electrónico (JEOL modelo JSM-6390) y el software INCA. Para su observación, las muestras se recubrieron con una fina capa de grafito conductor en un evaporador. Adicionalmente a la observación topográfica, se realizaron microanálisis químicos en diversas zonas de las muestras por medio de la técnica EDX (análisis elemental mediante espectrometría de rayos X de dispersión de energías).

Debido a la poca cantidad de muestra y de la cual no se pudo generar un análisis por MEB de mejor calidad, se adoptó un mismo criterio en la observación de todas las muestras. Este consistió en realizar una observación a pocos aumentos (macro) y de las cuales se tomaron imágenes generales por MEB (ver Figura 67), las imágenes observadas se obtuvieron usando un detector de electrones secundarios (SE) consiguiendo así imágenes típicas en blanco y negro de alta resolución y se seleccionaron las regiones de interés para ver la distribución de los granos y la morfología (estructura).

La mayoría de los granos observados son heterogéneos, para ello se procedió a utilizar la técnica de electrones secundarios como la detectada a partir de los electrones retrodispersados “*Backscattered electrons*” (BSE), para después repetir el proceso seleccionando una zona de estudio a mayores aumentos (micro). A diferencia de los electrones secundarios, los electrones retrodispersados aportan una imagen de las partículas en función de la naturaleza química de sus constituyentes de modo que las fases minerales que contienen elementos más pesados aparecen con más brillo mientras aquellas con elementos más ligeros presentan tonalidades más oscuras, con toda la gama de grises posible.

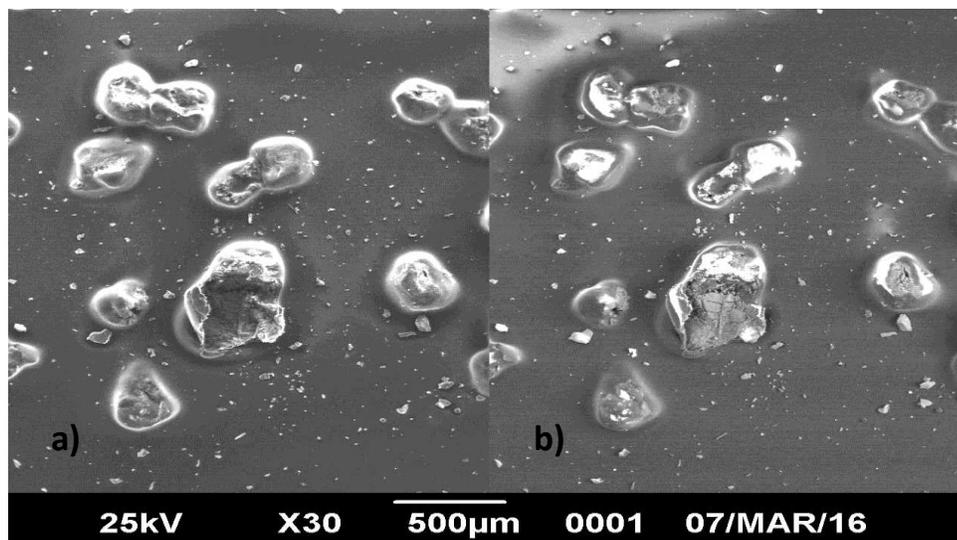


Figura 67. Imagen general tomada por MEB y donde se puede apreciar la diferencia entre los distintos tipos de detectores: a) SE, b) BSE.

A través del BSE se obtuvieron las variaciones existentes en el número atómico de los elementos presentes en la superficie de los granos. Donde se puede observar que la mayoría de estos poseen superficies rugosas y se discriminaron distintos tonos de gris en función de que existan varias fases con distintos elementos en donde se concentren los elementos más livianos, mientras que en las zonas con una topografía mayor hay presencia de elementos más pesados por su tonalidad clara (ver Figuras 68, 69 y 70).

Por otra parte, se tiene que a cada una de las muestras se les realizó el análisis puntual, donde los rayos incidieron tanto en la zona oscura como en la zona clara del grano en estudio, generando así una tabla con la composición de cada elemento en porcentaje y el espectro de rayos X.

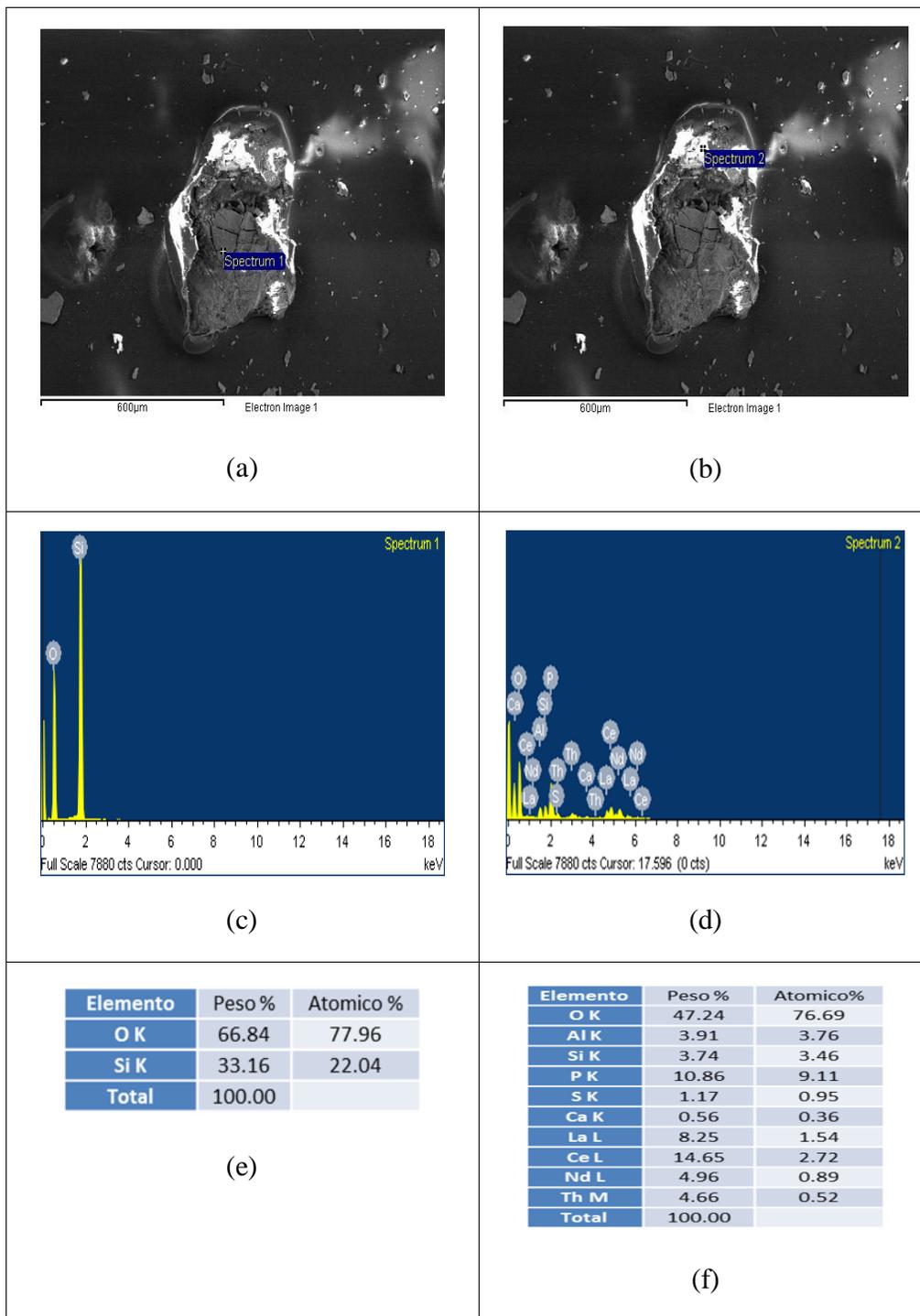


Figura 68. a) y b) Micrografía de electrones retrodispersados y el análisis puntual en las distintas zonas de tonalidades. c) y d) Son los correspondientes espectros de rayos X. e) y f) Tablas de la composición elemental de cada una de las partículas. Nota: Análisis para la muestra 4519'.

