

**TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

**SIGNIFICADO TECTÓNICO Y PROCEDENCIA DE LA  
FORMACIÓN GUÁRICO A TRAVÉS DE ANÁLISIS  
PETROGRÁFICO Y MINERALES PESADOS,  
VENEZUELA NORCENTRAL**

Presentado ante la Ilustre  
Universidad Central de Venezuela  
Por la Br. Coello R. Victoria C.  
Para optar al Título de Ingeniero Geólogo

Caracas, Noviembre 2012

**TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

**SIGNIFICADO TECTÓNICO Y PROCEDENCIA DE LA  
FORMACIÓN GUÁRICO A TRAVÉS DE ANÁLISIS  
PETROGRÁFICO Y MINERALES PESADOS,  
VENEZUELA NORCENTRAL**

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Lenín González

Presentado ante la Ilustre  
Universidad Central de Venezuela  
Por la Br. Coello R. Victoria C.  
Para optar al Título de Ingeniero Geólogo

Caracas, Noviembre 2012

Coello R. Victoria C.

**SIGNIFICADO TECTÓNICO Y PROCEDENCIA DE LA  
FORMACIÓN GUÁRICO A TRAVÉS DE ANÁLISIS  
PETROGRÁFICO Y MINERALES PESADOS,  
VENEZUELA NORCENTRAL**

**Tutor: Prof. Lenín González. Tutor Industrial: Dr. Franco Urbani. Tesis. Caracas  
U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. 2012, 264 p.**

**Palabras claves:** Formación Guárico, análisis de proveniencia, minerales pesados.

**Resumen.** La zona de estudio se encuentra ubicada en la llamada por MENÉNDEZ (1966), BELL (1968), BELLIZIA (1986), como Faja Piemontina, en lo que sería parte de la Serranía del Interior de la Cordillera de La Costa, al centro-norte de Venezuela. Se trata de la franja de 20 a 30 km de ancho de las espesas secuencias flysch de la Formación Guárico que aflora desde Boca de Uchire en el estado Anzoátegui hasta la ciudad de San Carlos en el estado Cojedes, unos 350 km de longitud en dirección E-O. Este trabajo pretende dar un soporte a los estudios previos realizados en referencia a los tipos de roca que constituyeron las posibles fuentes de sedimentos para el depocentro de la cuenca antepaís en la que se depositó dicha unidad durante el Maastrichtiense-Eoceno temprano, a lo largo de toda su extensión geográfica y así presentar un modelo evolutivo tectono-estratigráfico, que explique cuales eran las áreas expuestas en aquel momento. Para ello se realizó la recopilación bibliográfica y cartográfica de trabajos anteriores; el análisis modal de 20 muestras de arenisca de tamaño de grano medio a grueso, vaciando los resultados en los diagramas ternarios de procedencia propuestos por DICKINSON & SUCZEK (1979) y DICKINSON *et al.* (1983) usando las herramientas computacionales creadas por YORIS (1989) actualizadas a sistemas operativos modernos por BENEDETTI & HERNÁNDEZ (2007). También se llevó a cabo el tratamiento de 10 muestras para la separación, identificación y análisis de minerales pesados para generar esquemas de variación de rocas fuentes de acuerdo a las asociaciones minerales resultantes, apoyado en las técnicas de identificación expuestas por RUBIO (1952) y FEO-CODECIDO (1960), así como también de las especies minerales mayoritarias (cuarzo total, carbonatos y micas) presentes a lo largo del cinturón de la Formación Guárico. Se elaboró un mapa geológico de compilación y actualizado a los conceptos de terrenos, cinturones y napas de la Cordillera de la Costa (URBANI 2011) y unidades definidas por CAMPOS *et al.* (1980) sobre el mapa geológico de Venezuela de HACKLEY *et al.* (2006), a escala 1:500.000 como mapa base, con el uso del programa ArcGIS 9.3, para conocer la distribución y relación de la Formación Guárico y las unidades recientemente definidas por VIVAS & MACSOTAY (1997) y MACSOTAY *et al.* (1995), respecto a las fajas del norte.

Las muestras de areniscas estudiadas se clasificaron generalmente entre grauvaca lítica y feldespática con algunas tipo arenisca lítica y feldespática, debido a que la mayoría posee matriz mayor al 15%. Petrográficamente muestran variaciones laterales significativas respecto al contenido de fragmentos líticos y feldespatos en dirección E-O, donde los líticos

son proporcionalmente mayores en el oeste y los feldespatos son mayores hacia el este. De acuerdo a los resultados arrojados por el análisis modal sobre los diagramas de procedencia realizados por la suscrita, conjuntamente con los resultados recopilados por autores previos, más los resultados obtenidos por minerales pesados igualmente realizados por la autora y los resultados recabados de otros autores, se llegó a la conclusión 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, que generó una flexura negativa o depocentro (foredeep), y al sur un arco de levantamiento (forebulge), ambos elementos con dirección NE, y migración sureste, que controló la exposición de unidades al sur, y el acercamiento del Arco de Las Hermanas generó el frente de deformación al norte, provocando así la variedad de fuentes que sirvieron de relleno en la sedimentación diacrónica de las rocas que conforman a la formación.

Las unidades propuestas como principales fuentes hacia el extremo oeste se resumen en: Volcánicas de Las Hermanas (parte del arco de islas al nor-noreste de la cuenca), un variado cinturón de deformación (al frente del Arco), apoyado en las edades entre 74-63Ma obtenidas en geocronología de zircones detríticos de NOGUERA (2009); en el mismo trabajo se identificaron zircones con edades triásicas, lo cual indica la exposición de unidades de dicha edad para el momento de la depositación de la Formación Guárico, ya que la mencionada autora establece la ausencia de zircones triásicos en las unidades de margen pasivo, por lo tanto se proponen las unidades graníticas y sedimentarias de la zona de la Guajira e Isla de Toas (al oeste de la cuenca), unidades graníticas y sedimentarias de la Cordillera de Perijá (al oeste de la cuenca) y unidades graníticas y sedimentarias de Los Andes (al suroeste de la cuenca), es evidente pensar que si las unidades magmáticas estaban expuestas, es posible que las unidades sedimentarias que las rodearan también lo estuvieran; seguidamente hacia el centro y este de la Formación Guárico se tienen influencias de unidades sedimentarias de margen pasivo ubicadas al sur de la cuenca, las unidades graníticas, volcánicas y metamórficas del Macizo de El Baúl y posiblemente más hacia el este se cuente con el aporte del macizo Guayanés para alimentar el extremo oriental de la unidad.

A Mi Madre, incansable, única, maravillosa.

---

## AGRADECIMIENTOS

A la fuerza divina y universal que nos acompaña a todos los seres de este plano material en forma de energía que ha producido todos y cada uno de los eventos que han hecho posible nuestra existencia.

Al Profesor y gran amigo Franco Urbani por seleccionarme como parte de sus Tesistas, ha sido un Gran Honor y producto de una gran satisfacción el sentirme como la Victoriana y trabajar a su lado, por eso, sus consejos de vida y regalarme además los conocimientos de geología y ser fuente de inspiración, GRACIAS. Sin esta oportunidad no podría haberlo logrado. Muy especialmente al Profesor Lenín González por llevar la Tutela de este desafiante Trabajo, escucharme en los mejores y peores momentos, ser como un padre para mí, GRACIAS de todo corazón, mis queridos Profesores.

A la Universidad Central de Venezuela, por haberse convertido en mi segundo hogar y darme los mejores años de mi desarrollo como profesional.

A la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (Funvisis) por permitirme formar parte del proyecto LOCTI.

A mi Padre, Raúl Coello, quien de una u otra manera siempre estuvo allí para apoyarme y darme aliento y ánimos para ser una gran mujer profesional. Sin ti no lo hubiera logrado.

Madre a ti te dedico todo mi esfuerzo y dedicación en gratitud por haberme traído al mundo, y ser la mejor mamá que se puede tener, comprobado por la opinión de TODOS y cada uno de mis amigos. Gracias por toda la comprensión, apoyo, consejos, y demás. A mi hermano Raúl Ricardo por ser y estar siempre como mi protector, mejor amigo, eres la Luz de Mis Ojos; y mi inigualable abuela Emilia, por llenar mi vida de felicidad y magia. Gracias Los Amo.

Un agradecimiento especial a los profesores Ricardo Alezones y Enzo Caraballo, por ser piezas importantísimas en mi formación como geólogo, y sobretodo como persona. Igualmente a los profesores Sebastián Grande, Franck Audemard, Ruthman Hurtado, David Mendi, Rafael Falcón, Humberto Dugarte, Nuris Orihuela, Mauricio Bermúdez, James Pindell, Luis Fajardo, Marianela Blanco, Lebjulet Braganti, por darme las mejores clases de mi carrera, ayuda y consejos. A la Lic. Morella Mikaty, María Teresa y María Auxiliadora, las personas que están ahí por y para los estudiantes.

Al equipo técnico de los Laboratorios de Geología y Minas y Sedimentología, Rómulo Millano, Carlos Zapata, Ricardo Cuello, Arturo Espinoza, por ayudarme durante la realización de todos los trabajos de laboratorio necesarios para llevar a cabo este Trabajo.

A Mis Hermanos Oriana, Cheryl, Raúl Vicente, Rodrigo por los momentos de felicidad compartidos, y ser parte de mi vida. Mi Hermosa Familia en Cumaná, Tia Iraima, Tio Domingo, mis primas Alejandra y Elizabeth, la mejor infancia jamás.

A mis amigos y compañeros de estudio Saraí, Karla, Marialejandra, Jhonatan, Andrei, Andrés, Vanesa, Marifred, Yessi, Rosbeidy, Laura, Andreina, Alí, Karen, por ser un buen grupo de trabajo y diversión. Mis amigas de vida Rachel y Cecilia, gracias por su amistad.

En especial a León Eduardo De Los Ríos, por convertirte en la fuente de inspiración y amor, difícil de explicar, y razón para ser una mejor persona. Gaÿa y Krsna nos guiarán.

## ÍNDICE

	<b>Página</b>
<b>1. INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>1</b>
1.1. OBJETIVO GENERAL .....	2
1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	2
1.3. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO .....	3
1.4. JUSTIFICACIÓN .....	3
1.5. TRABAJOS PREVIOS.....	5
1.5.1. Antecedentes geológicos.....	5
1.6.2. Metodologías de trabajo.....	9
<b>2. GEOLOGÍA REGIONAL .....</b>	<b>11</b>
2.1. CORDILLERA DE LA COSTA .....	11
2.1.1. Serranía del Litoral .....	14
2.1.1.1. Faja Costera .....	14
2.1.1.2. Faja Ávila.....	15
2.1.1.3. Faja Caracas .....	16
2.1.2. Serranía del Interior .....	16
2.1.2.1. Faja Caucagua-El Tinaco (Terreno) .....	16
2.1.2.2. Faja de Loma de Hierro .....	17
2.1.2.3. Faja de Villa de Cura .....	18
2.1.2.4. Faja Piemontina .....	19
2.1.2.5. Faja Volcada .....	35
2.1.3. Faja de Buzamientos Suaves.....	37
2.2. MARCO ESTRUCTURAL .....	40
2.3. HISTORIA GEOLÓGICA .....	42
1.Fase de la mega secuencia Prerifting.....	42
2.Fase de la mega secuencia Rifting.....	43
3.Fase de la mega secuencia del Margen Pasivo .....	44
4.Fase de la mega secuencia de Colisión Oblicua .....	45
<b>3. METODOLOGÍA .....</b>	<b>50</b>
3.1. FASE DE RECOPIACIÓN DE INFORMACIÓN .....	51
3.2. FASE DE CAMPO .....	53
3.3. FASE DE LABORATORIO.....	54
3.4. FASE DE OFICINA .....	65
<b>4. GEOLOGÍA LOCAL .....</b>	<b>67</b>
4.1. Reconocimiento del área de San Carlos, El Pao, La Escorzonera, estado Cojedes...67	67
4.2. Reconocimiento del área de Las Lajitas, Dos Caminos, Ortíz, San Juan de Los Morros, La Valenciana, oeste del estado Guárico .....	75
4.3. Reconocimiento del área de Valle Morín, Camatagua, Carmen de Curay Taguay, estado Aragua .....	82
4.4. Reconocimiento del área de Altagracia de Orituco, San Francisco de Macaira, El Placer, este del estado Guárico .....	88
4.5. Reconocimiento del área de Cúpira, Boca de Uchire, San José de Guaribe y Batatal, estados Miranda y Anzoátegui.....	93

<b>5. ANÁLISIS PETROGRÁFICO .....</b>	<b>100</b>
5.1. GENERALIDADES .....	100
5.2. Componentes principales de areniscas, grauvacas y conglomerados .....	100
5.2.1. Granos .....	100
5.2.1.1. Cuarzo .....	100
5.2.1.2. Feldespatos.....	102
5.2.1.3. Fragmentos de rocas .....	104
5.2.1.4. Accesorios.....	113
5.2.2. Matriz.....	115
5.2.3. Cemento.....	116
5.2.4. Porosidad .....	120
5.3. Clastos de conglomerado estudiados individualmente .....	121
5.3.1. Clasto de lava fenoandesítica.....	122
5.3.2. Clasto de toba fenoandesítica .....	123
5.4. CLASIFICACIÓN DE LAS MUESTRAS.....	124
5.4.1. Clasificación de areniscas y grauvacas.....	124
5.4.1.1. Sublitarenita .....	127
5.4.1.2. Arenisca lítica .....	127
5.4.1.3. Arenisca feldespática .....	128
5.4.1.4. Grauvaca lítica .....	128
5.4.1.5. Grauvaca feldespática.....	129
5.4.2. VARIACIONES DE TIPOS DE ARENISCA POR ZONAS .....	129
5.4.3. Clasificación de conglomerados .....	132
5.4.3.1. Paraconglomerado polimíctico cuarzoso .....	132
5.5. VARIACIONES MINERALES .....	132
5.5.1. Minerales mayoritarios: Cuarzo, micas, pesados y carbonatos .....	132
5.5.2. Líticos Vs. Feldespatos.....	134
5.6. PROCESOS DIAGENÉTICOS .....	135
5.6.1. Compactación .....	135
5.6.2. Cementación .....	135
5.6.3. Disolución.....	136
5.6.4. Reemplazo .....	136
5.6.5. Alteración.....	136
5.6.6. Presión-Solución.....	136
<b>6. AMBIENTE TECTÓNICO Y PROCEDENCIA.....</b>	<b>137</b>
6.1. GENERALIDADES .....	137
6.2. RESULTADOS DE AMBIENTE TECTÓNICO Y PROCEDENCIA .....	138
6.2.1. Procedencia de la Zona 1 .....	140
6.2.2. Procedencia de la Zona 2 .....	142
6.2.3. Procedencia de la Zona 3 .....	144
6.2.4. Procedencia de la Zona 4 .....	147
6.2.5. Procedencia de la Zona 5 .....	148
<b>7. ESTUDIO DE MINERALES PESADOS .....</b>	<b>154</b>
7.1. GENERALIDADES .....	154
7.2. IDENTIFICACIÓN Y DESCRIPCIÓN DE MINERALES PESADOS .....	154
7.2.1. RUTILO.....	156

7.2.2. TURMALINA .....	157
7.2.3. ZIRCÓN.....	157
7.2.4. APATITO .....	158
7.2.5. BIOTITA .....	159
7.2.6. MONACITA .....	159
7.2.7. ZOICITA-EPIDOTO.....	160
7.2.8. ESFENA .....	161
7.2.9. CLORITOIDE .....	162
7.2.10. CIANITA.....	163
7.2.11. MAGNETITA.....	163
7.2.12. LEUCOXENO-ILMENITA .....	164
7.2.13. PIRITA.....	165
7.3. MINERALES PESADOS DE OTROS AUTORES.....	165
7.4. UBICACIÓN DE MUESTRAS.....	168
7.5. ASOCIACIONES DE MINERALES PESADOS ÍNDICE: ROCA FUENTE .....	170
<b>8. DISCUSIONES Y CONCLUSIONES .....</b>	<b>172</b>
MODELO EVOLUTIVO DE DEPOSITACIÓN DE LA FORMACIÓN GUÁRICO Y SU SIGNIFICADO TECTÓNICO .....	172
<b>9. RECOMENDACIONES .....</b>	<b>180</b>
<b>BIBLIOGRAFÍA .....</b>	<b>181</b>
<b>APÉNDICES</b>	
A. GEOGRAFÍA FÍSICA.....	190
B. BASES TEÓRICAS.....	204
C. SÍNTESIS DE OBSERVACIONES DE CAMPO, DESCRIPCIÓN DE MUESTRAS DE MANO Y PETROGRAFÍA.....	231
<b>ANEXOS.....</b>	<b>264</b>
<b>I.</b> Tabla de descripción petrográfica de areniscas y conglomerados.	
<b>II.</b> Tabla de descripción petrográfica de clastos estudiados individualmente.	
<b>III.</b> Mapa geológico generalizado de la Serranía del Interior y ubicación de muestras.	

## ÍNDICE DE FIGURAS

	<b>Página</b>
Figura 1. Mapa geológico generalizado de Venezuela norcentral donde se muestra la distribución de la Formación Guárico. Tomado y modificado de PEIRSON <i>et al.</i> (1966).....	4
Figura 2. Distribución de las fajas tectónicas al nor-centro de Venezuela. (Tomado y modificado de BELL 1968 y URBANI 2011).....	12
Figura 3. Cuadro correlación entre unidades sedimentarias encontradas en las Fajas Piemontina, Volcada, y de Buzamientos Suaves, en las regiones o zonas definidas (Tomado y modificado de MENÉNDEZ 1965, PEIRSON <i>et al.</i> 1966, BELL 1968, CAMPOS & OSUNA 1977, CAMPOS <i>et al.</i> 1980, BECK 1985, ALBERTOS <i>et al.</i> 1989, MACSOTAY <i>et al.</i> 1995 y VIVAS & MACSOTAY 1997). (Unidades Oligo-miocénicas separadas por línea punteada, pertenecen a las fajas Volcada y de Buzamientos Suaves; bloques alóctonos separados con línea continua y flecha; contactos no definidos con interrogantes).....	20
Figura 4. Corte esquemático que muestra la distribución probable de las unidades por debajo de la Faja Piemontina. (Tomado y modificado de BELL 1968).....	36
Figura 5. Esquema de ubicación relativa de las fallas que constituyen los límites de la Faja Piemontina respecto a las demás fajas en la región.....	40
Figura 6. Esquema de ubicación relativa de algunas fallas transcurrentes en la Faja Piemontina.....	41
Figura 7. Corte esquemático que muestra el Corrimiento Basal Piemontino, indicando la forma en que su profundidad ha controlado la distribución de formaciones contenidas en lonjas tectónicas (Tomado y modificado de BELL 1968).....	42
Figura 8. Modelo paleogeográfico para el Paleoceno (65-54 MA), en el norte de Venezuela propuesto por NOGUERA (2009). Tomado y Modificado de NOGUERA (2009).....	46
Figura 9. Configuración esquemática de la tectónica de la región propuesto por PINDELL <i>et al.</i> (2005). Dibujo sin escala. Tomado y modificado de PINDELL <i>et al.</i> (2005). (Gp.:Grupo, AP/BT: alta presión/baja temperatura).....	48
Figura 10. Resumen general de las cuatro fases en las que fue dividida la metodología de trabajo.....	50
Figura 11. Ubicación regional relativa de las hojas geológicas Creole a escala 1:100.000, en la zona de estudio marcada en recuadro verde.....	52
Figura 12. Ubicación regional relativa de las hojas topográficas a escala 1:100.000, en la zona de estudio marcada en recuadro verde.....	52
Figura 13. Hoja de datos de entrada del Programa Análisis Modal.....	56
Figura 14. Diagrama resumen para el tratamiento de muestras para la concentración de minerales pesados en laboratorio.....	57
Figura 15. Máquinas trituradoras de mandíbula ubicadas en el Laboratorio de Geología y Minas. Izquierda: trituradora de bloques a tamaño canto. Derecha: trituradora de cantos a tamaño guijarro.....	58
Figura 16. Máquina trituradora de rodillos ubicada en el Laboratorio de Geología y Minas.....	58
Figura 17. Máquina trituradora de discos ubicada en el Laboratorio de Geología y Minas.....	59
Figura 18. Izquierda: Tamizadora ubicada en el Laboratorio de Geología y Minas. Derecha: Tamiz 60 y 200 utilizadas para el tamizado de las muestras.....	60

Figura 19. Mesa Wilfley ubicada en el Laboratorio de Geología y Minas.....	61
Figura 20. Esquema de ubicación de las bandejas de recolección de las fracciones de tamizado en la mesa Wilfley.....	62
Figura 21. Configuración de los utensilios de laboratorio para la separación de minerales pesados por el método de líquidos pesados.....	63
Figura 22. Implementos de seguridad utilizados en el proceso de separación de minerales pesados por el método de líquidos pesados.....	64
Figura 23. Montaje de minerales pesados sobre bálsamo de Canadá en portaobjetos.....	64
Figura 24. Subdivisión regional del área de estudio, según la distribución de la toma de muestras. (G-13: n° muestra).....	67
Figura 25. Izquierda: afloramientos en cortes de carretera dentro de la ciudad de San Carlos, al oeste, hacia la carretera que conecta con el pueblo de Mapuey, estado Cojedes. Derecha: capas delgadas (2-6 cm) en la alternancia monótona de intercalación de capas de arenisca y lutita en dichos afloramientos...	68
Figura 26. Izquierda: cuerpo de arenisca de color pardo, fuertemente diaclasada intercalada con lutita gris oscura olivácea con fractura astillosa característica. Derecha: vista en planta del contacto erosional entre el cuerpo de arenisca y el conglomerado.....	69
Figura 27. Izquierda: conglomerado correspondiente al Miembro Mamonal. Derecha: contacto erosional entre el cuerpo de conglomerado color pardo, con paquete de areniscas-lutitas grises.....	70
Figura 28. Muestra G-03 de arenisca de grano medio a fino, de color gris muy claro a blanco.....	71
Figura 29. Izquierda: corte transversal del cerro. Derecha: se observan capas gruesas de arenisca masiva intercaladas con lutitas.....	72
Figura 30. Detalle de los bolones de meteorización esferoidal de los cuerpos masivos de arenisca.....	72
Figura 31. Izquierda: Conglomerado con clastos de tamaño entre 0,5 a 4 cm aproximadamente, de composición variada. Derecha: Afloramiento en corte de carretera donde se observan capas gruesas de arenisca intercaladas con conglomerados.....	73
Figura 32. Afloramiento en G-05 cubierto en su mayoría, se observan capas de arenisca, intercaladas con lo que parecen ser las lutitas muy meteorizadas a suelos pardos.....	74
Figura 33. Izquierda: afloramiento de intercalación de areniscas y lutitas, al norte de Las Lajitas, característica de la Fm. Guárico. Derecha: capa de arenisca fuertemente diaclasada.....	75
Figura 34. Afloramiento moderadamente cubierto, se observan capas de areniscas y las capas de lutita están muy fracturadas.....	76
Figura 35. Izquierda: afloramiento de areniscas y lutitas fuertemente diaclasadas y fracturadas. Derecha: icnofósiles de repteo y marcas de impacto en las bases de algunas areniscas.....	76
Figura 36. Izquierda: capas de arenisca se observan en el camino de tierra. Centro: arenisca de color gris verdosa fuertemente diaclasada, se registran al menos dos familias de diaclasas ortogonales entre sí. Las lutitas son grises y meteorizan a colores pardos claros. Derecha: turboglifos en canto de arenisca.....	77
Figura 37. Hacia el fondo se avistan las unidades de Villa de Cura, rocas sedimentarias Cretácicas y más cerca la vista de los cerros redondeados de pendiente suave de la unidad de flysch de Guárico, cerca de Ortíz, cercanías del Hato San Rafael.....	78
Figura 38. Izquierda: capas gruesas de areniscas laminadas de color meteorizado pardo anaranjado, intercaladas con paquetes gruesos de intercalación areniscas-lutitas de color gris oscuro verdosas. Derecha: muestra de arenisca G-10, de color gris oscuro, con tamaños de grano medio a fino.....	79
Figura 39. Afloramientos de gran longitud donde se observa la intercalación monótona de capas de	79

arenisca y lutitas en corte de carretera.....	
Figura 40. En estos afloramientos se observan zonas de cizalla y plegamientos a pequeña escala.....	81
Figura 41. Izquierda: estrías de falla en bloques de arenisca. Derecha: cuerpo de arenisca con inclusiones de posible chert negro de 4 cm de tamaño.....	82
Figura 42. Izquierda: afloramiento parcialmente cubierto donde se observan capas gruesas de arenisca. Derecha: muestra G-13, arenisca de color pardo oscuro verdoso, de tamaño de grano fino.....	82
Figura 43. Izquierda: afloramiento de areniscas de 30 cm de espesor. Centro: muestra G-14A, arenisca de color pardo oscuro de grano fino. Derecha: conglomerado de la muestra G-14B-R, el cual es un rodado.....	83
Figura 44. Afloramiento de intercalación de capas arenisca-lutita en Valle Morín.....	84
Figura 45. Vista al norte desde la carretera. Se observa el relieve contrastante entre las imponentes alturas de la Faja de Villa de Cura en contacto tectónico con la Faja Piemontina.....	85
Figura 46. Afloramiento de paquetes gruesos de arenisca en el embalse de Camatagua.....	85
Figura 47. Izquierda: afloramiento de 30 m de longitud, en corte de camino de tierra, donde las areniscas son gruesas de color pardo, predominantes en proporción a las lutitas grises de pocos centímetros de espesor. Derecha: se observan marcas de flujo lingüiformes, cónicos y bulbosos en las bases de algunas areniscas.....	86
Figura 48. Huellas de carga en las bases de algunas areniscas.....	86
Figura 49. Marcas de corriente tipo turboglifos en las bases de algunas areniscas, y se observa que la capa ed lutita está parcialmente erosionada, dejando un espacio entre las capas de arenisca.....	87
Figura 50. Vista aérea del embalse de Camatagua. Foto facilitada por Ing. J. Padilla.....	87
Figura 51. Afloramiento G-17A, donde la muestra se toma en capas gruesas de arenisca en el río Tinapuey.....	88
Figura 52. Afloramiento G-17B, parcialmente cubierto, de un cerro donde se encuentra la arenisca gruesa, a 500 m al norte del punto G-17A, en el mismo camino de tierra.....	89
Figura 53. Afloramiento en el río crecido donde se observa una capa de arenisca gruesa de color pardo oscuro en el borde del Río Guayas. También se observaron las capas de lutita pero debido a la crecida del río estas no pudieron ser fotografiadas en el sitio del afloramiento de la toma de muestra.....	90
Figura 54. Izquierda: afloramiento de toma de muestra al norte de Altagracia de Orituco, se observa un paquete de arenisca-lutitas intercaladas con capas de areniscas gruesas. Derecha: zona de cizallamiento donde se observan las capas bastante plegadas.....	91
Figura 55. Afloramientos vistos a lo largo de la carretera Altagracia de Orituco-Guatopo, donde las lutitas de color gris oscuro verdosas predominan sobre las areniscas, y presentan fuerte diaclasamiento	91
Figura 56. Afloramiento de toma de dos muestras de arenisca de color gris oscuro con tamaño de grano de medio a fino en la carretera hacia San Francisco de Macaira.....	92
Figura 57. Izquierda: afloramientos de secuencias monótonas de intercalación arenisca-lutita. Derecha: afloramiento de secuencias similar donde se observa el plano de falla cortando a las capas de forma limpia.....	93
Figura 58. Izquierda: afloramiento de intercalación areniscas-lutitas con zona de cizalla. Derecha: afloramientos con plegamientos a pequeña escala.....	93
Figura 59. Izquierda: Afloramiento de intercalación monótona de areniscas y lutitas grises oscuras en el río Macaira. Derecha: muestra de arenisca G-20, de color gris oscuro meteoriza a pardo anaranjado, con vetillas de cuarzo.....	94

Figura 60. Represa en Boca de Uchire que cubre los puntos de interés para la ubicación de muestras según el mapa geológico de Egleé Zapata en su tesis de pregrado.....	95
Figura 61. Bloques de arenisca caídos desde el tope del talud por un pequeño derrumbe. El afloramiento está cercano a la represa a 4 km al suroeste de Boca de Uchire.....	95
Figura 62. Izquierda: afloramiento donde se tomó la muestra G-24A. Derecha: icnofósil <i>Spyroraphe</i> sp. encontrado en el afloramiento de la muestra G-24A.....	96
Figura 63. Afloramiento donde fue tomada la muestra G-24B en corte de carretera.....	96
Figura 64. Afloramiento en el punto G-25, en zona de cizallamiento.....	97
Figura 65. Capas de arenisca intercaladas con lutitas grises en carretera de tierra Cúpira-San José de Guaribe.....	98
Figura 66. Afloramientos en carretera de tierra Cúpira-San José de Guaribe, donde se observan capas de arenisca gruesa masiva con bolones de meteorización esferoidal, intercaladas con lutitas grises verdosa.....	98
Figura 67. Afloramientos de la Formación Guárico en el mismo recorrido desde Cúpira a San José de Guaribe, donde el porcentaje de lutitas es mayor respecto a la arenisca, las capas tienen orientación N60E50N.....	99
Figura 68. Afloramiento en el río Grande a 20 km al norte de San José de Guaribe.....	99
Figura 69. Izquierda: toma de muestra G-26 en areniscas pardas de grano medio a fino. Derecha: vista al norte de las capas en el afloramiento G-26, donde fluye el río Grande.....	99
Figura 70. Izquierda: caminos de tierra hacia la localidad de Batatal. Derecha: muestra G-27, arenisca de color gris meteoriza a pardo, de grano fino.....	101
Figura 71. Cuarzo monocristalino plutónico subangular con inclusión de posible zircón. Muestra G-08.	104
Figura 72. Cuarzo monocristalino plutónico redondeado. Muestra G-19A.....	104
Figura 73. Cuarzo policristalino metamórfico de bordes subangulosos. Muestra G-19A.....	105
Figura 74. Feldespato potásico tipo ortosa, subangular a subredondeado, con evidente extinción ondulatoria. Muestra G-01.....	106
Figura 75. Plagioclasa tipo oligoclasa alargada y fracturada, subredonda a subangular. Muestra G-02A.	107
Figura 76. Plagioclasa con intercrecimiento de maclas. Muestra G-25A.....	107
Figura 77. Fragmento de chert, señalado a la derecha con flecha roja. Muestra G-21.....	108
Figura 78. Fragmento de chert, con cristales de dolomita rica en hierro. Muestra G-14B.....	108
Figura 79. Fragmento de metatoba de ceniza vítrea, con la pseudoalineación de pequeños cristales de posible plagioclasas, señalado a la derecha con flecha roja; y señalado con flecha amarilla un fragmento de roca volcánica tipo lava. Muestra G-04.....	109
Figura 80. Fragmento de roca volcánica tipo lava andesítica. Muestra G-02A.....	109
Figura 81. Fragmento de filita cuarzo micácea señalada con la flecha roja, nótese la diferencia de texturas con el fragmento de roca volcánica señalado con la flecha amarilla. Muestra G-17B.....	110
Figura 82. Fragmento de roca metamórfica tipo filita Muestra G-06.....	110
Figura 83. Fragmento de posible esquistos cuarzo biotítico alterando a clorita. Muestra G-14B-R.....	111
Figura 84. Fragmento de esquistos cuarzo micáceo, blastos de cuarzo en forma de ojos. Muestra G-25A	112
Figura 85. Fragmento alargado de esquistos cuarzo clorítico (azul). Muestra G-25A.....	112

Figura 86. Fragmento de cuarcita. Muestra G-24B.....	113
Figura 87. Fragmento de cuarcita en el conglomerado. Muestra G-14B.....	113
Figura 88. Fragmento de lutita. Muestra G-02A.....	114
Figura 89. Fragmento de lutita tipo Querecual. Muestra G-06.....	114
Figura 90. Fragmento de limolita en conglomerado. Muestra G-06.....	115
Figura 91. Fragmento de grauvaca cuarzosa. Muestra G-25A.....	115
Figura 92. Fragmento de arenisca cuarzosa con grano de zircón. Muestra G-25A.....	116
Figura 93. Fragmento carbonático señalado con flecha roja. Muestra G-25A.....	116
Figura 94. Grano de zircón. Muestra G-17A.....	117
Figura 95. Grano detrítico de moscovita. Muestra G-15A.....	117
Figura 96. Grano de clorita detrítica señalada con flecha roja. Muestra G-15A.....	118
Figura 97. Grano de biotita detrítica. Muestra G-19B.....	118
Figura 98. Matriz de minerales de arcilla señalada con flecha roja. Muestra G-12A.....	119
Figura 99. Cemento como de sílice como sobrecrecimiento de granos. Muestra G-14B.....	120
Figura 100. Cemento de smectita entre granos. Muestra G-24B.....	120
Figura 101. Cemento de clorita. Muestra G-04A.....	121
Figura 102. Cementos de goetita (flecha roja) y limonita (flecha amarilla) tiñendo la matriz. Muestra G-19B.....	121
Figura 103. Cementos de pirita (flecha naranja), hematita (flecha roja) y limonita (flecha amarilla). Muestra G-25A.....	122
Figura 104. Cementos de calcita. Muestra G-15A.....	123
Figura 105. Cemento de dolomita, rodeada de cemento de minerales de hierro (opaco). Muestra G-14B.....	123
Figura 106. Porosidad por disolución de granos. Muestra G-23.....	124
Figura 107. Poro casi rellenado por cemento de mineral de hierro. Muestra G-24A.....	124
Figura 108. Clasto de lava fenoandesítica. El cuarzo con textura bahía señalado con flecha roja. La flecha rosada señala los cristales de posible piroxeno o anfíbol cloritizado. Cristal de plagioclasa alterada a material carbonático señalado con flecha amarilla. Muestra G-04B.1.....	126
Figura 109. Cuarzo $\alpha$ , hexagonal en corte basal, con inclusiones de vidrio alineadas según simetría senaria del eje cristalográfico del cuarzo. Muestra G-04B.1.....	126
Figura 110. Cristal de anfíbol, posiblemente hornblenda, cloritizado y fracturado. Muestra G-04B.2....	127
Figura 111. Cristales de cuarzo con bordes redondeados, fuertemente fracturados. Muestra G-04B.2....	128
Figura 112. Proporción de tipos de areniscas obtenidas, clasificadas según PETTIJOHN, POTTER & SIEVER (1972).....	130
Figura 113. Areniscas y grauvacas obtenidas según la zona definida, según clasificación de PETTIJOHN, POTTER & SIEVER (1972).....	130
Figura 114. Clasificaciones obtenidas en la Zona-1.....	134
Figura 115. Clasificaciones obtenidas en la Zona-2.....	134
Figura 116. Clasificaciones obtenidas en la Zona-3.....	135

Figura 117. Clasificaciones obtenidas en la Zona-4. ....	135
Figura 118. Clasificaciones obtenidas en la Zona-5. ....	136
Figura 119. Gráfico de variación lateral EO, de minerales mayoritarios (cuarzo, carbonatos, micas, pesados) en la unidad (A: altos contenidos de cuarzo, B: bajos contenidos de cuarzo; línea roja punteada: promedio de contenido porcentual de cuarzo en las muestras).....	138
Figura 120. Gráfico de variación lateral EO, en la composición de fragmentos líticos totales y feldespatos en la unidad. ....	139
Figura 121. Diagramas ternarios de procedencia, con las diferentes divisiones y subdivisiones de las provincias mineralógicas. El triángulo Q-F-L, contiene en el vértice Q todos los tipos de cuarzo incluyendo la ftanita. El triángulo Qm-F-Lt, solo toma en cuenta en el vértice Qm el cuarzo monocristalino sin incluir la ftanita. Tomado y modificado de DICKINSON & SUCZEK (1979) y DICKINSON et al. (1983).....	143
Figura 122. Esquema de distribución de muestras y secciones bajo estudio modal.....	144
Figura 123. Diagramas ternarios Q-F-L y Qm-F-Lt de procedencia para las muestras de la Zona-1.....	145
Figura 124. Diagramas ternarios Q-F-L y Qm-F-Lt de procedencia de la sección El Pao. Tomado y modificado de BENEDETTI & HERNÁNDEZ (2007).....	146
Figura 125. Diagramas ternarios Q-F-L y Qm-F-Lt para las muestras de la Zona-2.....	
Figura 126. Diagramas ternarios Q-F-L y Qm-F-Lt de procedencia de la sección Ortiz-San Juan de Los Morros. Tomado de MOLINA & LEÓN (2007).....	149
Figura 127. Diagramas ternarios Q-F-L y Qm-F-Lt para las muestras de la Zona-3.....	150
Figura 128. Diagramas ternarios Q-F-L y Qm-F-Lt de procedencia de la sección Valle Morín. Tomado y modificado de BENEDETTI & HERNÁNDEZ (2007).....	151
Figura 129. Diagramas ternarios Q-F-L y Qm-F-Lt para las muestras de la Zona-4.....	152
Figura 130. Diagramas ternarios Q-F-L y Qm-F-Lt de procedencia de la sección Altagracia de Orituco-San Francisco de Macaira. Tomado y Modificado de ALBERTOS (1989).....	153
Figura 131. Diagramas ternarios Q-F-L y Qm-F-Lt para las muestras de la Zona-5.....	154
Figura 132. Esquema resumen de los resultados de proveniencia a lo largo de la extensión geográfica de la Formación Guárico en la Faja Piemontina, para el diagrama Q-F-L de ambientes tectónicos según DICKINSON & SUCZEK (1979) y DICKINSON et al. (1983). (n= población total de muestras en la zona).....	155
Figura 133. Esquema resumen de los resultados de proveniencia a lo largo de la extensión geográfica de la Formación Guárico en la Faja Piemontina, para el diagrama Qm-F-Lt de ambientes tectónicos según DICKINSON & SUCZEK (1979) y DICKINSON et al. (1983). (n= población total de muestras en la zona).....	157
Figura 134. Mineral pesado rutilo, señalado con flecha roja. Muestra G-24B.....	161
Figura 135. Mineral pesado turmalina. Nótese el fuerte pleocroísmo al girar la platina. Muestra G-11...	162
Figura 136. Mineral pesado turmalina. Nótese el fuerte pleocroísmo índigo al girar la platina. Muestra G-16.....	162
Figura 137. Zircón prismático señalado con flecha roja, y zircón redondeado señalado con flecha amarilla. Muestra G-11.....	163
Figura 138. Zircón prismático con inclusiones. Muestra G-26.....	163
Figura 139. Mineral pesado apatito. Muestra G-24B.....	164

Figura 140. Biotita, nótese el hábito micáceo. Muestra G-24B.....	164
Figura 141. Mineral pesado monacita. Muestra G-11.....	165
Figura 142. Mineral pesado identificado como zoicita señalado con flecha roja. Muestra G-11.....	165
Figura 143. Mineral pesado epidoto de hábito columnar. Muestra G-11.....	166
Figura 144. Mineral pesado epidoto subredondeado. Muestra G-02A.....	166
Figura 145. Mineral pesado esfena (titanita). Muestra G-01.....	167
Figura 146. Mineral pesado cloritoide. Muestra G-01.....	167
Figura 147. Mineral cloritoide. Muestra G-06.....	168
Figura 148. Mineral pesado cianita, señalada con flecha roja. Muestra G-24B.....	168
Figura 149. Mineral pesado magnetita, señalada con flecha roja. Muestra G-01.....	169
Figura 150. Minerales pesados ilmenita con alteración a leucoxeno. Muestra G-18.....	169
Figura 151. Mineral pesado pirita. Muestra G-06.....	170
Figura 152. Esquema resumen de la técnica que utilizaban los estudiantes para la separación de minerales pesados anteriormente. Tomado de FEO-COECIDO (1960).....	171
Figura 153. Tablas de estimación de minerales pesados de varios autores en estudios anteriores.....	172
Figura 154. Ubicación de las muestras analizadas para minerales pesados en este Trabajo y localidades de otros autores.....	174
Figura 155. Ubicación de las fuentes principales de sedimentos para la Formación Guárico, según el mapa paleogeográfico propuesto por NOGUERA (2009) para el periodo Paleoceno. Tomado y modificado de NOGUERA (2009).....	181
Figura 156. Distribución de minerales pesados a profundidad de las areniscas Neógenas del centro del Mar del Norte, mostrando la disminución de la diversidad de minerales con el incremento de la profundidad causado por la disolución de minerales inestables. Tomado y modificado de MORTON & HALLSWORTH (2007).....	184

## ÍNDICE DE TABLAS

	Página
Tabla 1. Resumen de los principales rasgos de la Cordillera de la Costa. Tomado de URBANI (2011) y modificado según BELL (1968), CAMPOS <i>et al.</i> (1980), MACSOTAY <i>et al.</i> (1995), VIVAS & MACSOTAY (1997).....	13
Tabla 2. Resumen de los principales rasgos de los miembros válidos de la Formación Guárico.....	26
Tabla 3. Resultados de clasificación de areniscas.....	129
Tabla 4. Resultados de proveniencia de las muestras de la Zona-1.....	145
Tabla 5. Resultados de proveniencia de la sección El Pao.Tomado y Modificado de BENEDETTI & HERNÁNDEZ (2007).....	145
Tabla 6. Resultados de proveniencia de las muestras de la Zona-2.....	147
Tabla 7. Resultados de proveniencia de la sección Ortiz-San Juan de Los Morros.Tomado de MOLINA & LEÓN (2007).....	148
Tabla 8. Resultados de proveniencia de las muestras de la Zona-3.....	150
Tabla 9. Resultados de proveniencia de la sección Valle Morín.Tomado y Modificado de de BENEDETTI & HERNÁNDEZ (2007).....	150
Tabla 10. Resultados de proveniencia de las muestras de la Zona-4.....	152
Tabla 11. Resultados de proveniencia de la sección Altagracia de Orituco-San Francisco de Macaira.Tomado y Modificado de ALBERTOS (1989).....	152
Tabla 12. Resultados de proveniencia de las muestras de la Zona-5.....	153
Tabla 13. Escala de abundancia mineral.....	160
Tabla 14. Abundancia relativa de los minerales pesados identificados en la Formación Guárico.....	161
Tabla 15. Especies de minerales pesados identificados por varios autores en diferentes localidades, y su ubicación en las Zonas definidas.....	173
Tabla 16. Compilación de las asociaciones minerales y roca fuente de la Formación Guárico.....	175
Tabla 17. Posibles terrenos expuestos y fuentes de aporte para el momento dedepositación de la Formación Guárico, en orden aparente de mayor a menor influencia de oeste a este. Resultados compilados de de BENEDETTI & HERNÁNDEZ (2007), MOLINA & LEÓN (2007), MARTÍNEZ & VALLETA (2008), NOGUERA (2009), adaptados por la suscrita.....	181

---

# CAPÍTULO I

## 1. INTRODUCCIÓN

De acuerdo a los numerosos estudios que se han realizado en la Formación Guárico, se han propuesto diferentes áreas fuentes a partir del reconocimiento de paleocorrientes, que indican la dirección de procedencia de los sedimentos, establecidas mediante la medida de las estructuras sedimentarias (marcas de corrientes, acanaladuras, turboglifos, marcas de impacto erosivas, entre otras) preservadas en las areniscas. Con ellos es posible encontrar una variedad de direcciones con dispersiones importantes, pero probablemente esto se deba principalmente a dos factores: 1) la complejidad estructural de la región, y 2) muy pocas secciones estudiadas (YORIS&ALBERTOS 1989). Trabajos de procedencia a partir de análisis modal sobre los diagramas de DICKINSON & SUCZEK (1979) y DICKINSON *et al.* (1983), se han realizado en varias secciones de la Formación Guárico, que en comparación con la extensión geográfica de la formación, dichos resultados se consideran locales (ALBERTOS 1989, BENEDETTI & HERNÁNDEZ 2007, MOLINA & LEÓN 2007).

Estudios de proveniencia realizados mediante la identificación de minerales pesados compilados en PINDELL *et al.* (2009), contribuyen con datos adicionales para entender la interacción entre las placas Suramericana y Caribe. Allí se describe que en las formaciones aflorantes del borde septentrional de la placa Suramericana, específicamente en Venezuela, surgen interesantes diferencias en la proveniencia de sedimentos, entre éstas se encuentra la Formación Guárico que guarda una estrecha relación con dicho proceso.

Con la finalidad de aportar datos a estas interrogantes se pretende realizar el análisis modal petrográfico y el estudio de minerales pesados de las muestras de areniscas de grano medio a grueso tomadas a lo largo de los 350 km de la Formación Guárico entre San Carlos (edo. Cojedes) en la parte más occidental y Boca de Uchire (edo. Anzoátegui) hacia el este. El trabajo estará dirigido a la determinación de la proveniencia de los sedimentos que constituyen dicha formación a lo largo de toda su extensión geográfica. Además, se realizará la compilación bibliográfica completa y la integración del mapa geológico a escala 1:500.000 empleando el *software* ArcGIS 9.3, actualizado a la clasificación de los terrenos,

cinturones y napas de la Cordillera de la Costa con la distribución de las formaciones sedimentarias del sur y su relación con la Formación Guárico.

### **1.1.OBJETIVO GENERAL**

Elaborar un modelo evolutivo tectono-estratigráfico de la Formación Guárico mediante la interpretación de las áreas fuentes, a través de las metodologías de análisis modal de secciones finas y estudio de minerales pesados, en muestras de areniscas recolectadas en afloramientos a lo largo de los estados Cojedes, Guárico, Aragua, Miranda y Anzoátegui.

### **1.2.OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

- ❖ Realizar una compilación bibliográfica y hemerográfica de los trabajos realizados a la citada formación.
- ❖ Efectuar el análisis petrográfico de las muestras de areniscas y clastos individuales.
- ❖ Realizar el análisis modal a cada una de las muestras de rocas tomadas y realizar sus respectivos diagramas triangulares de DICKINSON & SUCZEK (1979) y DICKINSON *et al.* (1983) con la finalidad de determinar el ambiente tectónico de sedimentación.
- ❖ Determinar la asociación de minerales pesados que permitan establecer los litotipos fuentes de la Formación Guárico, con las técnicas propuestas por FEO-CODECIDO (1960).
- ❖ Profundizar el estudio de los rasgos texturales de las muestras de areniscas.
- ❖ Generar esquemas de variación de contenido de minerales pesados y las especies de minerales mayoritarios (cuarzo total, carbonatos y micas), a lo largo de la extensión geográfica de la zona de estudio.
- ❖ Elaborar un mapa geológico de compilación a escala 1:500.000 con la distribución de la Formación Guárico, con base al mapa de HACKLEY *et al.* (2006) y otros trabajos más locales, así como con la clasificación de terrenos, cinturones y napas de la Cordillera de la Costa según URBANI (2010).

### **1.3. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO**

La Formación Guárico aflora a lo largo del flanco sur de la Serranía del Interior de la Cordillera de la Costa, en la llamada Faja Piemontina, unos 350 km de longitud en dirección casi E-O desde la ciudad de San Carlos en el estado Cojedes, pasando por San Juan de los Morros, Altagracia de Orituco en el edo. Guárico, Camatagua en el estado Aragua y Boca de Uchire en el edo. Anzoátegui, como se observa en la figura 1.

### **1.4. JUSTIFICACIÓN**

Este trabajo forma parte del proyecto LOCTI sobre Investigaciones geológicas al norte de Venezuela auspiciado por la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS) con el propósito de caracterizar las formaciones geológicas que afloran en el Centro-norte de Venezuela, específicamente la evolución tectónica de esta parte de Suramérica.

Este trabajo implica el análisis petrográfico para el estudio de proveniencia de la Formación Guárico en toda su extensión geográfica para generar un modelo evolutivo tectono-estratigráfico de dicha formación.

Adicionalmente, luego de una minuciosa investigación, las referencias permiten plantear cómo hipótesis de trabajo que posiblemente los datos de los estudios de minerales pesados citados en el trabajo de PINDELL *et al.* (2009), no correspondan con secciones de la Formación Guárico. Esto posiblemente sea confirmado por el trabajo de GARCÍA(1962).