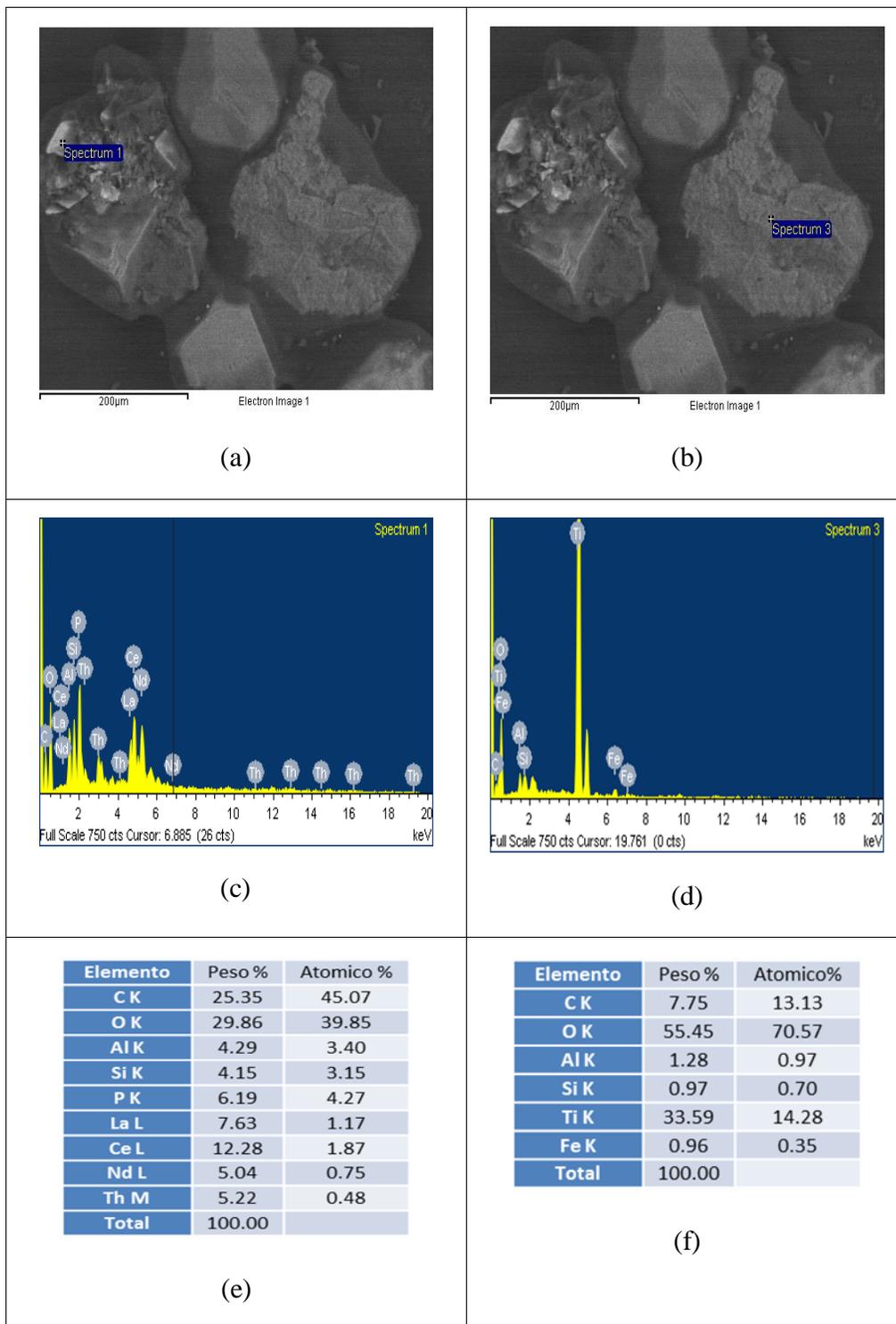


Figura 69. a) y b) Micrografía de electrones retrodispersados y el análisis puntual en las distintas zonas de tonalidades. c) y d) Son los correspondientes espectros de rayos X. e) y f) Tablas de la composición elemental de cada una de las partículas. Nota: Análisis para la muestra 4522'.

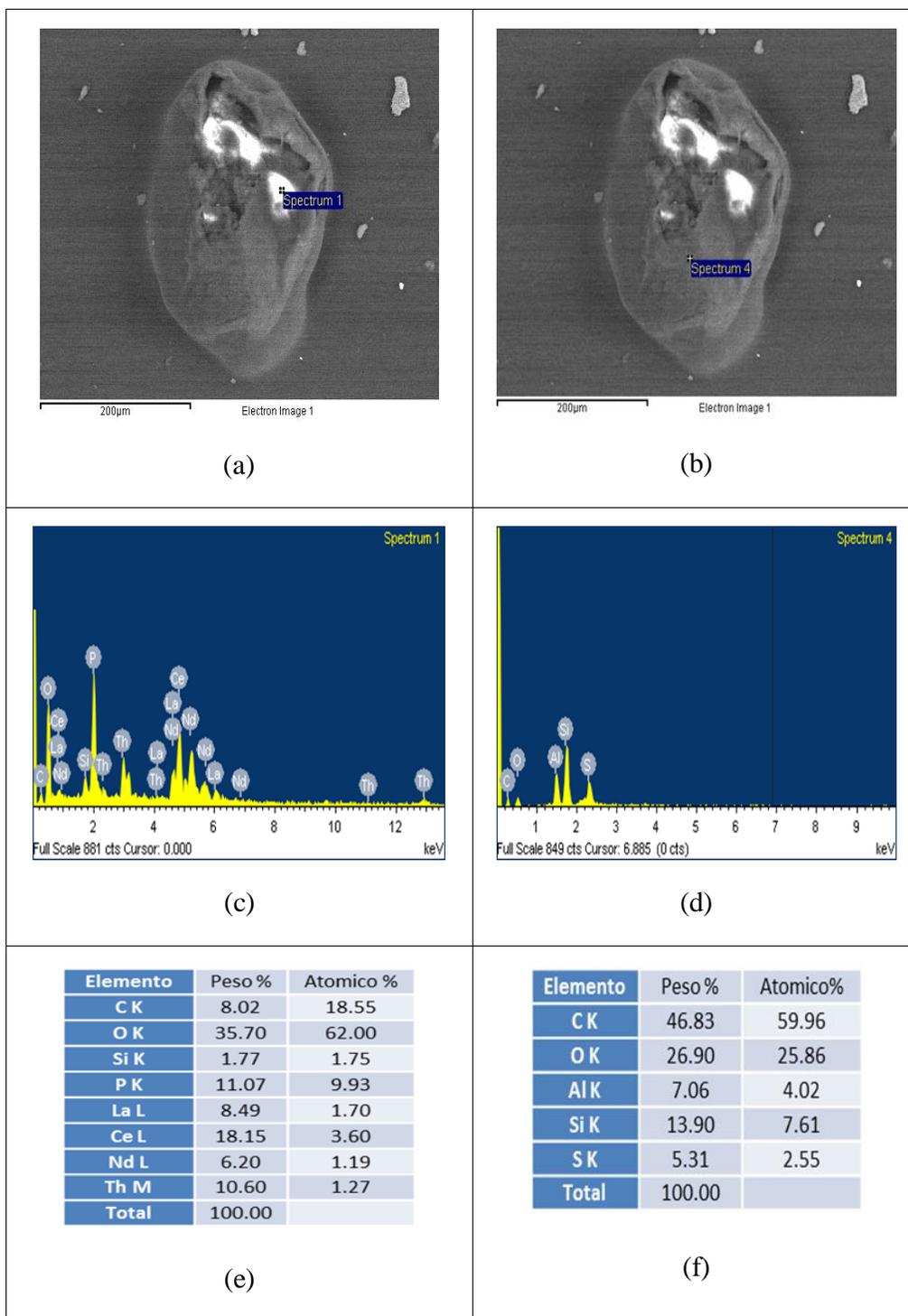


Figura 70. a) y b) Micrografía de electrones retrodispersados y el análisis puntual en las distintas zonas de tonalidades. c) y d) Son los correspondientes espectros de rayos X. e) y f) Tablas de la composición elemental de cada una de las partículas. Nota: Análisis para la muestra 4540^o.

En las figuras anteriores se muestran las micrografías y los espectros correspondientes a las muestras 4.519', 4.522' y 4.540'. En las micrografías (ver Figuras 68, 69, 70 a y b) se observaron un menor número de fases pesadas, aquellas con más brillo, para cada una de las muestras estudiadas, en consonancia con un mayor contenido de fases minerales de óxidos de silicio, también de minerales en alto contenido en óxidos de aluminio y hierro. En cada una de las micrografías se delimita la zona de estudio seleccionada, se eligió precisamente en función de la presencia de estas fases más brillantes que contienen elementos más pesados las cuales podrían aportar información valiosa. Por lo siguiente en los espectros de rayos X (ver Figuras 68,69, 70 c y d) para cada una de las muestras se obtuvieron elementos pesados como el fósforo (P) y otros pertenecientes a las tierras raras como el cerio (Ce), neodimio (Nd) y lantánidos (La), y del elemento torio (Th) el cual pertenece a la familia de los elementos generados por decaimiento radioactivo del Uranio-238.

Para cada una de las figuras mencionadas anteriormente se muestran las tablas (ver Figuras 68, 69, 70 e y f) indicando el porcentaje de elementos presentes en cada partícula de estudio de las tres muestras que se analizaron. No obstante, para la muestra 4.522' se realizó el análisis puntual a dos partículas diferentes, donde se puede observar que la forma del grano que está a la izquierda es más amorfo y con algunas estructuras en los bordes, mientras que el granos de la derecha presenta una superficie rugosa (compárense la Figura 69 a y b).

Significativamente para las tres muestras el estudio realizado por MEB amplió a una observación mayor de los elementos que vendrían a corroborar los resultados obtenidos anteriormente con la técnica de DRX

4.6 ANÁLISIS DE IMÁGENES DE MINERALES PESADOS

Primeramente se realizó el análisis de características superficiales por cada grano cómo lo son la esfericidad y redondez con la ayuda de la carta visual de Krumbein & Sloss (1955), y de manera más precisa con el análisis digital de imágenes con la ayuda del software ImageJ.

De esta forma se observó en los valores de esfericidad y redondez, tanto visual como calculados dos patrones distintos, el primero con valores de esfericidad ubicados entre (0,6-0,7) lo que quiere decir que los granos poseen un esfericidad media, pero también hay un gran porcentaje de granos que poseen baja esfericidad. Los valores de redondez oscilan entre (0,7-0,8) indicando la presencia de granos subredondeados a redondeados, los minerales experimentan una alteración física a través de la erosión, esto se refleja en el tamaño, la fracturación y la redondez de los granos, no obstante sus repercusiones están ligadas a la estabilidad mecánica de los mismos. Por lo tanto la mayoría de estos granos fueron retrabajados pasando por varios ciclos sedimentarios donde predominan minerales resistentes, bien redondeados, esto indicaría que la fuente de origen se encontraría a una distancia larga.

Los resultados generales que se presentan en la tabla 18, permite identificar que la muestra que posee menor redondez y esfericidad es la 4.540' (0,8A) y de la cual se deduce que los granos son más subangulosos.

Tabla 18. Resultado de análisis de minerales a través de análisis visuales y de imágenes.

MUESTRAS	VISUAL		CALCULADA	
	Red. Visual	Esf. Visual	Red. Calculada	Esf. Calculada
4519' (0,4A)	0,796	0,723	0,759	0,774
4519' (0,8)	0,711	0,753	0,733	0,765
4519' (1,2A)M	0,706	0,791	0,766	0,694
4519' (1,2A)NM	0,753	0,721	0,758	0,672
4522' (0,4A)	0,656	0,693	0,735	0,729
4522' (0,8A)	0,773	0,706	0,753	0,748
4522' (1,2A)M	0,833	0,761	0,813	0,776
4522' (1,2A)NM	0,786	0,613	0,744	0,627
4540' (0,4A)	0,673	0,721	0,732	0,737
4540' (0,8A)	0,486	0,516	0,489	0,531
4540' (1,2A)M	0,781	0,643	0,769	0,669
4540' (1,2A)NM	0,711	0,706	0,759	0,688

Para una mejor descripción se observa que la muestra 4.522' es la que presenta mayor esfericidad con un valor de 0,627 a 0,776; luego vendría la muestra 4.519' con un valor de esfericidad entre 0,672 a 0,774 y por último la muestra 4540' que tiene una esfericidad de 0,531 a 0,737. En cuanto a la redondez, se tiene que también la muestra 4.522' posee la mayor con un valor que va de 0,735 a 0,813, seguido del intervalo 4.540' que cuenta con 0,489 a 0,769 y por último el intervalo 4522' con valores que van de 0,733 a 0,766.

La Figura 71 permite visualizar de forma gráfica los valores descritos, pertenecientes al pozo MFD-023 (~20 pies = 6 m), la esfericidad y redondez es relativamente la misma, que aunque de forma general se ven homogéneos en los valores hay una diferencia significativa a nivel de profundidades lo que parece sugerir que la cuenca recibe sedimentos a ciertos intervalos específicos. Es importante destacar, que a partir del parámetro de esfericidad, el cual depende de la roca fuente, se puede determinar el origen de dichos minerales, ya que éstos son resistentes, es decir, conservan su forma y estructura .

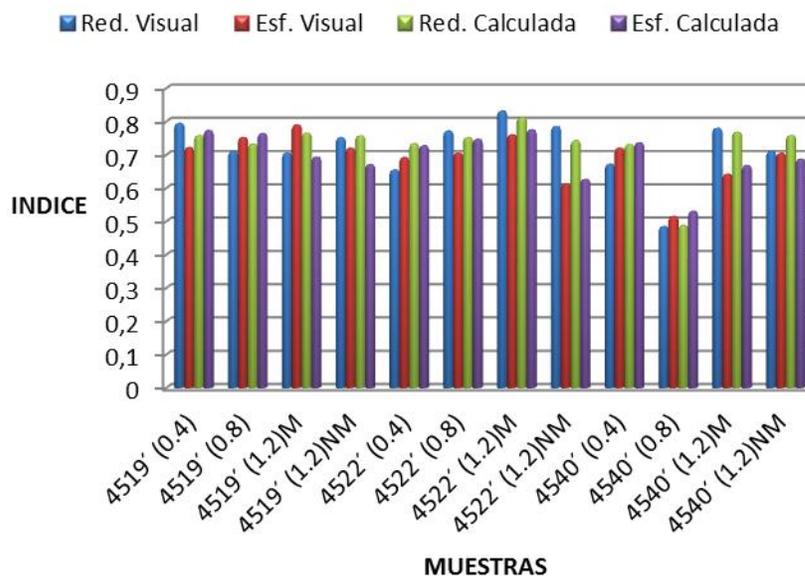


Figura 71. Comparación entre índices de redondez y esfericidad promedios calculados y observados.

La tabla 18 permite comparar el promedio de redondez de la fracción 1,2A magnéticas y no magnéticas de los sedimentos, de forma general se tiene que en esta fracción es donde se encuentran los granos de mayor esfericidad, para las muestras 4.519' y 4.540' a la fracción mencionada la esfericidad es menor que el grado de redondez, lo que quiere decir que estas partículas tienden a poseer formas más subangulosas o subredondeados, y en particular la muestra 4.522' de la fracción magnética sea la que presenta el mayor grado de redondez y esfericidad.

Con esto se puede decir que para las tres muestras que se encuentran en un rango de esfericidad y redondez muy similares, y la forma en general de los granos son de subredondeados a redondeados, indicando un mayor transporte por lo que se diría que la fuente se encuentra alejada. Posiblemente estos granos de minerales estables bien redondeados pudieron haber derivado de una fuente sedimentaria pre-existente que se encuentre en los alrededores de la Cuenca Oriental, esta se encuentra expuesta, por medio de la abrasión y desgaste estos clastos producen variaciones importantes en la redondez. Por tanto la redondez se adhiere durante el transporte en agentes en los que el proceso de abrasión es efectivo (agua y aire).

El análisis textural se realizó por medio de la visualización de los granos a través de un microscopio petrográfico, en el cual se observaron muchas inclusiones en todos los granos, este análisis fue reforzado a través del análisis por Microscopía Electrónica de Barrido.

4.7 Discusión: Integración de los resultados en el contexto regional

Baldwin *et al.* (1986) fueron los primeros investigadores en indicar mediante termocronología por trazas de fisión en circones detríticos que la fuente de sedimentos del prisma de acreción de Barbados provenía de Suramérica y que en ella se discriminaba al menos cinco diferentes terrenos fuentes: un terreno entre 20 a 50 Ma que incluye edades de exhumación de los Andes de Venezuela y corredor de la Cordillera Oriental de Colombia basado en Kohn *et al.* (1984), algunas edades provenientes de Isla de Toas, Perijá y la Serranía de Trujillo con edades entre 50 a

126 Ma basados en Shagam *et al.* (1984), un grupo de circones metamórficos (muy antiguos) que provienen del escudo de Guayana y un terreno Glaucofano basado en González de Juana (1980) pertenecientes al sistema de montañas del Caribe. Hoorn *et al.* (1995), sugieren que la tectónica andina es la responsable del cambio en los patrones de drenajes ocurridos durante el Mioceno al norte de Suramérica (ver Figura 72).

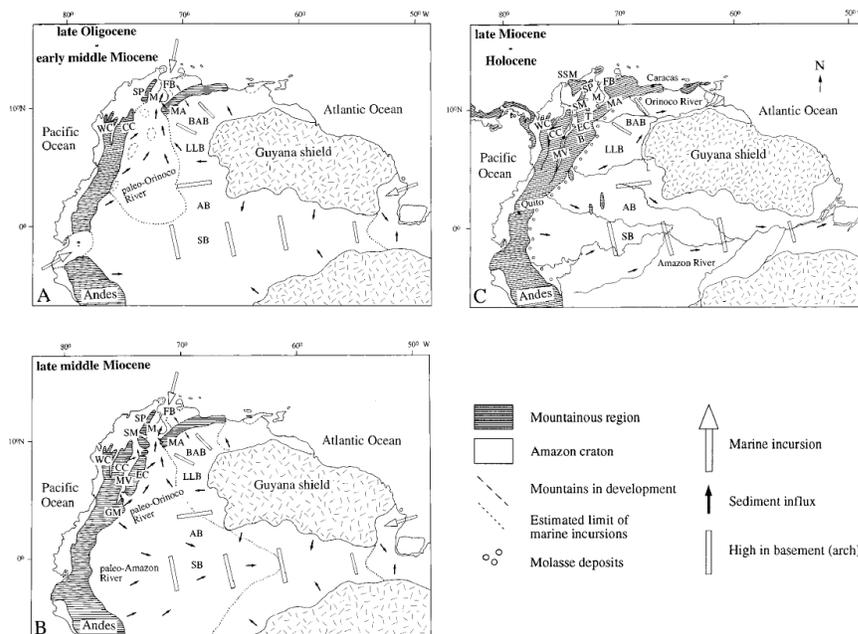


Figura 72. Mapas de reconstrucción paleogeográfica desde el Oligoceno tardío al Holoceno (Tomado de Hoorn *et al.*, 1995). En esta figura WC: Cordillera Oriental de Colombia, CC: Cordillera Central, EC: Cordillera Occidental, GM: Macizo de Garzón, SP: Sierra de Perijá, SM: Macizo de Santander, MA: Andes de Mérida, T: Terreno de Táchira o Bloque Caparo, M: Lago de Maracaibo, MV: Valle del Magdalena, SSM: Sierra de Santa Marta, B: Cuenca de Bogotá, FB: Cuenca de Falcón, BAB: Cuenca Barinas Apure, LLB: Cuenca de los Llanos, SB: Cuenca Solimoes, AB: Cuenca del Amazonas.