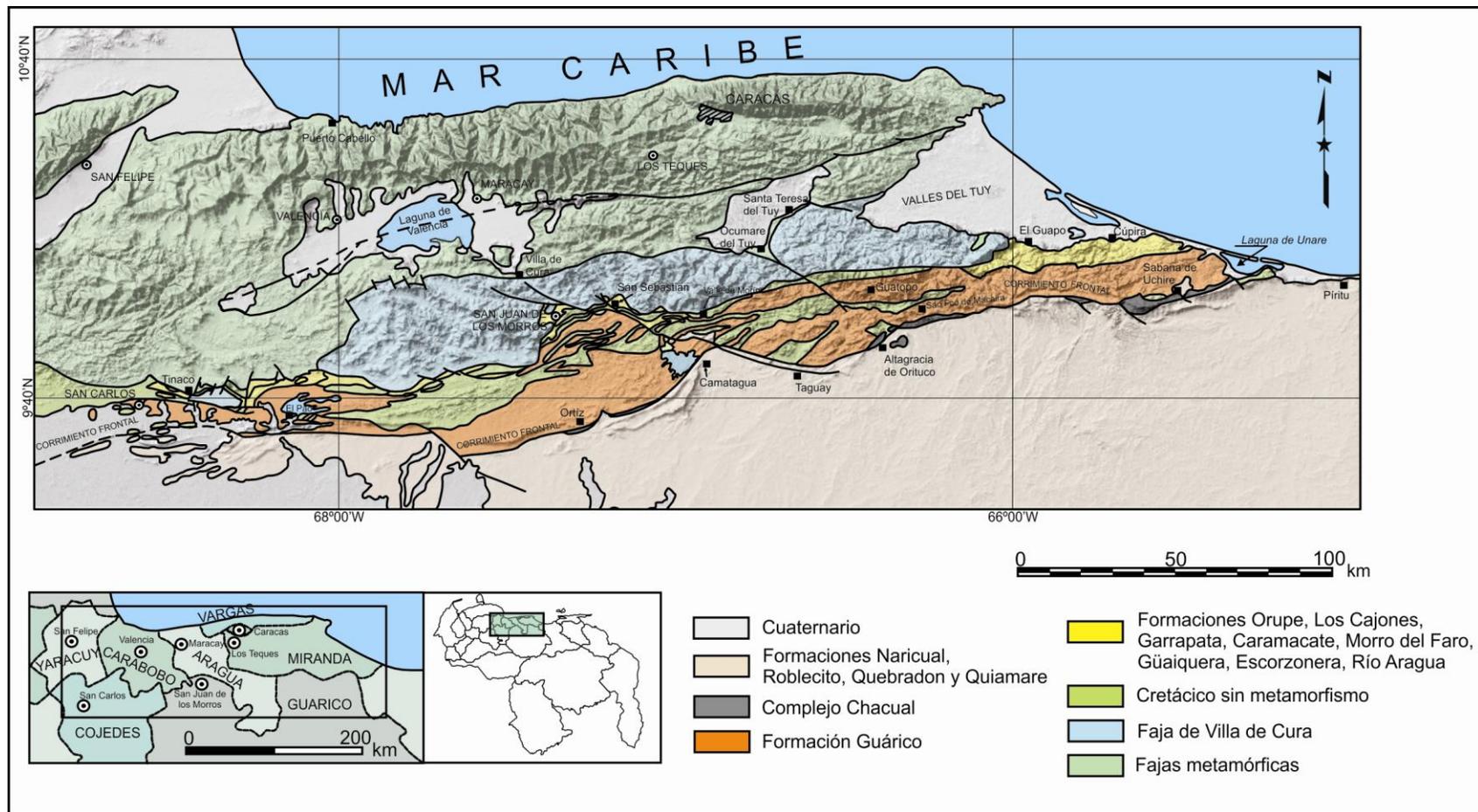


Figura 1. Mapa geológico generalizado de Venezuela norcentral donde se muestra la distribución de la Formación Guárico. Tomado y modificado de PEIRSON *et al.* (1966), CAMPOSET *et al.* (1980), MACSOTAY *et al.* (1995), VIVAS & MACSOTAY (1997).

## 1.5. TRABAJOS PREVIOS

Para este Trabajo Especial de Grado fueron compilados los trabajos de acuerdo al tema tratado entre la geología regional y local que estudian algunos autores, y la metodología utilizada similar a la que se lleva a cabo para esta investigación.

### 1.5.1. Antecedentes geológicos

GARCÍA (1962), realiza el estudio geológico de una zona de aproximadamente 10 km<sup>2</sup> situada a 6 km al oeste de la ciudad de Ortíz, Distrito Roscio, estado Guárico. Indica que en la zona afloran las “areniscas de Ortíz”, sinonimia con la Formación Guárico. Confirma la aparición de dos unidades de la Formación Ortíz definida por LIDDLE(1928), que son las “areniscas de Ortíz” y las “lutitas de Peñas Negras o lutitas de Ortíz”. Propone que estas unidades se consideran parte de una unidad litológica de rango mayor y que debería abarcar todos los sedimentos del ciclo Cretáceo Tardío-Eoceno que se depositaran en una cuenca que en forma de fosa tectónica de dimensiones regionales (desde Cojedes a Trinidad) atravesaría el norte de Venezuela, en aquel tiempo; y que dentro de esa unidad tendrían cabida los equivalentes laterales de la “Formación Ortíz” tales como las facies arrecifales, las facies volcánicas, arenosas, arcillosas y conglomerática. Indica además que los sedimentos fueron depositados desde una fuente geológicamente compleja según la variedad de materiales de diversos orígenes, obtenidos en el estudio petrográfico y minerales pesados.

PEIRSON *et al.* (1966), describe a la Formación Guárico detalladamente como gruesas secuencias de sedimentos flysch y la presencia de intervalos tipo wildflysch y bloques deslizados sin definir. Modifica la sección tipo para excluir a las rocas de la Formación Garrapata y explica las posibles condiciones de depositación con un surco alargado y profundo en el cual se depositan los sedimentos flysch en el depocentro de la cuenca, con un flanco norte escarpado, angosto e inestable donde se generaron los arrecifes y sedimentos periarrecifales y un flanco sur formado por una falla que separaba al surco de una plataforma más estable. Describe que el miembro conglomerático Mamonal (denominado por MENÉNDEZ 1965) de composición de más de 50% de conglomerados y areniscas con clastos de diorita, rocas volcánicas, chert negro, filita negra, lutita y

raramente caliza negra, tiene un origen genético probablemente debido al movimiento de la falla de Carrizal (MENÉNDEZ 1965) durante la depositación de la Formación Guárico. Menciona que las estructuras de marcas de corrientes y de impactos que se encuentran en la base de las areniscas permiten estudiar fácilmente la paleocorriente debido a que la región sufrió un plegamiento isoclinal, sin embargo, explica que de acuerdo a los materiales constituyentes las posibles fuentes conocidas se encuentren al norte y no conocidas en el subsuelo del sur. Agrega que sólo debido a que la Formación Guárico gradada hacia el sur dentro de la Formación Vidoño concluye en que los depósitos flysch se derivaron del norte. Además indica que las areniscas de la sección Ortiz-Camatagua muestran componentes gruesos y de oeste a este, se notan mejor ordenadas y más cuarzosas lo cual sugiere la proximidad de una fuente emergente al sur o suroeste apuntando al alto de El Baúl como una posible fuente de detritos.

BELL (1968), establece que con solo la composición del material clástico no se puede definir el origen de los detritos de la Formación Guárico, y que aunque los fragmentos de rocas sean similares a las expuestas en las “Volcánicas de Tiara (Las Hermanas)” al norte, no se conoce la fuente para explicar el origen de los granos de cuarzo, feldespato, mica y filita. Afirma que las facies meridionales de la cuenca debieron tener aportes de el Alto de El Baúl apoyándose en los trabajos de PEIRSON *et al.* (1966). Revisa las direcciones de paleocorrientes de la formación en cuestión y adyacentes y asume la posibilidad de que los bloques no hayan sufrido rotación a gran escala. Menciona que algunos autores apoyan que las direcciones NE para las facies flysch de Guárico se deben a flujos de turbiedad de reacomodo de los sedimentos, sin embargo, no apoya esta idea basándose en que las corrientes de turbidez profundas generan laminaciones en las capas resedimentadas, aspecto que no se observa en las capas gruesas de areniscas de la unidad. Finalmente propone la presencia de un paleoescarpe fundado en la interdigitación de las facies meridionales con las facies del flysch en el área estudiada.

ALBERTOS (1989), pretende dilucidar las relaciones estratigráficas, proporciones litológicas y variables petrográficas entre la secuencia sedimentaria de la Formación Guárico y sus equivalentes laterales, en unas secciones Altagracia de Orituco-Agua Blanca-Gamelotal-San Francisco de Macaira en los estados Guárico y Miranda. Define los tipos de

arenisca predominantes para la unidad de flysch como graugravaca feldespática y lítica, y en menor proporción grauvaca cuarzosa, donde en una muestra observa fragmentos volcánicos (3%) muy alterados. Presenta las rosetas de dispersión de paleocorrientes con direcciones N50-60E y N70-80E para la Formación Guárico como medidas de corrientes de fondo del surco como la redepositación de unidades presedimentadas. Además compone la proveniencia de la Formación Guárico a partir de los criterios de DICKINSON & SUCZEK (1979) y DICKINSON *et al.* (1983) con una tendencia de “Orogenia Reciclada Transicional” con desviaciones hacia “Interior de Cratón”. Propone que la variedad de rocas componentes de la Formación Garrapata es debido a la fuente mixta del complejo de subducción levantado por la colisión al norte de lo que se denomina como “microcontinente Sebastopol” con el arco magmático y los frentes de corrimiento generados a finales del Maastrichtiense (modelo de NAVARRO *et al.* 1987, 1988), y que la redistribución de estos sedimentos hacia el NE marcan la fuente para la Formación Guárico. Aún así menciona que gran parte de la secuencia del flanco norte no se haya preservado debido a que fueron borrados durante los “pulsos” asociados a la migración del surco hacia el sur.

YORIS & ALBERTOS (1989), se apoya en las rosetas de dispersión de paleocorrientes en las secuencias de la formación en estudio y sus equivalentes, en algunas secciones en los estados Guárico y Miranda de ALBERTOS (1989) y las define como facies de abanico medio y externo para la Formación Guárico, y propone que la dirección N40-70E refiere a corrientes de redistribución del fondo paralelas al surco paleoceno. Este autor también asume poca rotación tectónica de los bloques para explicar que estos resultados son fiables. Apela que no se puede demostrar una fuente desde el sur para estos sedimentos, y que sólo deberá ser aplicado a la región de Camatagua (BELL 1968). Basándose en la gran dispersión obtenida en los triángulos de procedencia de ALBERTOS (1989), aporta datos para apoyar el modelo tectónico (propuesto por NAVARRO *et al.* 1987, 1988; YORIS 1987) de orogénesis por colisión del arco extinto de Tiara con el “microcontinente de Sebastopol” al norte y la generación de frentes de corrimiento al sur y propone una fuente principal de detritos al norte y secundarias al sur y oeste de la cuenca.

BENEDETTI & HERNÁNDEZ (2007), realizan la caracterización petrográfica de las secciones El Pao y Valle Morín (estados Cojedes y Aragua respectivamente) para

determinar la proveniencia de los sedimentos que rellenaron el surco de Guárico durante el Maastrichtiense a Eoceno temprano. Con 70 muestras de areniscas de grano medio a grueso de las secciones correspondientes a la Formación Guárico generan el análisis de modal con triángulos de DICKINSON & SUCZEK (1979) y DICKINSON *et al.* (1983), y el uso del programa elaborado por YORIS (1989) y actualizado por ellos mismos, y establecen para la sección de El Pao (oeste) los resultados se inclinan a arco magmático (arco disectado, arco transicional y arco no disectado); y para la sección de Valle Morín (este) una doble tendencia: orógeno reciclado (reciclado cuarzoso y reciclado transicional) y bloque continental (basamento levantado, continental transicional y cratón interior). Las tendencias mixtas de las secciones son interpretadas por los autores como la acción combinada de procesos en los cuales actuaría primero el retrabajo y otros factores mecánicos asociados al transporte de los sedimentos y posteriormente a la diagénesis, y concluyen que las secuencias de las secciones El Pao y Valle Morín se originan de una depositación diacrónica con una fuente principal en el arco de islas extinto de Villa de Cura, el Cinturón de Paracotos, el bloque de Sebastopol y el augengneis de Peña de Mora.

MOLINA & LEÓN (2007), básicamente realizan el mismo procedimiento de los autores anteriores para determinar el ambiente de sedimentación y régimen tectónico dominante en la región pero en la sección que se observa en la carretera entre las ciudades Ortíz y San Juan de los Morros. En esta sección los autores obtuvieron para las secuencias correspondientes a la Formación Guárico una tendencia de orógeno reciclado (reciclado cuarzoso y reciclado transicional) con desviaciones a zona de mezcla y continental transicional. Finalmente concluyen que las áreas fuentes son dominantes al norte con el micro-continente de Sebastopol y las áreas positivas de la cadena Caribe, con influencia de cratón interior en una zona ubicada en la parte media a distal de la fuente dominante, y sugieren una zona de solape de procedencia de sedimentos para la cuenca.

PINDELLE *et al.* (2009), realiza un estudio integrando y compilando la información sobre la identificación de minerales pesados en las rocas del Cretáceo a Pleistoceno en Venezuela norcentral y oriental, Trinidad y Barbados. Con esto establece seis dominios clásicos primarios para reafinar los mapas paleogeográficos y relacionarlos con distintos estados de lo que fue el desarrollo tectónico de la región. Indica que existe una ruptura aparente en la

procedencia de los sedimentos de las formaciones del paleógeno al norte/centro-este de Venezuela. Además explica que los minerales índice (cianita, estauroлита y glaucofano), se encuentran en mayor abundancia en las formaciones Roblecito y Quebradón, que en la Formación Guárico, y que esta última aparentemente no recibía detritos del norte pero menciona que sus secciones finas e información bibliográfica no son suficientes para llegar a una conclusión sobre la historia depositacional, además dichos estudios solo se realizaron en una sección local de la Formación Guárico.

### **1.6.2. Metodologías de trabajo**

RUBIO (1952), en sus notas para el estudio de los minerales detríticos de las rocas sedimentarias venezolanas, explica el procedimiento para la preparación y montaje de los minerales detríticos, como una técnica especial y parte complementaria al manual de identificación de minerales a través de características ópticas. En líneas generales el procedimiento se resume en las operaciones de: trituración, tamizado, lavado, separación, montaje y finalmente identificación de minerales pesados. La lista de minerales es reducida a los más comunes vistos en las rocas venezolanas. Los minerales pesados se utilizan para correlacionar áreas fuentes que alimentaran una o más unidades de una cuenca, entre otras aplicaciones.

FEO-CODECIDO (1960), realiza 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), propone y desarrolla 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), actualiza estos programas bajo el sistema operativo llamado Basic para usarlos en un estudio de procedencia de las rocas

clásticas del noreste de la cuenca del Lago de Maracaibo. Posteriormente utilizado por ALEZONES (2009), en su estudio de procedencia de las facies arenosas de la secuencia paleocena-eocena en la zona occidental del Lago de Maracaibo.

BENEDETTI & HERNÁNDEZ (2007), mencionado anteriormente, en su análisis de proveniencia de las secciones El Pao y Valle Morín de la Formación Guárico, generaron la actualización del programa de acuerdo al código de variables de YORIS (1992).

---

## CAPÍTULO II

### 2. GEOLOGÍA REGIONAL

#### 2.1. CORDILLERA DE LA COSTA

La geología regional se simplifica a la distribución de unidades según las fajas tectónicas mayores que componen la zona del norte centro de Venezuela, es decir, la Cordillera de la Costa, sumado a las unidades Neógenas más al sur contenidas en una faja adicional. De acuerdo a la figura 2, se aprecia la configuración de lonjas en contacto tectónico, en las cuales se aprecia el relieve contrastante entre cada faja, debido a la variedad de tipos de litologías que las conforman respectivamente. En total son nueve fajas las que han sido refinadas a través de estudios anteriores, desde MENÉNDEZ (1966), BELL (1968), BELLIZIA (1986), URBANI (2011), se tienen de norte a sur: Faja Costera, Faja Ávila, Faja Caracas, Faja Caucagua-El Tinaco, Faja Loma de Hierro, Faja de Villa de Cura, Faja Piemontina y la Faja Volcada la cual posee la Zona de fallas de Corrimientos; al sur de la Serranía del Interior se encuentra otra faja denominada Faja de Buzamientos Suaves. Las primeras siete fajas son interpretadas entre alóctonas o para-autóctonas, mientras que las unidades en las fajas Volcada y de Buzamientos Suaves se interpretan como autóctonas. En la tabla 1 se resume la información del número de formaciones contenidas en cada faja, sin embargo se debe destacar que en especial, en la Zona de Fallas de Corrimiento, se repiten algunas formaciones, que se mencionan en el texto.

Las descripciones de las primeras seis fajas (Costera, Ávila, Caracas, Caucagua-El Tinaco, Loma de Hierro y Villa de Cura), fueron resumidas de URBANI (2011). El resto de las fajas fueron compiladas de varios autores, cuyos trabajos regionales y locales, aportan en la investigación del presente Trabajo Especial de Grado.

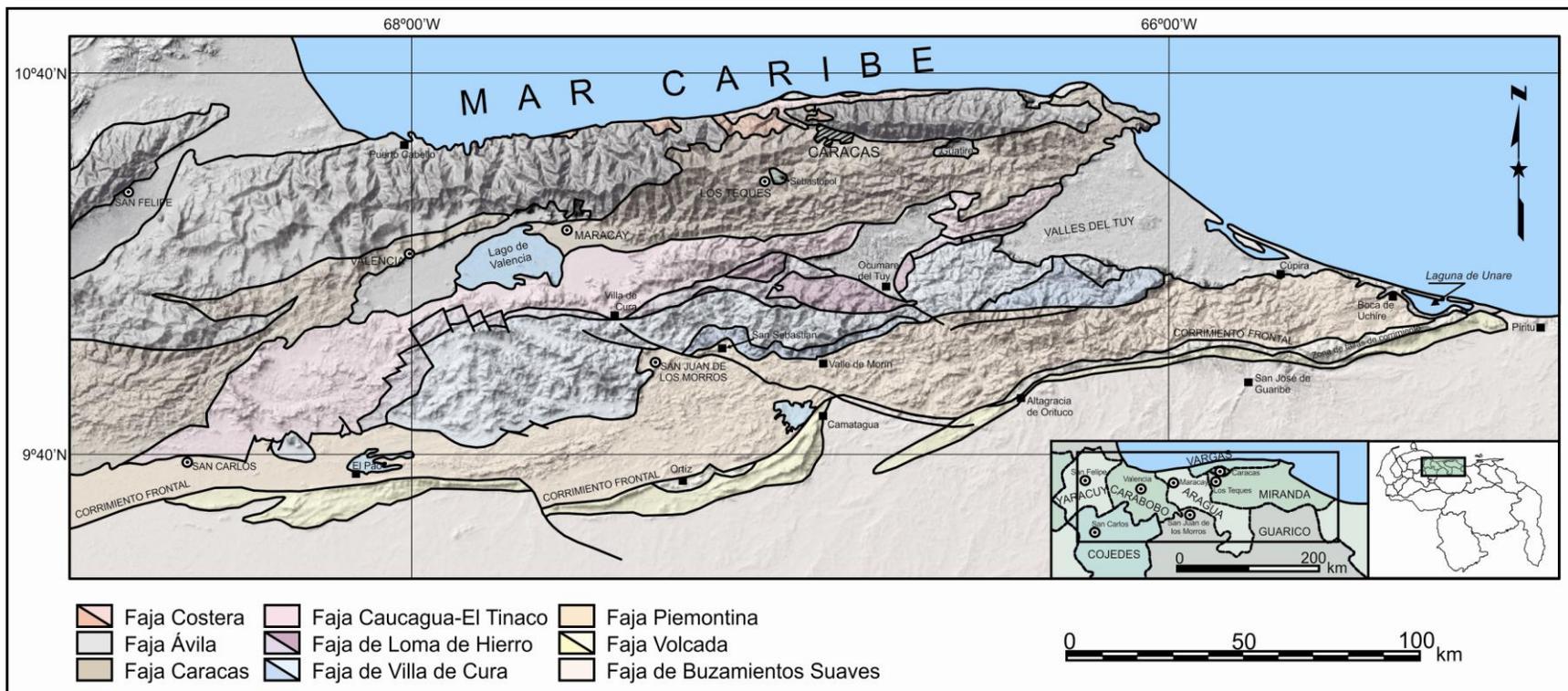


Figura 2. Distribución de las fajas tectónicas al nor-centro de Venezuela. Tomado y modificado de BELL(1968) y URBANI(2011).

Tabla 1. Resumen de los principales rasgos de la Cordillera de la Costa. Tomado de URBANI (2011) y modificado según BELL (1968), CAMPOSet al. (1980), MACSOTAYet al. (1995), VIVAS & MACSOTAY (1997).

Serranía	Faja	Terrenos/ Unidades	Origen	Edad	Observaciones
Litoral	Costera	Nirgua	Elementos de litósfera oceánica y de origen continental.	Jurásico Tardío? a Cretácico Temprano	Alóctono. Mélange de subducción. Origen Caribeño.
		Tacagua	Sedimentos relacionados a arco de islas.	Cretácico Temprano	Alóctono. Origen Caribeño.
	Ávila	-	Principalmente plutónico (granitoides-tonalíticos) y sedimentos siliciclásticos.	Proterozoico a Pérmico	Para-autóctono. Bloque continental del norte de la placa Suramericana.
	Caracas	-	Sedimentos de margen pasivo sobre basamento granítico.	Sedimentos del Jurásico Tardío a Cretácico Temprano. Basamento Silúrico.	Para-autóctono. Sedimentos de margen pasivo al norte de la placa Suramericana.
Interior	Caucagua -El Tinaco	Caucagua-El Tinaco	Manto subcontinental (peridotita) y corteza continental (granitoides y sedimentos siliciclásticos).	Proterozoico a Cretácico Temprano	Alóctono. Bloque continental del noroeste de la placa Suramericana.
		Paracotos	Depósitos turbidíticos.	Cretácico Tardío	Alóctono. Turbiditas al noroeste de la placa Suramericana.
	Loma de Hierro	Loma de Hierro	Suite de litósfera oceánica y cobertura sedimentaria.	Paleozoico?	Alóctono. Proto-Caribe o más antigua suite ofiolítica.
		Villa de Cura	Villa de Cura	Principalmente volcánicas de antearco.	Cretácico Temprano
	San Sebastián		Arco volcánico.	Cretácico Temprano	Alóctono. Arco de islas de origen Caribeño.
	Piemontina	“Capas de Vallecito”	Dos regímenes: 1- subacuático marino tranquilo, y 2- talud profundo inestable.	Cretácico? Aptiense-Coniacense?	Alóctono. Secuencias depositados al frente del extinto Arco Las Hermanas.
		“Calizas Albienses”	Plataforma, en área cercana a un escarpe de falla o acantilado.	Albiense	Alóctono. Carbonatos al frente del extinto Arco de Las Hermanas.
		“Caliza de Las Colonias”	Ambiente hemipelágico.	Cretácico Tardío?	Alóctono. Carbonatos al frente del extinto Arco de Las Hermanas.
		Fm. Querecual	Marino (oceánico), varía entre euxínico a bien oxigenado, de profundidad variable.	Albiense tardío a Santoniense	Autóctono. Margen pasivo al norte de la placa Suramericana.
		Fm. San Antonio	Transicional entre ambiente euxínico y ambiente oxigenado, de sedimentación lenta.	Post-Turonense a Campaniense tardío	Autóctono. Margen pasivo al norte de la placa Suramericana.
		Fm. Mucaria	Depósitos de ambiente marino profundo, batial. Talud epicontinental.	Santoniense a Maastrichtiense	Autóctono. Unidad “pre-flysch” al norte de la placa Suramericana.
		Fm. Guárico	Flysch. Turbiditas depositadas en surco profundo estrecho.	Maastrichtiense a Eoceno temprano	Alóctono. Flysch de relleno de zona profunda de cuenca antepaís al norte de placa Suramericana.

Cont. Tabla 1.

	Fm. Escorzonera	Ambiente batial sobre talud de arco volcánico insular, que retrabaja material carbonático de plataforma penecontemporánea.	Maastrichtiense temprano.	Alóctono. Abanicos internos de turbiditas al frente del extinto Arco Las Hermanas.
	Fm. Orupe	Turbiditas. Abanicos internos en zona batial inferior a abisal. Similar a Fm. Garrapata.	Paleoceno?-Eoceno?.	Alóctono. "Wildflysch". Abanicos internos de turbiditas al frente del extinto Arco Las Hermanas.
	Fm. Morro del Faro	Arrecifes. Depósitos de bancos carbonáticos, biostromales de plataforma externa, formados sobre un arco volcánico insular.	Paleoceno medio a tardío.	Alóctono. Arrecife al frente del extinto Arco Las Hermanas.
	Fm. Los Cajones	Turbiditas. Abanicos internos en zona batial sobre un arco volcánico insular.	Paleoceno tardío a Eoceno temprano.	Alóctono. "Wildflysch". Abanicos internos de turbiditas al frente del extinto Arco Las Hermanas.
	Fm. Caramacate	Ambiente batial inferior sobre talud de arco volcánico insular. Facies peri-arrecifal.	Paleoceno tardío a Eoceno temprano.	Alóctono. Facies peri-arrecifales de las secuencias turbidíticas al frente del extinto Arco Las Hermanas.
	Fm. Guaiquera	Turbiditas. Abanicos internos en zona batial, regresivo a plataforma externa.	Eoceno temprano a Eoceno medio.	Alóctono. Abanicos internos de turbiditas al frente del extinto Arco Las Hermanas.
	Fm. Garrapata	Turbiditas. Abanicos internos en zona batial inferior a abisal.	Eoceno temprano.	Alóctono. Abanicos internos de turbiditas al frente del extinto Arco Las Hermanas.
	Fm. Río Aragua	Turbiditas. Abanicos internos en zona batial sobre un arco volcánico insular.	Eoceno temprano a medio.	Alóctono. "Wildflysch". Abanicos internos de turbiditas al frente del extinto Arco Las Hermanas.
	Zona de Fallas de Corrimiento: Fm. Peñas Blancas	Biostromo progradante sobre plataforma marina profunda externa a ambiente batial.	Eoceno tardío	Autóctono. Arrecifes costañeros de un mar transgresivo al norte.
<b>Interior</b>	Fm. Roblecito	Varía entre plataforma media a externa con períodos de ambiente de talud.	Eoceno tardío a Oligoceno	Autóctono.
	Fm. Quebradón	Marino marginal, de plataforma a estuarino. Miembro Galera: barras litorales.	Oligoceno?	Autóctono.
<b>Buzamientos Suaves</b>	Fm. Quiamare	Varía entre: continentales (piemontinos), salobres y aguas marinas llanas.	Mioceno temprano?	Autóctono. Moladas de relleno piemontino.

## 2.1.1. Serranía del Litoral

### 2.1.1.1. Faja Costera

Está dividida en dos terrenos distintos.

- ❖ Terreno Nirgua

El Terreno Nirgua es una mezcla de elementos oceánicos (metabasalto, metagabro, mármol y serpentinita) y continentales (principalmente metasedimentarias y también ortogneises). Las serpentinitas con forma facoidal son encontradas mayormente orientadas a lo largo de las principales fallas E-O. Las rocas del Terreno de Nirgua sufrieron metamorfismo retrogrado a la facies de los esquistos verdes (clorita) durante el evento acrecional en el Terciario. El nombre formal más amplio que llevan las unidades constituyentes de este terreno es el Complejo Nirgua el cual contiene metasedimentos (diversas litologías esquistosas y gneisicas), con lentes máficos (e.g.: anfibolita, eclogita). Cuerpos máficos similares se encuentran en el Mármol de Antímano, una unidad formal caracterizada por mármol masivo.

#### ❖ Terreno Tacagua

El Terreno contiene una sola unidad formal llamada el Esquisto de Tacagua, el cual es un esquisto con cuarzo de color gris oscuro-moscovita-grafito, intercalado con esquisto con epidoto de color verde claro-actinolita-clorita (protolito piroclástico), probablemente se originó en un ambiente de antearco. Afectada sólo por la facies de esquistos verdes (clorita). Este terreno incluye metalavas que muestran una afinidad geoquímica de arco de isla primitiva.

#### **2.1.1.2. Faja Ávila**

El Complejo de San Julián es la unidad más extensa de la faja con una combinación de rocas metasedimentarias y metaígneas (gneises tonalíticos a graníticos), de origen continental. Algunas unidades metaplutónicas de composiciones félsicas a intermedias han sido datadas. Entre ellas el Augengneis de Peña de Mora (isocrona Rb-Sr 1,5 Ga), el Granito de Guaremal, la Metadiorita de Todasana, el Gneis de Choróní y además un dique de trondjemita (zircón U-Pb 512-471 Ma).

En diferentes unidades se registra el metamorfismo en rangos que van de la facies de granulitas a anfibolita o epidoto-anfibolita. La asociación típica de minerales metamórficos es la coexistencia de biotita y granate; en algunas localidades se ha identificado sillimanita. Algo raro pero a nivel general, los cuerpos máficos contienen barroisita. El campo de estabilidad de este mineral varía de la facies metamórfica superior de los esquistos verdes al

límite de mayor temperatura de la facies de los esquistos azules pero es característico de la facies de epidoto-anfibolita. La facies de epidoto-anfibolita parece ser la más ampliamente expuesta. Además, durante el Neógeno las rocas sufrieron metamorfismo retrogrado de la facies del esquisto verde (clorita).

### **2.1.1.3. Faja Caracas**

La Faja Caracas está compuesta por los esquistos de Las Mercedes, Las Brisas y Chuspita. Las escasas edades paleontológicas disponibles varían de Jurásico Tardío (Kimmeridgiense) a Cretácico Tardío. El Esquisto de Las Brisas fue depositado sobre el basamento del Gneis de Sebastopol (Silúrico, roca total isocrona Rb-Sr), y contiene principalmente metarenisca, metaconglomerado y algunos cuerpos de mármol dolomítico depositados en una plataforma continental somera. El grafito relacionado al Esquisto de Las Mercedes se formó bajo condiciones pelágicas anóxicas. El Esquisto de Chuspita tiene esquisto grafitoso alternando con metarenisca sugiriendo un ambiente turbidítico de depositación. Los metasedimentos de la Faja Caracas alcanzaron la facies metamórfica del esquisto verde (clorita). Las unidades de Las Brisas y Las Mercedes han sido reconocidas como los equivalentes metamórficos de los sedimentos Mesozoicos de margen pasivo del occidente y oriente de Venezuela.

## **2.1.2. Serranía del Interior**

### **2.1.2.1. Faja Caucagua-El Tinaco (Terreno)**

Esta faja es a grandes rasgos equivalente a la Faja Tectónica de Caucagua-El Tinaco de MENÉNDEZ (1966). En el extremo occidental del terreno, están expuestos un bloque de manto subcontinental (Peridotita de Tinaquillo) y la discontinuidad de Mohorovich, gradando a parte del Complejo El Tinaco, el cual representa la corteza continental en la facies profunda de granulita exhumada. La mayor unidad del Complejo El Tinaco es el Gneis de La Aguadita, principalmente un para- y ortogneis el cual gradua al Esquisto de Tinapú. Ambas unidades están intrusionadas por varios cuerpos trondjemíticos, dioríticos (Metadiorita de Guacamaya) y tonalíticos (Metatonalita de Curiepe). La asociación mineral de biotita-granate±barroisita, es indicativa de la facies metamórfica de la anfibolita

epidótica. Algunas edades en la isocrona Rb-Sr apuntan a edad Paleozoico. En la región de El Tinaco, el complejo fue erosionado y está cubierto en inconformidad por la unidad de las volcano-sedimentarias Las Placitas (de edad probablemente Cretácica), la cual aflora como cuerpos aislados de remanentes erosionales. Todas las unidades han sufrido metamorfismo retrogrado en una fase dominante y penetrativa en el Neógeno de la facies del esquisto verde (clorita).

La Filita de Tucutunemo, una unidad mayor en la parte centro-oriental del terreno, contiene microfauna del Paleozoico Tardío y lentes de lavas almohadilladas basálticas con afinidad química de intraplaca. Los contactos entre las unidades adyacentes y el Complejo El Tinaco son inconformidades y algunas otras son fallas de corrimiento. Las rocas registran asociaciones mineralógicas de la facies de los esquistos verdes (clorita). En el extremo más oriental del terreno y en contacto de falla con la Filita de Tucutunemo, afloran las unidades filíticas de Urape y Muruguata las cuales contienen lentes de volcanoclásticas y exhibe cuerpos de mármol con foraminíferos de edad Cretácica.

La Peridotita de Tinaquillo, corteza de manto subcortical, por debajo del Complejo El Tinaco, probablemente su origen estuvo en la esquina noroccidental de la Placa Suramericana y fue geoquímicamente modificada durante el Jurásico por fluidos derivados de la subducción hacia el este de la Placa de Farallón por debajo de la Placa Suramericana. Esta interpretación está fuertemente soportada por datos geoquímicos. La peridotita fue luego trasladada hacia el este y exhumada en el Terciario.

#### **2.1.2.2. Faja de Loma de Hierro**

Esta faja se divide en dos terrenos separados.

##### **❖ Terreno Paracotos**

La extendida unidad de la Filita de Paracotos proviene de un protolito de rocas clásticas de grano fino a grueso que fue depositada en un ambiente turbidítico y el abundante material paleontológico de foraminíferos de algunos cuerpos de mármol apuntan a edad Maastrichtiense. La edad geocronológica de zircones detríticos de dos muestras de esta unidad revelan edades que se extienden desde Neoarqueano (2.590 Ma) a Campaniense (80 Ma), similar al patrón encontrado en la Formación turbidítica de Guárico que alcanza

rangos entre el Mesoarqueano (2.960 Ma) al Paleoceno temprano (63 Ma) (NOGUERA 2009).

❖ Terreno Loma de Hierro

Este terreno es mayormente un bloque de placa litosférica oceánica, por lo cual, la suite ofiolítica desmembrada contiene unidades ultramáficas, gabros y basaltos. La última es llamada las Volcánicas de Tiara y tiene afinidad geoquímica de MORB. Las capas de las metavolcano-sedimentarias de Río Guare son la cubierta sedimentaria de las unidades ígneas.

### 2.1.2.3. Faja de Villa de Cura

La faja pertenece por completo a un complejo de subducción de arco de isla oceánica y puede ser dividido en dos terrenos que de norte a sur se muestran los siguientes.

❖ Terreno Villa de Cura

Este incluye las unidades de El Carmen, El Caño, El Chino y Santa Isabel, probablemente formadas en un marco de antearco. Volcanoclásticas con clinopiroxeno conspicuo caracteriza a las lavas de la unidad de El Carmen. Estas rocas fueron incorporadas en profundidades de más de 30 km en un proceso de subducción como lo sugieren las asociaciones minerales presentes de alta presión-baja temperatura (AP-BT). Las unidades de El Caño, El Chino y El Carmen con los minerales índice glaucofano-lawsonita, tienen un patrón diferente de t-T-P que la barroisita presente en la unidad de Santa Isabel. Edades en micas blancas Ar-Ar del momento de mayor metamorfismo son 80 y 90 Ma respectivamente.

❖ Terreno San Sebastián

La mayor unidad de este terreno son las Volcánicas de Las Hermanas ubicadas a lo largo de la mitad sur de la faja con dos cuerpos ultramáficos-máficos (Chacao y Apa), caracterizados por dunita, wherlita, clinopiroxenita, gabro, hornblendita y rocas asociadas. La unidad máfica de Chacao es un cuerpo intrusivo en el Granofel de Santa Isabel. La unidad de Apa, se encuentra en un bosque denso lluvioso con muy pocos afloramientos y ha sido interpretado un contacto de falla con la unidad volcánica de Las Hermanas, pero podría ser intrusivo en algunas partes. Otra unidad litológica similar es Cerro Pelón, el cual

aparece como un bloque en la Formación turbidítica de Río Guache. Las rocas de esta unidad han alcanzado por lo menos la facies metamórfica prehnite-pumpellita y no muestra estructuras de penetración. La edad del protolito está pobremente restringido a algunas edades K-Ar con rangos desde 34,7 a 119 Ma.

#### **2.1.2.4. Faja Piemontina**

La Faja Piemontina está en su totalidad conformada por unidades sedimentarias. Tales unidades son definidas como para-autóctonas o alóctonas dependiendo de las evidencias encontradas en estudios recientes sobre el lugar de depositación de cada una.

Las formaciones que constituyen esta y el resto de las fajas se resumen en el cuadro de correlación en la figura 3. Dicha tabla fue construida a partir de la integración de las tablas de correlación de varios autores, y además de la información geológica más actualizada publicada que fue compilada en este Trabajo Especial de Grado.

##### ❖ Caliza de Las Colonias

Introducido informalmente por BECK (1985), para designar una unidad de al menos 115 m (por complejidad estructural no se observa el espesor real), donde predomina la caliza masiva de color gris (de tipo lodosa con matriz recristalizada a micrita y pseudoespato), con lentes de chert, intercalada con arenisca y limolita, formando una estrecha franja discontinua, en contacto de falla al norte con las rocas metavolcánicas de la Formación Las Hermanas y al sur igualmente con la Formación Garrapata y otras unidades; descrita en el Sitio de Las Colonias, Parque Nacional Guatopo, estado Guárico.

Los fósiles son varias especies de foraminíferos planctónicos y BECK (1985) le asigna una edad Santiense - Coniacense, mientras que ALBERTOS (1989), indica una edad Cretácico Tardío. No se ha correlacionado con otras unidades. El paleoambiente sugerido para las calizas es un ambiente hemipelágico (M. FURRER, en ALBERTOS 1989).

Zona		Zona 1: San Carlos, El Pao, La Escorzonera edo. Cojedes		Zona 2: Dos Caminos, Ortíz, San Juan de Los Morros, San Sebastian Oeste del edo. Guárico		Zona 3: Valle Morín, Camatagua y Taguay edo. Aragua		Zona 4: Altagracia de Orituco, San Francisco deMacaira. este del edo. Guárico		Zona 5: Batatal, Cúpira, San José de Guaribe, Boca de Uchire. edos. Miranda y Anzoátegui	
		MENÉNDEZ 1965 PEIRSON <i>et al.</i> 1966 MACSOTAY <i>et al.</i> 1995		PEIRSON <i>et al.</i> 1966 MACSOTAY <i>et al.</i> 1995 VIVAS & MACSOTAY 1997		PEIRSON <i>et al.</i> 1966 BELL 1968 MACSOTAY <i>et al.</i> 1995		PEIRSON <i>et al.</i> 1966 BELL 1968 BECK 1985 ALBERTOS 1989 MACSOTAY <i>et al.</i> 1995		PEIRSON <i>et al.</i> 1966 BELL 1968 CAMPOS & OSUNA 1977 CAMPOS <i>et al.</i> 1980	
Edad	MIOCENO							Quiamare		Quiamare	
	OLIGOCENO	Galera	Quebradón	Galera	Quebradón	Galera	Quebradón	Galera	Quebradón	Galera	Quebradón
EOCENO		Orupe	Roblecito		Roblecito		Roblecito		Roblecito		Roblecito
		Garrapata		Garrapata	Guaiquera ?	Garrapata	Peñas Blancas	Garrapata	Peñas Blancas		Peñas Blancas
PALEOCENO		Los Cajones	Guárico	Los Cajones	Caramacate	Los Cajones	Guárico	Los Cajones	Guárico	Río Aragua	Guárico
		Mamonal		Guárico	Morro del Faro				Caliza de Las Colonias		
CRETACICO	Maastrichtiense										
	Campaniense	Mucaria		Mucaria		Mucaria		Mucaria		Mucaria	
	Santoniense							San Antonio		San Antonio	
	Coniaciense										
	Turonense	Querecual		Querecual		Querecual		Querecual		Querecual	
	Cenomaniense										
	Albiense									Calizas Albienses	
Aptiense					Capas de Vallecito						

Figura 3. Cuadro correlación entre unidades sedimentarias encontradas en las Fajas Piemontina, Volcada, y de Buzamientos Suaves, en las regiones o zonas definidas (Tomado y modificado de MENÉNDEZ 1965, PEIRSON *et al.* 1966, BELL 1968, CAMPOS & OSUNA 1977, CAMPOS *et al.* 1980, BECK 1985, ALBERTOS *et al.* 1989, MACSOTAY *et al.* 1995 y VIVAS & MACSOTAY 1997). (Unidades Oligo-miocénicas separadas por línea punteada, pertenecen a las fajas Volcada y de Buzamientos Suaves; bloques alóctonos separados con línea continua y flecha; contactos no definidos con interrogantes).

### ❖ Capas de Vallecito

BELL (1968), en su trabajo de Geología en la zona de Camatagua, registra dos bloques exóticos embebidos en la Formación Guárico al este de Valle Morín. Infrayace a las rocas asignadas a la actualmente conocida como la unidad de las Volcánicas de Las Hermanas. En la sección tipo asignada por dicho autor se haya una secuencia compuesta por cherts (25%), conglomerados (30%), lodolitas guijarrosas (20%) y lavas y calizas (5%), la cual designó informalmente con el nombre de Capas de Vallecito, tomado de la quebrada Vallecito donde se encuentran los mejores afloramientos. De acuerdo al autor el tope de la sección se encuentra fallada contra la Formación Garrapata.

Los conglomerados de las Capas de Vallecito se diferencian de los de la Formación Garrapata en su matriz gris y el número restringido de sus componentes clásticos. Varias evidencias indican que varias capas dentro de la unidad son intraformacionales.

Bell, no identificó fósiles índices de edad, sin embargo consideró una edad Cretácica (Aptiense-Coniacense?), porque dichas capas suprayacen a las rocas asignables a la unidad Volcánicas de Las Hermanas (ex-Formación Las o "Dos" Hermanas o ex-Formación Tiara "Sur", auct.). Para dicho autor las Capas de Vallecito se acumularon en un ambiente sedimentario con relieve considerable del fondo marino a profundidad, posiblemente por el fallamiento contemporáneo.

### ❖ "Calizas Albienses"

En CAMPOS & OSUNA (1977), describen un intervalo de 15 m de espesor encontrado en la sección de la quebrada La Guairita, formando un anticlinal, de calizas de aspecto masivo. La pequeña secuencia es descrita como unas capas de calizas de color gris, de grano grueso a conglomerático, con conchas recristalizadas y frecuente gradación vertical; en el tope aparecen calizas y las areniscas carbonáticas grises con conchas y fragmentos de chert y cuarzo. MACSOTAY en CAMPOS & OSUNA (1977), identificó: *Exogyra* cf. *squamata* (d'Orbigny), *Exogyra* cf., *Bussingaulti* (d'Orbigny), *Pyramidellide* sp., *Lunatia* (?), *Turritella*, *Nerinea* (?) y pocos pelecípodos; sugiriendo una edad Albiense.

Presumen que el ambiente sedimentario para la unidad era una plataforma, en área cercana a un escarpe de falla o acantilado; la gradación sugiere el arrastre de material por un cañón submarino de poca pendiente.

❖ Formación Querecual:

La Formación Querecual fue definida por HEDBERG (1937), y consiste casi en su totalidad de caliza negra, dura, en capas delgadas, carbonácea y laminada, y lutita negra muy carbonática. Esta formación debió depositarse en un ambiente sedimentario euxínico, con muy poca entrada de material detrítico, durante el inicio del Cretácico Tardío (Turoniense-Coniaciense).

Para la presente autora la Formación Querecual es para-autóctona en la Faja Piemontina, debido a que el sitio original de sedimentación de las rocas de Querecual hoy expuestas en la Faja Piemontina fue probablemente la zona ocupada hoy por la Faja de Villa de Cura y algo más al norte, ya que formaba parte del margen pasivo del norte de la placa Suramericana. BELL (1968), explica que la unidad se encuentra en lonjas tectónicas en la parte central de la faja y como bloques exóticos presentes a lo largo del borde septentrional de la misma que se deslizaron a la Cuenca de Guárico durante el Maastrichtiense-Paleoceno, y posteriormente sufrieron transporte tectónico hacia el sur en el Terciario Tardío.

❖ Formación San Antonio:

De acuerdo al CIEN (1997), fue definida en el oriente como la Formación superior del Grupo Guayuta en conjunto con la Formación Querecual en la parte inferior, en 1937 por Hedberg, mientras que al oeste se correlaciona la Formación San Antonio con la Formación Mucaria. Se extiende en toda la parte septentrional de los estados Monagas, Anzoátegui y Guárico.

La unidad consiste esencialmente de calizas y lutitas negras, como la Formación Querecual, infrayacente, pero además contiene numerosas capas de areniscas duras de color gris claro y de chert. Presenta diques anastomósicos de arenisca, y a veces las cantidades y proporciones de arenisca y chert son tan escasas en algunos lugares que es difícil diferenciar la unidad de la Formación Querecual.

MARCUCCI (1976), concluyó que el ambiente de la Formación San Antonio era transicional entre el ambiente euxínico de la Formación Querecual y el ambiente oxigenado, pero no nerítico, de la Formación San Juan, con cierta entrada periódica de clásticos y oxígeno, además de una tasa de sedimentación lenta.

Esta unidad se define igualmente para-autóctona en la Faja Piemontina, por ser parte también del margen pasivo que sufre transporte tectónico al sur.

❖ Formación Mucaria:

RENZ & SHORT (1960), definieron la Formación Mucaria que consiste predominantemente en una serie monótona de lutitas silíceas de color gris oscuro. Aparecen capas ocasionales hasta de 1 m de espesor de un microconglomerado carbonático, compuesto de feldespatos, granos de cuarzo y fragmentos de rocas ígneas básicas. En tres niveles estratigráficos de la sección tipo se observan unas calizas lenticulares de grano fino y color gris azulado.

Se ha establecido que la Formación Mucaria suprayace concordantemente a la Formación Querecual y se encuentra en contacto transicional en sentido ascendente a la Formación Guárico (MACSOTAY *et al.* 1995).

BELL (1968), sugiere que la Formación Mucaria se depositó en aguas profundas bajo condiciones de poca energía. MACSOTAY & VIVAS (1993), la señalan como la unidad pre-flysch e indican que la Formación Mucaria es de edad Campano-Maastrichtiense con extensión al Paleoceno Temprano y tal vez al Medio.

Dichos autores han explicado que las condiciones de sedimentación a partir la icnofauna identificada, concluye con una intercalación de icnofacies tipo Cruziana, Nereites y Zoophycos en los litosomas terrígenos siliciclásticos, mientras que en las lutitas asociadas se encontraron foraminíferos que sugieren afinidad batial (con paleopropiedades mayores a 2.000 m), indicando un paleoambiente de talud epicontinental para la Formación Mucaria.

La unidad se correlaciona con la Formación San Antonio y además equivale a la parte superior de la Formación Barquisimeto en el Occidente.

Esta unidad se considera igualmente como para-autóctona como parte del margen pasivo en conjunto con las unidades anteriores (formaciones Querecual y San Antonio).

### ❖ Formación Guárico

*Consideraciones históricas:* La Formación Guárico fue mencionada originalmente por MENCHER (1950). WEISBORD (1956) definió la sección tipo y dió una descripción formal. Posteriormente tanto SHAGAM (1960), como KONIGSMARK (1958) asignaron las rocas expuestas en la parte inferior a la Formación Garrapata. Luego PEIRSON *et al.* (1966), redefinieron la sección tipo de la Formación Guárico.

*Secciones de referencia:* Varias secciones de referencia se encuentran en cortes de carretera en la parte occidental de la ciudad de San Carlos en el estado Cojedes; en las cercanías del pueblo de El Pao en el estado Cojedes; a lo largo de la carretera San Juan de Los Morros-Ortíz; en el río Taguay, al norte del pueblo del mismo nombre; a lo largo de la carretera Altagracia de Orituco-San Francisco de Macaira; al norte del pueblo Batatal, unos 400 m; a lo largo de la carretera de tierra entre Cúpira y San José de Guaribe; a lo largo de la carretera Caracas-Barcelona, entre Cúpira y la laguna de Unare (MENÉNDEZ 1965, ZAPATA 1976, ALBERTOS 1989, PÉREZ DE ARMAS 2005, BENEDETTI & HERNÁNDEZ 2007, LEÓN & MOLINA 2007).

*Extensión geográfica:* La Formación Guárico se restringe por completo a la Faja Piemontina y aflora ininterrumpidamente por una distancia de 350 km aproximadamente a lo largo del flanco sur de la Serranía del Interior desde la Laguna de Unare, al este, hasta San Carlos en el estado Cojedes al oeste.

*Descripción litológica:* Ha sido objeto de debate la definición y restricción de las numerosas características sedimentarias típicas de flysch a las que se han adjudicado a la Formación Guárico. En el presente trabajo se ha mantenido la terminología de que las Facies Flysch se refiere al volumen principal de la unidad (al menos un 90%), aplicándose el término en sentido litológico. Según PEIRSON *et al.* (1966) la describen como:

“Los estratos de flysch de la Formación Guárico consisten predominantemente de una alternancia notablemente monótona de areniscas y limolitas impuras cuarcíticas de grano fino, marcadamente definidas, en capas muy delgadas a medianas, y lutitas y lodolitas débilmente físciles, finamente micáceas de color gris oscuro aceituna. Las marcas de base, huellas, fósiles y otras estructuras sedimentarias especiales, muchas de ellas atribuibles a la sedimentación por acción de corrientes de turbiedad, caracterizan al Flysch de Guárico”.

Para completar la descripción de las facies flysch se debe mencionar la esporádica aparición de capas de carbonato, muy locales y de variable espesor; son de color gris, con muchos fragmentos de caliza, algo oolíticas. KONIGSMARK (1958), las correlaciona con las calizas de Querecual, mientras que PEIRSON *et al.* (1966), no creen que eso sea razonable ya que las calizas detríticas dentro de las capas es indicativo de aguas someras comparado con las calizas de aguas profundas, negras y afaníticas de Querecual. Son muy frecuentes las estructuras sedimentarias tipo: capas masivas, estratificación gradada, laminación paralela, laminación convoluta, laminación cruzada; estructura cono en cono; huellas basales tipo: turboglifos (flute cast), huellas de carga (load cast), marcas de impactos (groove cast).

La composición petrográfica del flysch fue estudiada por cerca de Tinaco por MENÉNDEZ (1965) y señaló una mineralogía de cuarzo (40%-60%), plagioclasa (10%-20%), lavas básicas e intermedias (10%-20%), cuarcita esquitosa y limolita cuarzosa (5%-10%), lutita carbonácea y filita (5% o más), granofels cuarzo-albítico (5%) y accesorios de moscovita, microclino, biotita, turmalina, epidoto, apatito, zircón, rutilo, magnetita y leucoxeno. En la región de Camatagua, BELL (1968) reportó 40%-70% de cuarzo, con cantidades menores de cuarcita, ftanita, volcánicas máficas, calizas oscuras, filita y granos mono-minerálicos de plagioclasa, clorita, moscovita, pirita, epidoto, circón, rutilo, apatito, prehnita y foraminíferos desgastados. En la zona de Boca de Uchire estudiado por ZAPATA (1976), reportó cuarzo plutónico y metamórfico (17%-70%), fragmentos de cuarcita, ftanita, lutita y metamórficas (5%-13%) y feldespatos (1%-11%).

*Subdivisión:* En algunas partes de su región de afloramientos, la formación muestra ciertas variaciones. En la parte más occidental, la formación posee un miembro conglomerático llamado por Menéndez como Miembro Mamonal. Las subunidades más conocidas y que han sido también objeto de debates, respecto a ambientes de depositación, paleogeografía, entre otros, se han eliminado como miembros de la Formación Guárico, tomando las ideas de autores como VIVAS & MACSOTAY (1997), MACSOTAY *et al.* (1995), entre otros. Se resumen en la tabla 2 los miembros hasta ahora aceptados dentro de la Formación Guárico.

Tabla 2. Resumen de los principales rasgos de los miembros válidos de la Formación Guárico.

Miembro	Autor/año	Descripción	Validez
Mamonal	MENÉNDEZ, 1965	Facies marginal conglomerática.	VÁLIDO
Subfacies Meridional de Areniscas Gruesas	PEIRSON <i>et al.</i> 1966	Secuencia marina somera rica en areniscas.	INVÁLIDO

❖ Miembro Mamonal: definido por MENÉNDEZ (1965), para una secuencia lenticular de conglomerados basales intercalados con lutitas gris oscuro y areniscas impuras de la formación, compuestos de conglomerados lenticulares con cantos de areniscas y lutitas, calizas de la Formación Querecual, dioritas, lavas, plagioclasa, filitas, ftanitas, serpentinita, meta-volcánicas y clorita-prehnita, y es considerado como miembro inferior local de la Formación Guárico, a la cual grada lateralmente. El Miembro Mamonal suprayace concordante y transicional a la Formación Mucaria. El autor restringe la distribución del conglomerado de Mamonal a la porción norte y oeste del área que estudia (área de Tinaco y El Pao), cubierta por la secuencia volcánico-sedimentaria, al este de la falla de Carrizal. Menciona que la extensión hacia el sur está limitada por los afloramientos de la Formación Mucaria subyacente, y al norte y al este por transición lateral y ascendente a la facies flysch de la Formación Guárico. El Miembro Mamonal toma su nombre de la quebrada Mamonal donde está bien expuesta, y otras buenas secciones se encuentran en el río Caimancito y en el río Pao. El autor estima que el espesor máximo del Miembro Mamonal ronda cerca de los 1.200 m, según sus cálculos hechos en la sección expuesta en la quebrada Mamonal. Dicho autor menciona que en los lugares donde el Miembro Mamonal está mejor expuesto se observan huellas de corrientes de turbidez, y como es común, indica que las areniscas y conglomerados contienen una cantidad moderada de fragmentos de ftanita, lutitas negras y filitas negras. Pero lo resaltante es que de sur a norte disminuye el contenido de ftanita detrítica y aumentan los guijarros verdes de rocas volcánicas, y negros de lutitas y filitas. Sugiere que en los afloramientos más septentrionales el cambio es más abrupto, donde los conglomerados gruesos y areniscas impuras y líticas de estratificación potente tipo Mamonal, gradan lateralmente a la típica secuencia monótona de lutitas y areniscas de la facies flysch de Guárico.

❖ Subfacies Meridional de Areniscas Gruesas: Estas secuencias fueron descritas con el nombre de Areniscas de Ortiz (LIDDLE 1928, KAMEN-KAYE, 1942). Sin embargo, SALVADOR (1964), la consideró como un desarrollo especialmente arenoso de la Formación

Guárico, cuya categoría de miembro local sería justificable, pero inconveniente debido al empleo conflictivo del nombre Ortiz en el pasado. PEIRSON *et al.* (1966), usó el término informal de “Subfacies Meridional de Areniscas Gruesas” para indicar dichas secuencias, y BELL (1968) abrevia a “Facies Meridional”. La describen como un miembro discontinuo de la Formación Guárico, de areniscas masivas cuarzosas y cuarcíticas que se interdigitan con capas típicas de flysch entre Altagracia de Orituco y Camatagua, las cuales, consideraron que fueron depositadas en el flanco sur de la cuenca de flysch. Las capas tienen espesores entre 25 cm y 6 m; son de color gris a gris blancuzco, meteorizadas a marrón ferruginoso oscuro, de grano fino a medio con granos gruesos dispersos, no carbonáticas. Localmente, contienen granos gruesos y fragmentos de ftanita negra y lutita negra carbonática, fragmentos de caliza arrecifal gris, e interestratificadas con calizas orbitoidales delgadas. Poseen mayor cantidad de cuarzo que las facies flysch y carecen de fragmentos volcánicos máficos. Las describe como topográficamente prominentes en el borde sur del cinturón de afloramientos de la Formación Guárico. Aparecen en las localidades: oeste de Ortiz (sinclinal de Ortiz), al noroeste de Camatagua (galeras de Camatagua), y al suroeste de Altagracia de Orituco (sinclinal del Río Memo). Menciona que en dicha área estas areniscas están compuestas casi por completamente de cuarzo, pero la cantidad de granos de chert negro incrementa al oeste, hacia Ortiz, donde las areniscas son pobremente escogidas y sucias. Estas facies pasan lateral o verticalmente a la facies flysch dependiendo del área de estudio.

*Espesor:* Varios autores estimaron espesores entre un mínimo de 1.500 m, que posiblemente llega a unos 4.000 m, sin embargo, las complejidades estructurales no permiten mediciones precisas (PEIRSON *et al.* 1966, BELL 1968, ALBERTOS 1989).

*Contactos:* PEIRSON *et al.* (1966), describen el contacto superior como ausente por erosión, o localmente cubierto discordantemente por sedimentos del Eoceno tardío o Mio-Plioceno. El contacto inferior está definido como concordante y transicional con la Formación Mucaria (MACSOTAY *et al.* 1995). Se ha identificado una secuencia flysch equivalente de la Formación Guárico, en el pozo Guarumen-1S, unos 60 km al suroeste de San Carlos, donde la unidad cabalga sobre las secuencias del Eoceno tardío – Oligoceno. De acuerdo a los estudios de PINDELL *et al.* (2005), se establece que el ambiente de

deposición de la Formación Garrapata, indica que es un bloque alóctono adosado a la faja Piemontina, y no existe correspondencia con Guárico, por lo tanto los contactos entre estas son tectónicos.

*Icnofósiles:* Son muy frecuentes las huellas de gusanos, solo en la base de las areniscas y grauvacas (MACSOTAY *et al.* 1995). Se han identificado una gran variedad en varias secciones de la unidad, y destacan: *Helminthoidea sp.*, *Paleodictyon sp.*, *Granularia sp.*, *Cosmorhapha sp.*, *Thalassinoides sp.* y *Spiroraphe sp.* Dichos autores citan 18 icnotaxas, pertenecientes al icnogénero Nereites.

*Edad:* La edad para la Formación Guárico se ha establecido mayormente a partir de las identificaciones paleontológicas en secciones del flysch, que aunque tienden a ser estériles, las especies encontradas sugieren una edad Maastrichtiense a Eoceno temprano la edad más conocida para dicha unidad (BERMÚDEZ en CAMPOS *et al.* 1980). En NOGUERA (2009), se muestran los resultados de geocronología de zircones detríticos, donde los más jóvenes llegan a 63 Ma, colocando el último evento magmático en el registro de Guárico en el Paleoceno temprano.

*Correlación:* PEIRSON *et al.* (1966), mencionan que el flysch se confunde con las lutitas de la Formación Vidoño al este de la laguna de Unare, y hacia el oeste aparece bajo los nombres Trujillo y Morán. Las formaciones Río Guache y Matatere se consideran equivalentes laterales, también.

*Paleoambiente:* El paleoambiente para esta unidad representa depósitos de corrientes de turbiedad de un surco profundo, con orientación casi E-O, a lo largo del borde norte de la placa Suramericana, con un borde septentrional escarpado inestable, y al sur una plataforma emergente. Este punto será discutido más adelante.

*Proveniencia:* Numerosos autores han estudiado la proveniencia de la Formación Guárico a partir de análisis modal, estudio de paleocorrientes y varios otros han realizado la identificación de minerales pesados en algunas secciones de la formación. Dichos puntos serán tratados con mayor precisión más adelante, ya que es el objeto de estudio de este Trabajo Especial de Grado.

#### ❖ Formación Escorzonera

RENZ (1955) nombró y describió brevemente esta unidad, muy localizada en la región cercana a San Juan de Los Morros, estados Guárico y Aragua. La parte inferior de la formación consiste de unos 400 metros de lutitas, areniscas y calizas, interestratificadas con lavas andesíticas y basálticas, frecuentemente con lavas almohadilladas en la base. VIVAS & MACSOTAY (1997), indican que en la región de San Juan de los Morros la Formación Escorzonera suprayace en relación de discordancia angular a la Asociación Metamórfica de Villa de Cura (Esquistos de Santa Isabel) e infrayace en relación de hiatus a la Formación Morro del Faro; en el cerro Escorzonera, la formación suprayace en relación de discordancia angular a la unidad litodémica de Lavas y Tobas de Las Hermanas e infrayace en relación de hiatus a la Formación Caramacate. En el cerro Los Burros, la unidad se presenta en contacto tectónico con la unidad de Esquistos de Santa Isabel y con la Formación Caramacate.

Se establece su edad Cretácica (Maastrichtiense Temprano) en base a los fósiles recolectados. PINDELL *et al.* (2005), sugirieron la posición actual alóctona de la unidad, y postularon su deslizamiento hasta allí desde un sitio muy alejado al norte, sobre el tope del bloque de Villa de Cura. El paleambiente está definido en el CIEN (1997), como batial, sobre un talud de arco volcánico insular, que retrabaja material carbonático de plataforma penecontemporánea (dando origen a olistones carbonáticos y/o brechas carbonáticas sedimentarias).

#### ❖ Formación Orupe

La Formación Orupe fue descrita originalmente por RENZ & SHORT (1960), localizada entre San Carlos y Tinaco, estado Cojedes, y comprende una unidad inferior de areniscas muy micáceas de grano variable entre fino y guijarroso, y una unidad superior de conglomerados de peñas (clastos bien redondeados de cuarzo, chert negro, gneises, calizas, rocas máficas y esquistos, soportados en una matriz arenosa), intercalados con lutitas limolíticas a guijarrosas.

La Formación Orupe suprayace con marcada discordancia a rocas de basamento del Complejo de El Tinaco y calizas de la Formación Querecual (área de El Tinaco); y MACSOTAY *et al.* (1995) sugieren un contacto inferior transicional con la Formación

Garrapata. En las peñas y peñones de los conglomerados se identifican fragmentos de estas unidades y de la Formación Mucaria. El contacto superior se desconoce, debido a los efectos de la erosión y a la complejidad estructural. La edad es definida por dichos autores, por suprayacer transicionalmente a Garrapata y por fósiles que sugieren una edad Eoceno tardío. También indican que la Formación Orupe es parte del último proceso sedimentario antes del evento tectónico regional del Eoceno tardío, marcado por la Formación Tememure/Unidad Tuirá en el frente de montañas de Venezuela norcentral.

#### ❖ Formación Morro del Faro

Ex -Miembro Morro del Faro de la Formación Guárico de la Faja Piemontina por VIVAS & MACSOTAY (1997), separan ésta unidad litoestratigráfica de la Formación Guárico y la elevan a rango de formación. Dichos autores indican que desde el punto de vista paleogeográfico la Formación Morro del Faro forma parte de la cobertura sedimentaria de la Napa de Villa de Cura y no de la Napa Piemontina. Se encuentra a 5 km al noroeste de la ciudad de San Juan de Los Morros, estado Guárico y está constituida por 300 a 350 m de calizas biostromales, biodetríticas con abundancia de foraminíferos, microalgas y otros organismos carbonáticos, dispuestas en capas submétricas a plurimétricas. Las calizas son macizas, compactas de color gris claro que meteoriza a gris azulado.

La Formación Morro del Faro suprayace en contacto de discordancia angular a la Asociación Metamórfica de Villa de Cura (Esquistos de Santa Isabel); en su localidad tipo el contacto inferior de la formación está en relación de hiatus con la infrayacente Formación Escorzonera. En el sector de La Puerta de San Juan, infrayace en relación de hiatus a la Formación Caramacate. Más hacia el este, en la región de quebrada Honda-San Sebastián, la unidad aflora como megaolistolitos dentro de la Formación Caramacate.

En base a la edad concomitante sugerida más precisa es Paleoceno medio-tardío (FURRER en VIVAS & MACSOTAY 1997). El paleoambiente es de depósitos de bancos carbonáticos, biostromales de plataforma externa, formados sobre un arco volcánico insular.

#### ❖ Formación Los Cajones

MACSOTAY *et al.*(1995), proponen validar al rango de Formación a unas secuencias definidas como miembro Los Cajones de la Formación Guárico debido a sus características

distintivas y a su situación geológica. A partir de sus descripciones se tiene que es una unidad que suprayace a las Formaciones Mucaria y Guárico con un contacto erosional (discordancia). Se trata de la secuencia de flysch salvaje estudiado por PEIRSON *et al.* (1966), que fue nombrado miembro de la Formación Guárico por BELL (1968). Se describe la litología como mudstones masivos negros, de los cuales al menos la mitad de su espesor está compuesto por masas con flujo por gravedad: slumps lodosos, arenosos y diamictíticos de dimensiones métricas a decamétricas. Los más típicos de estos sedimentos gruesos son las secuencias gruesas de mudstones conglomeráticos y lutitas conglomeráticas, zonas de bloques exóticos relacionados con procesos de slumping, y secuencias de turbiditas generalmente más sucias, espesas y de mayor tamaño de grano que las de la Formación Guárico. Los mudstones conglomeráticos constituyen lentes de más de 10 m de espesor, con matriz soportada por clastos tipo cuarzo lechoso redondeado a angular con tamaños guijarros, fragmentos de chert, areniscas, calizas y rocas volcánicas. También son comunes los clastos de lutitas.

Las estructuras sedimentarias sugieren una pendiente pronunciada donde domina el slumping, donde las fallas lístricas en los muds hidroplásticos estaban permanentemente activas. La icnofauna es localmente común, y es representativa de la icnofacies Nereites. Dichos autores proponen la sección tipo en la quebrada Los Cajones, empezando desde un punto a 250 m al norte de la carretera de Valle Morín, a la base del primer olistolito de serpentinita de la Formación Garrapata. Una sección de muy buena calidad se encuentra en la carretera entre las localidades de Don Alonso y Sabaneta, a 500 m al sur de la quebrada La Estrechura, y las cabeceras de la quebrada Papayal, hacia el sur de la primera sección descrita, ambas en el estado Guárico.

#### ❖ Formación Caramacate

Ex-Miembro Caramacate de la Formación Guárico propuesta por VIVAS & MACSOTAY (1997), separan esta unidad litoestratigráfica de la Formación Guárico y la elevan a rango de formación por pertenecer desde el punto de vista paleogeográfico a la cobertura sedimentaria de la Faja de Villa de Cura y no de la Piemontina.

Las localidades son el curso del río Caramacate, desde la carretera San Juan de Los Morros-San Sebastián (PEIRSON *et al.* 1966), también los afloramientos de la ladera meridional del cerro Los Burros-Morros Guanoto y Agua Viva.

La formación es una unidad olistostrómica de 400 m de espesor, conformada por limolitas silíceas que se interestratifican con capas de calizas arcillosas, lutitas negras y capas de chert finamente laminado y bandeado en colores claros y oscuros; también son comunes las areniscas grauváquicas, parcialmente líticas. Sus estructuras sedimentarias son la gradación, las laminaciones paralela y cruzada, y estructuras de carga. Localmente a diferentes niveles se hallan diamictitas polimícticas que contienen clastos de volcanitas sin diferenciar. En la parte inferior y media de la secuencia, las pelitas contienen olistolitos carbonáticos, con lito y biofacies tipo Formación Morro del Faro.

Entre los fósiles se encuentran algas, foraminíferos bentónicos y briozoarios, poliquetos y algas incrustantes (afinidades con la Formación Morro del Faro); fragmentos de concha de rudistido, y los foraminíferos planctónicos sugieren edad Campano-Maastrichtiense. Otra muestra con foraminíferos planctónicos sugiere una edad Paleoceno tardío.

En la región de San Juan de Los Morros la Formación Caramacate suprayace en discordancia angular a la Asociación Metamórfica de Villa de Cura (Esquistos de Santa Isabel). En el sector La Puerta-Guaiquera, la formación suprayace en contacto de hiatus a la Formación Morro del Faro. En la región de San Sebastián, la Formación Caramacate suprayace en discordancia angular a la unidad litodémica de Lavas y Tobas de Las Hermanas y en contacto de hiatus a la Formación Escorzonera.

El paleoambiente se define como batial inferior, depositado sobre un talud de arco volcánico insular.

#### ❖ Formación Guaiquera

VIVAS & MACSOTAY (1997), proponen el término formal de Formación Guaiquera, nombre tomado del sitio de Guaiquera, en el estado Guárico. Se estima un espesor máximo de 500 m para esta nueva unidad litoestratigráfica constituida de afloramientos discontinuos de alternancias monótonas y rítmicas de lutitas y areniscas. Las areniscas son grauváquicas, líticas, y las lutitas son arenáceas y micáceas. Las estructuras sedimentarias observadas son la gradación normal, las laminaciones paralela y cruzada y en la base de algunas capas las

estructuras de carga. Se destacan ocasionales niveles lenticulares de hasta 7 m de espesor conformados por diamictitas oligomicticas con predominio de clastos subredondeados a redondeados (tipo pudinga) y escasos clastos subangulares de volcanitas sin diferenciar y esquistos cuarzo-feldespático-micáceos. El diámetro máximo de los clastos es de 50 cm y los clastos flotan dentro de una matriz pelítico-psammítica. La presencia de conglomerados donde abundan los clastos bien redondeados, producto de meteorización subaérea de las volcanitas de la Faja de Villa de Cura, podrían sugerir que éstas se hallaban emergidas y formando islas para la época de sedimentación de la actual Formación Guaiquera.

La Formación Guaiquera suprayace concordantemente a la Formación Caramacate. Al sur del río San Juan la formación se encuentra en contacto tectónico lateral con las Lavas y Tobas de Las Hermanas que afloran en la fila El Aventado. No se encontraron fósiles en esta unidad, por lo tanto se le asigna una edad Eoceno temprano a Eoceno medio por suprayacer en contacto concordante a la Formación Caramacate,

Se postularon para ésta unidad, en base a sus estructuras sedimentarias un paleoambiente batial regresivo a plataforma externa.

#### ❖ Formación Garrapata

RENZ (1955), introduce el nombre para designar a las “capas expuestas a lo largo de la carretera San Juan-San Sebastián al pie de Cerro Garrapata, pocos kilómetros al noreste de San Juan de Los Morros. Es descrita como una unidad de flujo-turbiditas compuesta de conglomerados, asperones, areniscas impuras líticas y areniscas puras líticas (volcano y metavolcano detríticos), intercaladas con cantidades variables de limolitas de color gris oscuro y pequeñas proporciones de areniscas y lutitas silíceas, carbonáticas y micáceas.

Esta formación aflora en cuerpos alargados discontinuos de hasta 12 kilómetros de longitud a lo largo del borde septentrional de la parte central de la Faja Piemontina, con un espesor aproximado entre 1.200 a 2.000 m aproximadamente. En VIVAS & MACSOTAY (1995), describen el contacto inferior como transicional con la Formación Los Cajones, y el superior es usual en contacto de falla con la Faja de Villa de Cura; y sugieren continuidad stratigráfica con la Formación Orupe al tope en áreas de los estados Cojedes y Portuguesa.

KONIGSMARK (1958), menciona la presencia de sills de diorita piroxénica brechada, compuestos de constituyentes ígneos y sedimentarios mezclados, intrusivos en la

Formación Garrapata, y propuso la teoría que este arreglo petrológico se originó por la intrusión de un magma de diorita piroxénica parcialmente cristalizado en sedimentos húmedos, y que el brechamiento fue el resultado de la rápida expansión del agua contenida en los espacios intra e intergranulares del magma diorítico, a causa de la repentina liberación de presión.

BELL (1968), indica que a lo largo de varios kilómetros de extensión al este y oeste de Valle Morín se presentan cuerpos alargados y lenticulares de serpentinita dentro de la Formación Garrapata, no observa indicios de aureola metamórfica alrededor de ninguno de los cuerpos que observó en dicha área, ni encorvamiento de los planos de estratificación de la formación alrededor de las serpentinitas; sin embargo, menciona que los cuerpos de serpentinita se concentran a lo largo de dos horizontes sedimentarios.

MACSOTAY *et al.* (1995), definen el miembro inferior La Vigia (litología usual pero rico en olistolitos de calizas), y mencionan que V. Vivas toma la muestra de una capa de limolita negra en Cerro de Piedra, y reveló fósiles típicos del cinturón tropical del océano Atlántico y su biozona se extiende desde Paleoceno tardío a Eoceno temprano, y que puede alcanzar a Eoceno medio; y para el Miembro La Vigia, donde observaron fauna planktonica, béntica, hidrozoarios, micromoluscos y pellets fecales, sugieren la edad Eoceno temprano.

Como paleoambiente, dichos autores sugieren batial, para sedimentos controlados por gravedad en frente del arco de islas de la Faja de Villa de Cura. PINDELL *et al.* (2005) indica que el lugar de origen de la formación fue como parte del cinturón acrecional de lo que fuera el arco del Caribe avanzando hacia el sureste, hasta ser adosado sobre las unidades volcánicas y sedimentarias del norte de Venezuela hasta tomar la configuración actual.

#### ❖ Formación Río Aragua

CAMPOS *et al.* (1980), proponen este nuevo nombre formacional, para designar a una secuencia de origen turbidítico, cartografiada anteriormente por PEIRSON *et al.* (1966) dentro de la Formación Guárico, y que aflora en gran parte de la llamada serranía de El Guapo-El Bachiller. La sección tipo aflora en el curso medio del río Aragua. Según los autores se trata de unos 4.000 m de turbiditas del tipo “wildflysch”, constituidas fundamentalmente por el predominio de los paquetes arenáceos que alcanzan hasta los 50

metros, con intercalaciones subordinadas de niveles lutáceos; hacia la parte inferior de la sección aparece un nivel de aproximadamente 450 metros de espesor que se caracteriza por el predominio de conglomerados (contienen fragmentos de, ftanitas, cuarcita, volcánicas tipo lavas andesíticas, granodioritas, y en menor cantidad cuarzo y feldespatos). Las areniscas son de color gris verdoso (contienen cuarzo, mica blanca y fragmentos volcánicos); las capas presentan gradación vertical, marcas de carga y "tubos de gusanos". Las lutitas son gris oscuro a negro y casi siempre micáceas.

La Formación Río Aragua se diferencia de la Formación Guárico (facies del Río Orituco, BECK 1977), por: 1) aspecto mucho más arenáceo y conglomerático; 2) por la abundancia de los elementos volcánicos; 3) que la Formación Río Aragua puede bajar y alcanzar edades de hasta niveles pre-Turonense.

Hacia el sur, la Formación Río Aragua sobrecorre a la facies Río Orituco, de la Formación Guárico; hacia el norte está en contacto de falla con la formación El Guapo. La mayoría de los contactos son de falla. MACSOTAY *et al.* (1995) plantean la equivalencia de la Formación Río Aragua con la Formación Los Cajones, ubicando la edad en Eoceno Temprano a Medio.

#### **2.1.2.5. Faja Volcada**

##### **❖ Formación Roblecito:**

En el CIEN (1997), la Formación Roblecito es descrita a partir de los núcleos de los campos petrolíferos de Las Mercedes en el estado Guárico en el año 1941, y consiste principalmente de lutitas de color gris oscuro a negro con intervalos delgados de limolita y arcilita. Hacia el tope y la base de la unidad hay areniscas intercaladas con las lutitas. La Formación Roblecito se presenta en el subsuelo, en la parte occidental de la Cuenca Oriental de Venezuela, conocida con el nombre de subcuenca del Guárico, por lo tanto se desconoce su extensión en detalle. Adicionalmente, la unidad aflora en la Zona de Fallas de Corrimiento, la Faja Volcada y dentro de la Ventana de Camatagüita.

La unidad disminuye de espesor hacia el sur (Escudo de Guayana) y se acuña erosionalmente hacia el oeste contra el Arco de El Baúl; hacia el este se interdigita con el Grupo Merecure, y hacia el norte aumenta de espesor, que alcanza al menos 2.130 m al

noroeste, en el área del pozo Camáz-2, al sur del piedemonte; aparentemente, continua engrosándose por debajo de la Serranía del Interior occidental. BELL (1968), postula su extensión hacia el norte por debajo de la Faja Piemontina (Fig. 4).

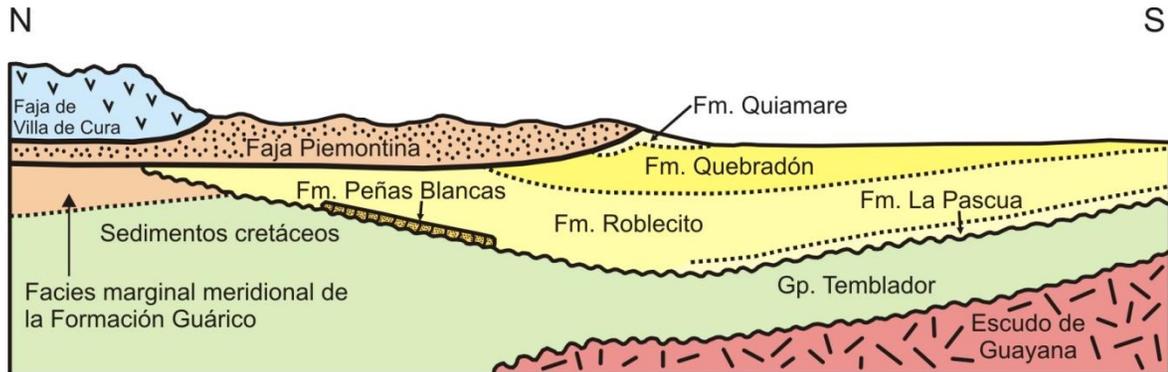


Figura 4. Corte esquemático que muestra la distribución probable de las unidades por debajo de la Faja Piemontina. (Tomado y modificado de BELL 1968).

La Formación Roblecito suprayace concordantemente a la Formación La Pascua. En la Zona de Fallas de Corrimiento, y posiblemente en la Ventana de Camatagüita, suprayace concordantemente a la Formación Peñas Blancas y a lo largo del borde septentrional de la subcuenca del Guárico, la unidad infrayace concordantemente a las formaciones Quebradón y Naricual, mientras que en la parte central de la cuenca, infrayace a la Formación Chaguaramas. La edad de la Formación Roblecito se extiende desde el Eoceno tardío hasta el Mioceno temprano, sin embargo, su edad se restringe al Oligoceno, sobre la mayor parte de la cuenca.

Se interpretó un paleoambiente que variaba desde plataforma media durante el Eoceno tardío, a plataforma externa, con períodos de ambiente de talud, durante el Oligoceno Medio. Dicho autor estima que la deformación de la Formación Roblecito comenzó al norte, y se extendió hacia el sur; probablemente tuvo lugar entre el Oligoceno y el Mioceno tardío o Plioceno.

Dentro de esta Faja se encuentra la **Zona de Fallas de Corrimiento** también llamada por PEIRSON *et al.* (1966), como “Complejo Chacual”, aparece en forma de escamas tectónicas entre las fajas Piemontina (alóctona) y Volcada (autóctona), tipos litológicos representativos de diversas columnas estratigráficas que abarcan desde el Cretáceo hasta el

Mioceno y que han sido depositadas en diferentes posiciones geográficas de una misma cuenca o bien en cuencas diferentes, destacan las formaciones Roblecito, Peñas Blancas, Guárico, Vidoño, entre otras. Se describe a continuación solo la Formación Peñas Blancas ya que según BELL (1968), todos los afloramientos hasta ahora estudiados de dicha formación se encuentran en lonjas tectónicas en dicha zona.

❖ **Formación Peñas Blancas:**

Se describen como calizas orbitoidales de arrecife macizas, de color negro, macizamente estratificadas y se componen principalmente por fragmentos de tejidos de algas y foraminíferos cementados por lodo carbonático, con espesor variado entre 2 a 30 m. Estas calizas afloran interrumpidamente desde Boca de Unare hasta la quebrada Tememure, 4 km al oeste de Altagracia de Orituco, y también dentro de la ventana de Camatagüita.

De acuerdo a lo descrito en el CIEN (1997), la Formación Peñas Blancas es discordante por encima de unidades paleocenas a eocenas, atribuidas a formaciones varias; y su contacto superior es concordante y transicional con la Formación Roblecito. La edad para la Formación Peñas Blancas se estima desde el Eoceno medio a tardío, a partir de la fauna estudiada en varias localidades por diferentes autores.

A partir de la fauna de foraminíferos y la presencia de los restos de tejido de algas, BELL (1968) explica que la Formación Peñas Blancas se acumuló en un ambiente somero, próximo a la zona de mareas, y de acuerdo con su posición estratigráfica, la unidad representa los arrecifes costañeros de un mar transgresivo hacia el norte sobre un terreno de bajo relieve, compuesto en la superficie principalmente por la Formación Vidoño.

Dicho autor también indica que todos los afloramientos de la Formación Peñas Blancas se encuentran en lonjas tectónicas alóctonas que sufrieron transporte tectónico hacia el sur durante el Terciario Tardío, es por esto que las calizas de Peñas Blancas yacen en una zona de lutitas fragmentadas por efectos del avance de la Faja Piemontina.

### **2.1.3. Faja de Buzamientos Suaves**

#### **2.1.3.1. Formación Quebradón**

Según el CIEN (1997), la unidad consiste predominantemente en lutitas poco resistentes a la erosión, con lignitos delgados localmente, interestratificadas con areniscas impuras. Se

reporta la frecuencia de capas de arenisca arcillosa con estructura fláser, además, areniscas con cemento carbonático o ferruginoso (con micas, minerales ferromagnesianos, plagioclasa, filita y minerales opacos). La formación desarrolla un miembro basal predominantemente arenoso, denominado Miembro Galera (areniscas espesas cuarcíferas puras, sacaroideas intercaladas con lutitas, entre 800 a 2.000 m de espesor). La Formación Quebradón aflora a lo largo del borde norte de la cuenca de Guárico, desde las cercanías de El Pao en el estado Cojedes en el oeste, hasta las cercanías de Píritu en el Estado Anzoátegui, en el este.

La Formación Quebradón es actualmente aceptada como concordante y transicional encima de la Formación Roblecito y su contacto superior es concordante y transicional con la Formación Quiamare. Se le asigna a la Formación Quebradón una edad entre Oligoceno tardío a Mioceno medio.

El paleoambiente sugerido para la Formación Quebradón es marino marginal. Se han reportado bivalvos de ambiente estuarino, junto con otros de ambiente marino de plataforma. La *Ostrea* sp. corresponde bien al paleoambiente estuarino a nerítico propuesto. El Miembro Galera, por sus características se habría originado como barras litorales construidas por el material arenáceo transportado por extensas corrientes costeras.

BELL (1968), considera que el material derivado para dar origen a la Formación Quebradón es en su totalidad del norte, proveniente de la erosión de la Formación Guárico. Esto también se sustenta en que las areniscas de la Formación Quebradón contienen los mismos constituyentes clásticos que la Formación Guárico, pero son más maduras.

El Miembro Galera origina una topografía característica de lomas alargadas con crestas agudas, conocida con el nombre de galeras, en los llanos centrales de Venezuela. El Miembro Galera es concordante encima de las lutitas de la Formación Roblecito, y transicional, vertical y lateralmente con la Formación Quebradón. PEIRSON (1963), establece las evidencias de una fuente occidental en el Alto de El Baúl (incremento hacia el oeste en el tamaño de grano, grado de angularidad, escogimiento de granos y presencia de feldespatos detríticos).

La unidad es esencialmente autóctona para el lugar de sus afloramientos, ya que los procesos de plegamiento y fallamiento durante el Terciario Tardío, es probable que hayan sido causados por “el arrollamiento hacia el sur de la Faja Piemontina”.

### **2.1.3.2. Formación Quiamare**

En el CIEN (1997), se indica que en el piedemonte de Guárico, en orden ascendente, se encuentran las formaciones Naricual, Quebradón y Quiamare que se juntan indistintamente en el subsuelo para formar la Formación Chaguaramas. Se trata de una secuencia de unos 3.050 m de espesor, monótona de arcilitas gris verdosas, rojas pardas y gris-azulado, en capas plurimétricas poco definidas, con intercalación de areniscas guijarrosas, lutitas carbonáceas y lignito en capas lenticulares, métricas. Se ha dividido en Miembros San Mateo, Salomón, Revoltijo, y locales El Pilar y Guanape.

En dicha región se tiene que la Formación Quiamare se encuentra suprayacente, transicional y concordante a la Formación Quebradón, y el tope está truncado por erosión. Al este se encuentra suprayacente transicional sobre Naricual. La edad sugerida es Mioceno Temprano. El Miembro Salomón sugiere una edad Mioceno superior basal.

Quiamare fue depositado principalmente en ambientes que variaban entre continentales, salobres y aguas marinas muy llanas que, en escasos niveles llegaban a aguas marinas abiertas. En los estados Guárico y Aragua, el paleoambiente es continental, piemontino, de suelos selváticos zurcados por cursos fluviales cuyos conglomerados eran de carácter orogénico. Sus rasgos corresponden a una típica molasa post-orogénica, relacionada a la estructuración de la Serranía del Interior, tanto oriental como central.

BELL (1968) establece que sus afloramientos son de origen autóctono en la faja de Buzamientos Suaves.

## 2.2. MARCO ESTRUCTURAL

La región centro-norte de Venezuela ha sido dividida en nueve fajas tectónicas, de norte a sur: Faja Costera, Faja Ávila, Faja Caracas, Faja Caucagua-El Tinaco, Faja de Loma de Hierro, Faja de Villa de Cura, Faja Piemontina, Faja Volcada (incluye la Zona de Fallas de Corrimientos) y al sur se encuentra la Faja de Buzamientos Suaves.

En los siguientes párrafos se describe brevemente las características estructurales de la Faja Piemontina por contener a la Formación Guárico, la cual es el objeto de investigación de este Trabajo Especial de Grado.

BELL (1968) explica que la Faja Piemontina es una provincia estructural contenida entre dos sistemas de fallas principales, donde el límite meridional está delimitado por la Falla de Corrimiento Frontal, a lo largo de la cual se encuentra en contacto con la Faja Volcada, mientras que el límite septentrional está constituido por la serie de fallas que la separan de la Faja de Villa de Cura, como se observa en el esquema general en la figura 5.

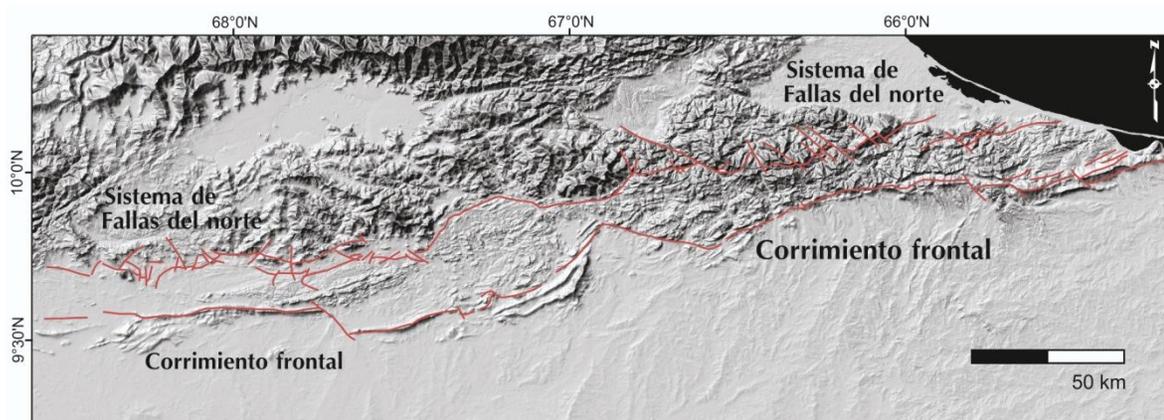


Figura 5. Esquema de ubicación relativa de las fallas que constituyen los límites de la Faja Piemontina respecto a las demás fajas en la región.

Como estructuras mayores se observan plegamientos acostados hacia el sur en gran escala, fallas de corrimiento con buzamiento norte de orientación casi E-O, y fallas transcurrentes de ángulo alto con orientación NW-SE (Falla de Guaitoco al oeste de Las Lajitas, Falla de Camatagüita al noreste de Camatagua, fig. 6).

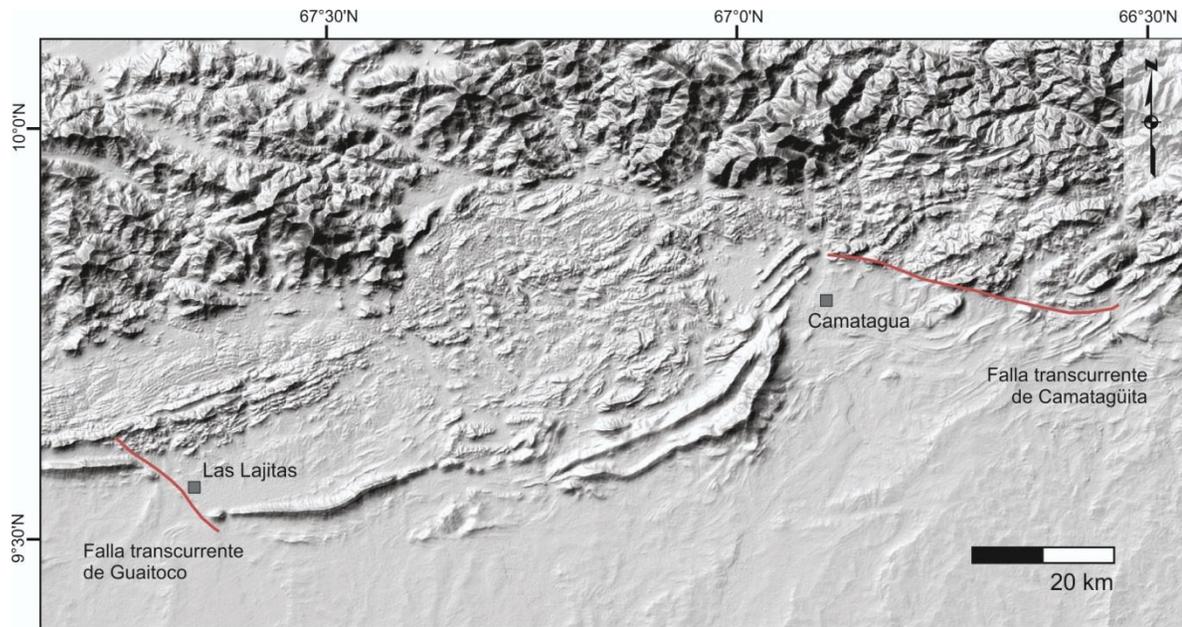


Figura 6. Esquema de ubicación relativa de algunas fallas transcurrentes en la Faja Piemontina.

Como estructuras menores se observan en la Formación Guárico rasgos como acuñamiento, boudinage, lutita escamosa, sistemas de diaclasas ortogonales a la estratificación, fallas de corrimiento en pequeña escala, pliegues inarmónicos de estratos múltiples y estrato único. La provincia estructural se caracteriza por la presencia de cerros y colinas lineales con crestas que siguen el rumbo de la estratificación y las fallas de corrimiento, con alturas que disminuyen hacia el sur. Los anticlinales y sinclinales individuales no persisten por unos pocos kilómetros y terminan en cierres, o pasan a fallas de corrimiento.

Dicho autor menciona que la mayor parte de la Faja Piemontina se caracteriza por corrimiento imbricado, en el cual los estratos más antiguos se superponen repetidamente sobre los más jóvenes en una serie de lonjas tectónicas, dichos corrimientos buzan al norte y tienen frecuente expresión sinuosa en la superficie. Se cree que las fallas de corrimiento tiendan a la horizontalidad en profundidad y se haya producido una zona de corrimiento basal o superficie basal de desprendimiento o despegue. En las lonjas tectónicas más meridionales aparece la Formación Guárico, hacia el norte comienza a aparecer la Formación Mucaria y más al norte aun es que aparecen lonjas de la Formación Querecual, esto se interpreta como indicio del ascenso de una zona de desprendimiento a través de las

formaciones hacia el sur, de manera que las capas más antiguas sólo aparecen en las lonjas tectónicas del extremo norte, como se ilustra en la figura 7.

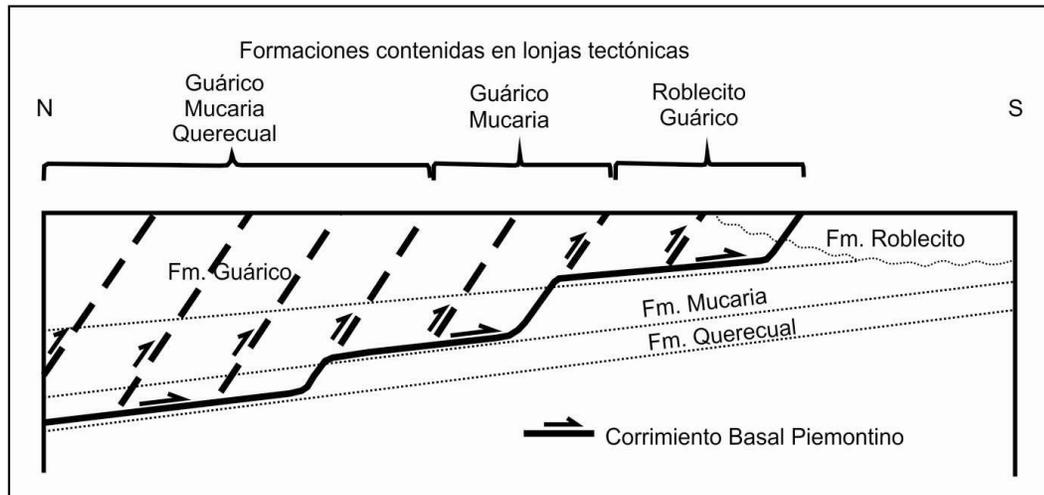


Figura 7. Corte esquemático que muestra el Corrimiento Basal Piemontino, indicando la forma en que su profundidad ha controlado la distribución de formaciones contenidas en lonjas tectónicas (Tomado y modificado de BELL 1968).

### 2.3. HISTORIA GEOLÓGICA

En este punto se trata de sintetizar la información recabada más actualizada y publicada con resultados basados en evidencias sustanciales, sobre las unidades que interactúan en la geodinámica del área. Por lo tanto, en esta parte se encuentran mencionadas y descritas únicamente aquellas unidades litológicas que participaron en el aporte de sedimentos para la Formación Guárico, y que tengan que ver con el marco tectónico de su origen.

La evolución geodinámica de la cuenca se resume en cuatro episodios tectónicos principales (EVA *et al.* 1989).

#### 1. Fase de la mega secuencia Prerifiting

Se caracteriza por la ocurrencia de diversos eventos orogénicos, los cuales originaron el metamorfismo de algunas secuencias sedimentarias existentes con la presencia de actividad magmática plutónica que produciría cuerpos ígneos.

Los eventos en esta fase se desarrollan en el periodo Paleozoico, se produce la orogénesis Caledoniana (final del Silúrico), seguida de la orogénesis Caparoensis

(Devónico Temprano) (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980). Se produce un hiatus depositacional asociado en la región con las formaciones Carrizal y Hato Viejo de la subcuenca de Guárico, durante el periodo Cámbrico Temprano (DI GIACOMO 1985). Para el periodo del Paleozoico Tardío, ocurre la orogénesis Herciniana (Pérmico Tardío).

El macizo de El Baúl es una unidad orográfica compuesta por sedimentos metamorfizados, rocas graníticas y coladas de lava interestratificadas con tobas, aglomerados, brechas y conglomerados. Las rocas ígneas se encuentran asociadas a un margen continental activo con plutonismo y vulcanismo andesítico y riolítico, estas rocas están representadas por la Asociación Granítica El Baúl y por la Super Asociación Guacamayas. La primera incluye cuerpos plutónicos graníticos, de edades entre Cámbrico a Pérmico Temprano; y la segunda se trata de lavas, tobas lapílicas, tobas de ceniza, areniscas tobáceas y cuerpos latílicos, con edades en el Pérmico Temprano (MARTIN 1960, VISCARRE *et al.* 2007).

Durante el periodo Triásico, los efectos de la orogénesis Herciniana ocasionaron la ausencia de depósitos sedimentarios debido a la inexistencia de zonas deprimidas, condicionando la presencia de cuerpos ígneos, plutónicos y volcánicos en la región de Los Andes. Algunas unidades litológicas se encuentran asociadas a dos provincias geológicas denominadas como Bloque Caparo (autóctono) y Terreno Mérida (alóctono) (BELLIZIA & PIMENTEL 1994), los cuales fueron estructurados durante dicha orogénesis, y se produjeron numerosos cuerpos ígneos intrusivos y volcánicos con edad Triásico (BURKLEY 1976, VAN DER LELIJE *et al.* 2011).

## **2. Fase de la mega secuencia Rifting**

Esta fase ocurre durante el periodo Jurásico Tardío al Cretácico Temprano, y se relaciona directamente con la fragmentación de Pangea, en el proceso de rifting, caracterizado por la expansión en dirección noreste –sureste de América del Norte con respecto a Gondwana. Se evidencia la formación de estructuras tipo “grabens” rellenos por unidades volcánicas y sedimentarias de este evento. En la región central se encuentra una unidad en el Graben de Espino, que ha sido descrita como una megasecuencia compuesta principalmente de lutitas rojas con sills basálticos, con un espesor reconocido sísmicamente

en semi-grabenes que puede alcanzar los 3.600 m; la cual es correlacionable con la Formación La Quinta en el occidente. Este periodo está reconocido también en unidades de edades entre Triásico a Jurásico en la Cordillera de Perijá, Península de la Guajira, Isla de Toas, y el estado Lara, entre otros. Unidades importantes se pueden mencionar: Granito de El Palmar (Triásico) y Grupo La Gé (Triásico-Jurásico) ambos en Perijá; Grupo Cojoro (Triásico-Jurásico, Guajira); Granito de la Isla de Toas (Triásico, Isla de Toas); Granito de El Baño (Jurásico Temprano, estado Lara) (KOVISARS 1972, GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980, HEA & WHITMAN 1960, VAN DER LELIJ *et al.* 2011).

Al finalizar el Jurásico, los movimientos intensos acompañados de erosión, configuraron los elementos estructurales más importantes, y a partir de finales del Cretácico Temprano se inicia desde el este de Venezuela y de manera diacrónica hacia el oeste, la transgresión marina.

### **3. Fase de la mega secuencia del Margen Pasivo**

Esta fase sea caracteriza por la existencia de un margen pasivo en el borde norte de Venezuela. Su comienzo estuvo marcado por la ocurrencia de la transgresión marina por el hundimiento en el borde septentrional del cratón de Guayana que subsidió lo necesario para permitir la acumulación de 3 a 4 kilómetros de rocas clásticas predominantemente marinas, y con varias unidades carbonáticas (ERLICH & BARRET 1990), donde ocurre un evento anóxico oceánico importante; seguidamente sucede la regresión marina y se formaría una cuenca profunda de antepaís, la cual comenzaría a tener influencia tectónica desde el noroeste por el avance de la Placa Caribe hacia el este.

En el estado Cojedes aflora la Formación Pilancones (Cretácico-Albiense-Cenomaniense), la cual es una unidad de diabasa augítica, brechas de flujo y lavas almohadilladas de basalto andesítico; y en el estado Portuguesa aflora la Formación Nuezalito (Cretácico Tardío) que es filitas, limolitas, grauvacas, caliza, conglomerado y masas alóctonas.

En la región de Yumare se encuentra un zócalo Pre-Mesozoico correspondiente al Metagabro Anortosítico de Yumare (Pre-cámbrico) y una cobertera volcano-sedimentaria representada por la unidad Metavolcanosedimentaria de San Quintín (Cretácico),

metaconglomerado con fragmentos de cuarzo, filita y cuarcita, metarenisca, metalimolita, filita, metatobas y metalavas básicas. En la región de Los Algodones aflora la Super Asociación Río Tocuyo, formada por dos: Asociación Volcanosedimentaria Los Algodones (Cretácico), compuesta por la Formación La Luna (margen pasivo occidental), y volcanosedimentarias varias; y la Asociación Ígnea Siquisique (Jurásico), compuesta por rocas tipo gabro, serpentinita, troctolita, lavas almohadilladas, diabas y basalto; como partes de lo que sería las napas de Tinaco-Caucagua-Yumare-Siquisique (STEPHAN 1982, en BELLIZIA 1986).