Diferentes reconstrucciones paleogeográficas han mostrado que grandes precursores de los ríos actuales Orinoco, Amazonas y Magdalena compartían la misma cuenca durante el pasado geológico. Esto es soportado por diversos estudios que intentan relacionar biodiversidad con los procesos de edificación montañosa (Hoorn *et al.*, 2010); existencia de especies que pudieron habitar solamente en

grandes sistemas de lagos o deltas (Hoorn *et al.*, 1995; Díaz de Gamero, 1996) y evidencias geológicas (Guzmán & Fisher, 2006). La Figura 73 muestra los sistemas lacustres, la red de drenaje, los sitios con exhumación y su evolución a lo largo del tiempo geológico.

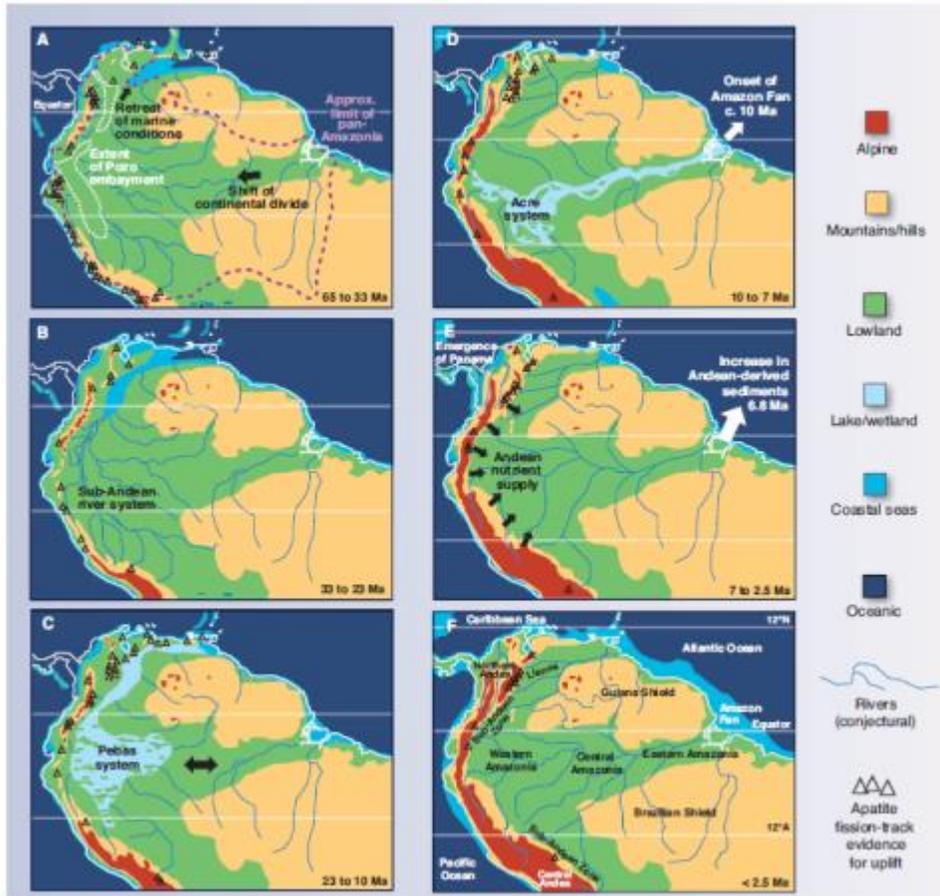


Figura 73. Mapas paleogeográficos con la transición desde áreas “cratónicas” (A y B) a paisajes dominados por el levantamiento andino (C a F). (A) La cuenca del Amazonas se extendió sobre una gran parte del continente suramericano. La ruptura de la placa del Pacífico cambió los rasgos geográficos y dominó el levantamiento de Los Andes. (B) Los Andes continúan levantándose con la principal red de drenajes hacia el noroeste. (C) Edificación de montañas en los Andes Centrales y del Norte (~12 Ma) y progradación de tierra húmeda (wetland) hacia el oriente de la cuenca del Amazonas (D) Levantamiento de Los Andes del Norte restringido a la zona “pan-Amazonia” facilitando la especiación alopátrica y extirpación. (E) Las megazonas húmedas desaparecen y se extienden los bosques; cierre del Istmo de Panamá (F) Estado actual. Note que Suramérica migra hacia el norte durante el Paleógeno (Tomada de Hoorn *et al.*, 2010).

Escalona & Mann (2011) hicieron una reconstrucción más local sobre la evolución de la red de drenajes. La Figura 74 ilustra la misma.

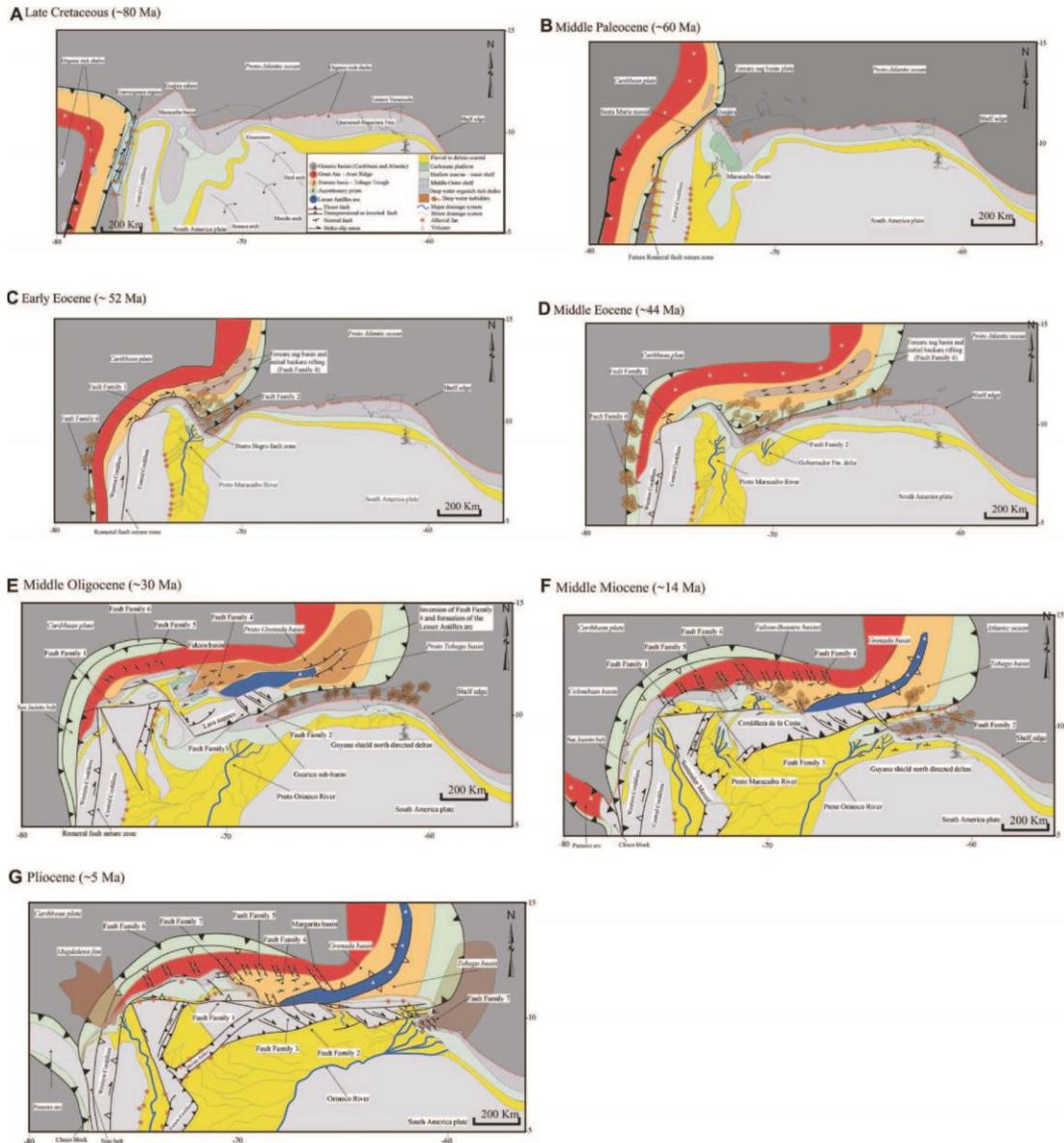


Figura 74. Mapas que muestran el efecto de la colisión oblicua entre el arco del Caribe y la Paca Suramericana sobre la paleogeografía regional, esta reconstrucción incluye los cambios en posición de la línea de costa y las posibles trayectorias inferidas de los sistemas de drenajes. A. Cretácico tardío (~80 Ma); B. Paleoceno medio (~60 Ma); C. Eoceno temprano (~52 Ma); D. Eoceno medio (~42 Ma); E. Oligoceno medio (~30 Ma); F. Mioceno medio (~14 Ma); G. Plioceno (~5 Ma). (Tomado y modificado de Escalona & Mann, 2011).

En Hoorn *et al.* (2010) el Prof. Mauricio Bermúdez realizó una compilación de todos los datos termocronológicos existentes a lo largo de toda Suramérica. Esos datos fueron comparados con datos palinológicos, biológicos moleculares, cambios eustáticos del nivel del mar, entre otros, para estudiar la evolución de la red de drenaje, realizar una reconstrucción paleogeográfica y estudiar los efectos de la adaptación de la biodiversidad a los cambios topográficos como el levantamiento de toda la cordillera andina suramericana.

Los resultados de Hoorn *et al.* (2010) sugieren en términos de exhumación dos comportamientos completamente diferentes de Los Andes del Norte con respecto a los Andes Centrales de Suramérica. Los primeros parecieran ser mucho más jóvenes que los Andes Centrales, adicionalmente el escape de los Andes del Norte (Egbue & Kellogg, 2010) ha reactivado la transpresión en distintas zonas, y ha reactivado zonas de fallas, esto particiona la cadena en numerosos bloques tectónicos con velocidades de exhumación contrastantes.

La Figura 75 muestra una parte de la base datos termocronológica constituida por 905 edades por trazas de fisión en apatitos y la configuración actual de la red de drenajes, en donde el río Orinoco y el Amazonas corrían paralelamente dividiendo la zona cratónica. La evolución de los Andes del Norte está relacionada con la migración hacia el este y la colisión del Istmo de Panamá. En contraste, los Andes centrales están más relacionado a la subducción de la placa Nazca por debajo de Suramérica.

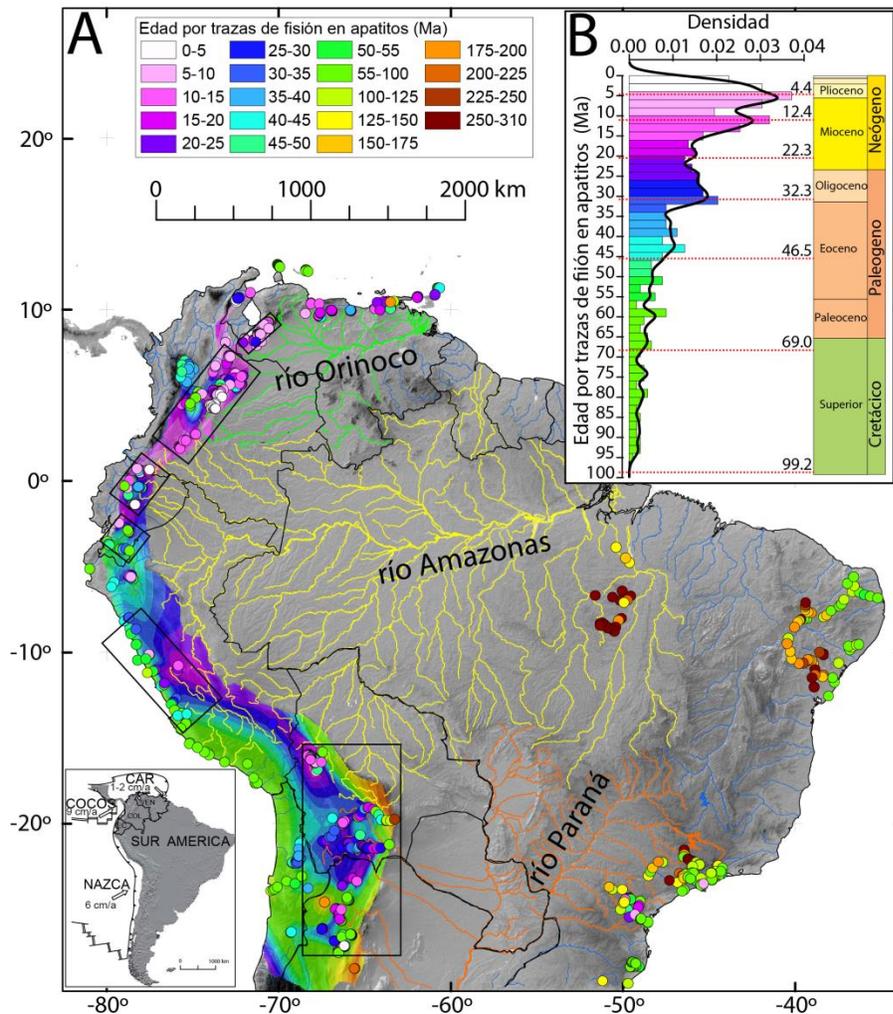


Figura 75. A) Edades de exhumación a lo largo de los andes nortes y centrales de Suramérica basado en datos de trazas de fisión en apatitos. B) Histograma y función de densidad de probabilidad (PDF) para toda la base de datos de Los Andes (Tomada de los datos repositorios de Hoorn et al., 2010).

Además de la base de datos termocronológicos in-situ mostrada en la Figura 75, existe una base de datos de edades de sedimentos modernos de ríos derivadas del método por trazas de fisión en circones detríticos de un importante sector de la cuenca del río Orinoco (Bermúdez, 2015). La localización de tales muestras detríticas puede ser observada en la Figura 76. Adicionalmente, existen siete (07) Trabajos Especiales de Grado (Calderón, 2015; Arcia & Viana, 2014; Albornoz & Lezama, 2014; Carmona & González, 2014; López & Uzcátegui, 2014; Figueira & Romero,

2014; Flores, 2013) en donde se posee una caracterización morfométrica, reconocimiento de minerales pesados, resultados de microscopía electrónica, difracción de rayos X, entre otras técnicas. La integración de todos esos resultados con los aquí derivados mediante la posterior datación de los minerales pesados serán empleados para determinar cuáles son los terrenos fuentes que aportaron la mayor cantidad de minerales pesados al área de estudio considerada en este trabajo. Además de una reconstrucción detallada de la paleogeografía de la zona.

Las estrellas de color verde en la Figura 76 representan las muestras detríticas recolectadas bajo los proyectos GIAME y CDCH-UCV durante los años 2013-2014, un total de 27 muestras fueron seleccionadas en campo, y hoy en día han sido fechadas por el método de termocronología por trazas de fisión en apatitos y circones. Es necesario terminar de fechar los minerales pesados obtenidos en esta investigación para poder relacionarlos y determinar las distintas fuentes.

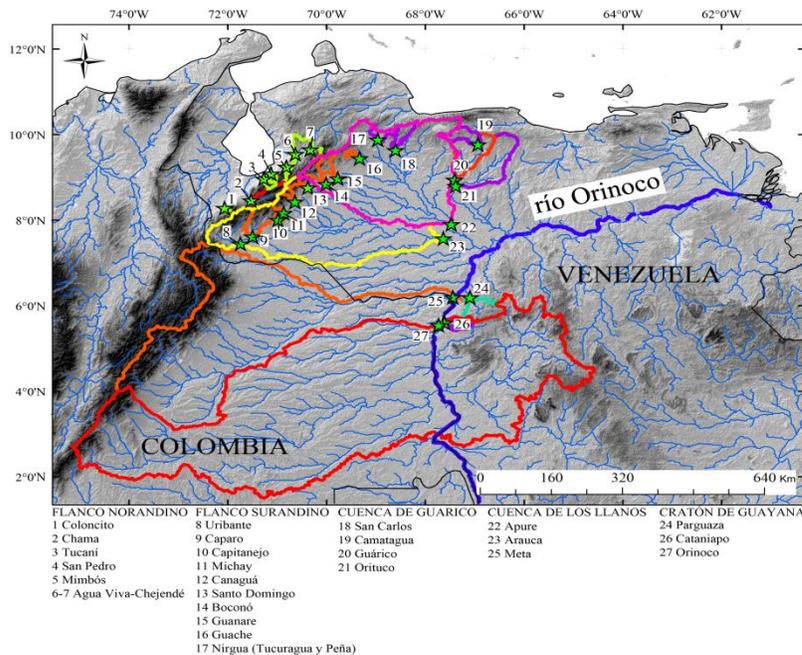


Figura 76. Muestras de sedimentos detríticos fechadas por Bermúdez (2015) y cuencas hidrográficas asociadas con la finalidad de estudiar la relación entre clima-relieve y tectónica en el vértice noroeste del río Orinoco.