Las unidades cretácicas del margen pasivo inician con la depositación de la Formación Barranquín (VON DER OSTEN 1957), sobre esta se depositan las unidades carbonáticas de plataforma (Formación El Cantil), que marcan el nivel máximo transgresivo y son diacrónicos de norte a sur. Las unidades que corresponden a la zona de estudio son las siguientes: Calizas Albienses (Albiense), las cuales son calizas masivas depositadas en un área de la plataforma cercana a un escarpe de falla o acantilado; Caliza de Las Colonias (Cretácico Tardío), calizas masivas intercaladas con areniscas, ftanitas y limolitas en un ambiente hemipelágico; Formación Querecual (Albiense tardío- Santoniense), compuesta por calizas y lutitas negras depositadas en un ambiente euxínico; Formación San Antonio (Post-Turoniense a Campaniense tardío), que se trata de una unidad de transición entre los ambientes para las calizas y lutitas negras de Querecual y las areniscas y ftanitas de la Formación San Juan; Formación Mucaria (Campano-Maastrichtiense al Paleoceno temprano), ha sido definida como la unidad preflysch y se trata de una serie monótona de lutitas silíceas, y se correlaciona con la Formación San Antonio.

La sedimentación transgresiva avanzó hacia la plataforma occidental, hasta principios del Campaniense, cuando los intervalos glauconíticos depositados evidenciaron el comienzo de un periodo regresivo a finales de Cretácico.

#### **4. Fase de la mega secuencia de Colisión Oblicua**

En esta nueva fase de evolución tectónica, marcada por la colisión entre el arco volcánico del Caribe y la placa Suramericana que comenzó en el Campaniense en la esquina noroccidental de la placa; transformaría el margen pasivo en un cinturón activo,

generando el emplazamiento de un conjunto de napas y al mismo tiempo creando la cuenca antepaís mencionada anteriormente; los cuales ambos elementos irían extendiéndose de oeste a este a lo largo del borde norte de Venezuela; dicha configuración perduró hasta finales del Eoceno, cuando llegara el forebulge al margen pasivo oriental en el Eoceno tardío y la cuenca foredeep en el Oligoceno (PINDEL*et al.* 1998). Los efectos de esta colisión se manifestaron, por la generación de un forebulge producto de la flexura ocasionada por la compresión ejercida por placa Caribe al colisionar con Suramérica, seguida de la formación de una cuenca profunda (foredeep), ambos elementos con migración sureste (NOGUERA 2009). El mapa paleogeográfico que muestra la configuración para le época del Paleoceno se puede apreciar en la figura 8.



Figura 8. Modelo paleogeográfico para el Paleoceno (65-54 MA), en el norte de Venezuela propuesto por NOGUERA (2009). Tomado y Modificado de NOGUERA (2009).

En dicha figura también se observa la ubicación propuesta para la depositación inicial de la Formación Guárico, al frente de la plataforma, bajo el ambiente marino profundo. Según NOGUERA (2009), la llegada del forebulge no habría llegado a la cuenca de Guárico hasta la época del Eoceno medio.

Al norte se desarrollaron secuencias de un margen de antearco (El Carmen, El Caño, El Chino y Santa Isabel), y las Volcánicas de Las Hermanas, unidades que pertenecen por completo a un complejo de subducción de arco de isla oceánica (Faja de Villa de Cura). Numerosas unidades se depositaron al frente del arco, en lo que sería el prisma acrecional, y mientras este avanzaba hacia el este, se fueron acumulando de forma diacrónica posiblemente a lo largo del borde del arco que se acercaba a la placa Suramericana, entre esas se encuentran: Las Capas de Vallecito (Cretácico Medio?), se trata de conglomerados, lodolitas guijarrosas, lavas y calizas, que infrayacen a la unidad de las Volcánicas de las hermanas. Sobre esta última y el Esquisto de Santa Isabel se depositan, unidades en relación de hiatus: Formación Escorzonera (Maastrichtiense Temprano), lutitas, areniscas y calizas interestratificadas con lavas; las unidades de wildflysch al frente del arco representado por las formaciones en orden cronológico: Formación Orupe (Paleoceno?-Eoceno?), Formación Los Cajones (Paleoceno tardío-Eoceno temprano), Formación Garrapata (Eoceno temprano), Formación Río Aragua (Eoceno temprano a medio). Cabe destacar que estas unidades se arreglan más o menos en dicho orden de oeste a este en el cinturón de afloramientos del borde septentrional de la Faja Piemontina, y otras como coberteras de la Faja de Villa de Cura (como se observa en el cuadro de correlación, Fig. 3 de este capítulo). Además se desarrollan secuencias periarrecifales y de arrecifes, representadas respectivamente por las formaciones Caramacate (Paleoceno tardío a Eoceno temprano) y Morro del Faro (Paleoceno medio a tardío). Estos sedimentos serían sobrecorridos a su posición actual, a lo largo de la Serranía del Interior como cuerpos alóctonos, como la asociación de prisma de acreción frente al arco y cobertera de la Faja de Villa de Cura, sobre el margen pasivo (PINDEL *et al.* 2005, OSTOS *et al.* 2005, NOGUERA 2009).

La configuración se puede apreciar de acuerdo a la sección transversal esquemática en la figura 9, que ilustra los posibles mecanismos de formación y colocación de las unidades alóctonas en el margen norte de la placa Suramericana.

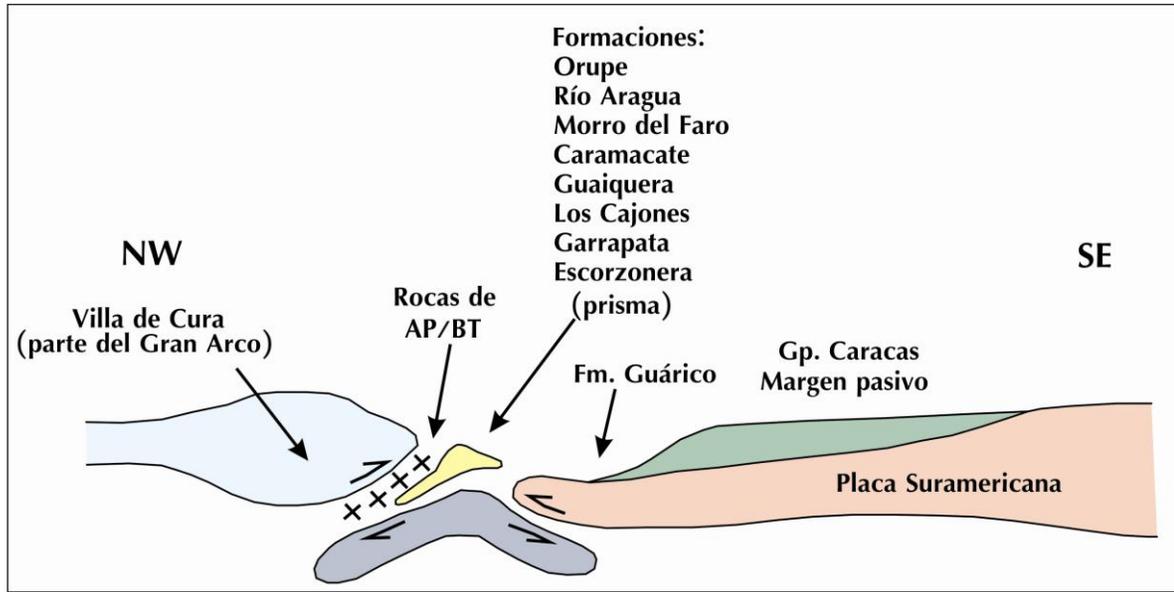


Figura 9. Configuración esquemática de la tectónica de la región propuesto por PINDELLE *et al.* (2005). Dibujo sin escala. Tomado y modificado de PINDELLE *et al.* (2005). (Gp.: Grupo, AP/BT: alta presión/baja temperatura).

Durante el arrastre de estas unidades hacia el sureste, se producen los desplomes de olistolitos y olistostromos dentro de varias de las formaciones mencionadas. La evolución de la exposición de terrenos que sirvieran como fuentes a la Formación Guárico estaba controlada por la migración del forebulge al sur y del arco al norte, ambos hacia el sureste como se ha mencionado anteriormente. Esto genera la variedad de rocas fuentes que al parecer alimentaron desde la periferia occidental, noroeste y sureste de la cuenca de foredeep. Esta parte será ampliamente discutida en el Capítulo de Conclusiones del presente Trabajo Especial de Grado.

Para el Eoceno medio a tardío, la influencia de la colisión oblicua permitió el desarrollo de ambientes de carbonatos arenosos, glauconíticos y en parte muy ricos en macroforaminíferos, en los márgenes del surco al norte de Venezuela, en la región está representada por la Formación Peñas Blancas (Eoceno tardío) que se trata del arrecife costañero sobre la plataforma. Al ir avanzando hacia el este la Placa Caribe, se produjo la migración del foredeep hacia el sur (Oligoceno) y desarrollando así los ambientes de surco de la Formación Roblecito (Eoceno tardío a Oligoceno). Finalmente se deposita la Formación Quebradón (Oligoceno?), en un ambiente marino marginal de plataforma a estuarino, con el desarrollo de las barras litorales (Miembro Galera), a partir de la erosión

de las secuencias flysch expuestas para esa época; seguidamente de las molasas de relleno piemontino de la Formación Quiamare (Mioceno temprano?).

Los efectos de los procesos de compresión y transcurrancia durante la colisión oblicua, generó el adosamiento y levantamiento de las fajas al norte de Venezuela, con el arrastre de las unidades de arco volcánico de Villa de Cura; el adosamiento de la suite litosférica oceánica y depósitos turbidíticos metamorfizados de Loma de Hierro; la exhumación de manto subcortical y corteza continental de Cauagua-El Tinaco; los sedimentos de margen pasivo metamorfizados de Caracas; la exhumación de plutones graníticos del Ávila; sedimentos metamorfizados relacionados a arco de islas de Tacagua; y finalmente la obducción de elementos de litósfera oceánica y de origen continental de Nirgua.

## CAPÍTULO III

### 3. METODOLOGÍA

La metodología aplicada en el desarrollo del presente trabajo de grado fue dividida en cuatro fases fundamentales, los cuales se resumen en la figura 10, y son: recopilación bibliográfica, fase de campo, fase de laboratorio y fase de oficina.

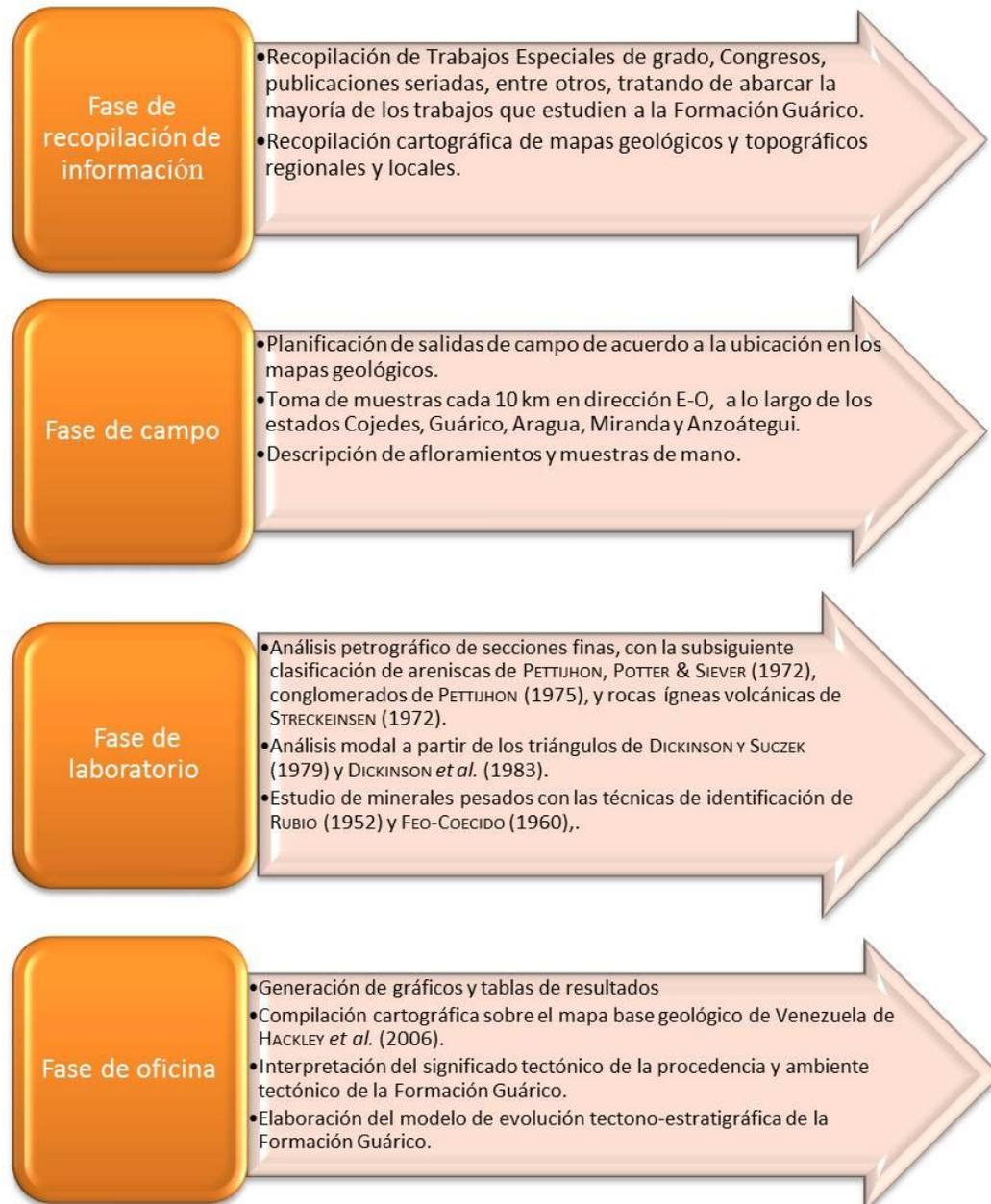


Figura 10. Resumen general de las cuatro fases en las que fue dividida la metodología de trabajo.

### 3.1. FASE DE RECOPIACIÓN DE INFORMACIÓN

#### 3.1.1. Recopilación bibliográfica

Se realizó la búsqueda y recopilación de la documentación geológica publicada en Congresos Geológicos nacionales, Trabajos Especiales de Grado, publicaciones seriadas, entre otros, tratando de abarcar la mayoría de los trabajos correspondientes a la zona de estudio, para tratar de generar una recopilación completa sobre la Formación Guárico.

#### 3.1.2. Recopilación cartográfica:

Se realizó la búsqueda y recopilación de información cartográfica, correspondiente al área de estudio, para realizar una síntesis sobre la ubicación de los afloramientos más conspicuos a levantar y; las vías de acceso se verificaron en mapas y en imágenes de Google Earth.

Se recolectaron los siguientes mapas geológicos:

❖ Cartas D-7, D-8, D-9, E-6, E-7, E-8, a escala 1:100.000 correspondientes a la CREOLE PETROLEUM CORPORATION, distribuidas según la figura 11.

❖ Mapa geológico de Venezuela, escala 1:750.000, de HACKLEY *et al.* 2006.

❖ Mapas geológicos locales de PÉREZ DE ARMAS (2005).

❖ Mapas geológicos locales de BENEDETTI & HERNÁNDEZ (2007).

❖ Mapas geológicos locales de MOLINA & LEÓN (2007).

❖ Mapa geológico local de VIVAS & MACSOTAY (1997).

❖ Mapas geológicos de CAMPOSet *al.* (1980).

❖ Mapa geológico local de ZAPATA (1976).

Se recolectaron los siguientes mapas topográficos:

❖ Hojas topográficas a escala 1:100.000 de Cartografía Nacional: 6444, 6445, 6544, 6545, 6644, 6645, 6744, 6745, 6844, 6845, 6846, 6944, 6945, 6946, 7045, 7046, 7145, 7146, distribuidas como se muestra en la figura 12.

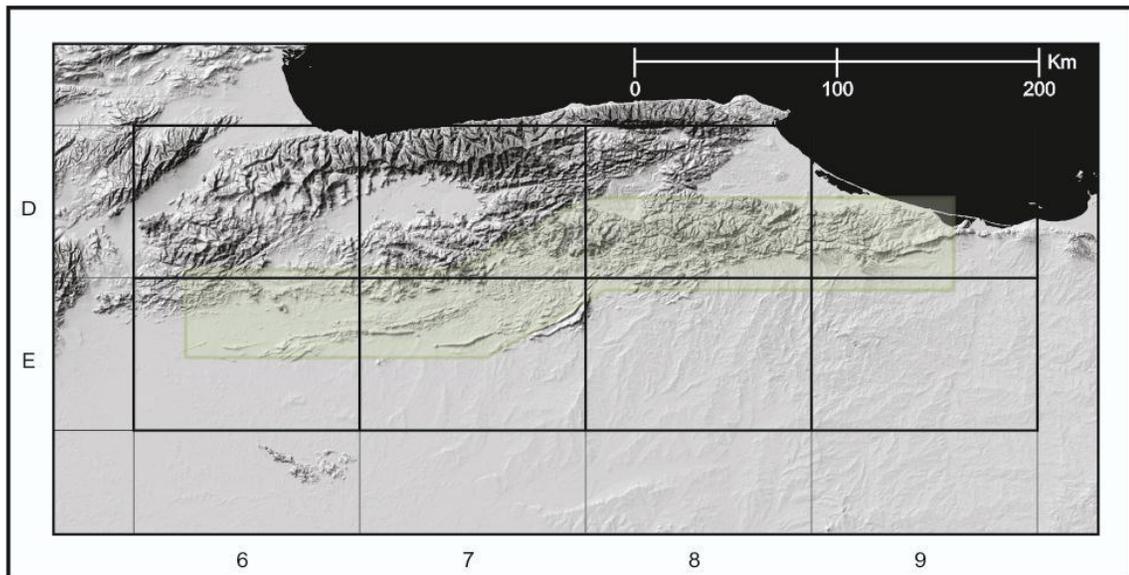


Figura 11. Ubicación regional relativa de las hojas geológicas Creole a escala 1:100.000, en la zona de estudio marcada en recuadro verde.

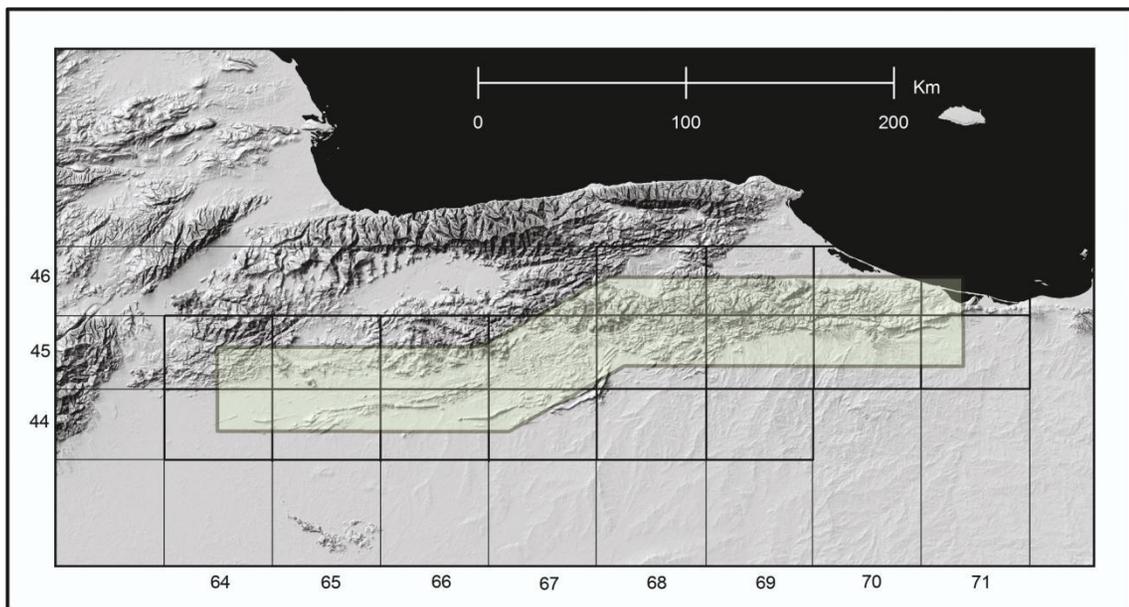


Figura 12. Ubicación regional relativa de las hojas topográficas a escala 1:100.000, en la zona de estudio marcada en recuadro verde.

## 3.2. FASE DE CAMPO

### 3.2.1. Planificación de salidas de campo

Se realizó la planificación de cuatro salidas de campo en total para cubrir los numerosos afloramientos que se encuentran a lo largo de la franja de afloramientos de la Formación Guárico, a partir de la información geológica y topográfica de los mapas mencionados anteriormente, sobre los estados, de oeste a este, Cojedes, Guárico, Aragua, Miranda y Anzoátegui.

### 3.2.2. Toma de muestras

Se tomaron unos cuantos kilos de muestra con el tamaño de grano de mayor dimensión (preferiblemente entre grueso y medio, sin embargo, se toma la muestra con el mayor tamaño de grano disponible), en los afloramientos establecidos, los cuales se estableció la ubicación más acertada por los lugares donde se encuentran datos de rumbo y buzamientos de planos de estratificación de capas en los mapas geológicos *Creole* y demás mapas geológicos locales utilizados, y de acuerdo a las vías de acceso disponibles vistos en los mapas topográficos e imágenes de satélite de Google Earth; tratando de mantener una separación de 10 km aproximadamente en dirección E-O entre cada punto de toma, cubriendo los 350 km de extensión desde San Carlos (Cojedes) al oeste, hasta Boca de Uchire (Anzoátegui) al este. Todas las muestras fueron numeradas con la letra en mayúscula “G” correspondiente a la primera letra de la Formación Guárico, seguida de una numeración consecutiva iniciada con el número 01. En los puntos donde se hizo más de una toma de muestras se identifica con letras en mayúscula A, B, etc, para enumerar los afloramientos, y de acuerdo a la cantidad de muestras tomadas en cada uno se le colocó seguido de punto un número iniciado en 1, por ejemplo: el primer clasto tomado en el punto G-04, en el afloramiento B, sería G-04B.1. Si se trataba de un elemento rodado, se le agregó a la nomenclatura la letra “R” al final, ejemplo: la muestra G-14B-R.

### **3.2.3. Descripción de afloramientos y muestras en campo**

Debido a que los objetivos de este trabajo es el estudio petrográfico y de minerales pesados, solo se toman las litologías tipo arenisca o conglomerado, tratando de coleccionar aquellas con un tamaño de grano grueso a medio para la primera y cualquier tamaño para el segundo, para optar a los análisis modal; el estudio de minerales pesados no tiene restricción en el tamaño de grano a la toma de la muestra. En campo se toman los siguientes aspectos para la descripción del afloramiento: geometría de las capas, macro estructuras sedimentarias, relaciones estratigráficas, rumbo y buzamientos de las capas, contactos, proporción arenisca:lutita (señalado como A:L).

En campo se toman los siguientes aspectos de la muestra de arenisca o conglomerado: tipo litológico, color fresco, color meteorizado, tamaño de grano, efervescencia al HCl, estructuras sedimentarias, fósiles si se observan. Para los clastos se tomaron los siguientes aspectos: tipo litológico, color fresco, color meteorizado, tamaño de clasto. Las clasificaciones utilizadas se especifican en el Apéndice B.

## **3.3. FASE DE LABORATORIO**

### **3.3.1. Análisis petrográfico**

Estudio petrográfico cualitativo detallado de las 30 muestras de arenisca, identificando tanto los componentes principales: granos, matriz, cemento, porosidad, como los efectos diagenéticos, bajo la clasificación de los triángulos de PETTIJOHN, POTTER & SIEVER(1972); 2 muestras de conglomerados identificando la cantidad de matriz, tipos de fragmentos líticos y presencia o no de cuarzo, bajo la clasificación de PETTIJOHN (1975); y 2 clastos de rocas ígneas volcánicas identificando cantidad de cuarzo, plagioclasa y feldespato bajo la clasificación IUGS para rocas ígneas volcánicas de STRECKEISEN (1972). Dichos triángulos se explican en el Apéndice B.

Se realiza la selección de las muestras para optar al análisis modal, aquellas muestras que contengan tamaños de granos variados y que en su mayoría sean tamaño arena media a muy gruesa, que permita la identificación de los minerales como lo recomiendan en SCASSO & LIMARINO (1997). Se toman en cuenta ciertas consideraciones de los métodos de autores

como BASU (1976), MACK & SUTTNER (1977) y SUTTNER *et al.* (1981), que dice que un fragmento de roca es tomado como un grano en su totalidad, por el contrario del método de Gazzi-Dickinson (INGERSOLLE *et al.* 1984), que clasifican a las partículas tamaño arena que se encuentran dentro de un fragmento de roca como partículas monocristalinas.

Se lleva a cabo el conteo sistemático de las secciones finas seleccionadas con no menos de 300 puntos, y se codifica la información según YORIS (1989), registrados en tablas en papel y luego transcritas al computador en hojas excel para cada muestra, determinándose por cada punto a contar: variable involucrada (tipo mineralógico), diámetros mayor y menor de la partícula y el objetivo del microscopio petrográfico. Fue instalado a un microscopio Leica una platina con vernier que permite un barrido controlado de la sección fina, partiendo de un extremo se traza un mallado sobre la sección con líneas paralelas a los brazos de la platina.

Los resultados son cargados en la hoja “Datos” del programa “Análisis Modal” (Fig. 13), actualizado y reprogramado por BENEDETTI & HERNÁNDEZ (2007), respecto al desarrollado por YORIS (1989, 1992). El mismo proporciona los datos para inspeccionar la textura de la muestra, por medio de la distribución de la población de granos, la identificación de sus medidas con tendencia central (media, moda, mediana) y dispersión (desviación estándar y varianza), tanto para la totalidad de los granos como para tipos mineralógicos específicos, a través de los promedios y rangos de desviación de medidas hechas a dichos granos durante el registro de los diámetros mayores y menores. 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 (Lt[Qp+Ft]), donde Qp es cuarzo policristalino y Ft es ftanita, para determinar el ambiente tectónico de sedimentación.

Código de variable	Diametro Mayor (D)	Diametro Menor (DM)	Numero de Objetivo
71	50	7	10
71	20	3	10
71	58	28	10
51	84	58	10
71	66	18	10
51	66	25	10
47	66	42	10
26	5	5	10
71	18	7	10
47	75	34	10
71	34	25	10

Figura 13. Hoja de datos de entrada del Programa Análisis Modal.

### 3.3.2. Estudio de minerales pesados

#### 3.3.2.1. Tratamiento de trituración mecánica de las muestras

El tratamiento de trituración mecánica de las muestras se lleva a cabo en parte del sistema de separación de minerales pesados, puesta en marcha por AGOSTINI (2004). Para este proceso se seleccionaron 10 muestras distribuidas a lo largo de la extensión geográfica de la zona de estudio. En la figura 14 se observa un diagrama de flujo que resume los pasos, y a continuación se sintetiza de la siguiente manera:

Las muestras seleccionadas para estudios de minerales pesados son sometidas a un tratamiento mecánico, el cual consiste de varias etapas y en la que se utilizan herramientas manuales y automáticas. La trituración de las muestras es una fase delicada del trabajo, ya que se debe evitar cualquier riesgo de contaminación de la muestra tratada con otras muestras o con los materiales utilizados en la trituración. A continuación se mencionan de manera resumida los pasos que se siguieron en la trituración de muestras del presente trabajo:



Figura 14. Diagrama resumen para el tratamiento de muestras para la concentración de minerales pesados en laboratorio.

❖ Limpieza total del área del taller de molienda para evitar la contaminación de muestras. Se lavan y limpian las máquinas trituradoras y herramientas manuales como esponjas, cepillos. No debe suponerse que los equipos ya fueron limpiados por usuarios anteriores debido a que les pueden caer residuos de otros trabajos realizados en el taller. Para una optimización del trabajo de limpieza se utilizó un compresor de aire para soplar residuos y secar la humedad de las máquinas, dando muy buenos resultados en cuanto a rapidez.

❖ Se introduce con cuidado las muestras de rocas previamente lavadas, en las máquinas trituradoras tipo mandíbula o quijada, dependiendo del tamaño del bloque se debe pasar por una o por ambas para obtener el tamaño guijarro. En este paso y en los sucesivos se utiliza equipo de seguridad como guantes, lentes de seguridad, bata de laboratorio, botas de seguridad y orejeras para protegerse del ruido. En este trabajo se utilizaron 2 máquinas trituradoras de mandíbula, como se observa en la figura 15. Se tiene muy en cuenta que se “contamina” los equipos de trituración con la muestra por procesar, lo cual se cuida la limpieza de cada máquina antes de utilizar para una nueva muestra.



Figura 15. Máquinas trituradoras de mandíbula ubicadas en el Laboratorio de Geología y Minas. Izquierda: trituradora de bloques a tamaño canto. Derecha: trituradora de cantos a tamaño guijarro.

❖ Los guijarros obtenidos son luego pasados a través de la trituradora de rodillos de acero para llevarlos a tamaño gránulo y arena gruesa (Fig. 16). En esta parte es muy importante la limpieza de los rodillos. Esto se cumplió con el uso de agua, cepillo de cerdas de plástico duro, esponjas raspadoras y sopladora. En esta máquina la muestra se rompe por presión entre ambos rodillos sin contaminarla, y se tiene buen control del tamaño de partícula deseada, dando resultados de trituración rápidos. Se mantienen los equipos de seguridad para evitar daños corporales y se atienden a los llamados de los técnicos en las medidas preventivas de seguridad.



Figura 16. Máquina trituradora de rodillos ubicada en el Laboratorio de Geología y Minas.

❖ Las muestras son luego pasadas a través de la trituradora de discos (discos de acero), como se observa en la figura 17. La muestra triturada de esta máquina es arena media a fina, sin embargo, se deben ajustar los discos para obtener el tamaño de grano deseado. La limpieza de esta máquina es muy importante, ya que los residuos de muestras anteriores es muy fina quedando atrapada entre los discos y boca de salida; esta limpieza se logra de manera efectiva con agua, esponjas y sopladora.



Figura 17. Máquina trituradora de discos ubicada en el Laboratorio de Geología y Minas.

❖ El siguiente paso es el tamizado de las muestras, para obtener concentrados de minerales. Para este paso se utilizan las cribas de mallas 60 y 200. Es importante resaltar que la limpieza de las mallas fue un proceso delicado ya que pueden ser fuente de contaminación. Se utiliza la tamizadora como se observa en la figura 18. El concentrado resultante del pasante de malla 60 y retenido en malla 200, es guardado en bolsas de cierre hermético y rotulado con su identificación. El retenido en la malla 60 se vuelve a pasar por la máquina trituradora de discos del paso anterior en el caso de necesitar llegar a una mayor cantidad de muestra tamizada.



Figura 18. Izquierda: Tamizadora ubicada en el Laboratorio de Geología y Minas. Derecha: Tamiz 60 y 200 utilizadas para el tamizado de las muestras.

❖ Para una primera etapa de concentración de minerales pesados se realiza la separación de minerales por vía húmeda en la Mesa Wilfley (Fig. 19). Dicha mesa es un equipo que separa relativamente fácil minerales pesados de minerales ligeros. Esto permite descartar hasta un 85% del material original en el que no se encontrarán minerales pesados. Esta mesa aprovecha la densidad de los minerales mediante un flujo de agua con un comportamiento laminar.

En AGOSTINI (2004) se explica que la mesa Wilfley presenta un movimiento cíclico: un movimiento horizontal paralelo al flujo de agua y un movimiento brusco contrario al flujo del agua, lo que provoca que los minerales más pesados se separen del resto. La muestra se vierte en la mesa por medio de un alimentador de vibración variable que la dosifica. Esta, al caer en el flujo de agua, separa los minerales más ligeros, los cuales describen una trayectoria perpendicular al eje mayor de la mesa. Los minerales con densidades intermedias, al golpear la mesa, flotan siguiendo una trayectoria oblicua y muy cercana a los rizos longitudinales de la mesa. Los minerales pesados no flotan y solo se arrastran con el movimiento de la mesa en dirección del flujo de agua, siguiendo una trayectoria casi paralela al eje mayor de la mesa. Al final se obtiene un concentrado de minerales pesados

con el cual se deberá seguir trabajando, ya que aún podría contener minerales intermedios, y en menor proporción, livianos.

Funcionamiento: A la cubierta debe darse una inclinación ligera de aproximadamente  $\frac{1}{4}$ " por pie (la inclinación de la cubierta se logra por medio de una manecilla). La inclinación longitudinal se requiere al procesar granos finos. Esto es logrado levantando el extremo concentrado de la cubierta. El agua de acompañamiento desde la tubería al depósito de alimentación debe ser ajustada regulando las válvulas en forma de diamante en la caja de agua para dar un flujo suave por la superficie de la cubierta. La duración del golpe es ajustada soltando el tornillo fijo y girando el tornillo de ajuste ubicado al final del marco para levantar o bajar el bloque ajustado. La mejor duración de golpe y la inclinación transversal correcta de la cubierta, junto con la apropiada velocidad de operación, pueden ser determinadas por experimentación.



Figura 19. Mesa Wilfley ubicada en el Laboratorio de Geología y Minas.

❖ Se recolectan en bandejas en orden de concentración de minerales pesados desde la número 1 a la 7, donde las bandejas 1 y 2 son las de mayor concentración de pesados, las bandejas 3, 4 son de mediana concentración y en las bandejas 5, 6 y 7 se recolectan los minerales livianos. Se muestra la distribución de las bandejas como se observa en la figura 20. Se colocan a secar hasta el día siguiente protegiendo la bandeja con bolsas de plástico para evitar la contaminación, y se recolecta en bolsas de cierre hermético rotuladas con la

identificación de la muestra, para continuar a la siguiente etapa de separación de minerales pesados por líquidos pesados.

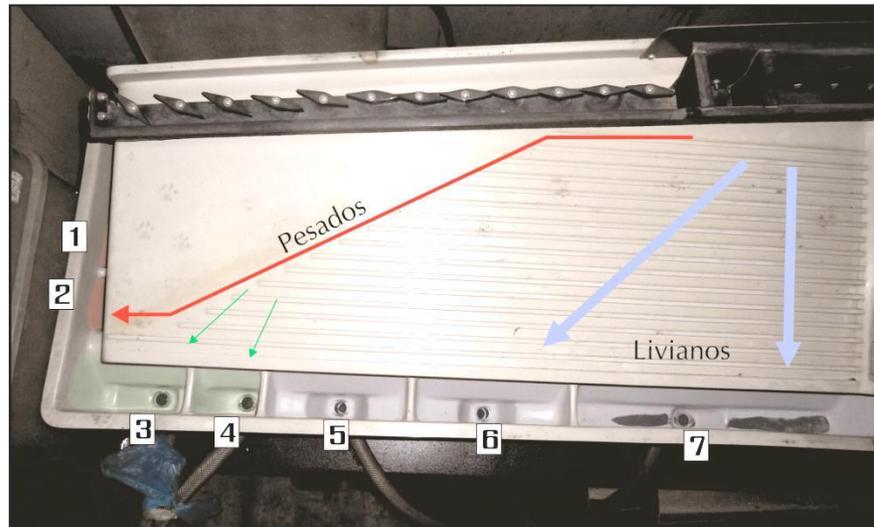


Figura 20. Esquema de ubicación de las bandejas de recolección de las fracciones de tamizado en la mesa Wilfley.

### 3.3.2.2. Tratamiento de separación de minerales pesados por líquidos pesados

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. Consideraciones sobre esta sustancia se aprecian en el Apéndice B.

#### ❖ Metodología de trabajo:

- En un embudo de separación de 250ml, se vacía el líquido pesado (Bromoformo). El embudo se coloca en un soporte universal, debajo otro embudo con papel filtro y un matraz de 500 ml. En el papel filtro se recuperan los minerales pesados.
- Se introduce la cantidad de muestra obtenida de la concentración por Mesa Wilfley, según el caso de cada muestra, en el embudo de separación. Se revuelve la muestra con una varilla de vidrio dentro del líquido y se deja reposar de modo que los minerales más pesados se alojen en el fondo del embudo y los más ligeros floten.

- Los cristales que se asentaron se recuperan al abrir la llave del embudo y caen en el papel de filtro. Los minerales que se quedan flotando no son de interés. El líquido se recupera.
- Finalmente, se eliminan los residuos de bromoformo de los minerales enjuagándolos con alcohol isopropílico al 70% de concentración, de fácil adquisición. Se puede decir que al final se tiene una concentración del 98% de minerales pesados de interés. La configuración de los utensilios se muestra en la figura 21.

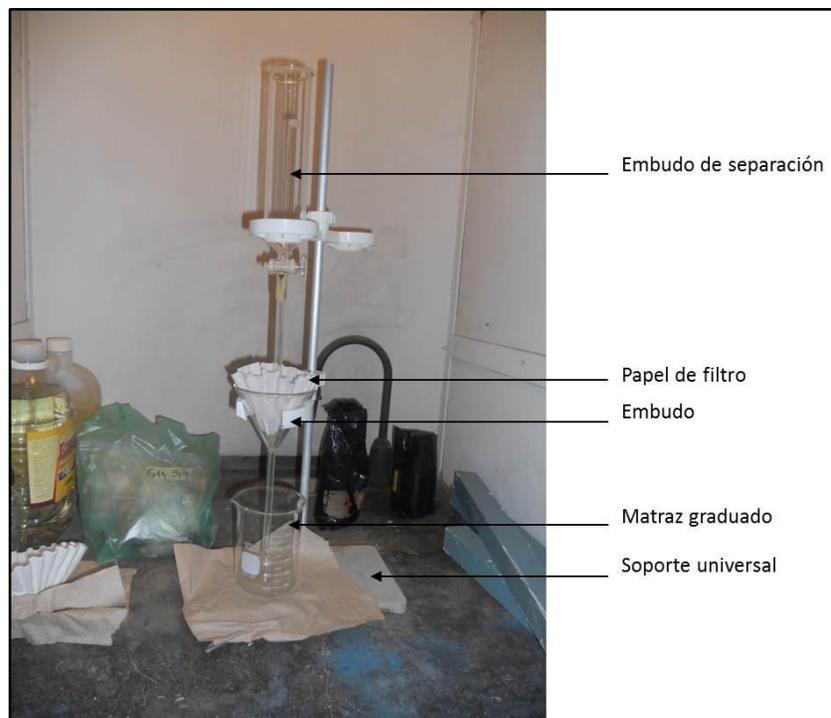


Figura 21. Configuración de los utensilios de laboratorio para la separación de minerales pesados por el método de líquidos pesados.

#### ❖ Medidas de seguridad

- Protección respiratoria: Se utiliza máscara contra gases orgánicos.
  - Protección de manos: Se utilizan guantes protectores.
  - Protección de ocular: Anteojos protectores.
  - Cubrimiento del cuerpo: Se utiliza bata de laboratorio para proteger la ropa.
  - Instalaciones de seguridad: Campana con extractor de gases.
- Se utilizan dichos implementos de seguridad como se muestra en la figura 22.



Figura 22. Implementos de seguridad utilizados en el proceso de separación de minerales pesados por el método de líquidos pesados.

❖ Por último se realiza el montaje de las concentraciones de minerales pesados obtenidos en un portaobjetos por cada muestra, sobre bálsamo de Canadá, para ser analizados bajo el microscopio de luz polarizada. (Fig. 23).

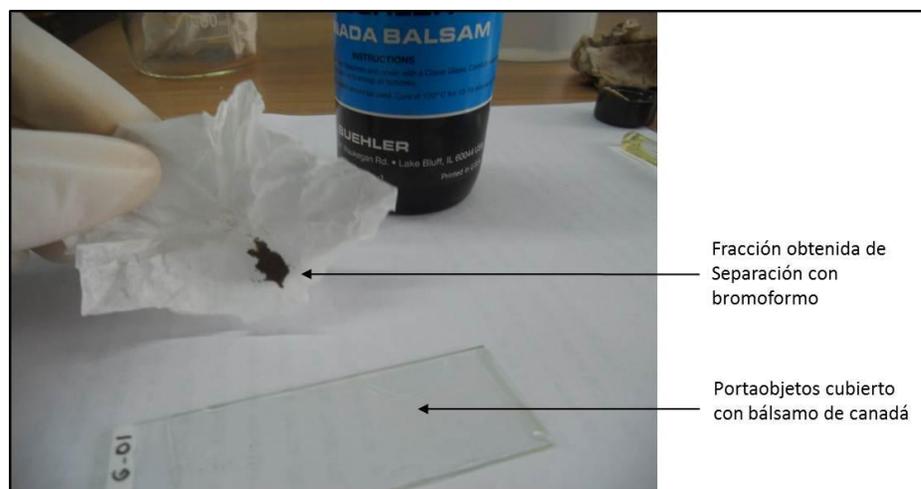


Figura 23. Montaje de minerales pesados sobre bálsamo de Canadá en portaobjetos.

❖ Se identifican los minerales pesados para establecer las asociaciones minerales y litotipos fuentes de la Formación Guárico, según FEO-COECIDO (1960). En el apéndice B se explican ciertas consideraciones teóricas del estudio de los minerales pesados.

### **3.4. FASE DE OFICINA**

#### **3.4.1. Generación de tablas y gráficos**

Se generaron tablas resumen de clasificación de rocas, y de procedencia de las muestras estudiadas. Cabe destacar que solo fueron seleccionadas 20 muestras para el conteo modal, por lo cual los resultados de clasificación del resto de las muestras se muestra en las tablas a partir del estudio petrográfico.

La información generada en los programas es graficada en los diagramas ternarios de DICKINSON & SUCZEK (1979), DICKINSON *et al.* (1983) y DICKINSON (1985), se crearon tablas y gráficos que sintetizan y caracterizan las muestras analizadas referentes a la composición y procedencia de las muestras y se genera un esquema con la compilación de los resultados con los de otros autores que realizaron conteo modal en varias secciones distribuidas en la Formación Guárico.

Se establecen los litotipos fuentes para la Formación Guárico a partir de las asociaciones minerales obtenidas en la identificación, para generar los esquemas de variación a lo largo del cinturón de afloramientos de la formación, apoyado en parte de la técnica de identificación de minerales pesados propuesto por FEO-COECIDO (1960) y RUBIO (1952).

#### **3.4.2. Compilación cartográfica a escala 1:500.000**

Se compila la información geológica en un mapa que abarca la zona de estudio y partes adyacentes, para mostrar parcialmente la distribución de las fajas tectónicas respecto de la Formación Guárico, a escala 1:500.000. El mapa base es el mapa geológico de Venezuela de HACKLEY *et al.* (2006).

Se dividió la Cordillera de La Costa según las fajas de URBANI (2011), y algunos datos de ubicación geológica de los mapas geológicos de CAMPOS *et al.* (1980), se utilizaron para

refinar algunas áreas del mapa base, tomando en cuenta la visibilidad de los cambios en la escala 1:500.000.

### **3.4.3. Interpretación de los resultados**

Se interpreta el significado tectónico de los resultados de ambiente y procedencia de los sedimentos que sirvieron para la depositación de la Formación Guárico, obtenidos en el presente Trabajo Especial de Grado y la compilación de los resultados de otros autores.

Se analizan los resultados de roca fuente obtenidos del estudio de minerales pesados conseguidos en el presente Trabajo Especial de Grado además también de la compilación de resultados de otros autores, que sirvieron como fuente para alimentar la cuenca de Guárico, en el periodo de depositación de la Formación Guárico.

### **3.4.4. Elaboración de conclusiones**

Generación de la evolución tectono-estratigráfica de la Formación Guárico para su periodo de depositación, con la determinación de sus posibles áreas fuentes, a partir de la compilación de los resultados obtenidos y apoyado en trabajos de varios autores.

## CAPÍTULO IV

### 4. GEOLOGÍA LOCAL

El levantamiento de la información geológica a lo largo de la extensión geográfica que abarca la Formación Guárico, se restringe a la descripción de los afloramientos y de los litotipos observados. De oeste a este, se describen a continuación las características de cada punto de observación, separados en 5 subdivisiones (Fig. 24), para hacer la descripción de forma cómoda, agregando a su vez información más detallada de varios autores que trabajaron en diferentes áreas en años anteriores.

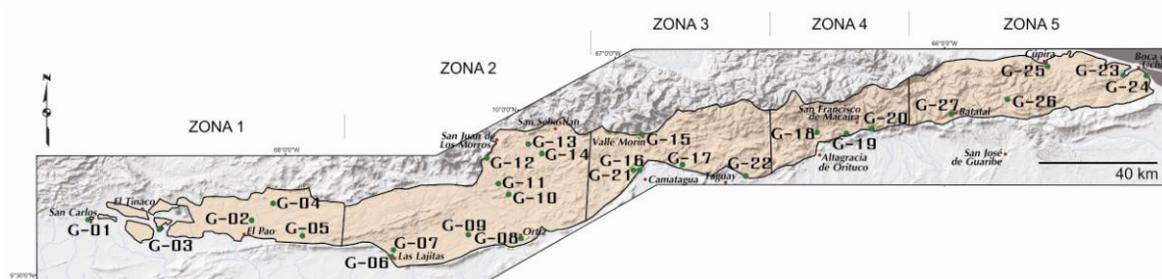


Figura 24. Subdivisión regional del área de estudio, según la distribución de la toma de muestras. (G-13: n° muestra).

#### 4.1. RECONOCIMIENTO DEL ÁREA DE SAN CARLOS, EL PAO, LA ESCORZONERA, ESTADO COJEDES

En esta parte afloran generalmente areniscas, lutitas y conglomerados, este último definiendo las facies de conglomerados denominado Miembro Mamonal propuesto por MENÉNDEZ (1965), en su estudio del área de El Tinaco, y zonas aledañas como El Pao. Este autor registra el contacto transicional de la Formación Guárico sobre la infrayacente Formación Mucaria; y que la parte inferior de la sección expuesta se hace conglomerática hacia el norte.

En el punto de observación G-01, ubicado en la carretera hacia Mapuey, en el extremo oeste de la ciudad de San Carlos, se observan en cortes de carretera de al menos 20 a 30 m de longitud, la alternancia monótona de las capas de arenisca y lutita de espesores similares entre 5 y 10 cm, ambos tipos, lo cual se percibe una proporción arenisca:lutita equitativa, la cual es característica de la facies flysch de la Formación Guárico. Como se observa en la

figura 25, las areniscas son de color fresco gris a pardo oscuro oliváceas de grano fino y las lutitas son de color pardo oscuro verdoso, se observan algunos minerales oscuros y el color meteorizado es pardo oscuro con tonos anaranjados. En este punto las capas tienen una orientación de estratificación N73E66S.



Figura 25. Izquierda: afloramientos en cortes de carretera dentro de la ciudad de San Carlos, al oeste, hacia la carretera que conecta con el pueblo de Mapuey, estado Cojedes. Derecha: capas delgadas (2-6 cm) en la alternancia monótona de intercalación de capas de arenisca y lutita en dichos afloramientos.

En el punto de observación G-02, ubicado en las riberas del río Pao, se encuentra un puente caído sobre el río hacia Sabana Acevedeña. En dicho lugar se encontró una sección de la facies conglomeráticas de la Formación Guárico. Las capas se observan en el suelo del camino de tierra. Se encuentran capas gruesas de arenisca y a 25 m del punto se tiene una capa de arenisca en contacto erosional con una capa de conglomerado. Se estima una proporción donde la arenisca y el conglomerado representan el 80% y el resto la lutita. Sin embargo es importante mencionar la escasa variedad de tamaños de grano observado en las capas conglomeráticas, que van desde unos cuantos milímetros y no sobrepasan los 2 cm. Dichas capas se intercalan con paquetes de arenisca-lutita, donde los colores son característicos entre pardo para las areniscas fuertemente diaclasadas y gris oscuro oliváceo para las lutitas, con su respectiva fractura astillosa. Las capas en este punto se registraron verticales con una orientación de estratificación N78E. (Fig. 26).

El Miembro Mamonal es propuesto por MENÉNDEZ (1965), para una secuencia lenticular de conglomerados de arenisca impura y areniscas con intercalaciones de lutitas gris oscuro,

considerado como miembro inferior local de la Formación Guárico, a la cual grada lateralmente. El Miembro Mamonal suprayace concordante y transicional a la Formación Mucaria. El autor restringe la distribución del conglomerado de Mamonal a la porción norte y oeste del área que estudia (área de Tinaco y El Pao), cubierta por la secuencia volcánico-sedimentaria, al este de la falla de Carrizal. Menciona que la extensión hacia el sur está limitada por los afloramientos de la Formación Mucaria subyacente, y al norte y al este por transición lateral y ascendente a la facies flysch de la Formación Guárico.

El Miembro Mamonal toma su nombre de la quebrada Mamonal donde está bien expuesta, y otras buenas secciones se encuentran en el río Caimancito, donde atraviesa las llanuras de Los Limones y en el río Pao desde camino Pilancones-Boca Chica hasta un punto a 2 km al sur de este camino. MENÉNDEZ (1965), estima que el espesor máximo del Miembro Mamonal ronda cerca de los 1.200 m, según sus cálculos hechos en la sección expuesta en la quebrada Mamonal.



Figura 26. Izquierda: cuerpo de arenisca de color pardo, fuertemente diaclasada intercalada con lutita gris oscura olivácea con fractura astillosa característica. Derecha: vista en planta del contacto erosional entre el cuerpo de arenisca y el conglomerado.

Dicho autormenciona que en los lugares donde el Miembro Mamonal está mejor expuesto se observan huellas de corrientes de turbidez, y como es común, indica que las areniscas y conglomerados contienen una cantidad moderada de fragmentos de ftanita, lutitas negras y filitas negras. Pero lo resaltante es que de sur a norte disminuye el

contenido de fñanita detrítica y aumentan los guijarros verdes de rocas volcánicas, y negros de lutitas y filitas. Sugiere que en los afloramientos más septentrionales el cambio es más abrupto, donde los conglomerados gruesos de areniscas impuras y líticas de estratificación potente tipo Mamonal, gradan lateralmente a la típica secuencia monótona de lutitas y areniscas de la facies flysch de Guárico.

En el punto de observación G-02, el conglomerado en superficie está suelto por meteorización, de color pardo anaranjado, de clastos gruesos redondeados con tamaños promedios entre 0,5 a 1,0 cm; la matriz es gruesa a media. Se reconocieron minerales como cuarzo, minerales opacos y fragmentos de rocas variadas (chert, rocas verdes). El cuerpo de conglomerado se observa estrato decreciente hacia el tope hacia el sur, se desconoce el espesor del mismo por estar cubierto. Ver figura 27.



Figura 27. Izquierda: conglomerado correspondiente al Miembro Mamonal. Derecha: contacto erosional entre el cuerpo de conglomerado color pardo, con paquete de areniscas-lutitas grises.

Uno de los objetivos en la toma de muestra es tratar de cumplir con la separación entre cada punto de toma con 10 km en dirección E-O aproximadamente. Es por esto que debido a la dificultad para encontrar afloramientos donde la Formación Guárico fuera conspicua, el punto G-03 está entre los puntos G-01 y G-02. Finalmente en un camino de tierra hacia Sabana de Paují, hacia el sur desde el cerro Tiramuto se observaron las capas en la cuneta del camino de tierra, se tomó la muestra de arenisca la cual es de color gris muy claro casi blanco, con algunos puntos oscuros de posibles minerales opacos y también minerales de

color anaranjados, meteorizando a color pardo rojizo (Fig. 28). En este punto las capas tienen una orientación de estratificación N52E16N.

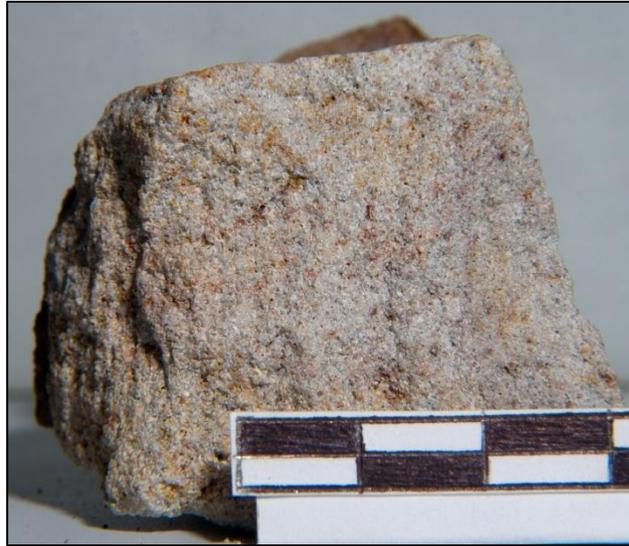


Figura 28. Muestra G-03 de arenisca de grano medio a fino, de color gris muy claro a blanco.

En el punto de observación G-04, ubicado en un camino de tierra con dirección N-S, que atraviesa los cerros La Palma, se observan que los afloramientos de al menos 40 m de longitud, corresponden a los cortes de carretera sobre dichos cerros de forma casi transversal. Se observa la intercalación de capas gruesas de arenisca con conglomerados con una orientación de estratificación N75E37N, que definen a los cerros alargados con orientación N60E (figura 29). Se estima que los cuerpos de arenisca y conglomerados representen el 80% de los tipos litológicos presentes. Se observan bolones de meteorización esferoidal característicos de estos cuerpos masivos de arenisca, producto de halos de meteorización asociada a la percolación de fluidos a través de sistemas de diaclasamiento en la formación, como se observa en la figura 30. BENNEDETTI & HERNÁNDEZ (2007), registran estructuras sedimentarias tipo huellas de carga, las cuales les da la polaridad de capas como normal.



Figura 29. Izquierda: corte transversal del cerro. Derecha: se observan capas gruesas de arenisca masiva intercaladas con lutitas.



Figura 30. Detalle de los bolones de meteorización esférica de los cuerpos masivos de arenisca.

En este punto el conglomerado perteneciente al ya mencionado Miembro Mamonal, presenta colores pardos amarillentos, con mayores tamaños de granos, se registran entre 0,5 a más de 10 cm de diámetro, con una matriz arenosa de grano grueso a medio-fino (figura 31). Las litologías de los fragmentos líticos son muy variadas entre sedimentarias (lutitas negras), chert negro, filitas negras, volcánicas ácidas (lavas y tobas). En este punto se estudiaron las petrografías de 2 clastos tomados del conglomerado, estos son fragmentos de roca ígnea, uno de color verde y el otro de color blanco y verde, entre los 3 a 4 cm de tamaño. MENÉNDEZ(1965), indica que los conglomerados se hacen más gruesos hacia la parte media del Miembro Mamonal y los guijarros pueden llegar a los 25 cm de diámetro,

donde el 50% de los fragmentos líticos tamaño guijarros son de diorita, seguidos en cantidad por rocas volcánicas afaníticas de color gris a verde, ftanita, filita negra, lutita negra, y localmente caliza negra.



Figura 31. Izquierda: Conglomerado con clastos de tamaño entre 0,5 a 4 cm aproximadamente, de composición variada. Derecha: Afloramiento en corte de carretera donde se observan capas gruesas de arenisca intercaladas con conglomerados.

Dicho autor describe de forma detallada los microconglomerados, y obtiene el siguiente contenido detrítico: cuarzo (40-60%), plagioclasa (10-20%), lavas básicas e intermedias (10-20%), cuarcita esquitosa y limolita cuarzosa (5-10%), ftanita (5-20%), lutita carbonácea y filita (5% +), granulita cuarzo-albítica (5% ±) y cantidades accesorias de moscovita, microclino, biotita, turmalina epidoto, apatito, zircón, rutilo, magnetita y leucoxeno. Los granos con diámetros menores de 1 mm son generalmente angulares a sub-angulares y los más gruesos son sub-redondeados a redondeados, el escogimiento lo establece como pobre, y el porcentaje de matriz lo coloca entre 10-20%, donde la clorita es común, y observa el reemplazo parcial de la matriz por calcita y dolomita. Dicho autor menciona que en tres localidades diferentes observó grandes masas de caliza negra densa, de estratificación delgada, veteadas con calcita blanca, encajadas en lutitas de la Formación Guárico, como bloques alóctonos (olistolitos) derivados de la Formación Querecual; una de estas localidades está al norte del cerro La Vigía.

En el punto de observación G-05 (Fig. 32), ubicado en un camino de tierra hacia La Escorzonera, al norte de las Galeras del Pao, se observa que el afloramiento se trata de un corte de un cerro, el cual está muy degradado y cubierto en su mayoría. Se observa con dificultad la intercalación de capas de areniscas y lutitas, con una orientación de estratificación N75E54N. Es difícil determinar la proporción arenisca:lutita.



Figura 32. Afloramiento en G-05 cubierto en su mayoría, se observan capas de arenisca, intercaladas con lo que parecen ser las lutitas muy meteorizadas a suelos pardos.

En cuanto a los rasgos geomorfológicos, esta primera zona exhibe una topografía baja con cerros orientados paralelamente al rumbo de las capas más competentes, y está dentro de la unidad topográfica I de valles amplios definida en la geomorfología (ver apéndice A). Aquí el control litológico de la topografía es marcado, donde las unidades más susceptibles a la erosión es el conglomerado de Mamonal, generando dichos pequeños cerros aislados y redondeados. MENÉNDEZ(1965), describe que los cerros formados por las lutitas silíceas de la Formación Mucaria se levantan topográficamente a mayor altura que los formados por las grauvacas y lutitas de la Formación Guárico. El drenaje posee una tendencia a orientarse de acuerdo al rumbo de las estructuras, por lo tanto el drenaje es generalmente obsecuente y subsecuente. El río principal de esta zona es el río Pao.

## 4.2. RECONOCIMIENTO DEL ÁREA DE LAS LAJITAS, DOS CAMINOS, ORTÍZ, SAN JUAN DE LOS MORROS, LA VALENCIANA, OESTE DEL ESTADO GUÁRICO

En el punto de observación G-06, ubicado en un camino de tierra hacia Las Lajitas, se observa el afloramiento que corresponde con un corte de camino, donde se tiene la intercalación monótona de areniscas de color gris oscuro con lutitas gris oscuro verdosas, característica de la facies flysch de la Formación Guárico con una orientación de estratificación N45E28N. Los espesores de ambos tipos litológicos varían entre 5 a 20 cm ambos, sin embargo se estima una proporción arenisca:lutita de 40:60. Las capas de areniscas están fuertemente diaclasadas y la lutita presenta fractura astillosa (Fig. 33).



Figura 33. Izquierda: afloramiento de intercalación de areniscas y lutitas, al norte de Las Lajitas, característica de la Fm. Guárico. Derecha: capa de arenisca fuertemente diaclasada.

En el punto de observación G-07, ubicado en el camino de tierra hacia el norte de Las Lajitas, se encuentra el afloramiento en un corte de camino donde las capas se encuentran cubiertas en su mayoría. Con cierta dificultad se observan capas de arenisca de al menos 20 cm de espesor, las lutitas están muy fracturadas, con espesores entre 1 a 2 m aproximadamente, la cual permite estimar una proporción arenisca:lutita de 15:85 aproximadamente como se observa en la figura 34. En este punto las capas tienen una orientación de estratificación N83W24N.



Figura 34. Afloramiento moderadamente cubierto, se observan capas de areniscas y las capas de lutita están muy fracturadas.

En el punto de observación G-08, ubicado en la carretera nacional de Los Llanos, a la altura de Dos Caminos, la toma de muestra se realizó en un corte de carretera donde se observan capas gruesas de arenisca fuertemente diaclasadas intercaladas con lutitas muy fracturadas, las cuales se encuentran parcial o completamente cubiertas. Se observaron estructuras sedimentarias de marcas por impacto (acanaladuras) y huellas de repteo en las bases de algunas areniscas hacia el norte, por lo tanto las capas están volcadas (Fig. 35). Se estima para esta parte una proporción de arenisca:lutita de 30:70, con una orientación de estratificación N47E87N.



Figura 35. Izquierda: afloramiento de areniscas y lutitas fuertemente diaclasadas y fracturadas. Derecha: icnofósiles de repteo y marcas de impacto en las bases de algunas areniscas.

En el punto de observación G-09, ubicado 18 km al oeste de Ortíz, en las Cercanías del Hato San Rafael, se observan las capas en el camino de tierra donde la intercalación de capas de arenisca y lutitas es característica de las facies flysch de Guárico, las cuales se encuentran fuertemente diaclasadas y fracturadas con una orientación de estratificación N53E34N. (Fig. 36). Aunque las capas están parcial o completamente cubiertas se estima una proporción arenisca:lutita de 20:80. Se observaron estructuras sedimentarias de marcas de corriente tipo turboglifos, sin embargo por tratarse de un canto no fue posible determinar la polaridad de las capas.



Figura 36. Izquierda: capas de arenisca se observan en el camino de tierra. Centro: arenisca de color gris verdosa fuertemente diaclasada, se registran al menos dos familias de diaclasas ortogonales entre sí. Las lutitas son grises y meteorizan a colores pardos claros. Derecha: turboglifos en canto de arenisca.

En la figura 37, se tiene una vista panorámica hacia el norte donde se tienen representadas tres unidades, en orden de mayor a menor lejanía: la volcánica Villa de Cura, las sedimentarias Cretácicas y el flysch de Guárico; y se observa la geomorfología de cerros redondeados asimétricos con pendientes de al menos  $10^\circ$  de inclinación para la unidad de flysch.



Figura 37. Hacia el fondo se avistan las unidades de Villa de Cura, rocas sedimentarias Cretácicas y más cerca la vista de los cerros redondeados de pendiente suave de la unidad de flysch de Guárico, cerca de Ortíz, cercanías del Hato San Rafael.

En el punto de observación G-10, ubicado en la carretera nacional San Juan de Los Morros-Ortíz, se encuentran el afloramiento producto de corte de carretera casi N-S, transversal a los cerros. Se observa una intercalación de capas de arenisca gruesas con paquetes gruesos de intercalaciones de areniscas y lutitas con una orientación de estratificación N80E25N (Fig. 38). Las capas de arenisca gruesas varían entre 0,30 a 0,70 m de espesor. En los paquetes de intercalación las areniscas tienen un espesor promedio de 0,20 m y las lutitas 0,70 m, por lo cual se estima una proporción arenisca:lutita de 45:55. Se observaron estructuras de laminación paralela, esporádicas estilolitas y vetillas de cuarzo que cortan a las capas sin orientación preferencial. Las lutitas se encuentran fuertemente fracturadas en astillas.



Fig. 38. Izquierda: capas gruesas de areniscas laminadas de color meteorizado pardo anaranjado, intercaladas con secuencias gruesas de intercalación de areniscas-lutitas de color gris oscuro verdosas. Derecha: muestra de arenisca G-10, de color gris oscuro, con tamaños de grano medio a fino.

En el punto de observación G-11, ubicado en la carretera nacional entre San Juan de Los Morros y el pueblo de Ortíz, se encuentran afloramientos de gran longitud (aproximadamente 50-60 m), producto de cortes de carretera a los cerros de forma casi transversal N-S aproximadamente (Fig. 39). Con una orientación de estratificación N65E58N, se observa la intercalación de capas de arenisca de color gris oscuro con tonos anaranjados y lutitas de color gris oscuro fracturadas con espesores que varían entre 2, 4 y 15 cm para las areniscas y 5, 10 y 15 cm para las lutitas, para estimar una proporción arenisca:lutita de 55:45. Se encuentran zonas de cizalla bastante definidos y frecuentes plegamientos a pequeña escala (Fig. 40). En esta localidad NOGUERA (2009), tomaron la muestra VMN-20 para estudio de edad de zircones detríticos.



Figura 39. Afloramientos de gran longitud donde se observa la intercalación monótona de capas de arenisca y lutitas en corte de carretera.

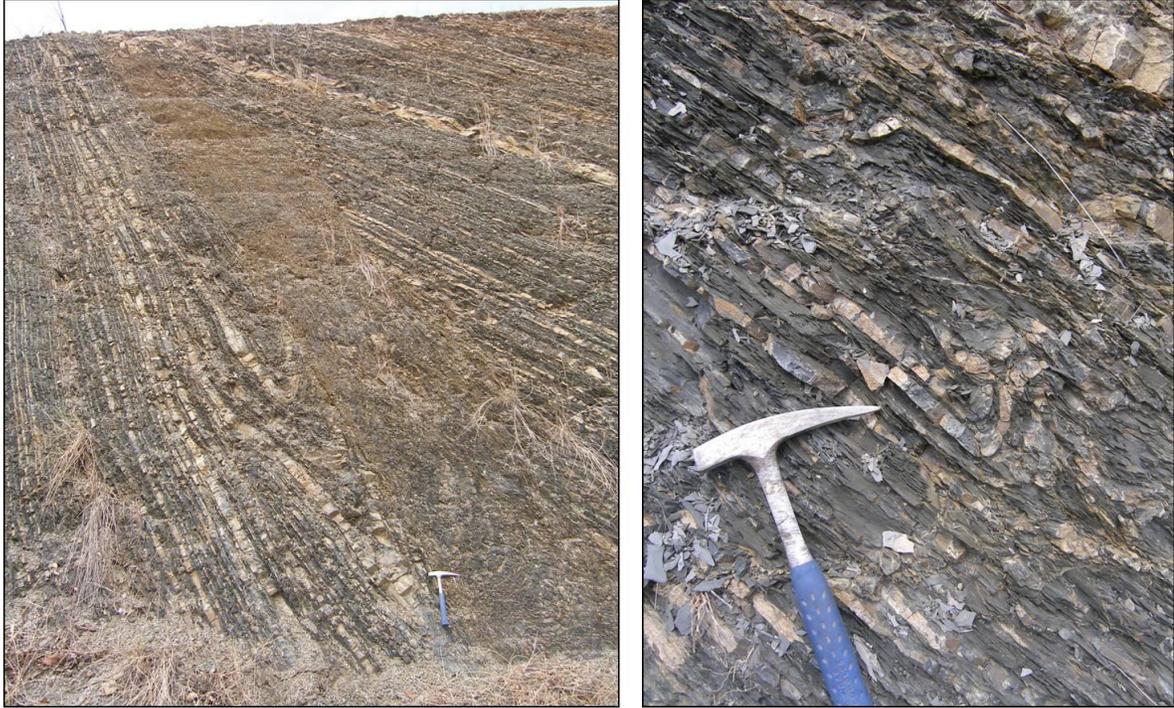


Figura 40. En estos afloramientos se observan zonas de cizalla y plegamientos a pequeña escala.

En el punto de observación G-12, ubicado carretera nacional San Juan de Los Morros-Ortíz, a pocos kilómetros al sur de San Juan de Los Morros, se encuentra en un corte de carretera donde se observan los cuerpos de arenisca gruesas de color gris oscuro verdoso, se observaron planos de fallas y estriaciones en algunos bloques de areniscas como se observa en la figura 41.



Figura 41. Izquierda: estriás de falla en bloques de arenisca. Derecha: cuerpo de arenisca con inclusiones de posible chert negro de 4 cm de tamaño.

En el punto de observación G-13, ubicado en el camino de tierra hacia La Valenciana, se encuentran los afloramientos en cortes de camino. Entre varios se tomó uno parcialmente cubierto donde se observa con dificultad la alternancia de areniscas de color gris oscuro con lutitas de color gris oscuro, con una orientación de estratificación N51E65N. Sin embargo fue el que presentaba las capas de areniscas gruesas de al menos 40 cm de espesor, con un tamaño de grano apropiado para los estudios de análisis modal. Se estima la proporción arenisca:lutita en 20:80, por que se observa que el espacio de material menos competente es mayor respecto de los cuerpos de arenisca, como se observa en la figura 42.



Figura 42. Izquierda: afloramiento parcialmente cubierto donde se observan capas gruesas de arenisca. Derecha: muestra G-13, arenisca de color pardo oscuro verdoso, de tamaño de grano fino.

El punto de observación G-14, está ubicado en el camino de tierra hacia La Valenciana, siguiendo hacia el sur desde el punto anterior. Se tomó el afloramiento en corte de camino, parcial o completamente cubierto donde se observan algunas capas de arenisca de 30 cm de espesor aproximadamente con orientación de estratificación N59E31N (Fig. 43). Las capas se encuentran diaclasadas y abiertas, y el espacio resultante está relleno de cuarzo en hábito de drusa. En este punto se tiene un relieve más abrupto que en la primera zona, con cerros y montañas, dentro de la unidad topográfica II de cerros alargados definida en la geomorfología regional (Ver apéndice A).



Figura 43. Izquierda: afloramiento de areniscas de 30 cm de espesor. Centro: muestra G-14A, arenisca de color pardo oscuro de grano fino. Derecha: conglomerado de la muestra G-14B-R, el cual es un rodado.

#### 4.3. RECONOCIMIENTO DEL ÁREA DE VALLE MORÍN, CAMATAGUA, CARMEN DE CURA Y TAGUAY, ESTADO ARAGUA

El punto de observación G-15, está ubicado en el pueblo de Valle Morín, a 10 m aguas arriba de la intersección de la quebrada Camatagiüita con la carretera, la ubicación de esta localidad se basó en los mapas geológicos de PÉREZ DE ARMAS (2005). Se tienen afloramientos en la quebrada, donde se observa la intercalación de areniscas de 5 cm de espesor con lutitas de 30 cm de espesor aproximadamente y apariciones locales de areniscas de 30 cm de espesor, estimándose una proporción de arenisca:lutita de 30:70, con una orientación de estratificación N35E76N (Fig. 44).



Figura 44. Afloramiento de intercalación de capas arenisca-lutita en Valle Morín.

En la carretera entre Valle Morín y Camatagua, se observa hacia el norte las imponentes montañas que describe la unidad volcánica de Villa de Cura, en contacto tectónico con las sedimentarias como se observa en la figura 45.

Esta zona es de mucha complejidad estructural por la presencia de varias lonjas tectónicas, que ponen en contacto una gran variedad de litologías, y describe el contraste de relieve donde la unidad volcánica muestra montañas y filas agudas asimétricas, mientras que las unidades sedimentarias son cerros redondeados más o menos simétricos y alargados. Es por esto que para evitar tomar una muestra de la unidad equivocada fue utilizado el mapa geológico con mayor información geológica de PÉREZ DE ARMAS (2005).

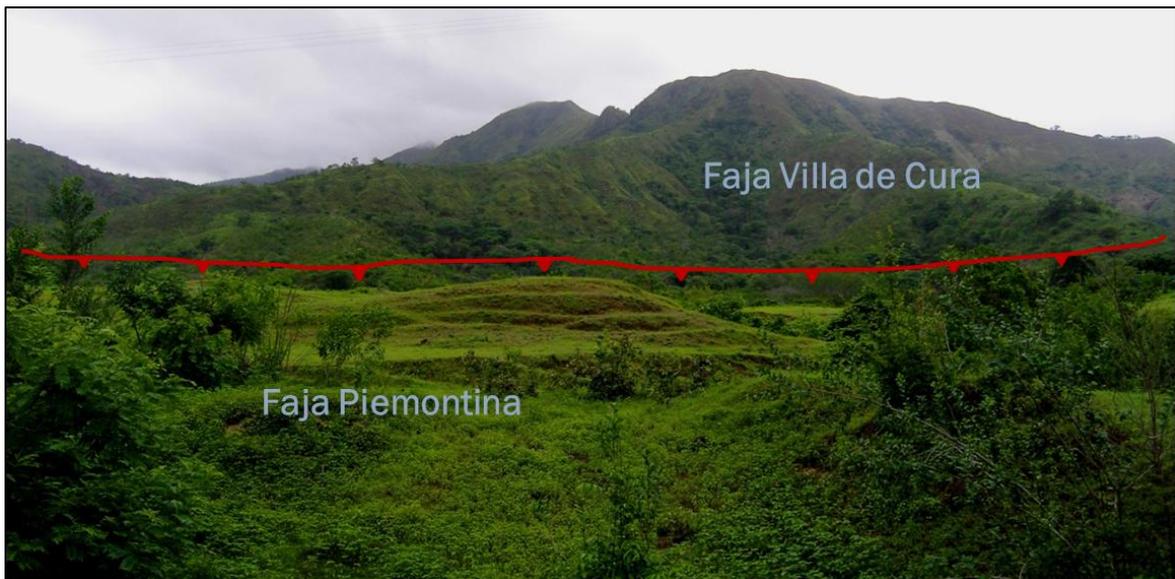


Figura 45. Vista al norte desde la carretera. Se observa el relieve contrastante entre las imponentes alturas de la Faja de Villa de Cura en contacto tectónico con la Faja Piemontina.

El punto de observación G-16, está ubicado en el tope del dique del embalse de Camatagua. En esta localidad NOGUERA (2009), tomaron la muestra VMN-23 para estudio de edad de zircones detríticos. El afloramiento es un corte de carretera de un cerro que colinda con el dique principal del embalse de Camatagua, y se observa un paquete de areniscas gruesas entre 0,20 a 0,40 m de espesor intercaladas con lutitas de 0,02 a 0,10 m de espesor, permite estimar una proporción arenisca:lutita de 90:10. Las capas de arenisca tienen color fresco pardo y las lutitas son grises con una orientación de estratificación N58E52N como se observa en la figura 46.



Figura 46. Afloramiento de paquetes gruesos de arenisca en el embalse de Camatagua.

El punto de observación G-21, está ubicado en las cercanías al embalse de Camatagua, en un camino de tierra que intercepta al Río Guárico, hacia el sureste del punto G-16. Este afloramiento en corte de camino que intercepta al Río Guárico cerca del embalse de Camatagua, se observan las capas de arenisca de 10, 25, 20 y 40 cm de espesor intercaladas con lutitas de 2 a 1 cm de espesor, y esporádicas capas de 20 a 30 cm de espesor, donde ocasionalmente las lutitas están casi completamente erosionadas. Tanto la proporción de arenisca:lutita como la orientación de estratificación es similar al punto G-16, sin embargo es en este afloramiento donde se observaron estructuras sedimentarias de huellas de carga y marcas de corriente tipo turboglifos y lingüiformes, cónicos y bulbosos, en la base de las areniscas hacia el sur, por lo tanto la secuencia está normal. (Figs. 47, 48, 49).



Figura 47. Izquierda: afloramiento de 30 m de longitud, en corte de camino de tierra, donde las areniscas son gruesas de color pardo, predominantes en proporción a las lutitas grises de pocos centímetros de espesor. Derecha: se observan marcas de flujo lingüiformes, cónicos y bulbosos en las bases de algunas areniscas.



Figura 48. Huellas de carga en las bases de algunas areniscas.



Figura 49. Marcas de corriente tipo turboglifos en las bases de algunas areniscas, y se observa que la capa de lutita está parcialmente erosionada, dejando un espacio entre las capas de arenisca.

En esta zona se aprovecharon las orientaciones de las capas que generan estructuras tipo sinclinales, ya que estas estructuras tienen forma como de cubeta y además por la presencia del Río Guárico que posee un caudal apropiado para construir embalses como el de Camatagua, y la importancia económica que este embalse representa para la zona. En una vista aérea (Fig. 50), se observa la topografía suave de cerros redondeados y alargados, de la unidad topográfica II de cerros alargados definido en la geomorfología regional visto en el apéndice A.



Figura 50. Vista aérea de las Galeras de Camatagua, que le dan cabida al embalse de Camatagua.  
Foto facilitada por Ing. J. Padilla.

En el punto de observación G-17, ubicado hacia el noreste de Carmen de Cura en la intersección de camino de tierra con el río Tinapuey, se observan afloramientos parcial o totalmente cubiertos, por lo cual para la toma de muestras se elige uno en el río (Fig. 51), para la muestra G-17A, parcialmente cubierto, donde se observan las capas de arenisca y lutita en el camino; y para la toma de la muestra G-17B, se ubica casi 500 m al norte del anterior en un corte del mismo camino (Fig. 52). Las mediciones de estratificación son similares N60E62N. La proporción se estima a partir de que las capas menos competentes predominan, y los paquetes donde las areniscas son un poco más gruesas controlan la topografía generando los pequeños cerros alargados, donde se presentan estos binomios de dureza.



Figura 51. Afloramiento G-17A, donde la muestra se toma en capas gruesas de arenisca en el río Tinapuey.



Figura 52. Afloramiento G-17B, parcialmente cubierto, de un cerro donde se encuentra la arenisca gruesa, a 500 m al norte del punto G-17A, en el mismo camino de tierra.

El punto de observación G-22, está ubicado cerca de La Vuelta de Guayas, en camino de tierra a 7 km al noreste de Taguay hacia Las Guabinas. El camino intercepta al río Guayas varias veces. Se observaron capas gruesas de areniscas y capas de lutitas grises en el borde del río (Fig. 53). Debido a intensas lluvias durante el trabajo de campo se dificultaron ciertas actividades de reconocimiento. A partir de la información suministrada por el Sr. Antero Infante (local del área), comenta que ha tomado cristales bipiramidales de al menos 3 a 4 cm de largo de cuarzo cristalino y “pepitas de oro” en el río. BECK (1977), define en la región de Taguay la facies de Río Taguay de la Formación Guárico, estableciéndola como la sedimentación distal de la cuenca del flysch.



Figura 53. Afloramiento en el río crecido donde se observa una capa de arenisca gruesa de color pardo oscuro en el borde del Río Guayas. También se observaron las capas de lutita pero debido a la crecida del río estas no pudieron ser fotografiadas en el sitio del afloramiento de la toma de muestra.

BELL (1968), indica que en la zona de Camatagua las areniscas y limolitas representan el 20-40% y las lutitas y lodolitas van por los 60-80%. Describe que la estructura interna es similar a las areniscas de flysch que BOUMA (1962) describe como “Ta-e”, algunas secuencias no presentan todas las capas (ciertas consideraciones de BOUMA 1962, se explican en el Apéndice B). Indica la aparición de huellas fósiles en las bases de algunas areniscas, tales como *Lorenzina* sp. y *Scolicia* sp. En resultados de difracción de rayos X de lutitas, dicho autor indica una composición principalmente de cuarzo y clorita, con cantidades menores de moscovita y plagioclasa.

#### **4.4. RECONOCIMIENTO DEL ÁREA DE ALTAGRACIA DE ORITUCO, SAN FRANCISCO DE MACAIRA, EL PLACER, ESTE DEL ESTADO GUÁRICO**

En el punto de observación G-18, el cual está ubicado en la carretera nacional Guatopo-Altigracia de Orituco, a 7 km al norte de Altigracia de Orituco, se observan variados afloramientos de diferentes litologías, por ser una zona de bastante complejidad estructural. El afloramiento elegido para la toma de muestra es en un corte de carretera, y se observa un paquete de 5 m de espesor aproximadamente de intercalación de areniscas de color pardo oscuro con lutitas grises oscuras verdosas con orientación de estratificación N30E15N; las

areniscas con espesores entre 4 a 50 cm y las lutitas de 5 a 30 cm de espesor, por lo tanto se estima una proporción arenisca:lutita de 60:40 (Fig. 54). Las areniscas presentan estructura sedimentaria tipo estratificación paralela. Se encontraron afloramientos de zonas de cizallamiento y otros donde las lutitas predominan sobre las areniscas, y estas se encuentran fuertemente diaclasadas y fracturadas, como se observa en la figura 55.



Figura 54. Izquierda: afloramiento de toma de muestra al norte de Altagracia de Orituco, se observa un paquete de arenisca-lutitas intercaladas con capas de areniscas gruesas. Derecha: zona de cizallamiento donde se observan las capas bastante plegadas.



Figura 55. Afloramientos vistos a lo largo de la carretera Altagracia de Orituco-Guatopo, donde las lutitas de color gris oscuro verdosas predominan sobre las areniscas, y presentan fuerte diaclasamiento.

Esta zona por ser de gran complejidad estructural, fueron utilizados los mapas geológicos de PÉREZ DE ARMAS (2005), para la ubicación de las lonjas pertenecientes a la Formación Guárico, debido al nivel de detalle que presentan dichos mapas.

El punto de observación G-19 (Fig. 56), está ubicado en la carretera El Morrito-San Francisco de Macaira, donde se encuentran grandes afloramientos en corte de carretera. El afloramiento elegido para la toma de muestra está parcialmente cubierto, sin embargo fue en el que se encontraron dos muestras con unos tamaños de granos adecuado para el análisis modal. En el afloramiento se observan las capas de areniscas de color pardo oscuro de espesor entre 20 a 30 cm aproximadamente, con una orientación de N72E31N. Las lutitas se encuentran meteorizadas, y son de mayor espesor, por lo tanto se estima una proporción arenisca:lutita de 30:70 aproximadamente.



Figura 56. Afloramiento de toma de dos muestras de arenisca de color gris oscuro con tamaño de grano de medio a fino en la carretera hacia San Francisco de Macaira.

En otros afloramientos se observaron las secuencias monótonas típicas de facies flysch de Guárico sin estructuras y otros con planos de fallas cortándolas de forma limpia (Fig. 57), en otros afloramientos se observaron zonas de cizalla y plegamientos a pequeña escala, como se observa en la figura 58.

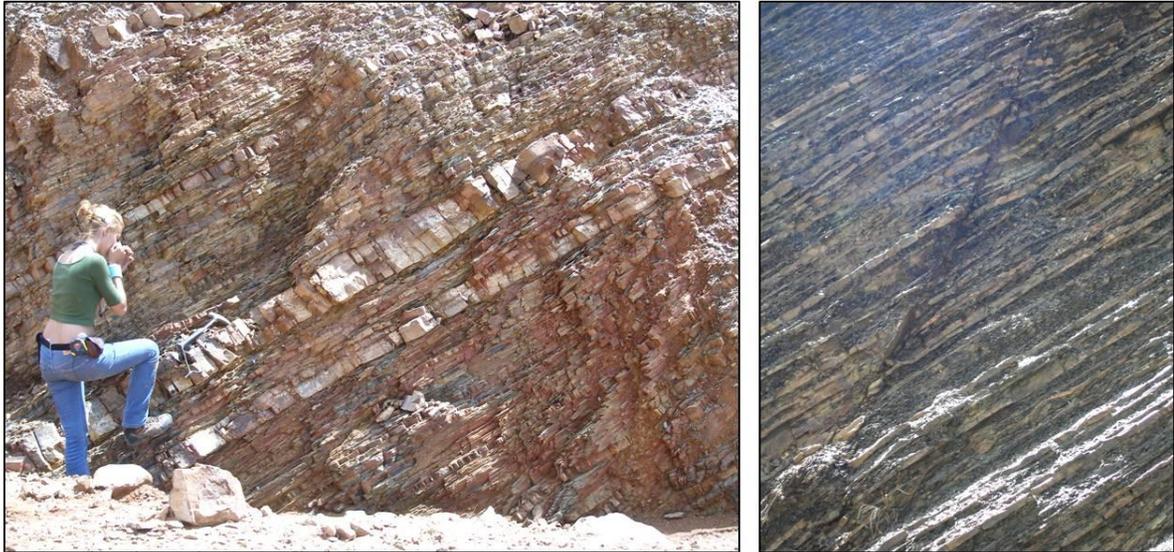


Figura 57. Izquierda: afloramientos de secuencias monótonas de intercalación arenisca-lutita. Derecha: afloramiento de secuencias similar donde se observa el plano de falla cortando a las capas de forma limpia.



Figura 58. Izquierda: afloramiento de intercalación areniscas-lutitas con zona de cizalla. Derecha: afloramientos con plegamientos a pequeña escala.

En el punto de observación G-20, ubicado en un camino de tierra a 6 km al sureste de San Francisco de Macaira se encuentra el afloramiento cerca del poblado de El Placer. El camino es interceptado por el río Macaira, hasta que la quebrada es el camino. En el afloramiento se observa la intercalación de capas de areniscas y lutitas con espesores entre 5 a 8 cm, con esporádica aparición de capas de arenisca de 20 cm de espesor aproximadamente, con una orientación de estratificación de N85E72N, se estima una

proporción de arenisca:lutita de 55:45. Las capas están fuertemente diaclasadas y en esta parte se registraron vetillas de cuarzo sin ninguna adaptación a alguna estructura en específico (Fig. 59).



Figura 59. Izquierda: Afloramiento de intercalación monótona de areniscas y lutitas grises oscuras en el río Macaira. Derecha: muestra de arenisca G-20, de color gris oscuro meteoriza a pardo anaranjado, con vetillas de cuarzo.

Geológicamente es una zona de gran complejidad estructural, y se encuentran filas y cerros alargados, con un control morfogenético lito-estructural. La zona se encuentra en la transición de unidades topográficas II y III de cerros y filas alargadas, definidas en la geomorfología del apéndice A.

ALBERTOS (1989), indican que para esta zona las estructuras internas presentes en las capas tipo “Ta-e” de BOUMA (1962), es corriente no encontrar la secuencia completa, predominando la asociación “Ta-b-c” en las facies de abanico medio superior y las “Tc-d” en las de abanico medio inferior y abanico externo que definieron para la facies flysch de la Formación Guárico en las secciones que estudiaron.

#### 4.5. RECONOCIMIENTO DEL ÁREA DE CÚPIRA, BOCA DE UCHIRE, SAN JOSÉ DE GUARIBE Y BATATAL, ESTADOS MIRANDA Y ANZOÁTEGUI

El punto de observación G-23, está ubicado en camino de tierra, 4 km al suroeste de Boca de Uchire. En esta zona se utilizó el mapa de ubicación de afloramientos según ZAPATA (1976), y se encontró una represa que cubre los puntos de interés como se ve en la figura 60, por lo tanto se tomó muestra en un corte de camino cercano a la represa, el afloramiento está cubierto casi por completo. La muestra se tomó en este punto debido a la presencia de bloques caídos por un pequeño derrumbe de una capa de arenisca gruesa que se observa en el tope del talud (Fig. 61).



Figura 60. Represa en Boca de Uchire que cubre los puntos de interés para la ubicación de muestras según el mapa geológico de ZAPATA(1976).



Figura 61. Bloques de arenisca caídos desde el tope del talud por un pequeño derrumbe. El afloramiento está cercano a la represa a 4 km al suroeste de Boca de Uchire.

En el punto de observación G-24, ubicado en la carretera nacional de Oriente a 6 km al sureste de Boca de Uchire, se encuentra el afloramiento G-24A, en corte de carretera, se tomó la muestra G-24A, con una orientación de estratificación N72E59N. Se observa la alternancia de areniscas de 5 a 30 cm de espesor, con lutitas de color gris verdoso oscuro de espesores entre 5 a 7 cm, se estima una proporción de arenisca:lutita de 60:40. Se observaron icnofósiles *Spyroraphe* sp. (Fig. 62). En esta localidad NOGUERA(2009), tomaron la muestra VMN-28 para estudio de edad de zircones detríticos. A 1 km al sureste de este afloramiento se tomó la muestra G-24B, en un corte de carretera donde se observan capas gruesas de arenisca con una orientación de estratificación E-O31N (Fig. 63).

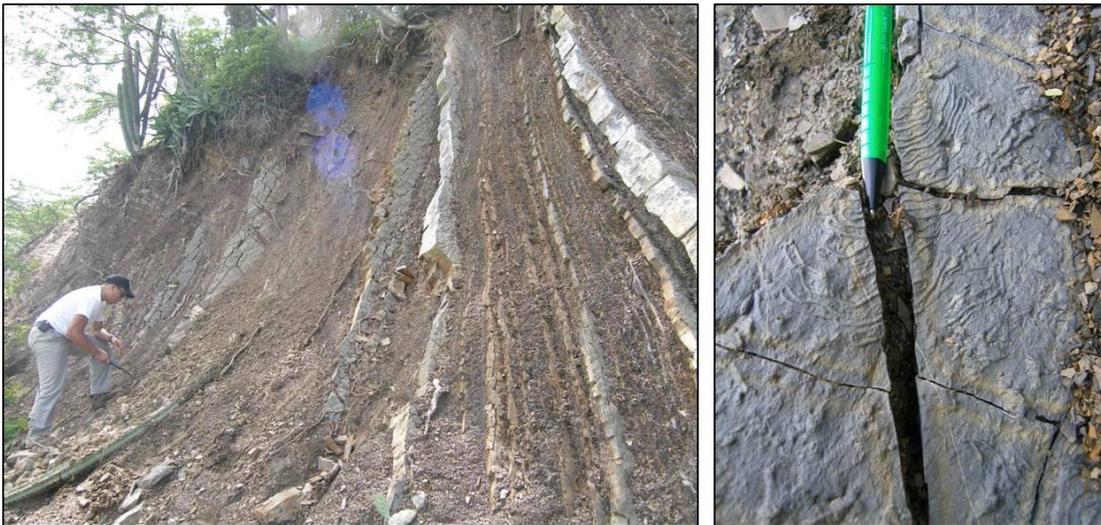


Figura 62. Izquierda: afloramiento donde se tomó la muestra G-24A. Derecha: icnofósil *Spyroraphe* sp. encontrado en el afloramiento de la muestra G-24A.



Figura 63. Afloramiento donde fue tomada la muestra G-24B en corte de carretera.

El punto de observación G-25, está ubicado en la carretera de tierra Cúpira-San José de Guaribe, a 4 km al sur de Cúpira. El afloramiento es una zona de cizallamiento, donde se observan plegamientos, cizallas y cabalgamientos. Se observa la intercalación de areniscas de 2 a 15 cm de espesor con lutitas grises, se estima una proporción equitativa entre areniscas y lutitas (Fig. 64). Se tomaron 2 muestras, la G-25A se trata de una arenisca de grano muy fino con niveles conglomeráticos, y la muestra G-25B-R es un rodado de arenisca de grano grueso a medio.



Figura 64. Afloramiento en el punto G-25, en zona de cizallamiento.

Desde el poblado de Cúpira hacia el sur se encuentran grandes afloramientos en cortes de camino, donde se observan capas de arenisca gruesa intercaladas con lutitas grises de la Formación Guárico en su facies flysch Río Orituco definida por CAMPOSet *al.* (1980), según la ubicación en el mapa geológico presentado por dichos autores (Figs. 65, 66, 67). El relieve de esta zona es más abrupta y alta que en los puntos de Boca de Uchire que están prácticamente al nivel del mar. Se tomó el punto de observación G-26, ubicado a 20 km al norte de San José de Guaribe, el cual está a orillas del río Grande, donde se observa el afloramiento en corte de carretera la intercalación de areniscas y lutitas con espesores entre 5-100 cm y 2-20 cm respectivamente, se estima la proporción en 95:5 y una orientación de estratificación N75W45N, como se observa en las figuras 68 y 69. Las capas se encuentran diaclasadas y fracturadas. Para la ubicación del punto de interés en esta parte se utilizó

también los mapas geológicos de PÉREZ DE ARMAS (2005), debido al detalle necesario por encontrarse en una zona estructuralmente compleja.



Figura 65. Capas de arenisca intercaladas con lutitas grises en carretera de tierra Cúpira-San José de Guaribe.



Figura 66. Afloramientos en carretera de tierra Cúpira-San José de Guaribe, donde se observan capas de arenisca gruesa masiva con bolones de meteorización esferoidal, intercaladas con lutitas grises verdosas.



Figura 67. Afloramientos de la Formación Guárico en el mismo recorrido desde Cúpira a San José de Guaribe, donde el porcentaje de lutitas es mayor respecto a la arenisca, las capas tienen orientación N60E50N.



Figura 68. Afloramiento en el río Grande a 20 km al norte de San José de Guaribe.



Figura 69. Izquierda: toma de muestra G-26 en areniscas pardas de grano medio a fino. Derecha: vista al norte de las capas en el afloramiento G-26, donde fluye el río Grande.

En la figura 70 se muestran los caminos sinuosos de tierra que van hacia el pueblo de Batatal, y la muestra G-27 tomada en la localidad. Debido a la descarga de la batería de la cámara fotográfica, no se pudo tomar fotografías en la localidad de la toma de muestra. Finalmente el punto de observación G-27, está ubicado 400 m al norte de Batatal. Se encuentran las capas en el camino de tierra a nivel del suelo, y se distingue con dificultad la intercalación de capas de areniscas y lutitas. Las areniscas son de color pardo claro y las lutitas son grises oscuro verdosas, características de la facies flysch de Guárico. Este punto se ubica en lo que CAMPOSet *al.* (1980) definen como la facies distal (facies Río Orituco), de la Formación Guárico. Dichos autores describen dicha facies como la alternancia de arenisca-lutitas monótonas ocupando lo que sería la parte central de la cuenca, y la cual está sobrecorrida al norte por la Formación Río Aragua (definida por dichos autores), mientras que hacia el sur forma la unidad principal de despegue de la llamada Faja Piemontina. La correlacionan a la llamada por BECK (1977), facies de Río Taguay de la Formación Guárico (en la zona de Taguay), siendo también esta última parte de la sedimentación distal de la cuenca del flysch.

Los rasgos geomorfológicos están controlados por la litología y las estructuras, ya que tectónicamente esta zona es bastante compleja porque se encuentran las unidades de la Faja Volcada y de la Zona de Fallas de Corrimiento, por lo tanto el relieve es bastante contrastante, entre los cerros y filas, altas y abruptas de unidades litológicas más competentes contra los cerros redondeados que genera la meteorización-erosión de la

Formación Guárico. ZAPATA (1976), indica para la zona de Boca de Uchire una edad fisiográfica de madurez temprana, donde los principales ríos poseen cauces amplios y describen curvas a su paso, y el drenaje se presenta integrado a los caracteres estructurales. Dicha autora indica que las secuencias tipo Bouma más frecuentes en esta zona son de tipo “b” (laminación paralela), con algunas entre “Ta-b-c”, “Tb-c”, “Ta” y “Tc”. Registra estructuras tipo estratificación gradada, capas masivas, laminación paralela, convoluta y cruzada, estructura cono en cono, huellas de carga, y estructuras slumping. Algunos icofósiles como *Granularia* sp., *Palaeodictyon* sp., *Helminthoida* sp., *Thalassinoides* sp., *Cosmorhapse* sp., *Octocoral* sp. y *Spiroraphe* sp. También muestra resultados de difracción de rayos X en lutitas donde es el cuarzo el mayor constituyente, con caolinita y clorita; y refiere a un comportamiento de las fracciones en tanto que a valores máximos de porcentaje de caolinita y clorita corresponden valores mínimos de cuarzo y viceversa.



Figura 70. Izquierda: caminos de tierra hacia la localidad de Batatal. Derecha: muestra G-27, arenisca de color gris meteoriza a pardo, de grano fino.

---

## **CAPÍTULO V**

### **5. ANÁLISIS PETROGRÁFICO**

#### **5.1. GENERALIDADES**

El presente capítulo contiene los resultados petrográficos cualitativos y cuantitativos obtenidos para las muestras tomadas en los afloramientos seleccionados a lo largo del cinturón de la Formación Guárico, exceptuando dos muestras (G-03 y G-10), que no fueron procesadas para sección fina por problemas técnicos. Las planillas utilizadas para el estudio petrográfico se muestran en el Apéndice B.

En primer lugar se presentan las características cualitativas texturales de las muestras de areniscas, grauvacas y conglomerados (descripción de componentes principales: granos, matriz, cemento y porosidad); seguidamente se muestra el estudio petrográfico de dos clastos tomados en el cuerpo de conglomerado del punto G-04; luego se presentará un breve estudio de los procesos diagenéticos observados, y finalmente se muestra la proporción y las características cuantitativas de los tipos litológicos obtenidos a partir de los triángulos de clasificación de PETTIJOHN, POTTER & SIEVER (1972) para areniscas y grauvacas; y PETTIJOHN (1975) para conglomerados. Dichos triángulos se presentan en el Apéndice B.

#### **5.2. COMPONENTES PRINCIPALES DE ARENISCAS, GRAUVACAS Y CONGLOMERADOS**

Entre los componentes principales se identifican: granos, matriz, cemento y porosidad; siendo los primeros divididos en: tipos de cuarzo, tipos de feldspatos, tipos de fragmentos de roca y accesorios presentes; se estudia la composición de la matriz y el cemento; y se identifica los tipos de porosidad observados.

##### **5.2.1. Granos**

###### **5.2.1.1. Cuarzo**

El cuarzo se presenta en las areniscas y grauvacas como el componente detrítico de mayor presencia, por el contrario en los conglomerados. Se identificaron dos tipos: cuarzo

monocristalino (de origen plutónico) y el cuarzo policristalino (de origen metamórfico). El cuarzo de origen metamórfico, generalmente se asocia a aquellos que presentan una extinción ondulatoria independientemente del tipo de cuarzo que sea. BENEDETTI & HERNÁNDEZ (2007), mencionan que los procesos de deformación y compactación que sigue a la diagénesis generalmente producen texturas acompañadas de una extinción ondulatoria mayor a  $5^\circ$ , por lo que recomiendan interpretar la textura que rodea al grano, sin embargo, la extinción y las inclusiones que presentan los granos son de mucha ayuda a la hora de identificar el origen para el caso ígneo.

#### ❖ Cuarzo monocristalino

Se identificó el cuarzo monocristalino de origen plutónico, por poseer extinción recta, o inclusiones como se observa en la figura 71. Los granos se muestran con variados tamaños arena, desde finos a medios, esporádicos gruesos (en los conglomerados los tamaños superan los gránulos y algunos guijarros); con bordes entre subredondeado a angulares y esfericidad que varía entre media-alta a media-baja llegando a muy baja (Fig. 72); no se puede establecer una relación directa entre el tamaño y la redondez de los granos. Se encuentra habitualmente reemplazado por calcita, y es abundante que se encuentre rodeado con cemento de cuarzo, que no permite distinguir a veces los bordes reales de los granos por la característica continuidad óptica del mismo.