CAPÍTULO V

5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

La anomalía en torio y otras tierras raras no sólo puede ser atribuida a la gran presencia de una variedad de monacitas: Monacita-(Ce), (Ce, La, Nd, Th)PO₄, Monacita-(La), (La, Ce, Nd)PO₄, Monacita-(Nd), (Nd, La, Ce)PO₄, y Monacita-(Sm), (Sm, Gd, Ce, Th)PO₄, pues existen otros minerales pesados (Le Boulbar *et al.*, 2014) como rutilo, anatasa, esfena, microclino, apatitos y circones. Además de minerales arcillosos como la caolinita (Höhn *et al.*, 2014) que podrían amplificar esa anomalía. La monacita y el apatito al ser fosfatos entran en competencia, y por lo tanto la coexistencia de los mismos en una formación geológica sedimentaria es poco probable a menos que existan diversos terrenos fuentes.

A nivel de los registros petrofísicos, existe una amplia señal mezclada que pudiera generar la anomalía, discriminar específicamente que o cuales minerales generan todo la señal compuesta es una tarea que aún queda por finalizar, este Trabajo Especial de Grado mostró el universo de minerales pesados y ricos en tierras raras que pudieran estar afectando tales registros, en especial en el contenido de torio.

Adicionalmente, la presencia de pirita aunque es normal, ya que por lo general cuando se hace la separación de minerales pesados ella aparece con los circones, resulta difícil explicar la presencia de cuarzo, a menos que se generen los conglomerados de cuarzo pirita que a su vez son ricos en uranio y que pueden ser usadas como indicador paleogeográfico (Long *et al.*, 2010) Con respecto a la albita puede decirse que muchos depósitos de tierras raras contienen albita en Suramérica esto se ha reportado en el depósito de Arenopolis (Areianopolis) en Goias, Brasil.

Además por otra parte, la diferencia en términos de redondez y esfericidad a diferentes niveles de profundidad que raramente superan los 6 metros, la diversidad mineralógica, la existencia de diversas especies de circones refuerzan esta conclusión.

También la presencia de importantes volcanes en la región pudiera haber aportado circones volcánicos a la zona de estudio

Los análisis de procedencia sedimentaria mediante los triángulos de clasificación propuestos por Dickinson & Suczek (1979) y Dickinson *et al.* (1983) fueron claves para discriminar al menos dos posibles fuentes de sedimentos: 1) de bloque continental, en especial el de tipo cratón interior, y 2) con predominancia de orógeno reciclado. Esto sugiere dos fuentes distintas una en el sur dado por el cratón de Guayana y otra en el norte o tal vez una señal mezclada entre los Andes y el sistema de montañas del Caribe como las mayores aportadoras de sedimentos.

En cuanto al significado regional de los resultados obtenidos en este trabajo especial de grado puede decirse lo siguiente:

A nivel de reconstrucción paleogeográfica los resultados y observaciones derivadas de esta investigación permiten concluir que existió una vasta red de drenajes que unían en una sola tres importantes cuencas actuales: Amazonas, Magdalena y Orinoco (Hoorn *et al.*, 1995, Díaz de Gamero, 1996; Guzmán & Fisher, 2006; Hoorn *et al.*, 2010), ese sistema es llamado el sistema lacustre Pebas por Hoorn *et al.* (2010), pero además de eso la interacción y transgresión marina desde tiempos anteriores al Cretácico serían los puntos claves a considerar al momento de hacer una reconstrucción paleogeográfica. Al menos en el caso del sistema fluvial que pasaba por el Lago de Maracaibo (Proto-Maracaibo), la exhumación generada durante el Mioceno (8 Ma; Bermúdez *et al.*, 2011) coincide con la migración de importantes sistemas de drenajes (Hoorn *et al.*, 1995; Díaz de Gamero, 1996). Otros reconstrucciones de paleodrenajes y paleogeográficas indican la adaptación rápida de un sistema de drenajes desde tiempos del Cretácico hasta la actualidad (Escalona & Mann, 2011; Noriega *et al.*, 2011; Xie & Mann, 2014).

Como recomendaciones realmente es importante realizar las dataciones por distintos métodos geo-termocronológicos que incluyan los métodos U-Pb o trazas de fisión a los diversos minerales (monacita, apatito, circón, esfena) es la única alternativa viable para realizar la reconstrucción en el tiempo geológico de este importante sector de Suramérica.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS Y HEMEROGRÁFICAS

ALBORNOZ, M & LEZAMA, A. (2014). Comparación de la relación topoforma-clima- tectónica en el sector suroeste de la Cuenca del Río Orinoco mediante análisis de índices de erosión y minerales pesados. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo, inédito, 86 p.

ALVARADO, J. (2013). Aplicación de registros LWD en la correlación de formaciones y geonavegación de pozos direccionales en el campo Dobokubi, estado Anzoátegui. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo, inédito, 3-11-12 p.

ANAYA, R. (2004). Calibración del separador magnético del alta intensidad de Magnet-litf MLH (13) 111-5 y comparación con el separador isodinámico Frantz, para la concentración de grandes volúmenes de minerales accesorios pertenecientes a rocas sedimentarias de las formaciones Isnotú y Betijoque del estado Trujillo. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo, inédito, 67 p.

ARRIOJA, M. (2013). Existencia de falla en las bombas de cavidad progresiva del Campo Dobokubi de la estación de flujo MEF-29, de crudos pesados. PDVSA. Trabajo no publicado, Universidad Nor-Oriental Privada “Gran Mariscal de Ayacucho”, Escuela de Ingeniería de Mantenimiento, núcleo El Tigre- Pto Ordaz. Disponible en <https://sites.google.com/site/metinmiguelarrioja/bloque-de-proyecto>. (Consulta el 19 de julio 2015).

AUDEMARD, F.; I. AZPIRITXAGA; P. BAUMANN; A. ISEA., & M. LATREILLE. (1985). Marco Geológico del terciario de la faja petrolífera del Orinoco, Venezuela. Ponencia presentada en: VI Cong. Geol. Venez., Caracas, 1985, S.V.G., 1: 70-108.

BALDWIN, S., HARRISON, T., & BURKE, K., (1986). *Fission track evidence for the source of accreted sandstones, Barbados*. Tectonics 5, 457–468.

MÉNDEZ-BAAMONDE, J (2006). Petrología, Universidad Central de Venezuela.

- BARTOK, P. (1993). *Prebreakup geology of the Gulf of Mexico-Caribbean: its relation to Triassic and Jurassic rift systems of the region*. *Tectonic*, 12(2): 441-459.
- BENEDETTI M. & HERNÁNDEZ C. (2007). Evolución tectono-estratigráfico y procedencia de los sedimentos clásticos del surco de Guárico en las secciones El Pao – Valle Morín, estados Cojedes y Aragua. UCV-G, 123 p.
- BERMUDEZ, M. & ANAYA, R (2007). Calibración del separador magnético de alta intensidad magnet-lift mlh (13) 111-5 para su uso en el laboratorio de Termocronología de la UCV. *Revista de la Facultad de Ingeniería Universidad Central de Venezuela*, 22(3), 73-84. Recuperado en 28 de febrero de 2016, de http://www.scielo.org.ve/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0798-40652007000300007&lng=es&tlng=en.
- BERMUDEZ, M., MORA, J.L., GONZÁLEZ, A., NAVARRO, W., LECUE, P., & AGOSTINI, A. (2006). Diseño, construcción y calibración de un sistema automatizado para la separación de minerales pesados (SASMP). *Rev. Fac. Ing. UCV*. [Resumen en línea]. Disponible en <http://www.scielo.org.ve/>. (Consulta el 17 de mayo 2015).
- BERMUDEZ, M.A. (2015). Aplicaciones de la termocronología de baja temperatura, modelado termocinémico y geomorfología cuantitativa en el establecimiento de la evolución geodinámica de un sector del norte de Suramérica. Trabajo de Ascenso a Profesor Titular, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela, 115 páginas.
- BERMÚDEZ, M.A., VAN DEER BEEK, P., & BERNET, M. (2011). *Asynchronous Miocene Pliocene exhumation of the central Venezuelan Andes*. *Geology*, v.39, p. 139-142
- CARVER, R. E. (1971). *Heavy-mineral separation*. In Carver, R. E. (Ed.), *Procedures in sedimentary petrology*: New York (Wiley-Interscience), p. 427-452
- CABRERA, S. de & DI GIANNI, N. (1994). *Biostratigraphy and paleogeography of the Eastern Venezuelan Basin during the Oligo/Miocene*, V Simp. Bolívar. "Exploración petrolera en las cuencas subandinas". Puerto La Cruz, Soc. Venez. Geol.:231-233.
- CAMPOS, V., CABRERA, S., & LANDER, R. (1985). Estratigrafía del Noroeste de Anzoátegui. VI Congreso Geológico Venezolano, Sociedad Venezolana de Geólogos, Memoria 1, Caracas, pp. 156-200.