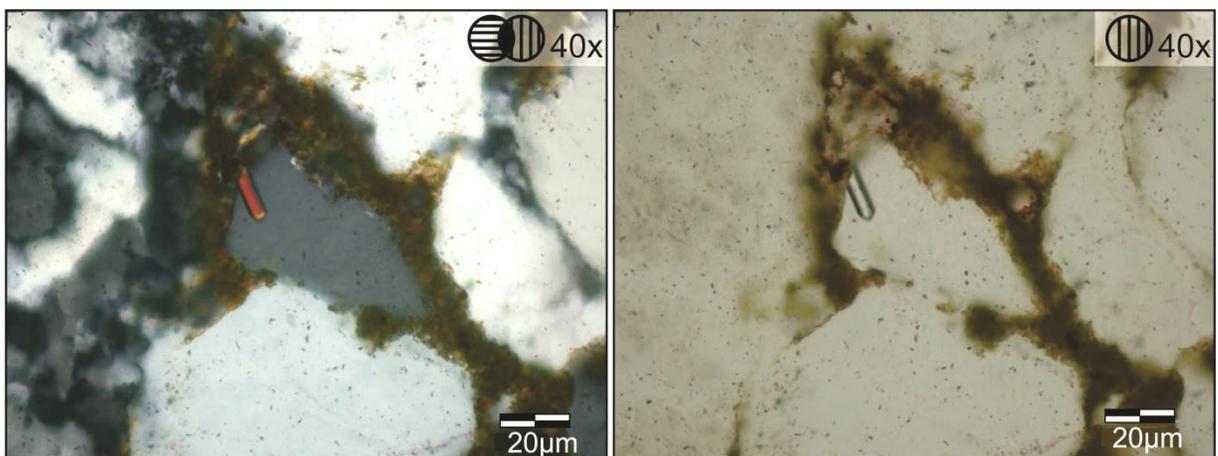


Figura 71. Cuarzo monocristalino plutónico subanguloso con inclusión de posible zircón. Muestra G-08.

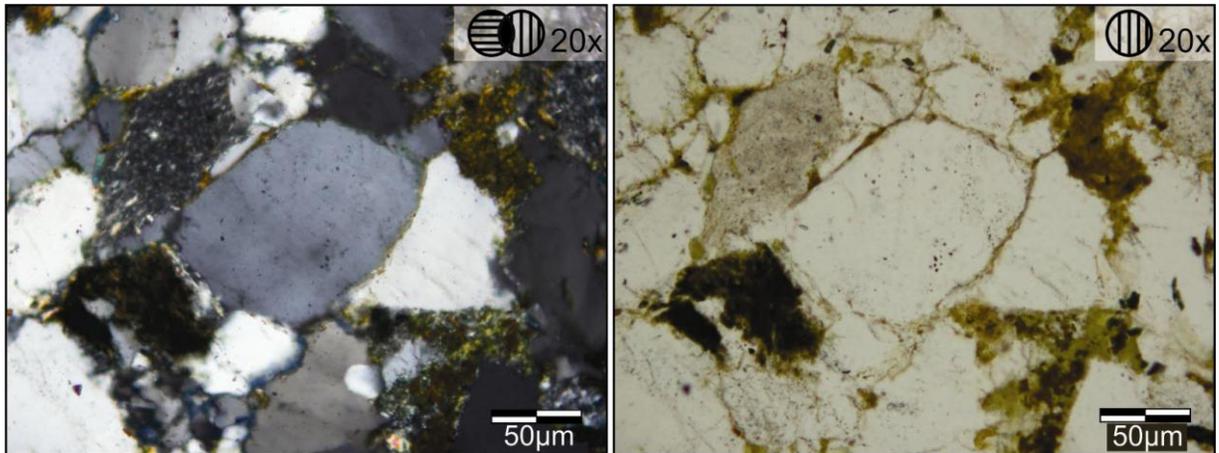


Figura 72. Cuarzo monocristalino plutónico redondeado. Muestra G-19A.

#### ❖ Cuarzo policristalino

El cuarzo policristalino identificado fue clasificado con origen metamórfico por sus característicos numerosos cristales en un grano con extinción ondulatoria (Fig. 73). Al igual que el cuarzo monocristalino, los granos de cuarzo policristalino se muestran con variados tamaños arena, desde finos a medios, esporádicos gruesos (en los conglomerados los tamaños superan los gránulos y algunos guijarros); con bordes entre subredondeado a angulares y esfericidad que varía entre media a media-baja llegando a muy baja.

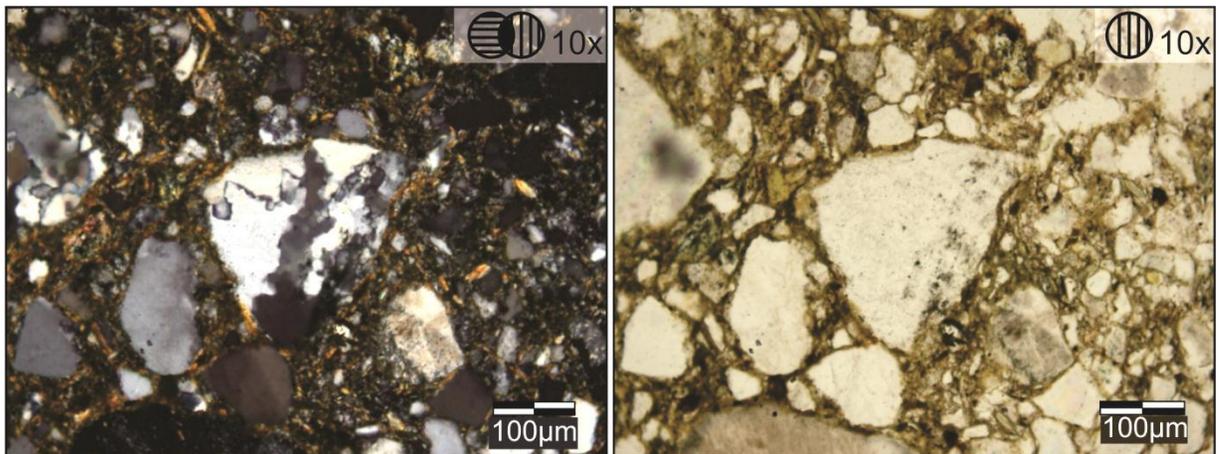


Figura 73. Cuarzo policristalino metamórfico de bordes subangulosos. Muestra G-19A.

#### 5.2.1.2. Feldespatos

Entre este grupo se identificaron: feldespato potásico y plagioclasas. Es usual que haya muestras de areniscas o grauvacas sin la presencia de plagioclasas, por el contrario del

feldespatos potásicos que están presentes en todas las muestras. En los conglomerados la presencia de feldespatos potásicos es prácticamente escasa, igualmente las plagioclasas.

#### ❖ **Feldespatos potásicos**

En este grupo se identificó el feldespato potásico tipo ortosa. Los tamaños de grano se restringen entre arena fina a media, con bordes subredondeados a subangulares, y esfericidad variada entre media-baja a baja, sin ninguna relación aparente (Fig. 74). La alteración es frecuente a minerales de arcilla. Es usual que presenten corrosión en los bordes por ser minerales metaestables. Los feldespatos se diferenciaron fácilmente del cuarzo monocristalino por su extinción ondulatoria y la figura biaxial.

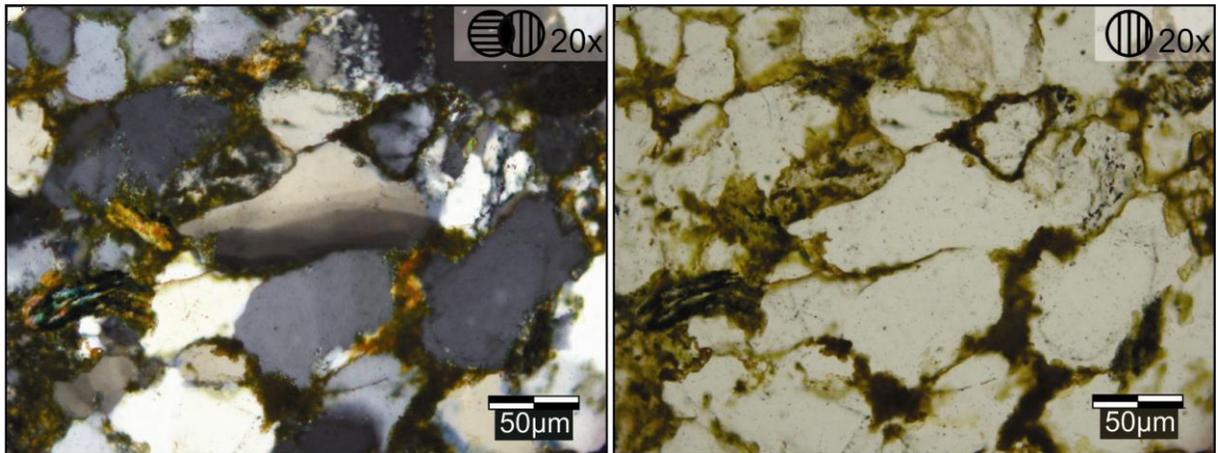


Figura 74. Feldespato potásico tipo ortosa, subangular a subredondeado, con evidente extinción ondulatoria. Muestra G-01.

#### ❖ **Plagioclasa**

Las plagioclasas usualmente identificadas fueron albita, oligoclasa, y esporádicas andesinas. Exhiben las características maclas polisintéticas (Fig. 75). Los tamaños de grano registrados se restringen entre arena fina a media, con bordes subredondeados, y esfericidad variada entre media-baja a baja, sin ninguna relación aparente. La alteración es frecuente a minerales de arcilla. Es usual que presenten corrosión en los bordes por ser minerales metaestables. En la muestra G-25A, la cual es un nivel de arenisca de tamaño de grano muy gruesa, de la región oriental (sur de la ciudad de Cúpira), se registraron dichos tamaños para las plagioclasas que presentan a su vez maclado de intercrecimiento (Fig. 76).

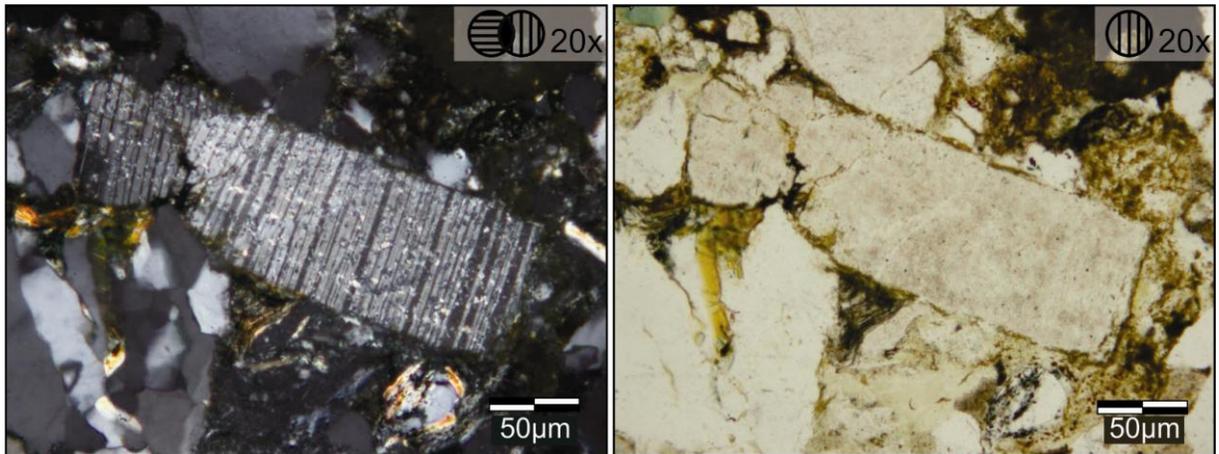


Figura 75. Plagioclase tipo oligoclase alargada y fracturada, subredondeada a subangular. Muestra G-02A.

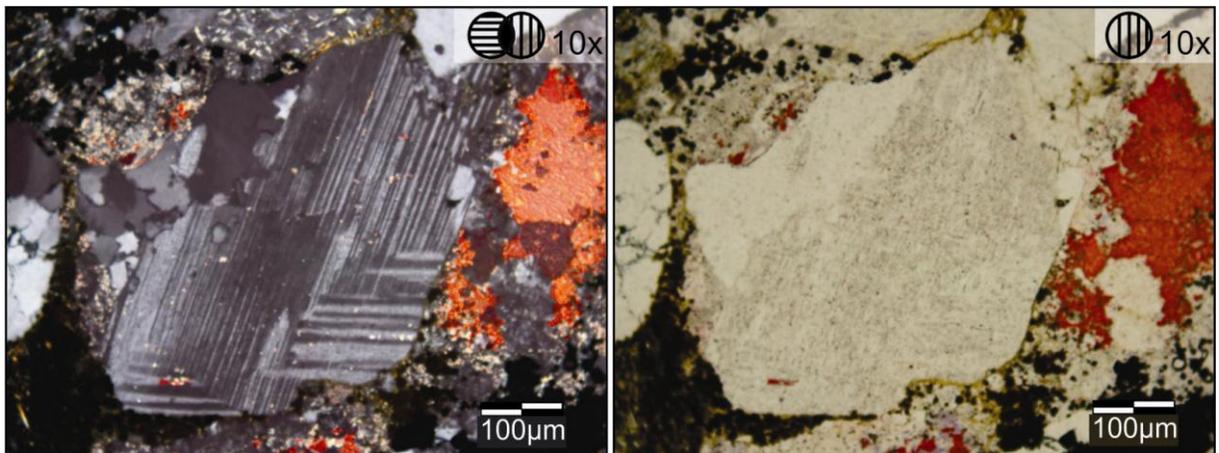


Figura 76. Plagioclase con intercrecimiento de maclas. Muestra G-25A.

### 5.2.1.3. Fragmentos de rocas

#### ❖ Fragmentos de ftanita o chert

Entre los fragmentos de rocas registrados se encuentran: chert (o ftanita detrítica), como se observa en la figura 77, posee una gran distribución sobre las muestras estudiadas, con tamaños arena variables desde finos a gruesos, con bordes subredondeados a angulares y esfericidad baja, no se observó ninguna relación textural especial. En la muestra de conglomerado G-14B-R, se observó un fragmento de chert de tamaño gránulo con cristales de dolomita rica en hierro, tamaño arena media (Fig. 78).

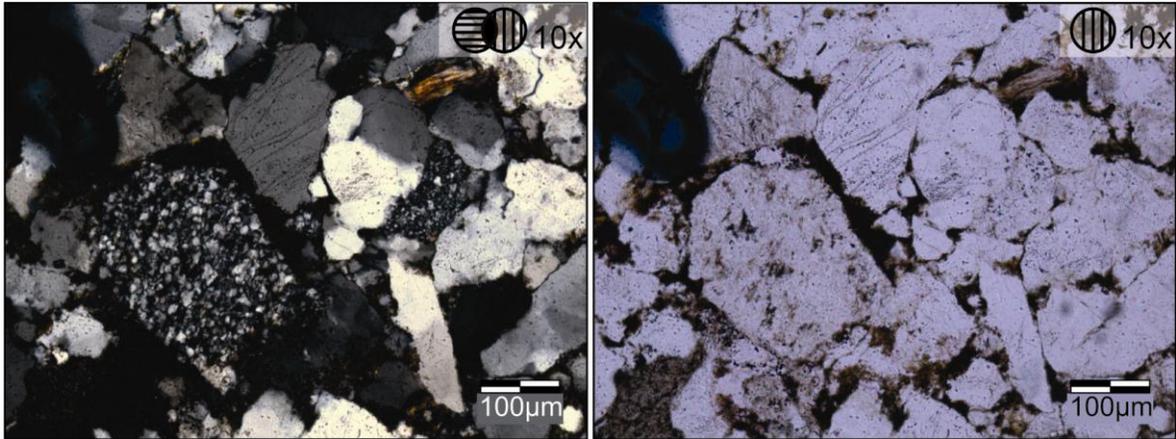


Figura 77. Fragmento de chert, señalado a la derecha con flecha roja. Muestra G-21.

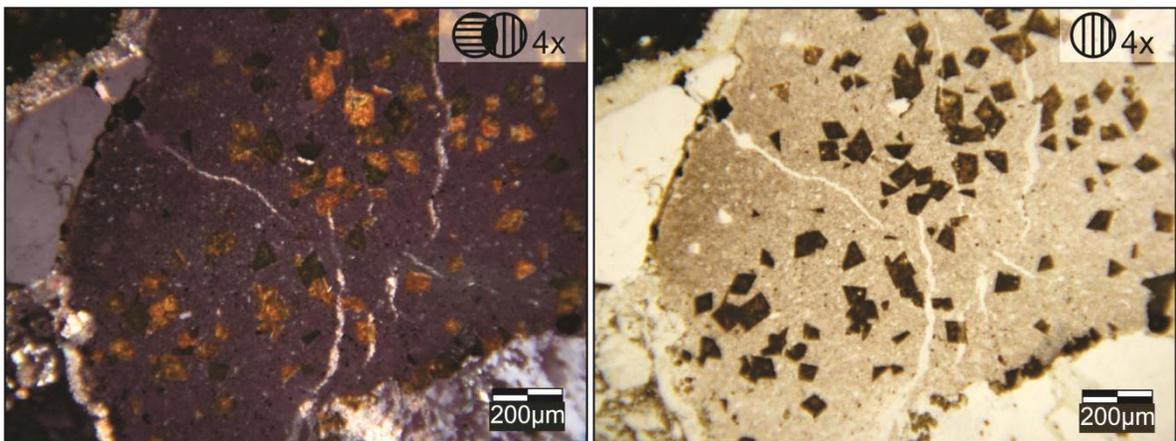


Figura 78. Fragmento de chert, con cristales de dolomita rica en hierro. Muestra G-14B.

#### ❖ Fragmentos de roca volcánica

Se encuentran fragmentos de rocas volcánicas metamórficas y no metamórficas.

-Los fragmentos de roca volcánicas metamórficas fueron clasificadas como metatobas de ceniza vítrea (Fig. 79). Se caracteriza por ser holohialina y afanítica, y está compuesta por una matriz vítrea microcristalina con presencia de pequeños cristales que posiblemente sean plagioclasas o moscovita primaria, las cuales en algunas muestras se observan alineadas y en otras no tanto. Este tipo de fragmentos de roca volcánica se encuentra distribuido en la mayoría de las muestras, y no se observaron en los conglomerados. Presentan un tamaño generalmente medio, con bordes subangulares y esfericidad baja a muy baja.

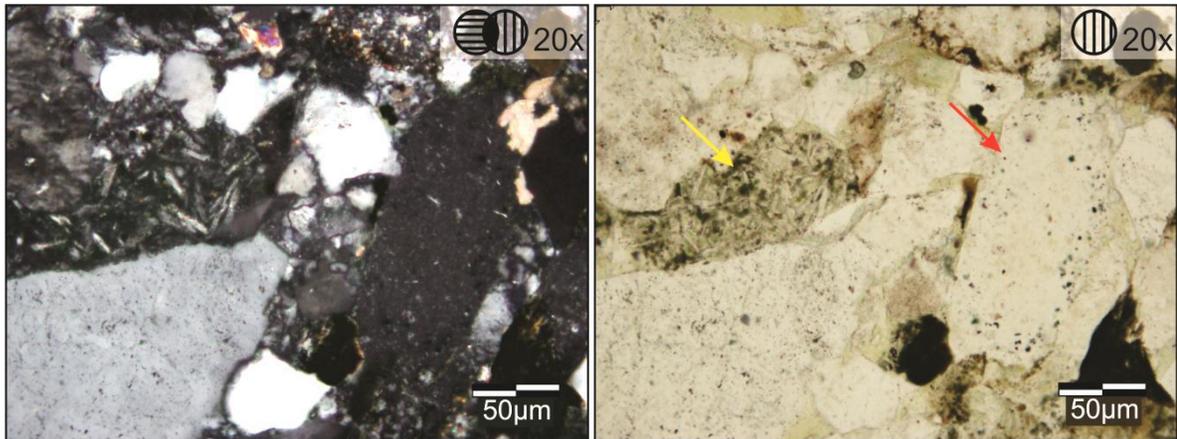


Figura 79. Fragmento de metatoba de ceniza vítrea, con la pseudoalineación de pequeños cristales de posible plagioclasas, señalado a la derecha con flecha roja; y señalado con flecha amarilla un fragmento de roca volcánica tipo lava. Muestra G-04.

- Los fragmentos de roca volcánica no metamórficas fueron clasificadas como lavas, de tipo andesita. Se caracteriza por ser hipocristalina, afanítica (Fig. 80). Se compone principalmente de microlitos de plagioclasa (posiblemente andesina), desorientados, presentando una textura afieltrada, con alteración a minerales de arcilla. Los granos se muestran en tamaño generalmente medio, de bordes muy angulosos con algunos subredondeados y esfericidad baja a muy baja. Estos fragmentos se encuentran solo en las muestras pertenecientes a la Zona-1 previamente definida (Fig. 24, Capítulo IV), ubicada en el extremo occidental de la Formación Guárico; con excepción de la muestra G-25B, al suroeste de Cúpira en el extremo nororiental, que si presenta este tipo de fragmentos.

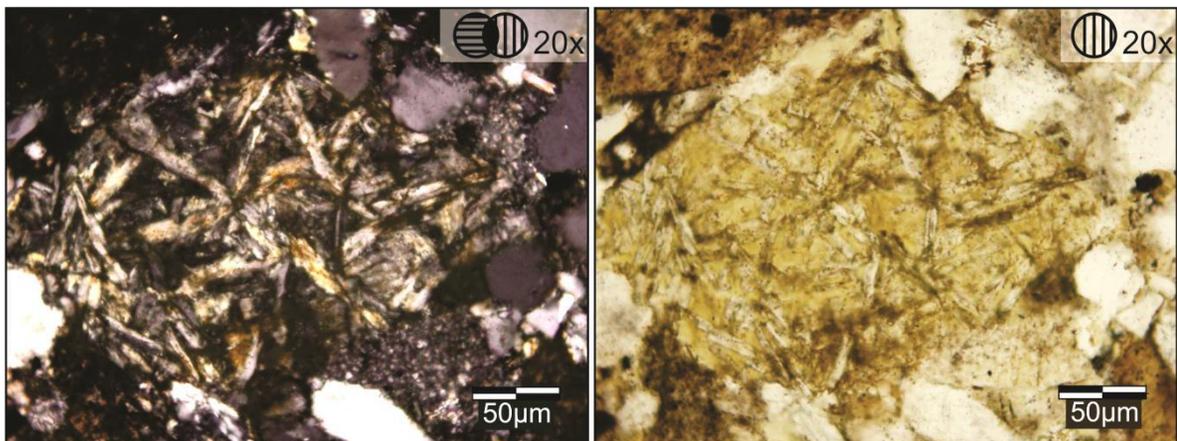


Figura 80. Fragmento de roca volcánica tipo lava andesítica. Muestra G-02A.

### ❖ Fragmentos de rocas metamórficas

Se encuentran fragmentos de filitas en las areniscas y grauvacas, y esquistos de variados tamaños de grano y composición en los conglomerados.

-Fragmentos de filita cuarzo micácea, la foliación lepidoblástica se observa con la intercalación de delgadas franjas pseudo deformadas de granos de cuarzo alineados con micro franjas de micas a su vez alineadas (Fig. 81). Los fragmentos son generalmente de tamaño medio y escasos finos, con bordes subredondeados a subangulares, y esfericidad media a baja. Estos fragmentos se encuentran en la mayoría de las muestras de areniscas y grauvacas. La presencia en los conglomerados es más abundante (Fig. 82).

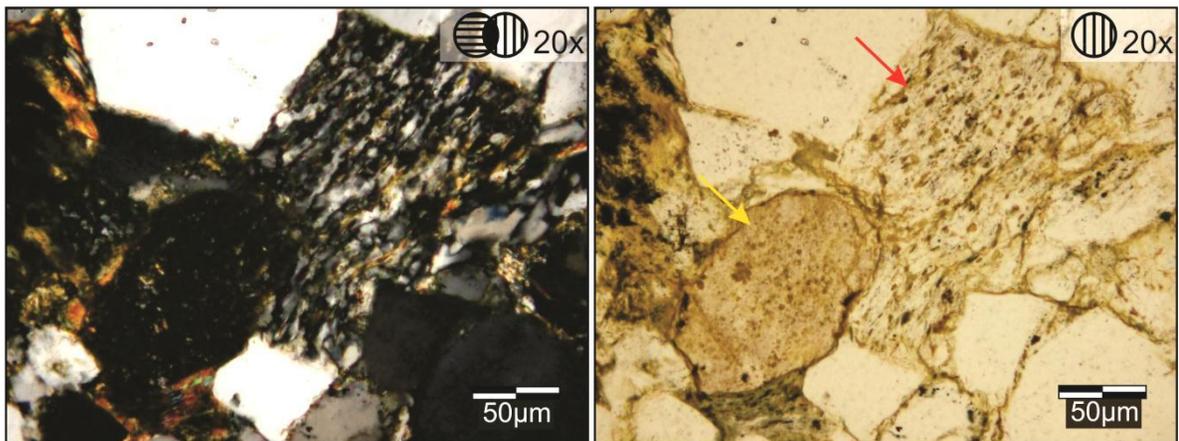


Figura 81. Fragmento de filita cuarzo micácea señalada con la flecha roja, nótese la diferencia de texturas con el fragmento de roca volcánica señalada con la flecha amarilla. Muestra G-17B.

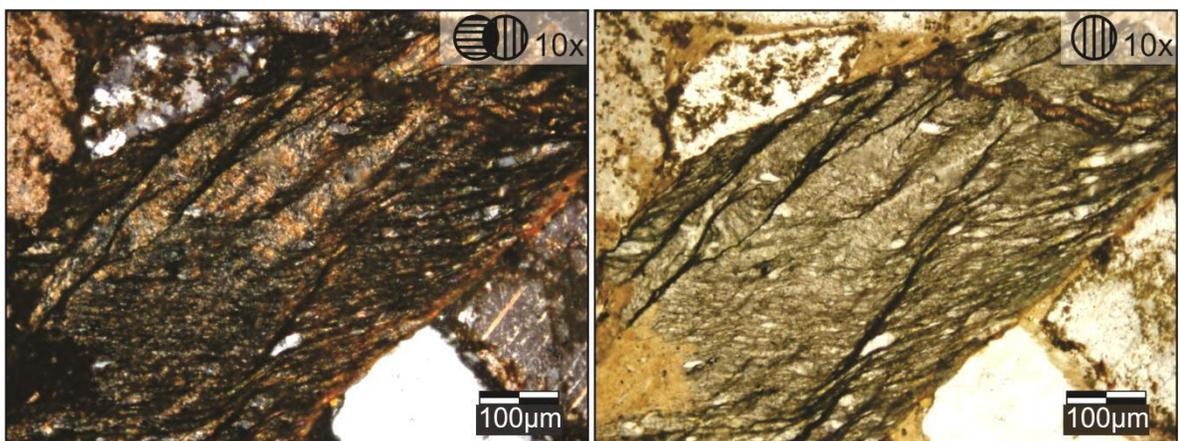


Figura 82. Fragmento de roca metamórfica tipo filita Muestra G-06.

-Fragmentos de esquistos. Estos fragmentos se encuentran de variados tamaños y composición en la muestra de conglomerado G-14B-R, y en la muestra G-25A (nivel de arenisca de grano grueso, al suroeste de Cúpira). Son fragmentos de tamaños arena entre gruesos a muy gruesos, con bordes redondeados a subangulares, con muy baja esfericidad, tienden a ser fragmentos alargados. Se puede apreciar la facilidad de estos tipos litológicos a deformarse y fracturarse bajo condiciones de compactación.

Para empezar, en la muestra de conglomerado G-14B-R se observó un solo grano con foliación marcada, que posiblemente se puede clasificar como un esquisto cuarzo biotítico que se encuentran alterando a clorita (Fig. 83).

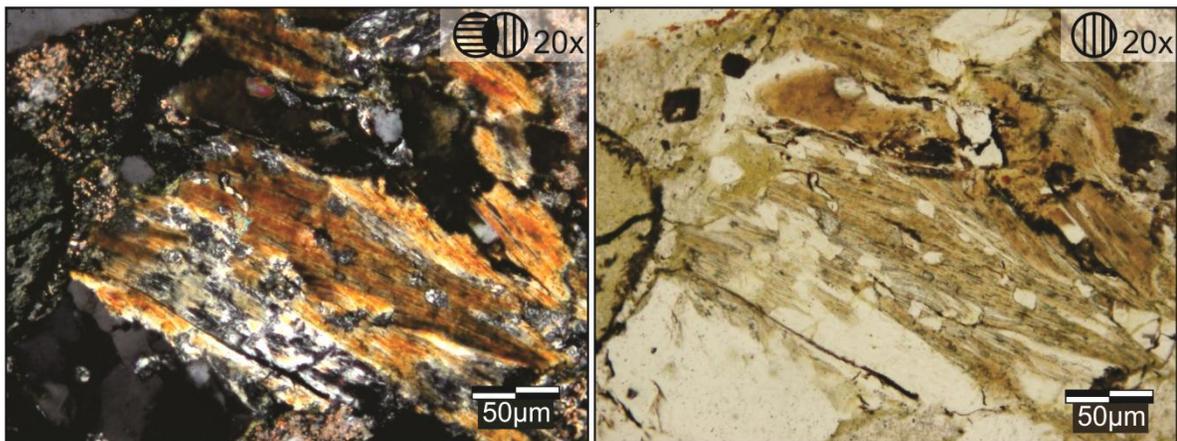


Figura 83. Fragmento de posible esquisto cuarzo biotítico alterando a clorita. Muestra G-14B-R.

Seguidamente en la muestra G-25A, se observaron: 1- un grano de esquisto cuarzo micáceo, donde los blastos de cuarzo de tamaño arena media a fina tienen forma de ojos. Se observa cierto bandeamiento con las franjas de micas en una especie de textura tipo augengneis en escala reducida (Fig. 84). Y 2- un grano de esquisto cuarzo clorítico, donde se observa el bandeamiento entre la clorita azulada y los granos de cuarzo en forma de ojos deformados, como se observa en la figura 85.

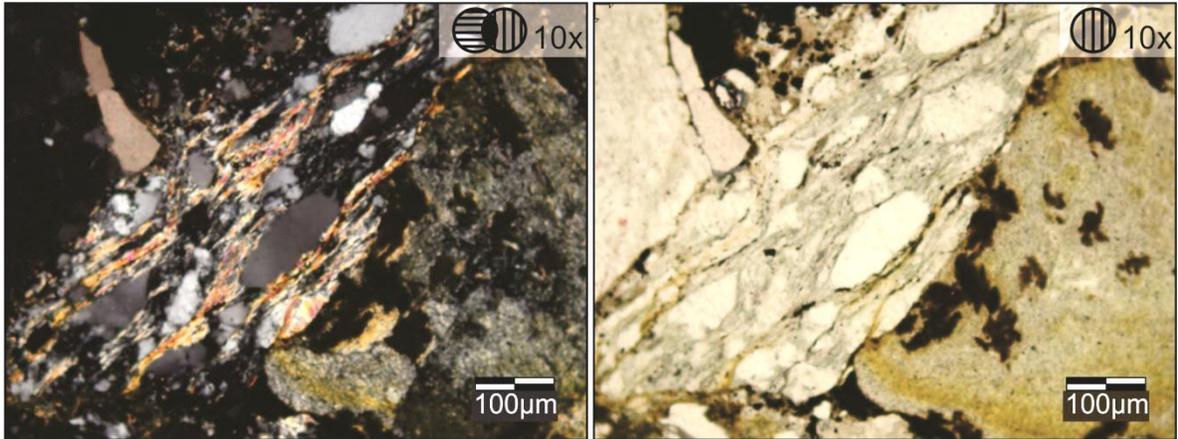


Figura 84. Fragmento de esquistos cuarzo micáceo, con blastos de cuarzo en forma de ojos. Muestra G-25A.

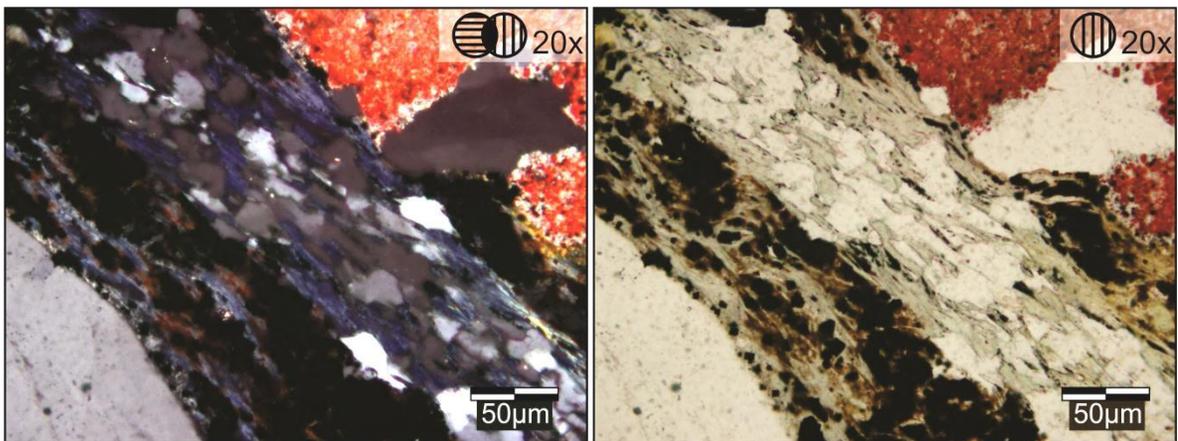


Figura 85. Fragmento alargado de esquistos cuarzo clorítico (azul). Muestra G-25A.

-Se observaron también fragmentos de cuarcita, es muy poco común en las muestras de areniscas y grauvacas (Fig. 86). Se observó un fragmento en la muestra de conglomerado G-14B como se muestra en la figura 87. Son granos de bordes redondeados a subredondeados, con esfericidad media-alta a baja. El tamaño se adapta al tipo litológico donde se observó.

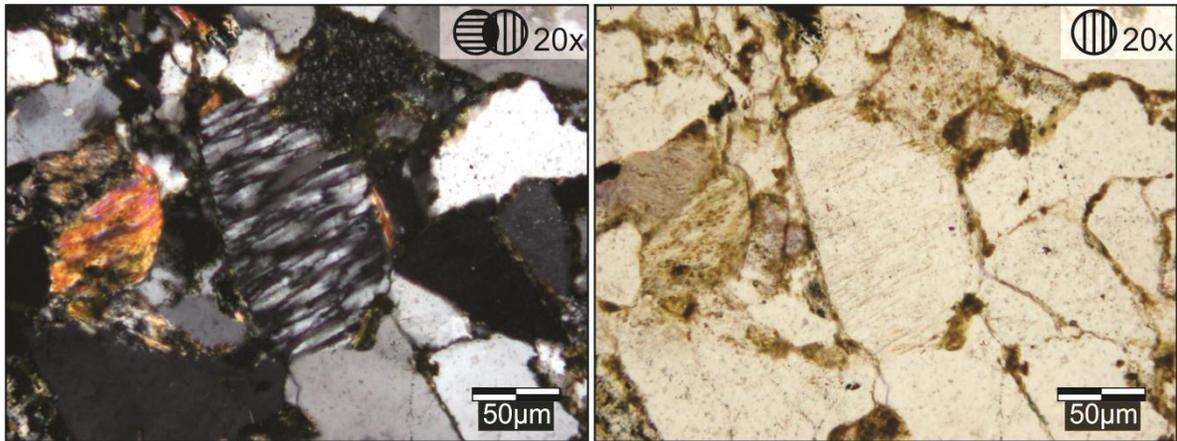


Figura 86. Fragmento de cuarcita. Muestra G-24B.

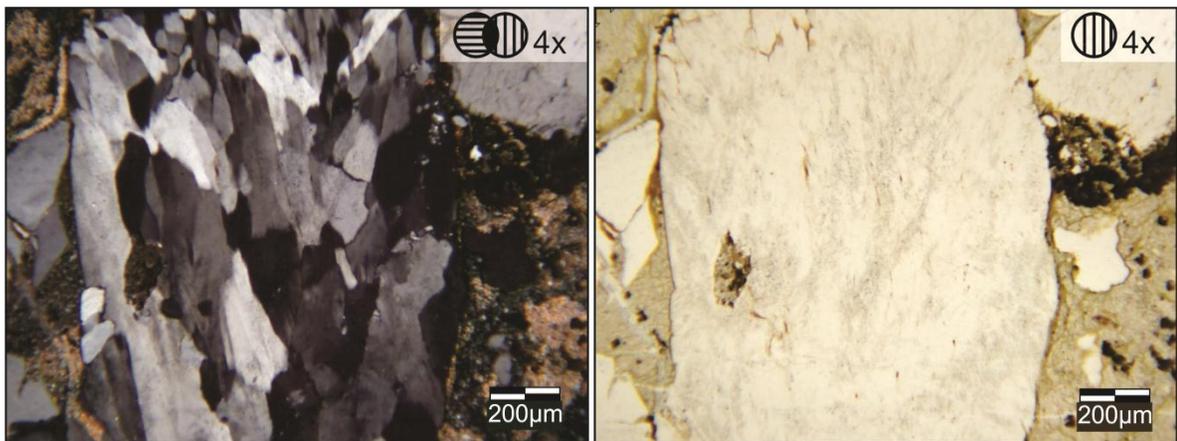


Figura 87. Fragmento de cuarcita en el conglomerado. Muestra G-14B.

#### ❖ Fragmentos de rocas sedimentarias

Estos fragmentos se encuentran distribuidos en la mayoría de las muestras de areniscas y grauvacas. Tienen una presencia más abundante en las muestras de conglomerados donde se observan variados colores. Se distingue la presencia de fragmentos de lutitas y algunas limolitas en las muestras de areniscas y grauvacas, mientras que en los conglomerados se encuentran, además de éstas, fragmentos de grauvacas y carbonatos. Solo en la muestra G-25A, se identificó un fragmento de arenisca cuarzosa. Básicamente los tamaños son variados en las areniscas y grauvacas, entre tamaños arena media a gruesa; en los conglomerados pueden llegar a gránulos; con bordes redondeados y esfericidad media-alta a baja. Es apreciable la facilidad de estos fragmentos a deformarse dentro de las rocas a causa del efecto de compactación.

-Las lutitas son las más comunes en las muestras de areniscas y grauvacas, de colores pardos oscuros y no se diferencian sus componentes de minerales de arcillas (Fig. 88). Se diferencian de los fragmentos volcánicos tipo ceniza por el color pardo en nícoles paralelos producto de la materia orgánica que contienen las lutitas. Un fragmento de lutita tipo Querecual se observó en el conglomerado G-06 (Fig. 89).

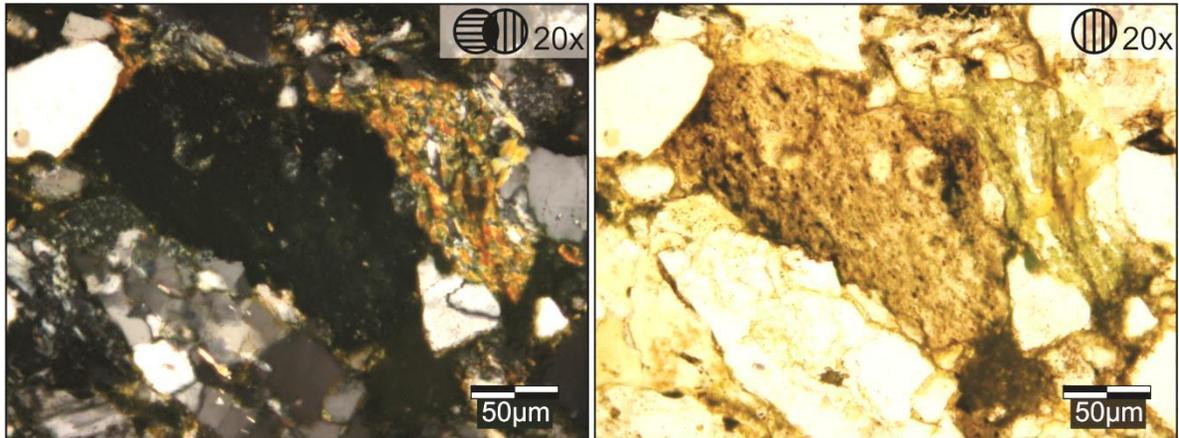


Figura 88. Fragmento de lutita. Muestra G-02A.

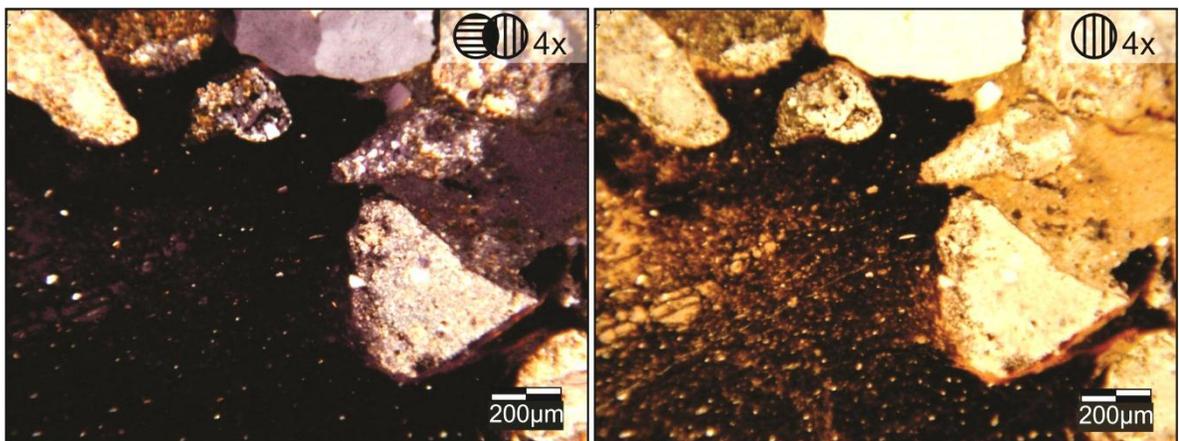


Figura 89. Fragmento de lutita tipo Querecual. Muestra G-06.

-Las limolitas son las menos comunes en las muestras de areniscas y grauvacas, y muestran algunos granos de cuarzo en la matriz de minerales de arcillas. En el conglomerado G-06 es el tipo de fragmento de mayor porcentaje luego de las lutitas (Fig. 90).

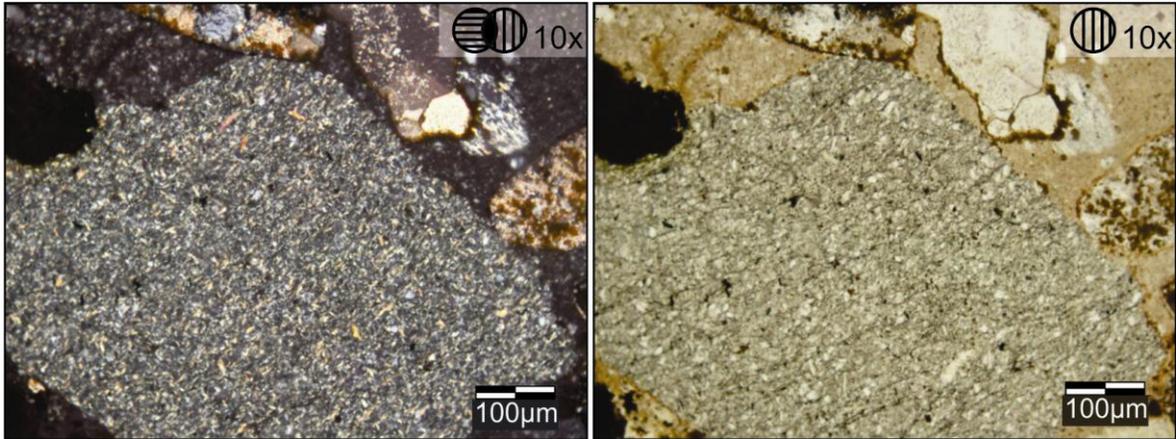


Figura 90. Fragmento de limolita en conglomerado. Muestra G-06.

-Grauvas cuarzosas se observaron en el conglomerado G-06 y en la muestra G-25A. Solo fueron observados un par de este tipo de fragmentos. Los granos de cuarzo (y posibles feldespatos) se encuentran en una matriz de minerales de arcilla (Fig. 91).

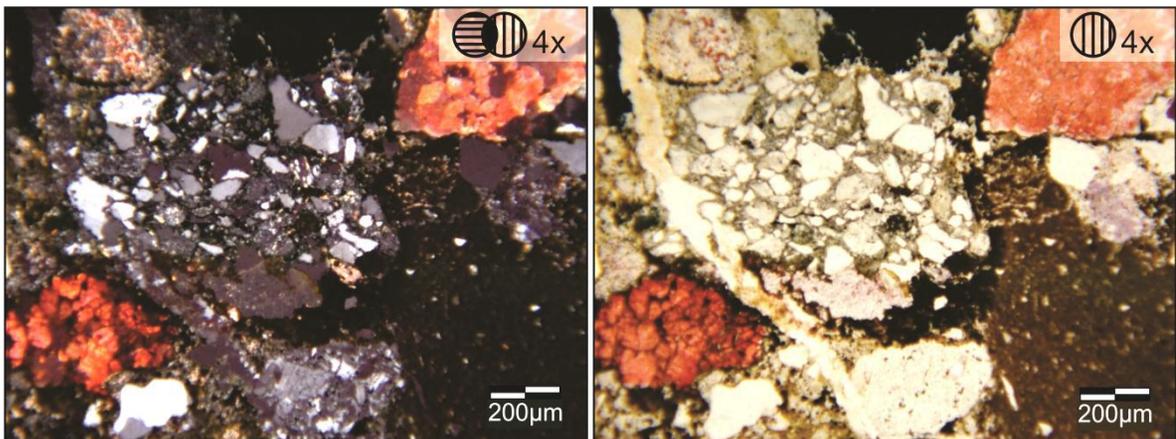


Figura 91. Fragmento de grauvasa cuarzosa. Muestra G-25A.

-Un fragmento de arenisca cuarzosa de 1mm tamaño fue identificado en la muestra G-25A. Los granos de cuarzo presentan contactos cóncavo-convexos, y se observa un zircón redondeado (Fig. 92).

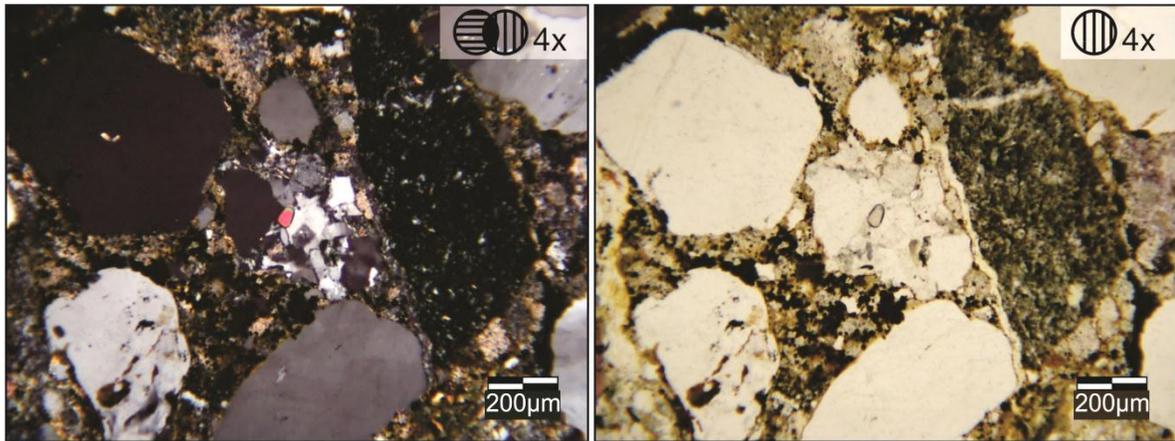


Figura 92. Fragmento de arenisca cuarzosa con grano de zircón. Muestra G-25A.

- Los granos carbonáticos de tamaños entre arena muy gruesa a gránulos, se encuentran en los conglomerados y en la muestra G-25A. Los primeros a describir se tratan de granos de lo que parecen granos de cuarzo de una posible arenisca cuarzosa, o cuarzo policristalino, casi completamente reemplazado por calcita (microespato), manteniendo el borde del grano como se observa en la figura 93.

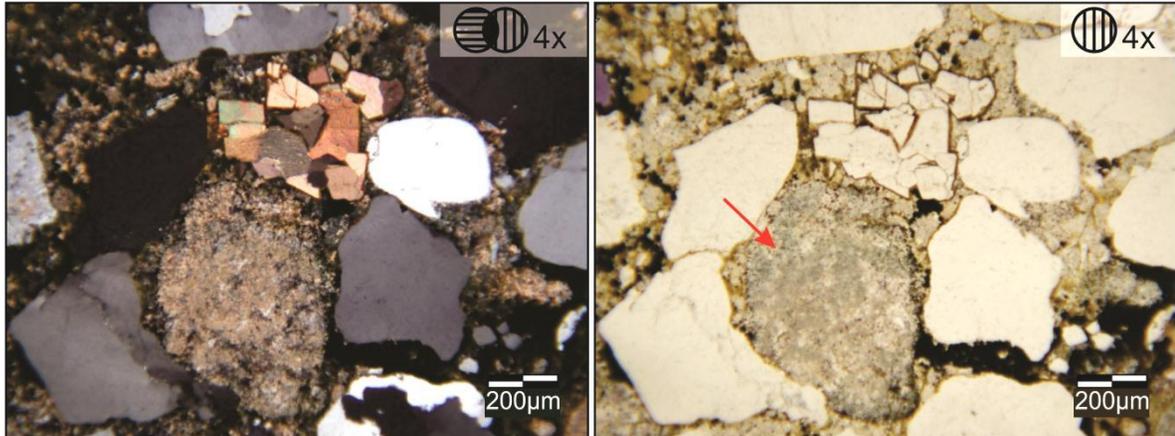


Figura 93. Fragmento carbonático señalado con flecha roja. Muestra G-25A.

#### 5.2.1.4. Accesorios

Los accesorios representan el menor porcentaje presente en las muestras de areniscas y grauvacas. En los conglomerados no se observaron minerales accesorios. Se encuentran de mayor a menor abundancia y distribución en las muestras de arenisca y grauvacas como sigue a continuación.

### ❖ Zircón

El zircón posee tamaños arena de muy fina a fina, con bordes subredondeados y subangulares (Fig. 94).

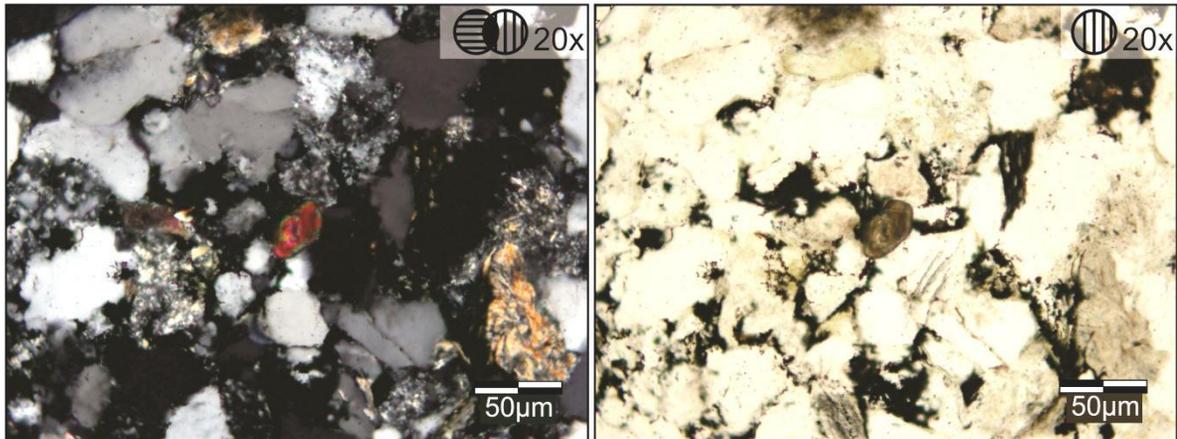


Figura 94. Grano de zircón. Muestra G-17A.

### ❖ Moscovita

Los granos de moscovita son alargados y presentan tamaños muy variados, que van desde arena fina a media, y los bordes son angulares, con esfericidad muy baja (Fig. 95).

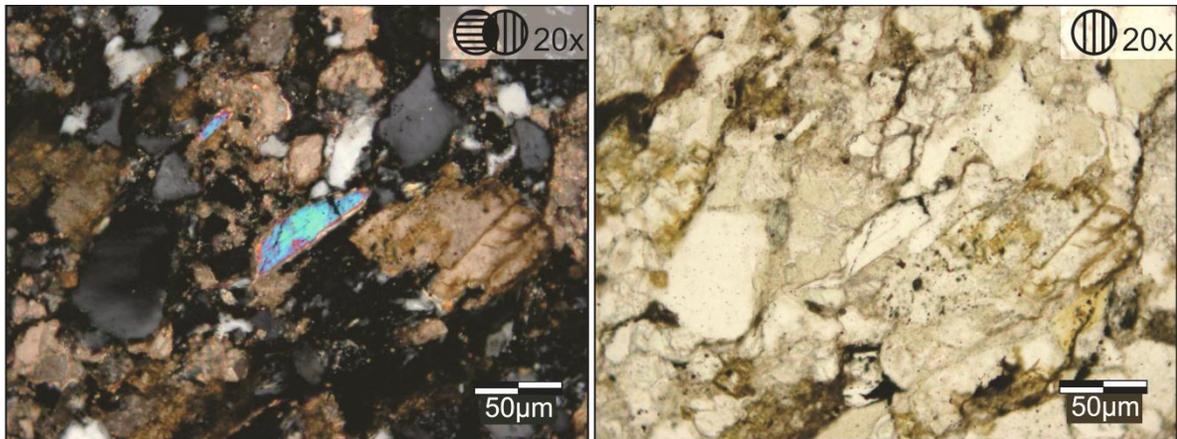


Figura 95. Grano detrítico de moscovita. Muestra G-15A.

### ❖ Clorita

Los granos de clorita presentan tamaños arena fina a media, con bordes subredondeados y esfericidad media-alta (Fig. 96). Se trata de clorita pseudomorfa de biotita de color azul oscuro.

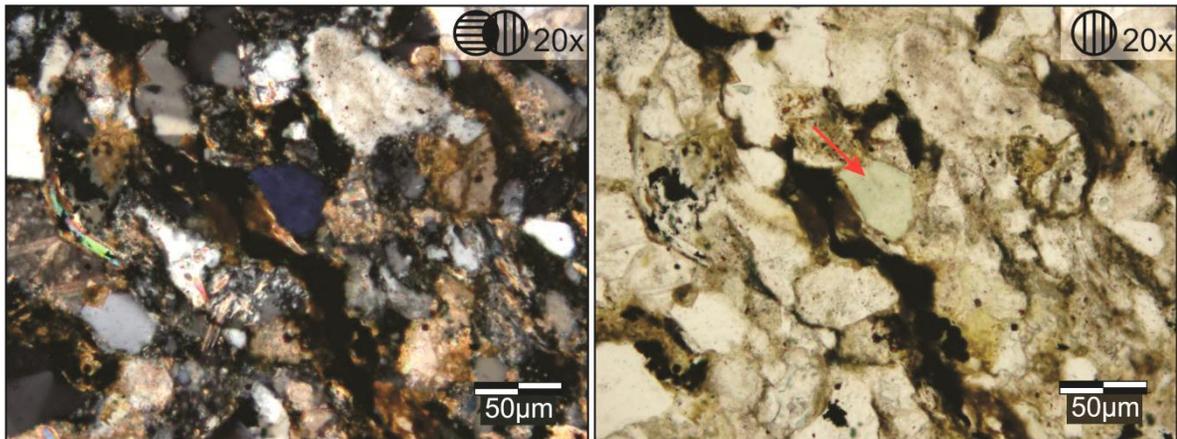


Figura 96. Grano de clorita detrítica señalada con flecha roja. Muestra G-15A.

#### ❖ Biotita

Los granos detríticos de biotita presentan tamaño arena fina, con bordes subredondeados a redondeados, y esfericidad media-alta (Fig. 97).

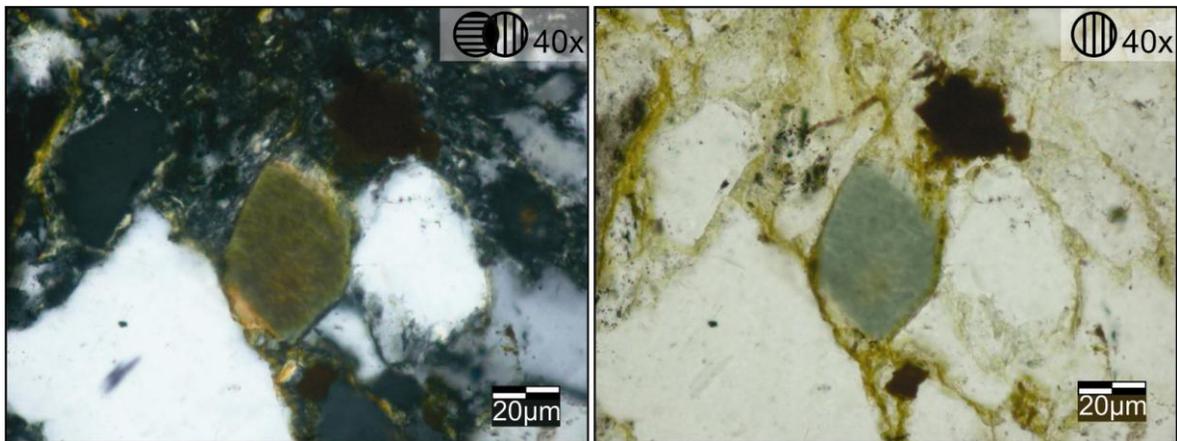


Figura 97. Grano de biotita detrítica. Muestra G-19B.

### 5.2.2. Matriz

La matriz observada en las muestras de areniscas, grauvacas y conglomerados se describe por su composición de minerales de arcilla.

La matriz presente en las muestras de areniscas y grauvacas, es generalmente de color pardo, algunas veces es amarillenta lo que sugiere la presencia de limonita en su composición. Se concluye que está constituida por minerales argiláceos, posiblemente entre

caolinita, clorita, sericita; combinado con la presencia de algunos minerales de hierro como limonita y hematita (Fig. 98). En los conglomerados se observan parches de la matriz arcillosa, pero esta se encuentra casi por completo reemplazada por material carbonático.

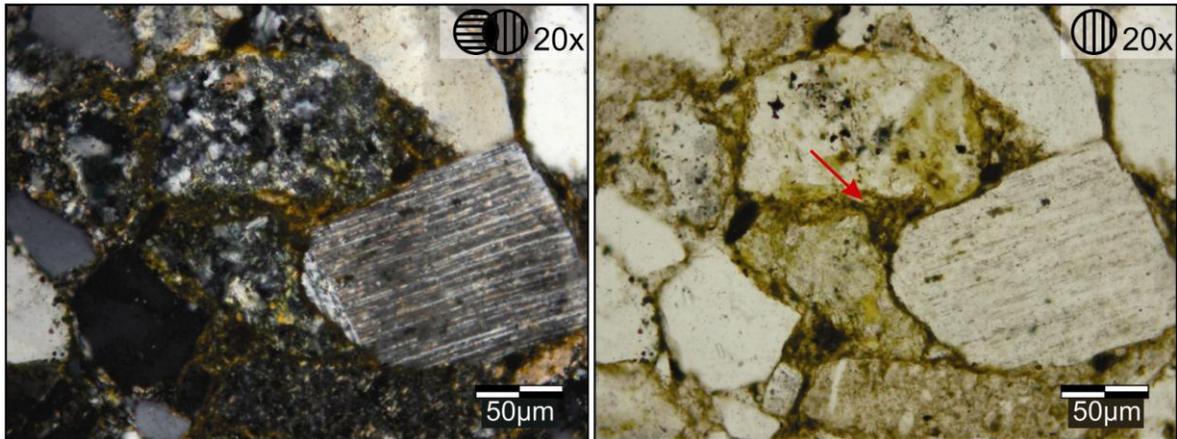


Figura 98. Matriz de minerales de arcilla señalada con flecha roja. Muestra G-12A.

### 5.2.3. Cemento

Se identificaron los tipos de cemento presentes en las muestras de arenisca, grauvacas y conglomerados, de acuerdo a su composición y en orden de abundancia: sílice, minerales de arcilla (smectita, caolinita, clorita), minerales de hierro (hematita, limonita) y carbonático (calcita, dolomita).

#### 5.2.3.1. Cemento de sílice

El cemento de sílice es el más abundante en las muestras de areniscas y grauvacas estudiadas. Algunas veces no permite diferenciar los contactos reales entre granos, y resulta difícil diferenciarlo a simple vista, ya que se presenta como crecimiento secundario en continuidad óptica y cristalográfica. También se observa dicho sobrecrecimiento de sílice en los granos detríticos de cuarzo en los conglomerados, sin embargo es el menos abundante en este tipo litológico (Fig. 99).

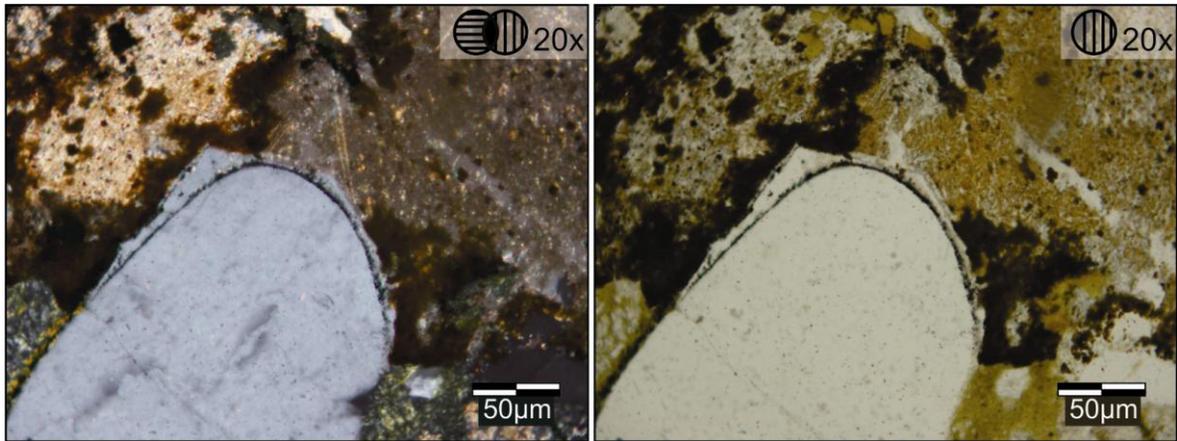


Figura 99. Cemento de sílice como sobrecrecimiento de granos. Muestra G-14B.

### 5.2.3.2. Cemento de minerales de arcilla

Los cementos de minerales de arcilla son bastante comunes en estas muestras de la Formación Guárico. Se distinguen minerales como smectita, caolinita (alterando a clorita) y clorita.

#### ❖ Smectita

Se presenta como cristales tamaño arena fina a muy fina, rodeando a los granos de minerales detríticos (Fig. 100).

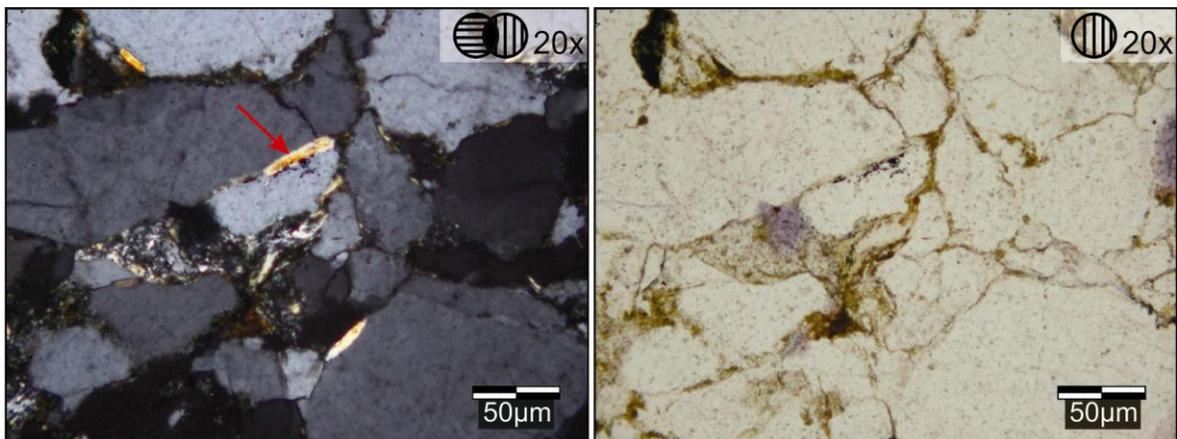


Figura 100. Cemento de smectita entre granos. Muestra G-24B.

#### ❖ Clorita

Este tipo de cemento es bastante común en las muestras de areniscas y grauvacas. Se presenta de variados tamaños entre arena fina a media (Fig. 101).

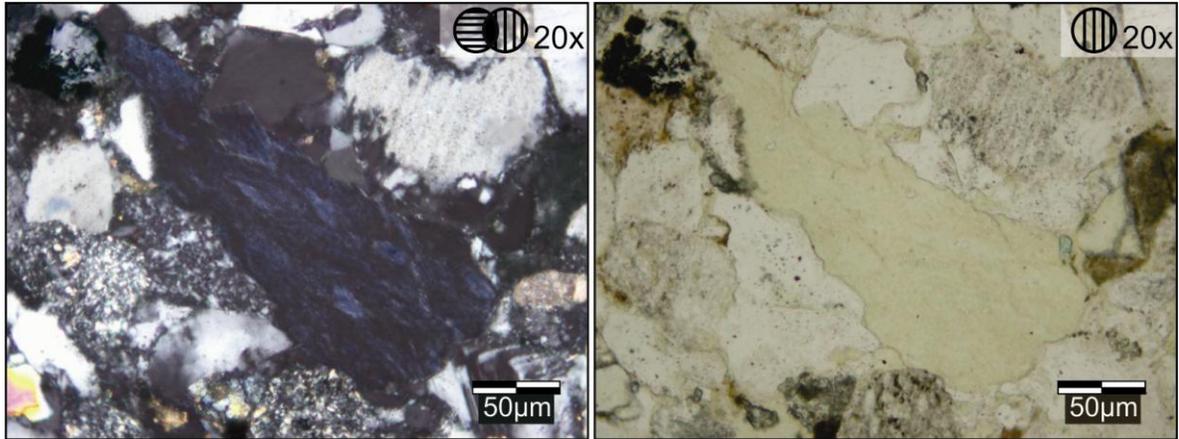


Figura 101. Cemento de clorita. Muestra G-04A.

### 5.2.3.3. Cemento de minerales de hierro

Entre los cementos de minerales de hierro se tienen limonita, goetita y hematita como las más comunes en las muestras de areniscas y grauvacas (Fig. 102). Es usual que se encuentren relleno de poros, forros de granos y enmascarando la matriz. En la muestra G-25A se registra pirita asociado a hematita y limonita (Fig. 103).

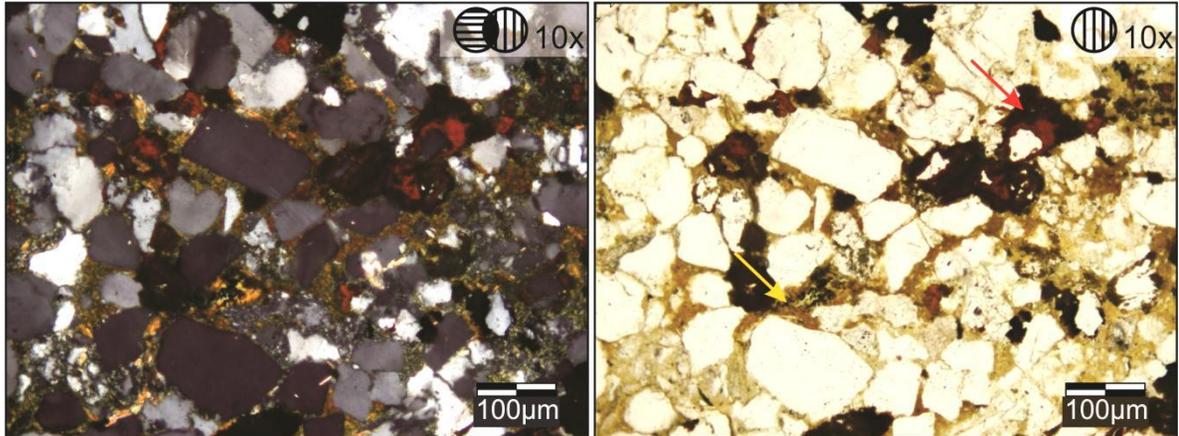


Figura 102. Cementos de goetita (flecha roja) y limonita (flecha amarilla) tiñendo la matriz. Muestra G-19B.

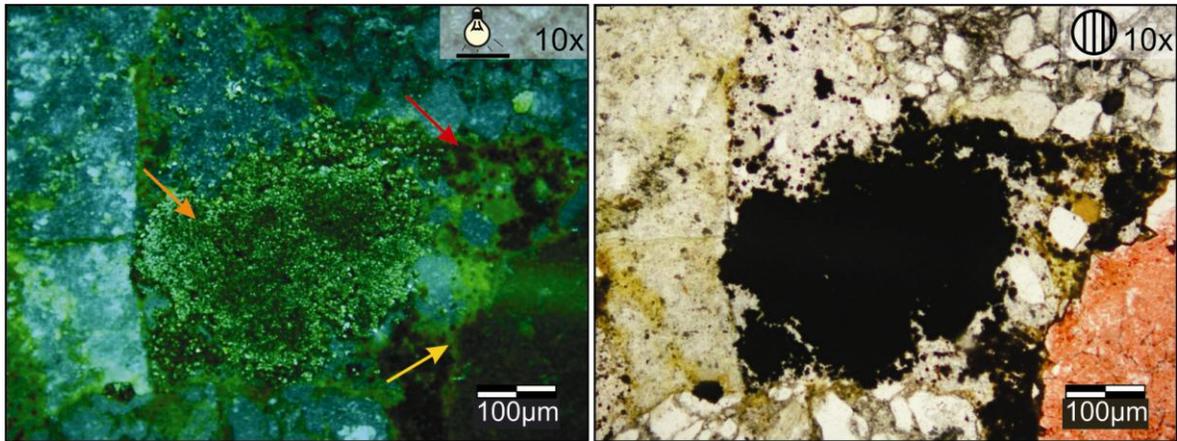


Figura 103. Cementos de pirita (flecha naranja), hematita (flecha roja) y limonita (flecha amarilla).  
Muestra G-25A.

#### 5.2.3.4. Cemento carbonático

El cemento carbonático es usual en las muestras de areniscas y grauvacas, como pequeños parches entre los granos, y reemplazando además los granos y la matriz. En los conglomerados el cemento carbonático se encuentra reemplazando la matriz presuntamente arcillosa en forma de microespato. Se identificó cemento de calcita en las muestras G-04A (Zona-1), G-15A y B (Zona-3), G-25A; y cemento de dolomita en el conglomerado G-14B (Zona-2).

##### ❖ Calcita

La calcita se presenta como parches entre los granos y sobre estos, en forma de espato generalmente. Se genera como reemplazo de los granos detríticos en las areniscas y grauvacas como se observa en la figura 104, donde los cristales de calcita se cree son ricos en magnesio para generar esos vértices, sin llegar aun a ser dolomita. En los conglomerados y en la muestra G-25A se encuentra en forma de microespato para reemplazar a la matriz arcillosa, y además genera parches de varios cristales tipo espato.

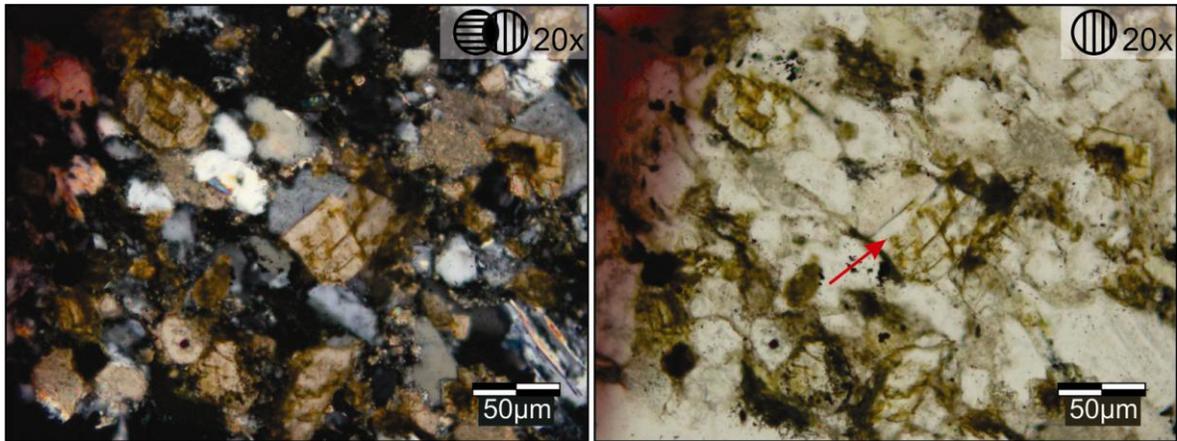


Figura 104. Cementos de calcita. Muestra G-15A.

#### ❖ Dolomita

Este tipo de cemento se observó en los conglomerados y en la muestra G-25A. Se muestra como parches de cristales de dolomita bien formados, con tamaños arena media a fina como se observa en la figura 105.

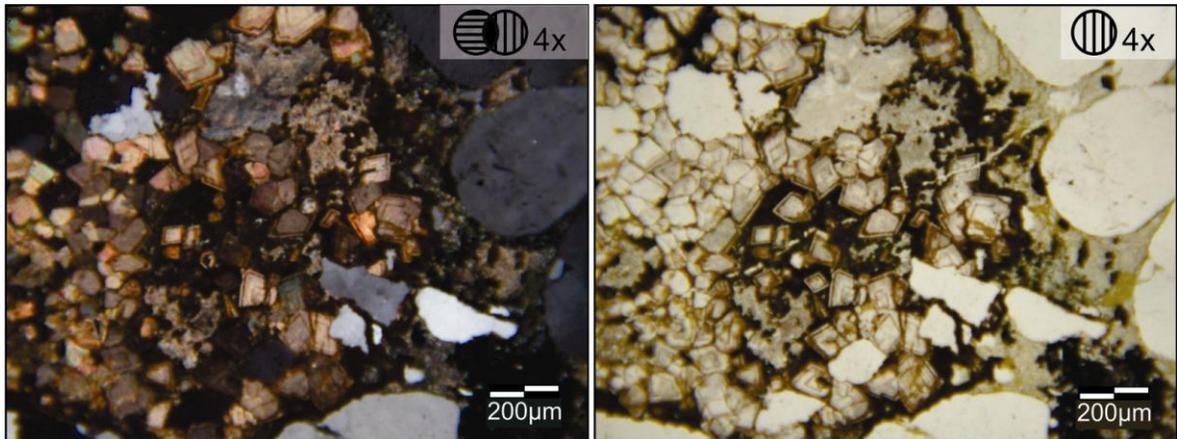


Figura 105. Cemento de dolomita, rodeada de cemento de minerales de hierro (opaco). Muestra G-14B.

#### 5.2.4. Porosidad

La porosidad más común identificada es la porosidad por disolución de granos y matriz, con un promedio de 3-4%. Se pudo observar porosidad por fractura e inducida, sin embargo, en la mayoría de las muestras fue difícil la identificación debido a la carencia del tñido azul. En la figura 106 se presenta la porosidad por disolución de granos, este efecto es usual en granos sin distinción de estabilidad química. Es usual encontrar que los poros estén siendo rellenados por cemento de minerales de hierro (Fig. 107).

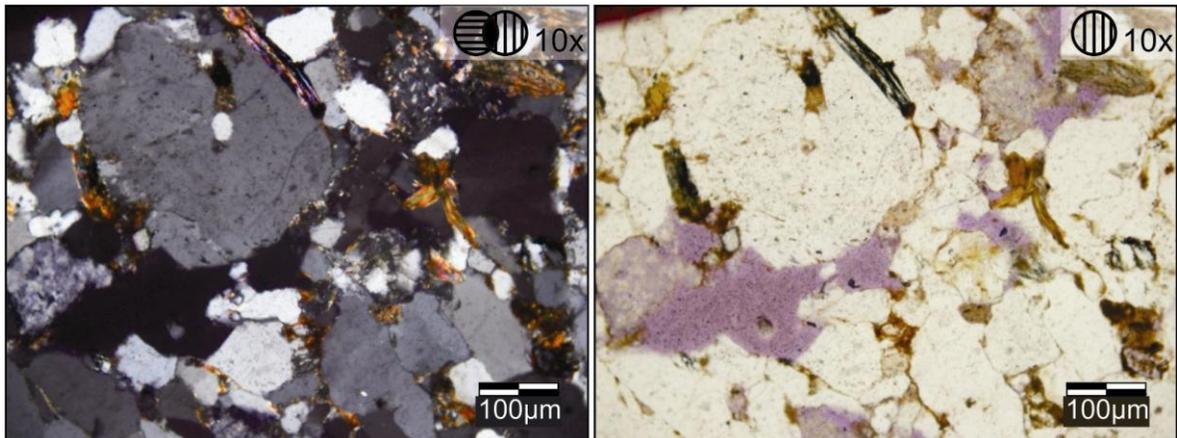


Figura 106. Porosidad por disolución de granos. Muestra G-23.

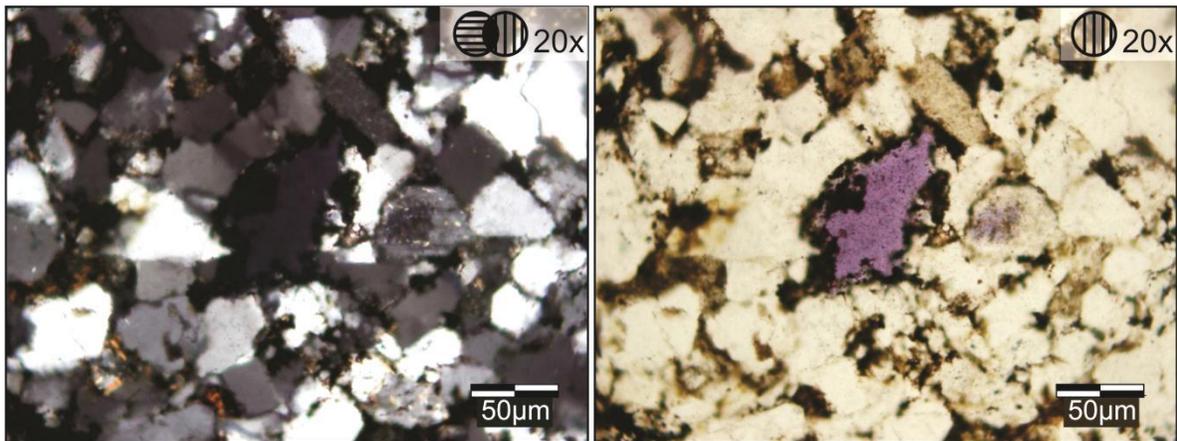


Figura 107. Poro casi relleno por cemento de mineral de hierro. Muestra G-24A.

### 5.3. CLASTOS DE CONGLOMERADO ESTUDIADOS INDIVIDUALMENTE

En el punto de observación G-04 (cercañas de El Pao, estado Cojedes), se observó la intercalación de capas de arenisca y lutita con capas gruesas de conglomerados y areniscas conglomeráticas. Dicho afloramiento corresponde con el Miembro Mamonal de la Formación Guárico. De las capas de conglomerados fueron tomados dos clastos para su estudio petrográfico individual. Se trata de clastos de rocas ígneas volcánicas que se describen petrográficamente a continuación y son clasificadas de acuerdo a los triángulos de STRECKEINSEN (1972), que se describen en el Apéndice B. En el Anexo II se encuentra la descripción detallada de dichos clastos.

### 5.3.1. Clasto de lava fenoandesítica

Es un clasto de color verde claro, meteorizando a pardo, de 3 cm de longitud, de bordes redondeados y esfericidad alta. Fue clasificado como lava por observarse bajo microscopio cierto orden de los granos, tamaño de grano y el bajo grado de fracturamiento de los mismos. Posee una textura hipocristalina, porfídica, donde los fenocristales se componen, de mayor a menor abundancia: posibles piroxenos y anfíboles, plagioclasas, feldespato potásico y cuarzo; dentro de una matriz microcristalina desvitrificada. Los fenocristales presentan tamaños entre 2 a 0,2 mm.

Los cristales de posibles piroxenos o anfíboles, se encuentran muy alterados, por procesos de cloritización. Las plagioclasas de tipo oligoclasa, se encuentran algunas en cristales euhedrales e igualmente están muy alterados a material carbonático. Los feldespatos alcalinos a su vez se encuentran alterados y no se pueden identificar. Se observan cristales de cuarzo redondeados por procesos de reabsorción y muestran texturas tipo bahía característica (Fig. 108); además se encontró un cristal de cuarzo  $\alpha$  en corte basal, euhedral, hexagonal, en el que se observan las inclusiones primarias de vidrio alineadas según el eje senario del cuarzo (Fig. 109). La matriz microcristalina se encuentra totalmente alterada, desvitrificada constituye casi un 50% de la muestra.

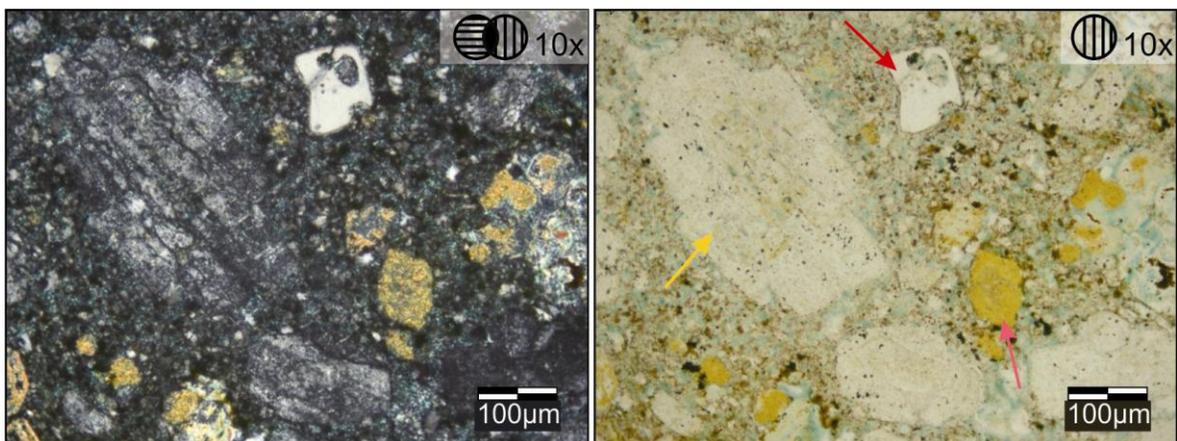


Figura 108. Clasto de lava fenoandesítica. El cuarzo con textura bahía señalado con flecha roja. La flecha rosada señala los cristales de posible piroxeno o anfíbol cloritizado. Cristal de plagioclasa alterada a material carbonático señalado con flecha amarilla. Muestra G-04B.1.

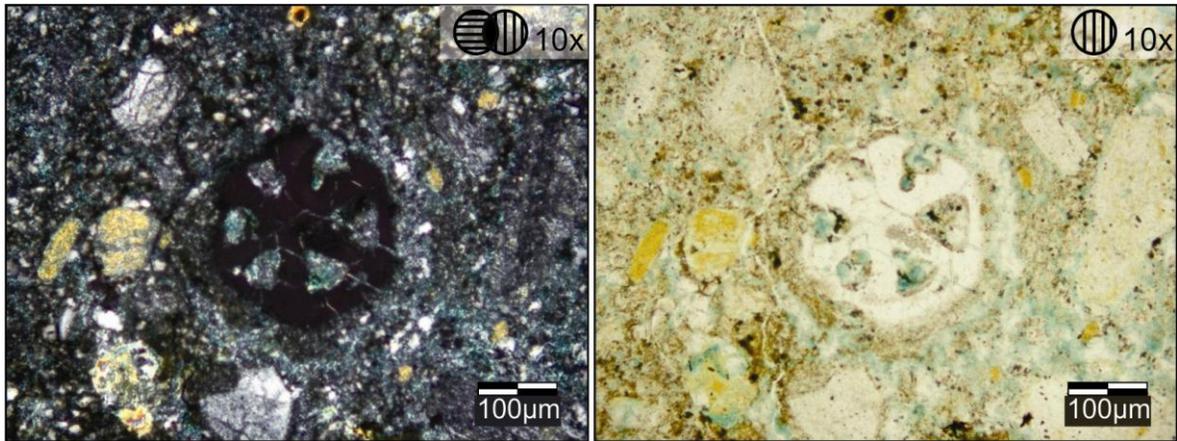


Figura 109. Cuarzo  $\alpha$ , hexagonal en corte basal, con inclusiones de vidrio alineadas según simetría senaria del eje cristalográfico del cuarzo. Muestra G-04B.1.

### 5.3.2. Clasto de toba fenoandesítica

Se trata de un clasto de color verde claro, meteorizando a pardo de 3 cm de longitud, de bordes subredondeados y esfericidad alta. Se diferencia de la lava por presentar desorden en los granos, mayores tamaños de grano y fracturamiento de los mismos. Posiblemente se trate de un flujo piroclástico y se clasifique como lapilli, pero no se puede decir con certeza debido a que no fue tomado en un afloramiento. Posee igualmente una textura hipocristalina, vitrofírica, donde los fenocristales se componen de mayor a menor abundancia: plagioclasa, piroxenos y/o anfíboles, feldespatos alcalinos y cuarzo; dentro de una matriz desvitrificada. Los tamaños de los cristales pueden llegar a los 4 mm, el fracturamiento es generalizado en toda la sección delgada.

Los cristales de plagioclasa de tipo oligoclasa se encuentran euhedrales de variados tamaños, bastante alteradas o carbonizadas, algunas se encuentran zonadas, y la mayoría están fracturadas. Los cristales de anfíboles, posiblemente hornblenda, es identificada por el hábito euhedral alargado que se observa en la figura 110, también se encuentran muy alterados a clorita o afectados por procesos de carbonatización y fracturados. El feldespato potásico, en menor abundancia, se encuentra muy alterado y es difícil de diferenciar. El cuarzo se presenta igualmente con bordes redondeados producto de la reabsorción, con típica textura de bahía, y como el resto de los fenocristales, también se encuentran fracturados (Fig. 111). La matriz es muy fina pudiendo ser criptocristalina, se encuentra muy alterada, desvitrificada, constituye casi un 50% de la muestra.

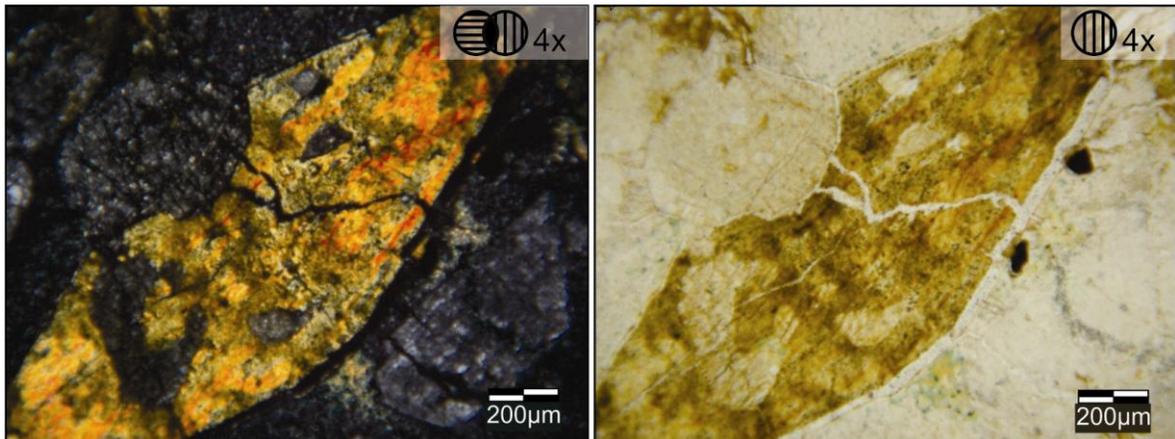


Figura 110. Cristal de anfíbol, posiblemente hornblenda, cloritizado y fracturado. Muestra G-04B.2.

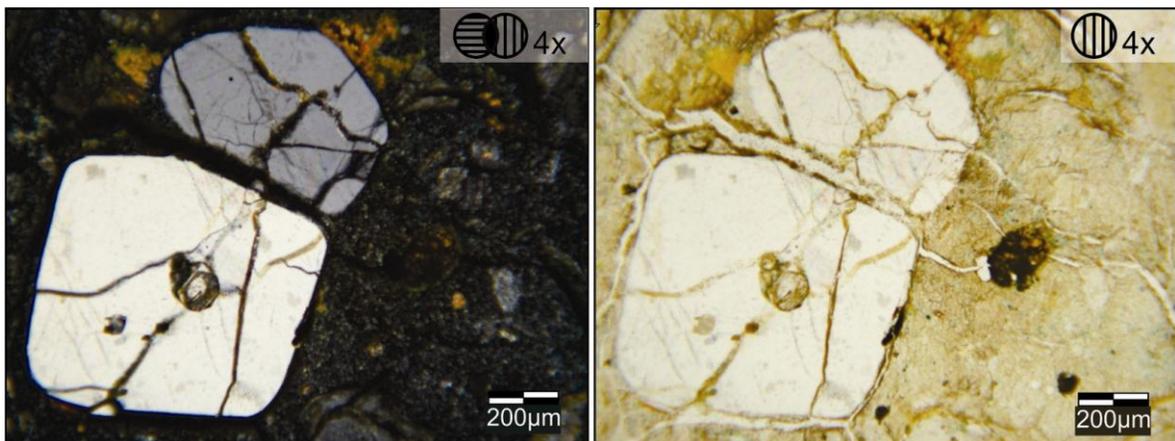


Figura 111. Cristales de cuarzo con bordes redondeados, fuertemente fracturados. Muestra G-04B.2.

## 5.4. CLASIFICACIÓN DE LAS MUESTRAS

La clasificación de las muestras se realizó a partir del estudio petrográfico de las 30 muestras de areniscas según los triángulos de PETTIJOHN, POTTER Y SIEVER (1972) y dos conglomerados según las tablas de PETTIJOHN (1975) (Apéndice B). Dichos resultados fueron refinados a partir del análisis modal realizado a 20 muestras del total, incluyendo a los conglomerados.

### 5.4.1. Clasificación de areniscas y grauvacas

Se muestra una descripción cuantitativa de los componentes principales que se encuentran en los litotipos obtenidos, y las características texturales de las mismas,

clasificados según los triángulos Q-F-L de PETTIJOHN, POTTER Y SIEVER (1972); y las proporciones presentes en cada zona definida. Las clasificaciones obtenidas se muestran en la tabla 3. En la figura 112 se observa la proporción de cada uno de los tipos de areniscas obtenidos en el estudio petrográfico y en la figura 113 se muestran los resultados en los diagramas de clasificación. En la tabla del Anexo I, se muestran los resultados detallados del estudio petrográfico de las areniscas.

Tabla 3. Resultados de clasificación de areniscas, según PETTIJOHN, POTTER & SIEVER (1972).

(\*)Zonas propuestas en este estudio, visto en el Cap. IV de Geología Local.

Orden	ZONA*	Muestra	Lítica
			Feldespática
			Clasificación
E S T E O - T E S T E	1	G-01	Grauvaca lítica
		G-02A	Grauvaca lítica
		G-04A	Grauvaca lítica
		G-05	Arenisca feldespática
	2	G-07	Grauvaca lítica
		G-08	Grauvaca feldespática
		G-09	Grauvaca lítica
		G-11	Grauvaca lítica
		G-12A	Grauvaca lítica
		G-12B	Grauvaca lítica
		G-13	Grauvaca lítica
		G-14A	Sublitarenita
	3	G-15A	Grauvaca feldespática
		G-15B	Grauvaca feldespática
		G-16	Grauvaca feldespática
		G-21	Grauvaca feldespática
		G-17A	Arenisca feldespática
		G-17B	Grauvaca feldespática
	4	G-18	Grauvaca feldespática
		G-19A	Grauvaca feldespática
		G-19B	Grauvaca feldespática
		G-20	Arenisca Feldespática
5	G-27	Grauvaca feldespática	
	G-26	Grauvaca feldespática	
	G-25A	Arenisca lítica	
	G-25B	Arenisca lítica	
	G-23	Arenisca feldespática	
	G-24A	Grauvaca feldespática	
G-24B	Arenisca feldespática		

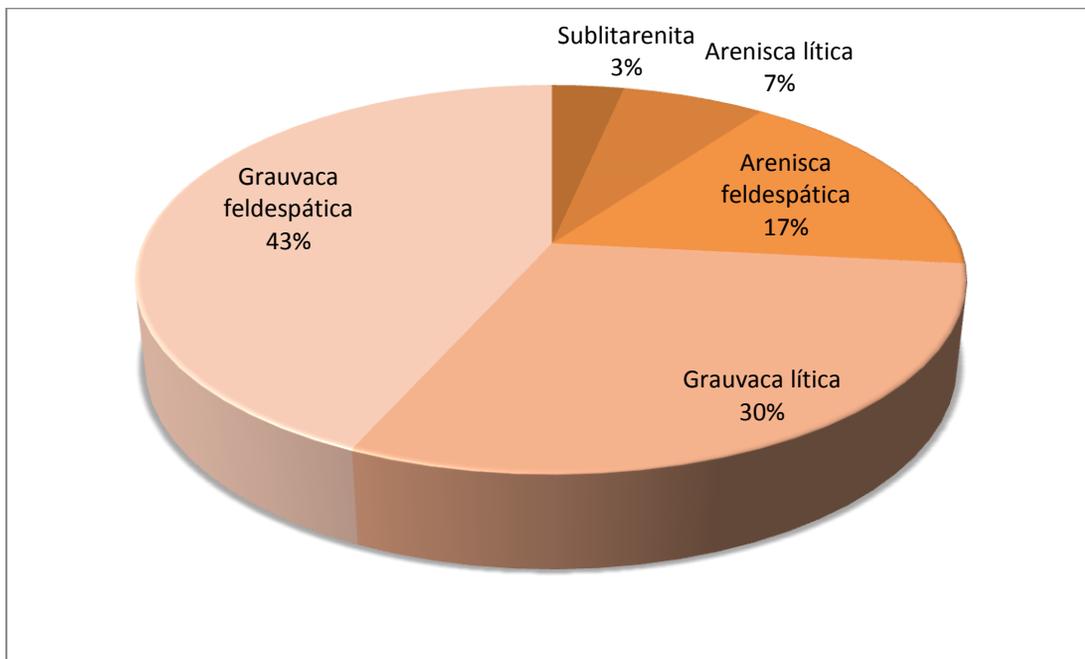


Figura 112. Proporción de tipos de areniscas obtenidas, clasificadas según Pettijohn, Potter & Siever (1972).

En la distribución porcentual de las areniscas predominan las grauvacas (73%) sobre las areniscas (27%). Entre estas son mayores las grauvacas feldespáticas sobre las líticas; igualmente las areniscas feldespáticas son mayores que las líticas. En la figura 113 se muestran las clasificaciones obtenidas por colores correspondientes a cada zona definida.

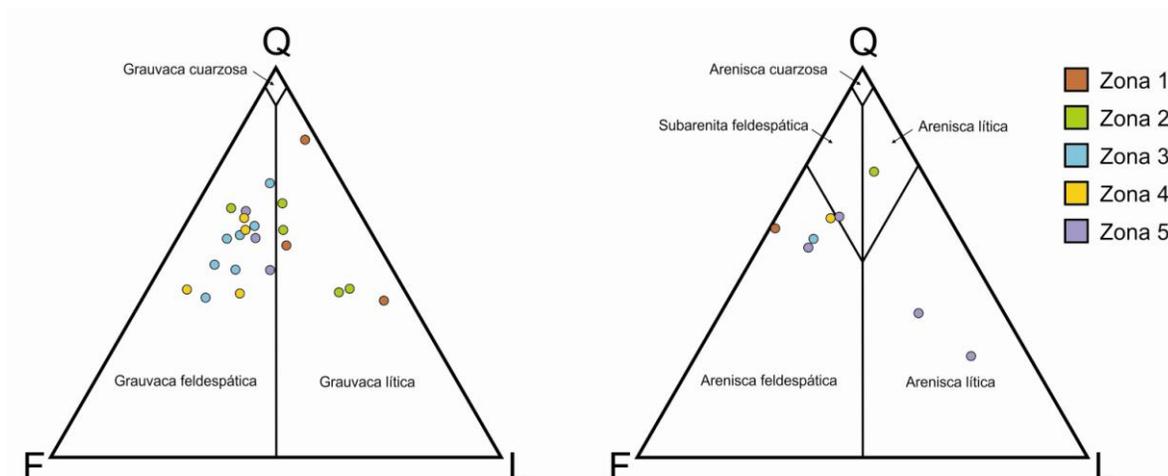


Figura 113. Areniscas y grauvacas obtenidas según la zona definida, según clasificación de PETTIJOHN, POTTER & SIEVER (1972). El triángulo de la derecha muestra las areniscas limpias, mientras que el triángulo de la izquierda es para areniscas con porcentaje de matriz >15%.

#### 5.4.1.1. Sublitarenita

Presenta un tamaño de grano promedio muy fino a fino (0,06-0,1 mm), escogimiento medio y granos subredondeados a subangulares con esfericidad media-baja (Muestra G-14A). Está compuesta por cuarzo monocristalino plutónico (32%), policristalino metamórfico (22%), feldespato potásico tipo ortosa (6%), plagioclasas tipo oligoclasa (2%), ambos alterados a minerales de arcilla. Se observan fragmentos de roca metamórfica (3%) tipo filita cuarzo-micácea, sedimentaria (2%) tipo lutita, fragmentos volcánicos tipo ceniza vítrea (1%) y chert (5%). Entre los accesorios (1%) se encuentran zircón; micas, posiblemente moscovita; y otros sin identificar por el tamaño de grano.

La matriz está compuesta por minerales de arcilla sin diferenciar (10%). El cemento predominante es de sílice como sobrecrecimiento de minerales de cuarzo (12%); otro tipo se presenta rellenando espacios y consiste de óxidos de hierro (1%) y en menor proporción se encuentra el cemento de minerales de arcilla tipo clorita y smectita (Tz). La porosidad es secundaria por disolución de granos y matriz, alcanzando un 3%.