- CARMONA, S. & GONZALEZ, Z. (2014). Discriminación de agentes controladores del relieve actual sobre el flanco surandino a partir del estudio de sedimentos modernos de los ríos Canaguá, Caparo, Michay, Uribante y cálculos de índices de erosión. . Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo, inédito, 13 p.
- CRESPO, J. (2008). Modelo sedimentológico-estratigráfico, bloque Carabobo 2, Faja Petrolífera del Orinoco. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo, inédito, 25-29 p.
- COELLO, V (2005). Significado tectónico y procedencia de la formación Guárico a través de análisis petrográfico y minerales pesados, Venezuela norcentral. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo, inédito, 264 P.
- COLLINS, T (2007). *Image J for microscopy*. Biotechniques, 43 (Suppl.1), p. 25-30.
- DIAZ DE GAMERO, M (1996). El cambio del curso del río Orinoco durante el Neógeno: Una revisión: Paleogeográfica, Paleoclimatología, Paleoecología, v 123, Pág. 385-402.
- DI CROCE, J.; BALLY, A., & VAIL, P. (1999) *Sequence Stratigraphy for the Eastern Venezuela Basin*. En Mann, P. (ed) Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World, 4. Elsevier science. B.V, Amsterdam. 419- 476 p.
- DICKINSON W. R. (1985). *Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones*. En: Zuffa G, (ed), Provenance of arenites. Reidel Publishing Company. 333-362.
- DICKINSON W. R., L. BEARD, G. BRAKENRIDGE, J. ERJAVEC, R. FERGUSON, K. INMAN, R. KNEPP, L. LINDBERG., & P. RYBERG. (1983). *Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting*. Geol. Soc. Amer. Bull. 94: 222-235.
- DICKINSON, W.R., & SUCZEK, C.A. (1979). *Plate Tectonics and Sandstone Compositions*. The American Association of Petroleum Geologist Bulletin V. 63 (N °12), p 2164- 2182.

DI GIACOMO, E., (1985). Acritarcos de la Formación Carrizal, Área de Zuata-Faja Petrolífera del Orinoco, Venezuela Oriental. VI Congreso Geológico Venezolano. 503-529p.

DRESSER, ATLAS (1974). Introducción al Perfilaje. Dresser Industries, Inc., U.S.A, p 1-18.

EGBUE, O., & KELLOGG, J. (2010). *Pleistocene to present North Andean "escape"*. Tectonophysics, 489: 248-257.

ESCALONA, A., & MANN, P. (2011). *Tectonics, basin subsidence mechanisms, and paleogeography of the Caribbean-South American plate boundary zone*. Art. Mar. Pet. Geol., 28(1), 8–39.

FASOLA, A.; G. GIFFUNI; A. EURIBE, S. CRESPO DE CABRERA., & I. PAREDES, (1985). Bioestratigrafía y paleoecología del terciario y cretácico, áreas Yucal - Placer y Jobal - Zuron, Edo. Guárico. Informe Técnico Interno PDVSA INTEVEP.

FEO-CODECIDO, G. (1960). Geología técnica para el estudio de los minerales pesados y su aplicación en la estratigrafía de Venezuela. Boletín de la Asociación Americana de Geología Petrolera. Vol. 40, N° 5, 24 p.

FEO-CODECIDO, G., F.D. SMITH, N. ABOUD., & E. Di GIACOMO. (1984) Basement and Paleozoic rocks of the Venezuelan Llanos basins. Geological Society of America, Memoir 162: 175-187.

FERREIRA, T., & RASBAND W (2012). Image J, user guide /IJ 1, 46 r.

FIGUEIRA, M. & ROMERO, L. (2014). Estudio de la interacción entre clima, relieve y tectónica a lo largo de las zonas circundantes a los ríos San Carlos, Guache, Guanare y Capitanejo mediante comparación de índices de erosión y análisis de minerales pesados. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo, inédito, 29 p.

FIORILLO, G. (1983). Evaluación exploratoria de la faja petrolífera del Orinoco, PDVSA, Caracas.

FLORES, J. & MÉNDEZ, A. (2005). Correlación estratigráfica y geocronológicas de las quebradas Hoyos y Vichú por el método de huellas de fisión, Formación Betijoque, Estado Trujillo. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería,

Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo, inédito, 129 p.

FLORES, M. (2013). Estudio de relación entre clima, erosión y tectónica a lo largo del río Guárico mediante análisis geomorfológicos, geológicos y datos termocronológicos existentes. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniera Geóloga, inédito, 162 p.

GARCÍA, R. (2013). Caracterización de las areniscas con base a tipos de roca integrando rasgos sedimentológicos y petrofísicos, en un sector de los bloques Petrocarabobo y Carabobo 1, en la Faja Petrolífera de Orinoco, Venezuela. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo, inédito, 63-69 p.

GAMERO, A. & REVETI, M. (2011). Estudio geoquímico y mineralógico de minerales pesados en la zona Nor-Occidental del estado Bolívar. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo, inédito, 50 p.

GLOVER, P. (s.f). Apuntes del curso petrofísica MSc. Disponible en http://homepages.see.leeds.ac.uk/~earpwjg/PG_EN/CD%20Contents/GGL-66565%20Petrophysics%20English/Chapter%2012.PDF. (Consulta el 25 de octubre de 2015).

GONZALEZ DE JUANA, C., ITURRALDE DE AROCENA, J.M., & PICARD CADILLAT, X. (1980). Geología de Venezuela y sus Cuencas Petrolíferas. Tomo II. FONINVES, 643-950 p.

GROSZ, A., SAN JUAN, F., & REID, J (1992). *Heavy- mineral concentrations associated with some Gamma-Ray aeroradiometric anomalies over cretaceous sediments in North Carolina: implications for locating placer mineral deposits near the fall zone*. U.S. Geological Survey, open-file report of 92-396, 15 p.

GUZMAN, J., & FISHER, W. (2006). *Early and middle Miocene depositional history of the Maracaibo Basin, western Venezuela*. Boletín de la Asociación Americana de Geólogos Petroleros (AAPG), vol. 90: pp. 625–655.

HEDBERG H. D., L. C. SASS & H. J. FUNKHUSER, H. (1947). *Oil fields of the greater Oficina area, central Anzoátegui, Venezuela*. Amer. Assoc. Petról. Geol. Bull., 31(12): 1089-2169.

HESS, H. (1959). *Notes on operation of Frantz Isodynamic Magnetic Separator*. Pamphlet published by S.G. Frantz Co., Inc., 87 p.

HOORN, C., GUERRERO, J., SARMIENTO, G.A., Y LORENTE, M.A., (1995). *Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern South America: Geology*, v. 23, p. 237–240.

HOORN C., WESSELINGH, F. P., STEEGE T, H., BERMUDEZ, M. A.,MORA, A., SEVINK, J., SANMARTIN, I., SANCHEZ-MESEGUER, A., ANDERSON, C. L., FIGUEIREDO, J. P., JARAMILLO, C., RIFF, D., NEGRI,F. R., HOOGHIEMSTRA, H., LUNDBER, J., STADLER, T., ŠARKINEN,T., & ANTONELLI, A.(2010). *Amazonia through time: Andean Uplift, climate change, landscape evolution, and Biodiversity*, Science, Pag. 330, 927–931.

HULBURT, C. & KLEIN, C. (2011). Manual de mineralogía basado en la obra de J.D. Dana: Editorial Reverté, Cuarta edición, Vol. 1, Barcelona, España, 303- 311 p.

INFORME TÉCNICO IGIS-PDVSA (2007). Descripción sedimentológica Núcleo MFD- 023. Anzoátegui.

JAM, P. & SANTOS, A. (1987). Cambios de facies de la Formación Freites en el sector Cerro Negro, Faja Petrolífera del Orinoco. Bol. SVG. Caracas, 31: 47-48.

KELLY, E.G., & SPOTTISWOOD, D.J. (1990). Introducción al procesamiento de minerales. Editorial Limusa S.A., México DF. 153- 184 p.

KOHN, B. P.; SHAGAM, R; BANKS, P. O., & BURKLEY, L. A (1984). Mesozoico-Pleistoceno trazas de fisión edades en las rocas de los Andes venezolanos y sus implicaciones tectónicas. El Caribe- American Sur y el límite de la placa tectónica regional; Memoria - Sociedad Geológica de América, 162, p. 365-384

KRUMBEIN, W. (1938) *Manual of Sedimentary Petrography*. The Century Earth Science Series. U.S.A. 549p

KRUMBEIN & LOSS, (1955). *An Introduction to Statical Models in Geology*. Editorial McGraw Hill, New York. 475p.

KRUMBEIN & SLOSS. (1963). *Stratigraphy and Sedimentation*. A Geology Series. U.S.A. 660 p.

LOPEZ, N. & UZCATEGUI, M. (2014). Comparación de dos sectores de la Formación Mesa mediante la caracterización mineralógica, textural, geomorfológica y análisis de minerales pesados en el sector central de la cuenca del río Orinoco. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología,

Minas y Geofísica. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo, inédito, 43 p.

LOZANO, V.; YAÑEZ, M., & MORALES, A. (2014). Principios y práctica de la microscopia electrónica. 1era edición. Disponible en <http://www.bahiablanca-conicet.gob.ar/biblioteca/principios-practica-microscopia-electronica.pdf>. (Consulta 2 marzo de 2016).

LUGO, D. (2011). Evaluación de las propiedades petrofísicas en los yacimientos superior y medio del noroeste del campo Huyapari, Bloque Ayacucho, para el reconocimiento de los contactos agua-petróleo en la zona. [Resumen en línea]. Trabajo de Grado no publicado, Universidad de Oriente-Núcleo de Anzoátegui. Disponible en <http://www.google.co.ve/url?sa=t&rct=j&q=&esrc=s&so>. (Consulta 22 de julio de 2015).

MANGE, M & MAURER, H (1992). *Heavy Minerals in colors*, 1era Edición, Editorial Chapman & Hall, Londres, England. 104p.

MANGE, M. & WRIGHT, D (2007). *Heavy minerales in use*, 1era Edición. Editorial Elsevier. Amsterdam, The Netherlands. 660 p.

MARQUEZ, V. (2008). Clasificación de sedimentos clásticos mediante máquinas de vectores de soporte. Universidad de los Andes. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero de Sistemas, inédito, 12-16 p.

MATUTE, L.; RENDÓN, L.; MORENO, T.; GONZÁLEZ, Y.; BASTARDO, E. & SALAZAR, L. (2014). Informe técnico Grupo Temblador Campo Dobokubi Ayacucho-5. Gerencia General de Estudios Integrados PDVSA S.A. Pág. 12-30. Propiedad Exclusiva de PDVSA.

MATUTE, L.; RENDÓN, L.; FUEMAYOR, G.; MARCANO, R. & JAIMES, G. (2015). Descubrimiento de Yacimiento no convencional de Crudo Pesado de Alta Conductividad Eléctrica y Radioactividad en el Grupo Temblador de Edad Cretácica, Campo Dobokubi del Bloque Ayacucho de la Faja Petrolífera del Orinoco, Venezuela. Publicación de la SPE INTERNATIONAL, Western Venezuela Petroleum Section.

MENDEZ-BAAMONDE, J. (2006), Petrología. Instituto de Ciencias de la Tierra, Universidad Central de Venezuela; (PDVSA-Intevep). Pág. 129.

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

- MÉNDEZ, O. (2003). "Geología del Petróleo". Material mimeografiado para la cátedra de Geología del Petróleo. Facultad de Ingeniería. UCV.
- MENDOZA, V. (2012). Geología de Venezuela: evolución geológica, recursos minerales del Escudo de Guayana y revisión del Precámbrico mundial. 2da edición, Gran Colombia Gold Corp., Bogotá, Colombia, 362 p.
- MUÑOZ, N. (1985). Estudio geológico integrado de la Cuenca Oriental de Venezuela. Meneven S.A., Filial de PDVSA S.A., Gerencia de Exploración, Caracas, p. 271.
- PACHECO, R (2013). Caracterización química y morfológica de la ilmenita y magnetita de los concentrados de minerales pesados de las cuencas de los ríos Suapure y Guaniamo del estado Bolívar. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo, inédito, 65 p.
- PARNAUD, F.; Y. GOU; J. C. PASCUAL; I. TRUSKOWSKI; GALLANGO, O., & H. PASSALACQUA.(1995). *Petroleum geology of the central part of the Eastern Venezuelan Basin*. Petroleum Basins of South America. AAPG Memoir 62, p. 741-756.
- PETTIJHON, F. (1970). Rocas sedimentarias. Editorial Buenas Aires EUDEBA, Argentina: 2da edición, 628 p.
- PETTIJOHN, F. J., P. E. POTTER, AND R. & SIEVER. (1987). Sand and sandstone. Second Edition, USA.
- PDVSA-CVP (2010). Atlas faja petrolífera del Orinoco. En imprenta
- PDVSA- EP (2006). Visión integral del manejo de la producción del Distrito Social San Tomé. XVII Convención de Gas, AVPG. Caracas-Venezuela. Disponible en <http://www.venezuelagas.net/documents/2006-ST-11-spa.pdf>. (Consulta el 20 de Octubre de 2015).
- PDVSA- Informe de Gestión Anual de Petróleos de Venezuela, S.A. (2014). Disponible en <http://www.pdvsa.com/>. (Consulta el 15 de septiembre 2015).
- PDVSA-LÉXICO ESTRATIGRÁFICO (2011).Disponible en <http://www.pdv.com/lexico/>. (Consulta el 20 mayo 2015).
- PDVSA S.A.-CIED (1997). Caracterización Geológica de Yacimientos. Segunda Edición, pp. 2-30.

PDVSA S.A.-INTEVEP (2012). Reporte Estratigráfico del Bloque Ayacucho. INTEVEP S.A., p. 120.

PROYECTO ORINOCO MAGNA RESERVAS, PDVSA-CVP (2006).

INTEVEP (2009) Orinoco Magna Reserva Project. Technical Review Report Reserves. Volume I. Intevep. Los Teques, Venezuela

RIDER, M. H. (1996). *The Geological Interpretation of well logs*. Gulf Publishing Company, Segunda Edición, Malta, 1996.

RUBIO E. (1952). Notas para el estudio de los minerales detríticos de las rocas sedimentarias venezolanas. Mem., Fac. de Ciencias Matemáticas y Naturales, UCV. 5:60-73.

SCHLUMBERGER (1972). Interpretación de perfiles, Volúmen I-Fundamentos, 77 p.

SERVIDO WEB DE MINERALES. (2013). Introducción a la mineralogía. Universidad de Valladolid, departamento de física de la materia condensada, cristalografía y mineralogía. Disponible en http://greco.fmc.cie.uva.es/mineralogia/contenido/intr_miner2_3_2.html. Consulta el 2 de Octubre de 2015.

SINANGLU, E (1986). Palinoestratigrafía de los sedimentos pre-cretácicos (formación Carrizal) en el área de Zuata, Venezuela Oriental, PDVSA.

TALWANI, M (2002). *The Orinoco Heavy Oil Belt in Venezuela*. The James A. Baker III Institute for Public Policy of Rice University, pp. 5-7.

VALENCIO, D (s/f). Nociones básicas para la interpretación de perfiles de pozos. INGEODAV. Universidad de Buenos Aires, Instituto de Geofísica. Disponible en <http://www.ingeodav.fcen.uba.ar/>. (Consulta el 17 de mayo de 2015).

VIANA, C. & ARCIA, S. (2013). Estudio de la interacción clima, tectónica y procesos superficiales como agentes controladores del relieve actual en terrenos adyacentes a los ríos Nirgua, Boconó y Apure mediante caracterización mineralógica, análisis digital del terreno y estudio de minerales pesados. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo, inédito, 103-112 p.

WADELL, H. (1932). *Volume, shape, and roundness of rock particles*, Journal of Geology 40:p.443–451.

WALKER, R. G., & JAMES N. P. (1992) Facies models response to sea level change. GEOTEXT1. Ontario, Canadá.

XIE, X., MANN, P., & ESCALONA, A. (2010). *Regional provenance study of Eocene clastic sedimentary rocks within the South America–Caribbean plate boundary zone using detrital zircon geochronology*. Earth and Planetary Science Letters 291, 159–171.16 X. Xie, P. Mann / Sedimentary Geology 307 (2014) 7–16.

XIE, X., & MANN, P. (2014). *U–Pb detrital zircon age patterns of Cenozoic clastic sedimentary rocks in Trinidad and its implications*. School of Geology, Energy, and Environment, Texas Christian University, Fort Worth, TX 76129, USA.

YORIS, F. G. (1989). Proposición y desarrollo de un método para el análisis modal petrográfico. UCV, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo de Ascenso a profesor asociado. 197 p.

YORIS F. G. 1992. Análisis de secuencias clásticas por métodos petrográficos y estadísticos. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Tesis de Doctorado en Ciencias Geológicas. Inédito, 1052

Referencias Electrónicas

https://www.u-cursos.cl/ingenieria/2005/1/GL54B/1/material_docente/

<http://es.scribd.com/doc/110253328/MINERALES-PESADOS#scribd>

http://www.ehu.es/mineralogiaoptica/Atlas_de_Mineralogia_Optica/Propiedades_Opticas/Paginas/El_Microscopio_Petrografico.html

<http://es.scribd.com/doc/48140336/Schlumberger-Principios-y-Aplicaciones-de-la-Interpretacion-de-Registros#>

<http://es.slideshare.net/vlades3011/26228291-registrooperfilajedepozos>

<http://www.lizneg.net/2012/01/registro-de-gamma-ray.html>

<http://www.geofisica.unam.mx/laboratorios/universitarios/lugis/pdf/Molienda.pdf>

<http://www.geologia.unam.mx/contenido/tecnicas-y-aplicaciones-del-estudio-de-los-sedimentos-terrigenos-de-grano-fino-procedencia-y-tectonica>

<http://www.pdvsa.com>

https://www.biomedicas.unam.mx/_administracion/_unidades_apoyo_inst/microscopia/microscopia_manuales/GuiaImageJ.pdf

<https://es.wikipedia.org/wiki/ImageJ>

<http://www.geovirtual2.cl/geologiageneral/ggcap03b.htm>

http://www.ugr.es/~agcasco/msecgeol/secciones/petro/pet_petrograf.htm

<http://es.slideshare.net/OlympusIMS/metodos-de-reconocimiento-de-minerales-y-rocas>

http://www2.uned.es/cristamine/cristal/drx_met.htm