#### 5.4.1.2. Arenisca lítica

Presenta un tamaño de grano promedio fino a muy grueso (0,1-1,3 mm), escogimiento pobre a muy pobre y granos subredondeados a subangulares con esfericidad media-baja (Muestras G-25A y B). Están compuestas por cuarzo monocristalino plutónico (7-8%), policristalino metamórfico (11-13%), feldespato potásico tipo ortosa (6-9%), plagioclasas tipo albita y oligoclasa (1-3%), algunas con intercrecimiento de maclas, ambos alterados a minerales de arcilla, y reemplazados por calcita. Se observan fragmentos de roca metamórfica (8-17%) tipo filita cuarzo-micácea, sedimentaria (6-12%) tipo lutita y areniscas, fragmentos volcánicos (1-7%) tipo ceniza vítrea y lavas andesíticas; y chert (0-17%). Entre los accesorios (1%) se encuentran zircón; micas, posiblemente moscovita; y otros sin identificar por el tamaño de grano.

La matriz está compuesta por minerales de arcilla sin diferenciar (13-14%). El cemento predominante es de sílice como sobrecrecimiento de minerales de cuarzo (7-9%); otro tipo se presenta rellenando poros y como parches, y consiste de óxidos de hierro (1-2%) y en

menor proporción se encuentra el cemento de minerales de arcilla tipo clorita y smectita (Tz). La porosidad es secundaria por disolución de granos y matriz (2-7%).

#### **5.4.1.3. Arenisca feldespática**

Presentan un tamaño de grano promedio muy fino a muy grueso (0,06-1,0 mm), escogimiento medio a muy pobre y granos subangulares con esfericidad baja (Muestras G-05, G-17A, G-20, G-23, G-24A). Están compuestas por cuarzo monocristalino plutónico (32-38%), policristalino metamórfico (5-10%), feldespato potásico tipo ortosa (18-30%), plagioclasas tipo albita y oligoclasa (0-2%). Se observan fragmentos de roca metamórfica (0-5%) tipo filita cuarzo-micácea, sedimentaria (0-2%) tipo lutita, fragmentos volcánicos (0-1%) tipo ceniza vítrea; y chert (0-4%). Entre los accesorios (1-4%) se encuentran zircón; micas detríticas, moscovita, biotita y clorita; y otros sin identificar debido al tamaño de grano.

La matriz está compuesta por minerales de arcilla sin diferenciar (5-13%). El cemento predominante es de sílice como sobrecrecimiento de minerales de cuarzo (5-12%); otro tipo se presenta rellenando poros y enmascarando a la matriz, y consiste de óxidos de hierro (0-4%) y en menor proporción se encuentra el cemento de minerales de arcilla tipo clorita y smectita (Tz). La porosidad es secundaria por disolución de granos y matriz (1-6%).

#### **5.4.1.4. Grauvaca lítica**

Presentan un tamaño de grano promedio muy fino a muy grueso (0,06-1,1 mm), escogimiento medio a muy pobre y granos subangulares a subredondeados con esfericidad baja a muy baja (Muestras G-01, G-02A, G-04A, G-07, G-09, G-11, G-12A, G-12B, G-13). Están compuestas por cuarzo monocristalino plutónico (7-43%), policristalino metamórfico (6-27%), feldespato potásico tipo ortosa (2-12%), plagioclasas tipo albita y oligoclasa (0-3%). Se observan fragmentos de roca metamórfica (1-5%) tipo filita cuarzo-micácea, sedimentaria (2-13%) tipo lutita, fragmentos volcánicos (1-5%) tipo ceniza vítrea y lavas andesíticas; y chert (2-17%). Entre los accesorios (1-3%) se encuentran zircón; micas detríticas: moscovita, biotita y clorita; y otros sin identificar debido al tamaño de grano.

La matriz está compuesta por minerales de arcilla sin diferenciar (16-27%). El cemento predominante es de sílice como sobrecrecimiento de minerales de cuarzo (5-12%); otro tipo se presenta rellenando poros y enmascarando a la matriz, y consiste de óxidos de hierro (0-4%), y en menor proporción se encuentra el cemento de minerales de arcilla tipo clorita y smectita (Tz). La porosidad es secundaria por disolución de granos y matriz (2-8%).

#### **5.4.1.5. Grauvaca feldespática**

La roca presenta un tamaño de grano promedio muy fino a muy grueso (0,06-1,1 mm), escogimiento medio a muy pobre y granos subangulares a angulares con esfericidad media-baja (Muestras G-08, G-15A, G-15B, G-16, G-17B, G-18, G-19A, G-19B, G-21, G-24A, G-26, G-27). Está compuesta por cuarzo monocristalino plutónico (21-37%), policristalino metamórfico (2-21%), feldespato potásico tipo ortosa (7-30%), plagioclasas tipo albita y oligoclasa (1-6%). Se observan fragmentos de roca metamórfica (1-17%) tipo filita cuarzo-micácea, sedimentaria (0-2%) tipo lutita, fragmentos volcánicos (0-4%) tipo ceniza vítrea; y chert (2-5%). Entre los accesorios (1-6%) se encuentran zircón; micas detríticas: moscovita, biotita y clorita; y otros sin identificar debido al tamaño de grano.

La matriz está compuesta por minerales de arcilla sin diferenciar (15-20%). El cemento predominante es de sílice como sobrecrecimiento de minerales de cuarzo (4-10%); otro tipo se presenta rellenando poros y enmascarando a la matriz, y consiste de óxidos de hierro (0-3%). La porosidad es secundaria por disolución de granos y matriz (2-4%).

### **5.4.2. VARIACIONES DE TIPOS DE ARENISCA POR ZONAS**

Las variaciones de los tipos de areniscas por cada Zona definida se muestran en las figuras 114, 115, 116, 117 y 118, a continuación. Se debe recordar que las zonas de 1 a 5 se organizan de oeste a este, como se ilustró en el Cap. IV de Geología Local. El triángulo de la izquierda muestra la clasificación de areniscas limpias, mientras que el de la derecha refiere las areniscas con matriz mayor a 15%.

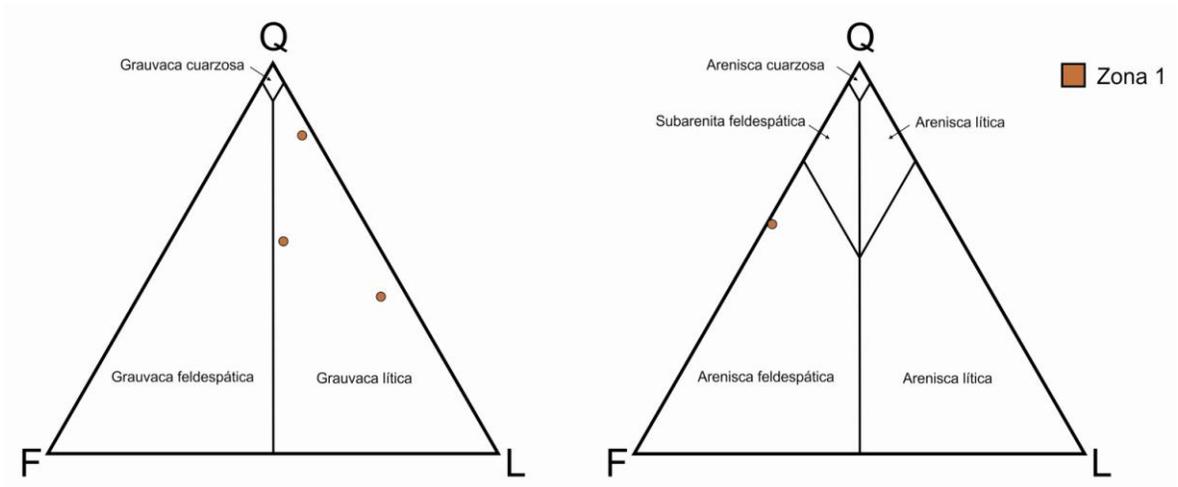


Figura 114. Clasificaciones de areniscas obtenidas en la Zona-1.

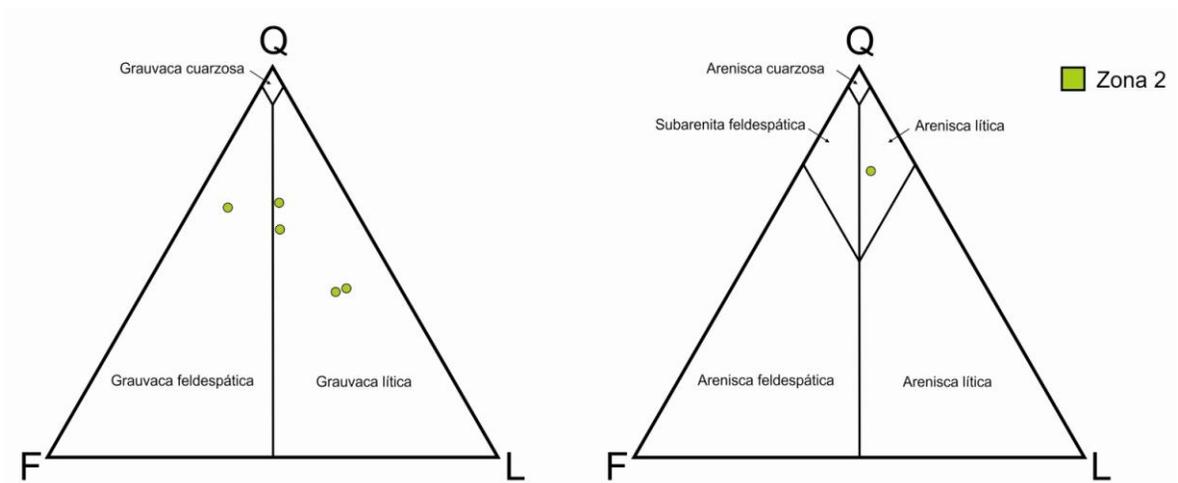


Figura 115. Clasificaciones de areniscas obtenidas en la Zona-2.

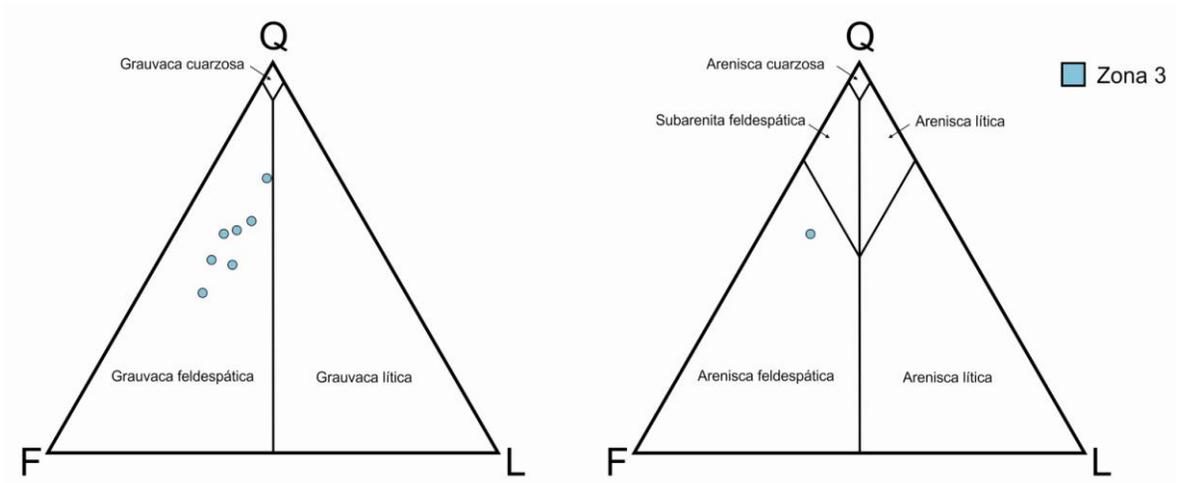


Figura 116. Clasificaciones de areniscas obtenidas en la Zona-3.

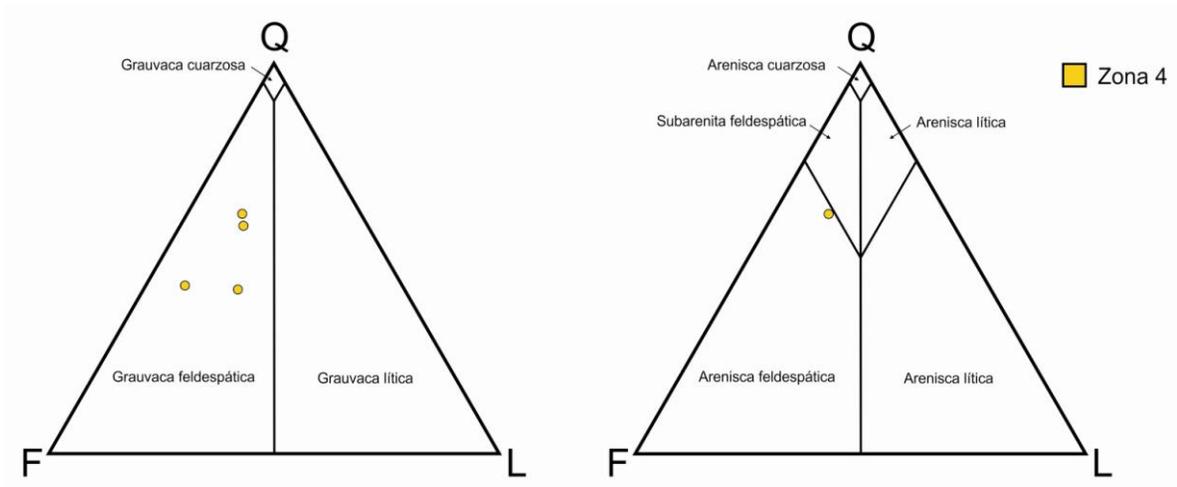


Figura 117. Clasificaciones de areniscas obtenidas en la Zona-4.

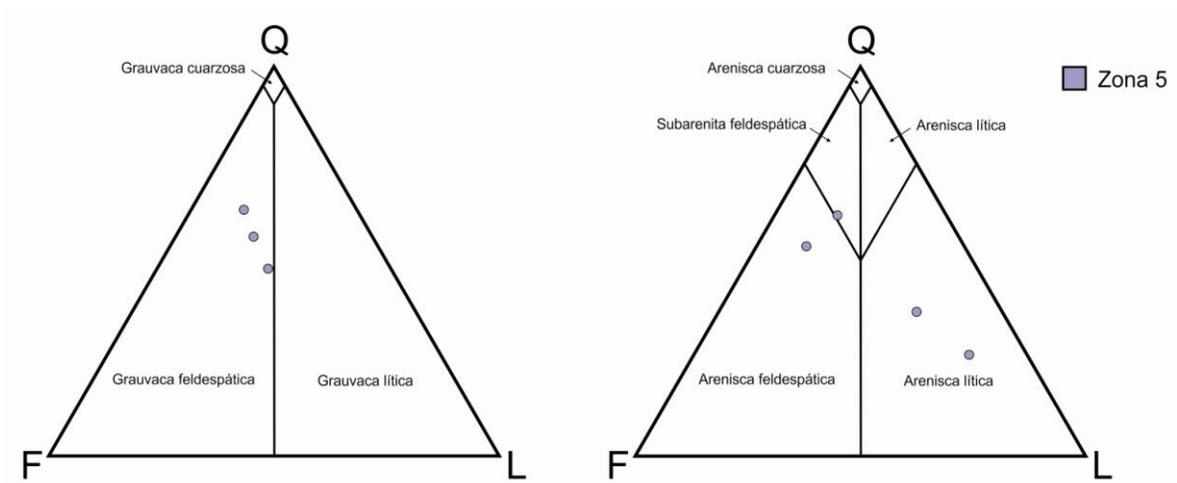


Figura 118. Clasificaciones de areniscas obtenidas en la Zona-5.

En las zonas occidentales (1 y 2) tienden a ser más líticas, en cambio en las zonas orientales (3, 4 y 5) tienden a ser feldespáticas. Esto indica que la proporción de líticos hacia el oeste aumenta. Se observa que en la Zona-5, dos muestras se apartan del grupo, dichas muestras son la G-25A y G-25B. Como se ha mencionado en el presente capítulo, muestran diferencias petrográficas con el resto de las secciones, por contener fragmentos de esquistos y plagioclasas con intercrecimiento de maclas, no encontrados en las muestras del flysch de Guárico; esto posiblemente sea debido a que pertenecen a la Formación Río Aragua, que se extiende hacia el oeste como lo proponen en CAMPOSet al. (1980).

### 5.4.3. Clasificación de conglomerados

En este Trabajo fueron recolectados dos conglomerados a lo largo de la extensión geográfica de afloramientos de la Formación Guárico. Fueron clasificados según las tablas de PETTIJOHN (1975). La primera muestra, G-06, es una capa encontrada en la parte norte del pueblo Las Lajitas entre los estados Cojedes y Guárico, cercano a la falla de Guaitoco, específicamente en la zona definida como 1. La segunda muestra es un rodado, G-14B-R, tomado en el afloramiento en los caminos de tierra entre San Sebastián y La Valenciana, vía al sur, en la zona definida como 3. En la tabla del Anexo I, se muestra el detalle del estudio petrográfico de los conglomerados.

#### 5.4.3.1. Paraconglomerado polimíctico cuarzoso

Ambas muestras fueron clasificados como paraconglomerados por el contenido de matriz, que varía entre 20-24%, siendo de tipo limolita a arcilita, calcitizada. El contenido de clastos varía entre 53-54%; con escogimiento pobre, de granos subredondeados a subangulares, esfericidad media a baja, de tamaños máximos entre 5-20 mm y mínimos entre 0,3-0,1 mm; se componen de: cuarzo monocristalino plutónico (5-25%), cuarzo policristalino metamórfico (8-9%), plagioclasas (0-Tz) tipo oligoclasa, no se observó feldespato; fragmentos de rocas (20-38%) de tipo variable entre fragmentos de lutitas, limolitas, granos carbonáticos y filitas, no se observan fragmentos ígneos de ningún tipo; el chert es escaso (0-1%). El cemento está compuesto de calcita (14-15%), y dolomita (<1%) sílice (5-9%), y óxidos de hierro (1%).

## 5.5. VARIACIONES MINERALES

A continuación se generan gráficos para visualizar las variaciones minerales y sus relaciones a lo largo de la extensión este-oeste de la Formación Guárico.

### 5.5.1. Minerales mayoritarios: Cuarzo, micas, pesados y carbonatos

El gráfico en la figura 119, muestra las variaciones laterales del porcentaje de cada especie a lo largo de la franja de la unidad. Se tomaron los valores obtenidos en el estudio

petrográfico por estimación visual, refinado con los valores obtenidos por análisis modal. El porcentaje de los minerales pesados es tomado del porcentaje de los minerales accesorios, separándolos del porcentaje de micas detríticas. El carbonato es el único mineral que se presenta en algunas muestras en forma de cemento, a excepción en la muestra G-25A, donde se encuentran fragmentos carbonáticos.

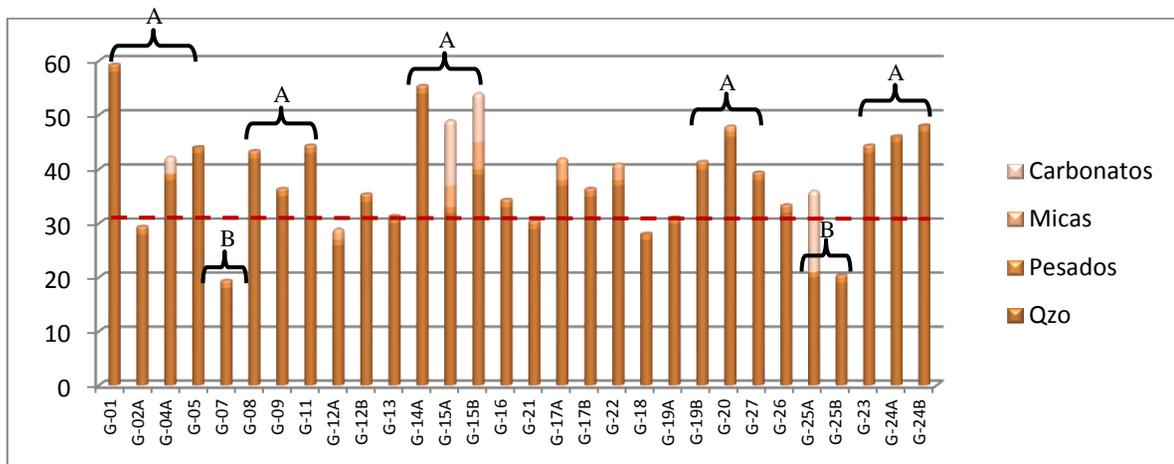


Figura 119. Gráfico de variación lateral EO, de minerales mayoritarios (cuarzo, carbonatos, micas, pesados) en la unidad (A: altos contenidos de cuarzo, B: bajos contenidos de cuarzo; - - -: promedio de contenido porcentual de cuarzo en las muestras).

El porcentaje promedio de cuarzo está alrededor del 30%, marcado con línea roja segmentada. La variación de cuarzo muestra cinco picos, los cuales pueden estar relacionados a pulsos de mayor aporte desde una fuente rica en dicho mineral; también se definen dos bajos, indicando momentos de menor aporte del mineral a la cuenca; esto comparado con el promedio de 30% de cuarzo. Los minerales pesados están presentes en todas las muestras con valores entre el 1 y 2%, por lo tanto no se observan mayores variaciones. Las micas detríticas muestran un aumento en las muestras de la zona central de la unidad definida como 3 (muestras G-15A, G-15B, G-17A y G-22), indicando el mayor aporte de micas en dicha zona. Los carbonatos se presentan localmente en las muestras G-04A, de la región de El Pao; G-15A y B (como cemento de calcita), de la localidad de Valle Morín; y en la muestra G-25A (cemento y fragmentos carbonáticos) hacia el sur de Cúpira. Entre las variables no se observa ninguna relación aparente en cuanto a su presencia en la composición de la roca.

### 5.5.2. Líticos Vs. Feldespatos

Debido al cambio de tendencia observada en las clasificaciones de las areniscas respecto a la cantidad de líticos y feldespatos, se generó un gráfico de comparación de porcentaje presente en las muestras (Fig. 120).

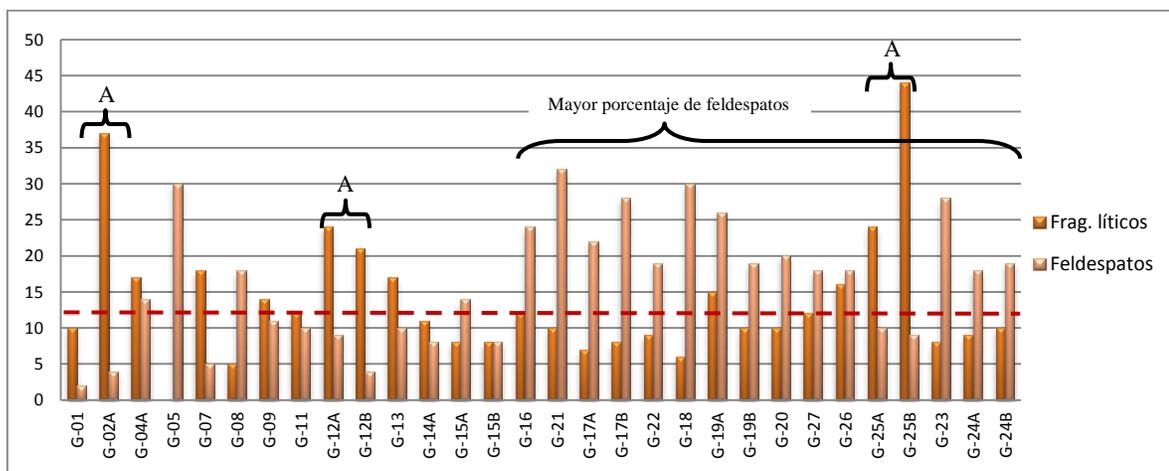


Figura 120. Gráfico de variación lateral este-oeste, en la composición de fragmentos líticos totales y feldespatos en la unidad (A: porcentajes altos, - - - -: promedio porcentual de contenido de fragmentos líticos).

El promedio de contenido porcentual de fragmentos líticos es 12%, marcado en línea roja segmentada en el gráfico. A partir de dicho promedio se observan al menos tres pulsos de mayor aporte de líticos: 1(G-02A), 2(G-12A-B) y 3(G-25A-B). Los dos primeros pulsos están relacionados a un aumento de aporte de líticos, posiblemente por un aumento en la tasa de erosión de las áreas expuestas; el tercer pulso se separa del grupo porque las muestras G-25A y B pertenecen a la Formación Río Aragua, la cual tiene mayor influencia de aporte del arco por ser parte de las unidades que se depositaron como flujo-turbiditas en el prisma acrecional del arco de islas de Las Hermanas.

Respecto a los porcentajes de feldespatos, se puede observar un quiebre a partir de la muestra G-16 (cercañas de Camatagua, zona 3), donde el porcentaje de feldespatos supera al de los fragmentos líticos; separando a las zonas occidentales 1 y 2, de las orientales 3, 4 y 5, con un mayor aporte de feldespatos.

## **5.6. PROCESOS DIAGENÉTICOS**

A continuación se describen las principales características de los procesos diagenéticos identificados en las muestras de areniscas y grauvacas de la Formación Guárico. Debido a que la toma de muestras es puntual en cada afloramiento, no es posible estudiar variaciones verticales de dichos procesos, ya que no se cuenta con un control estratigráfico y por ende no se profundiza en descripciones diagenéticas por soterramiento.

### **5.6.1. Compactación**

En las muestras estudiadas se observó el proceso de compactación a través del empaquetamiento cerrado de los granos y la matriz, debido al mal escogimiento que presenta; la ausencia de porosidad primaria; presencia de alineación de granos en algunas muestra; deformación de granos dúctiles (micas) en la mayoría de las areniscas y grauvacas; y fracturamiento de granos (feldespatos) y fragmentos de rocas en un par de estas. Se estima una compactación generalizada entre media a alta para el total de las muestras estudiadas.

### **5.6.2. Cementación**

La cementación predominante en las muestras estudiadas es de sílice como sobrecrecimiento de granos detríticos de cuarzo en continuidad óptica y cristalográfica, la cual es la más común. También se registran cementos de minerales de arcilla tipo smectita, caolinita y clorita, relleno de espacios, o en los bordes de algunos granos. Fue común encontrar cementación de carbonato como reemplazamiento de granos, y cemento de dolomita en los conglomerados. Finalmente, se observó cemento de minerales de hierro relleno de poros y enmascarando la matriz. No se observó alguna correspondencia entre los cementos observados y los litotipos estudiados a lo largo de la franja de la unidad.

La paragénesis de los procesos de cementación identificada (secuencia de precipitación), se presume de la siguiente manera: precipitación de cuarzo y minerales de arcilla, luego aparece el cemento de carbonato sobre granos y matriz, y finalmente precipitación de minerales de hierro en espacios y relleno de poros por epidiagénesis.

### **5.6.3. Disolución**

La disolución se presenta en las muestras generando la porosidad secundaria, al disolverse granos de feldespatos o matriz. El efecto de porosidad secundaria por disolución tiene una presencia relativamente baja. En los litotipos estudiados se puede apreciar que los que son ricos en feldespatos poseen porosidades relativamente menor a los litotipos ricos en líticos.

### **5.6.4. Reemplazo**

El proceso de reemplazamiento identificado en las muestras es el que sufre los granos de cuarzo por calcita en tres muestras de grauvacas (G-04A, G-15A y B); y el registrado en los conglomerados (G-06 y G-14B-R), donde la matriz se ve afectada por el neomorfismo a microespato y espato. Esto es conocido como calcitización sobre sílice.

### **5.6.5. Alteración**

Se encuentran procesos de alteración en minerales metaestables como feldespatos y micas y en fragmentos de rocas. Se reconocieron los procesos de alteración en todas las muestras estudiadas en este trabajo:

- ❖ Alteración del grupo caolinita a clorita
- ❖ Alteración de feldespatos y micas
- ❖ Alteración de fragmentos de rocas a minerales de arcillas

### **5.6.6. Presión-Solución**

El efecto de presión-solución en las muestras estudiadas se hace evidente al observar como a mayor porcentaje de matriz el comportamiento a ser compactado es diferencial por lo cual existe un reacomodo de los granos al expulsar la matriz.

## CAPÍTULO VI

### 6. AMBIENTE TECTÓNICO Y PROCEDENCIA

#### 6.1. GENERALIDADES

En este capítulo se muestran los resultados obtenidos del análisis modal realizado a 20 muestras previamente seleccionadas, por poseer tamaños de grano entre medio y grueso observados en las secciones finas. El análisis de procedencia fue elaborado 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). Dichos datos son vaciado en los triángulos de procedencia propuestos por DICKINSON & SUCZEK (1979) y DICKINSON *et al.* (1983). Además fueron compilados los resultados de procedencia por análisis modal de varios autores en cuatro secciones, dentro de las diferentes zonas definidas en este Trabajo. Se tienen de oeste a este:

- ❖ BENEDETTI & HERNÁNDEZ (2007) para la sección de El Pao (Zona-1).
- ❖ MOLINA & LEÓN (2007) para la sección Ortiz-San Juan de Los Morros (Zona-2).
- ❖ nuevamente BENEDETTI & HERNÁNDEZ (2007) para la sección de Valle Morín (Zona-3).
- ❖ y finalmente ALBERTOS (1989) para la sección de Altagracia de Orituco-San Francisco de Macaira (Zona-4).

Los resultados se muestran en el esquema regional de zonas definidas, que permite dilucidar variaciones de manera espacial, que puedan dar idea sobre la evolución del ambiente tectónico de depositación a lo largo de la extensión geográfica de la Formación Guárico. En la figura 121 se aprecian los diagramas ternarios de clasificación de los ambientes tectónicos propuesto por DICKINSON & SUCZEK (1979) y DICKINSON (1985). Los detalles explicativos sobre la técnica y ciertas consideraciones respecto a los parámetros que controlan la composición final de los sedimentos según ALEZONES (2009), se encuentran en el Apéndice B.

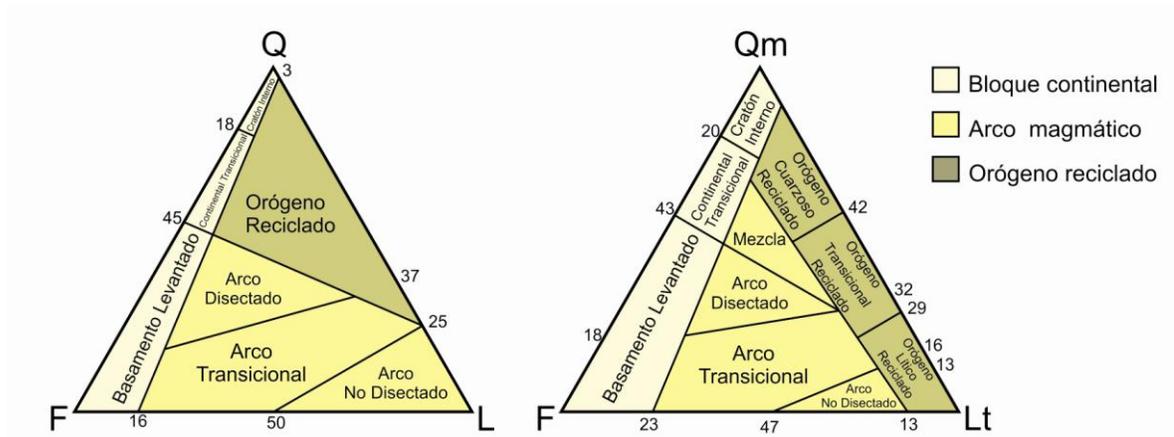


Figura 121. Diagramas ternarios de procedencia, con las diferentes divisiones y subdivisiones de las provincias mineralógicas. El triángulo Q-F-L, contiene en el vértice Q todos los tipos de cuarzo incluyendo la ftanita. El triángulo Qm-F-Lt, solo toma en cuenta en el vértice Qm el cuarzo monocristalino sin incluir la ftanita. Tomado y modificado de DICKINSON & SUCZEK (1979) y DICKINSON et al. (1983).

Ciertas consideraciones aplican respecto a la identificación de los componentes y los diversos factores que afectan la interpretación de la composición total de la roca, que se deben tomar principalmente en cuenta sobre los diagramas ternarios. En el diagrama Q-F-L, se agrupa en la variable Q (cuarzo) todos los tipos de cuarzo y ftanita separándolos de la variable L (fragmentos líticos) a diferencia del diagrama Qm-F-Lt, que podría generar resultados poco fiables, ya que las muestras analizadas en ciertos casos no presentaban a cabalidad las condiciones ideales respecto a tamaño de grano, alteración y madurez expuestas por DICKINSON & SUCZEK (1979) para la interpretación de la procedencia y ambiente tectónico, por lo que no se sabe a ciencia cierta que cantidades de cuarzo podrían ser producto de la disgregación de fragmentos menos resistentes, basado en la madurez, alteración y transporte observado en las muestras para este estudio.

## 6.2. RESULTADOS DE AMBIENTE TECTÓNICO Y PROCEDENCIA

A continuación se muestra en la figura 122 la ubicación y distribución de las muestras analizadas en este Trabajo Especial de Grado y la ubicación de las secciones estudiadas por los otros autores ya mencionados, según la división de las zonas que fueron ilustradas en la figura 24 del Capítulo IV de Geología Local.

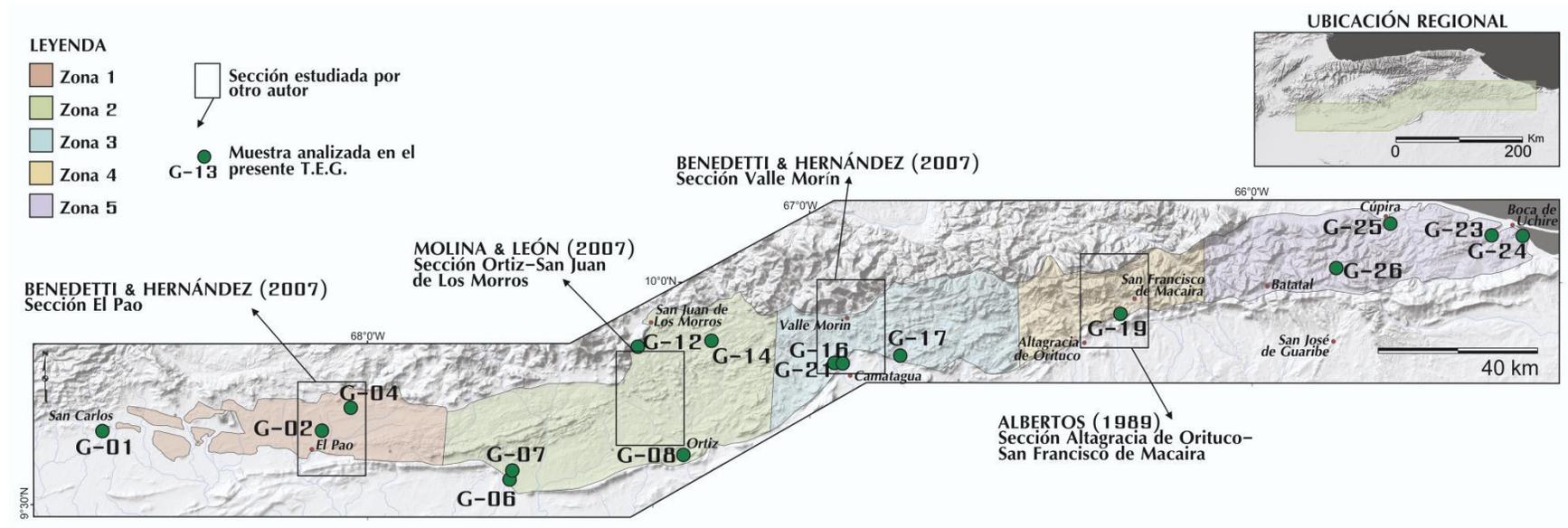


Figura 122. Esquema de distribución de muestras y secciones bajo estudio modal.

### 6.2.1. Procedencia de la Zona 1

Los resultados de procedencia de las muestras dentro de la Zona-1, se muestran en la tabla 4, y se representan gráficamente en los diagramas ternarios de la figura 123. Además se aprecian los resultados de procedencia de la sección El Pao de BENEDETTI & HERNÁNDEZ (2007) en la tabla 5, y la figura 124.

Tabla 4. Resultados de proveniencia de las muestras de la Zona-1.

Muestra	Triángulo Q-F-L AMBIENTE	Triángulo Qm-F-Lt AMBIENTE
G-01	Orógeno reciclado	Cuarzoso reciclado
G-02A	Orógeno reciclado	Lítico reciclado
G-04A	Orógeno reciclado	Arco transicional

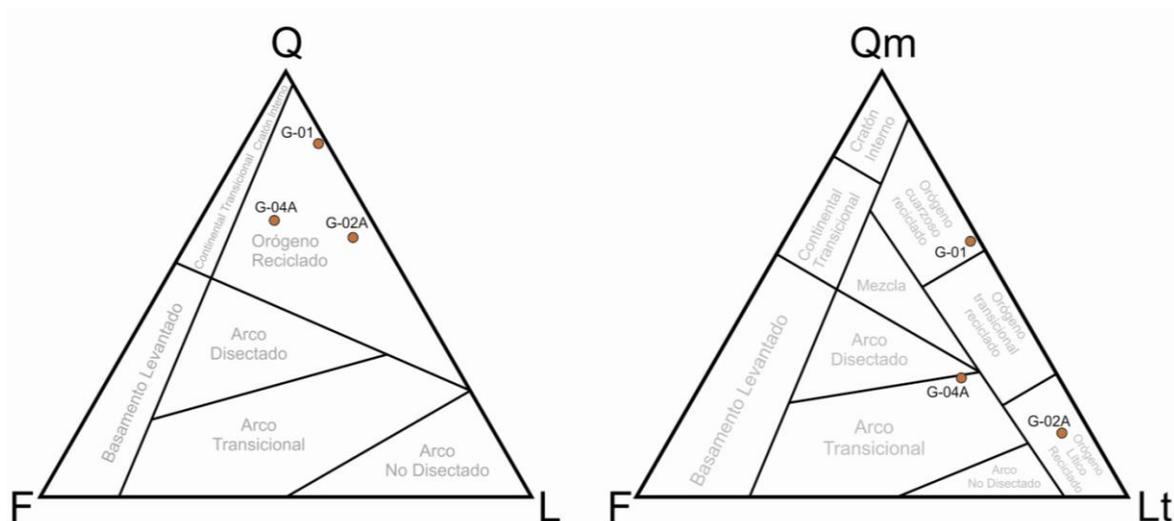


Figura 123. Diagramas ternarios Q-F-L y Qm-F-Lt de procedencia para las muestras de la Zona-1.

Tabla 5. Resultados de proveniencia de la sección El Pao.  
Tomado y Modificado de BENEDETTI & HERNÁNDEZ (2007).

Muestra	Triángulo Q-F-L AMBIENTE	Triángulo Qm-F-Lt AMBIENTE
P0-1A	Orógeno reciclado	Arco disectado
P0-1B	Cratón interior	Cuarzoso reciclado
P0-1C	Orógeno reciclado	Mezcla
P0-3	Orógeno reciclado	Transicional reciclado
P0-4A	Orógeno reciclado	Arco no disectado
P0-4B	Arco disectado	Arco transicional
P0-5	Basamento levantado	Basamento levantado
P0-7A	Basamento levantado	Arco disectado
P0-7B	Continental transicional	Arco transicional
P0-9A	Basamento levantado	Arco transicional
P0-9B	Orógeno reciclado	Mezcla
P0-9C	Continental transicional	Arco disectado
P0-9D	Basamento levantado	Arco disectado

Cont. Tabla 5.

P1-A	Basamento levantado	Basamento levantado
P1-C	Orógeno reciclado	Transicional reciclado
P1-D	Orógeno reciclado	Arco disectado
P1-E	Orógeno reciclado	Transicional reciclado
P1-F	Arco disectado	Arco disectado
P1-G	Basamento levantado	Basamento levantado
P1-H	Orógeno reciclado	Mezcla
P1-J	Continental transicional	Arco disectado
P1-K	Continental transicional	Arco disectado
P1-L	Basamento levantado	Arco transicional
P1-M	Basamento levantado	Basamento levantado
P1-N	Arco disectado	Arco transicional
P1-P	Orógeno reciclado	Transicional reciclado
P1-Q	Orógeno reciclado	Transicional reciclado
P1-R	Continental transicional	Mezcla
P1-S-A	Cratón interior	Cuarzoso reciclado
P1-T	Cratón interior	Cuarzoso reciclado
P1-V	Cratón interior	Transicional reciclado
P2-A	Continental transicional	Mezcla
P2-B	Orógeno reciclado	Arco disectado
P2-C	Continental transicional	Transicional reciclado
P2-D	Orógeno reciclado	Arco disectado

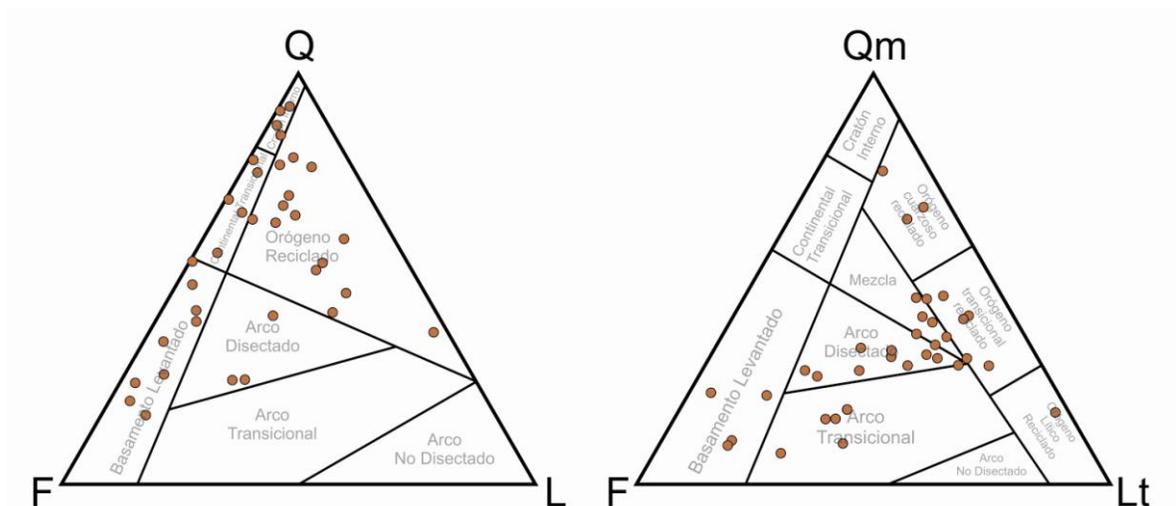


Figura 124. Diagramas ternarios Q-F-L y Qm-F-Lt de procedencia de la sección El Pao. Tomado y modificado de BENEDETTI & HERNÁNDEZ (2007).

La representación gráfica de las muestras estudiadas muestran en el diagrama Q-F-L una tendencia clara al orógeno reciclado, mientras que en el diagrama Qm-F-Lt, se tienen dos tendencias entre orógeno reciclado (cuarzoso y lítico) y arco transicional. En el estudio de BENEDETTI & HERNÁNDEZ (2007), en la sección El Pao, se observa para el diagrama Q-F-L la marcada doble tendencia, una principal controlada por una fuente continental y otra secundaria por un orógeno reciclado, mientras que en el diagrama Qm-F-Lt no se aprecia

una inclinación clara, sin embargo, las muestras se concentran en los ambientes de mezcla y arco disectado y transicional.

**6.2.2. Procedencia de la Zona 2**

Los resultados de procedencia de las muestras dentro de la Zona-2, se presentan en la tabla 6, y se representan gráficamente en los diagramas ternarios de la figura 125. Los resultados de procedencia de la sección Ortiz-San Juan de Los Morros de MOLINA & LEÓN (2007) se ilustran en la tabla 7, y la figura 126.

Tabla 6. Resultados de proveniencia de las muestras de la Zona-2.

Muestra	Triángulo Q-F-L AMBIENTE	Triángulo Qm-F-Lt AMBIENTE
G-06	Arco no disectado	Lítico reciclado
G-07	Orógeno reciclado	Transicional reciclado
G-08	Continental transicional	Arco disectado
G-12A	Orógeno reciclado	Transicional reciclado
G-12B	Orógeno reciclado	Lítico reciclado
G-14B-R	Orógeno reciclado	Transicional reciclado

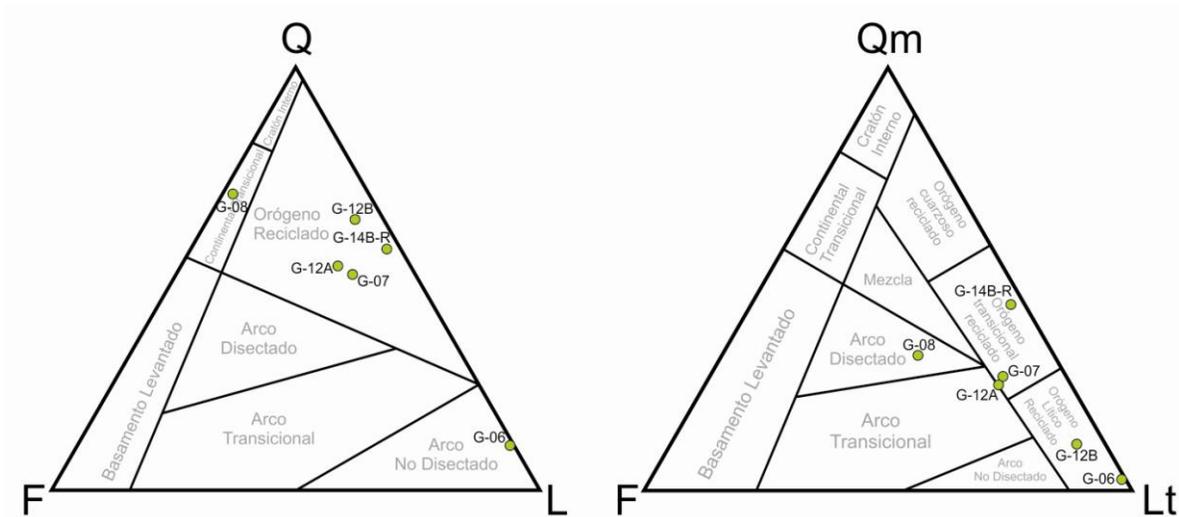


Figura 125. Diagramas ternarios Q-F-L y Qm-F-Lt para las muestras de la Zona-2.

Tabla 7. Resultados de proveniencia de la sección Ortiz-San Juan de Los Morros.  
Tomado de MOLINA & LEÓN (2007).

Muestra	Triángulo Q-F-L AMBIENTE	Triángulo Qm-F-Lt AMBIENTE
A2C1	Continental transicional	Mezcla
A2C3	Cratón interior	Transicional reciclado
A2C4	Continental transicional	Continental transicional
A2C5	Cratón interior	Cuarzoso reciclado
A3C3	Continental transicional	Continental transicional
A4C1	Cratón interior	Transicional reciclado
A4C2	Orógeno reciclado	Transicional reciclado
A4C3	Orógeno reciclado	Transicional reciclado
A4C4	Cratón interior	Cuarzoso reciclado
A4C5	Cratón interior	Cuarzoso reciclado
A4C6	Cratón interior	Cuarzoso reciclado
A4C7	Orógeno reciclado	Cuarzoso reciclado
A4C8	Cratón interior	Cuarzoso reciclado
A4C9	Cratón interior	Cuarzoso reciclado
A4C10	Cratón interior	Cuarzoso reciclado
A4C11	Orógeno reciclado	Transicional reciclado
A4C12	Cratón interior	Cuarzoso reciclado
A4C13	Orógeno reciclado	Cuarzoso reciclado
A4C14	Cratón interior	Transicional reciclado
A4C15	Orógeno reciclado	Transicional reciclado
A4C16	Cratón interior	Transicional reciclado
A4C17	Orógeno reciclado	Transicional reciclado
A4C19	Continental transicional	Cuarzoso reciclado
A4C20	Orógeno reciclado	Cuarzoso reciclado
A4C21	Cratón interior	Transicional reciclado
A4C22	Orógeno reciclado	Cuarzoso reciclado
A4C23	Orógeno reciclado	Mezcla
A4C24	Continental transicional	Transicional reciclado
A4C25	Orógeno reciclado	Mezcla
A4C26	Orógeno reciclado	Transicional reciclado
A4C27	Continental transicional	Mezcla
A4C28	Cratón interior	Transicional reciclado
A4C29	Orógeno reciclado	Transicional reciclado
A4C30	Cratón interior	Cuarzoso reciclado
A4C31	Orógeno reciclado	Arco no disectado
A4C32	Cratón interior	Cuarzoso reciclado
A4C33	Orógeno reciclado	Transicional reciclado
A4C34	Orógeno reciclado	Cuarzoso reciclado
A4C35	Orógeno reciclado	Cuarzoso reciclado
A4C36	Orógeno reciclado	Cuarzoso reciclado
A4C37	Orógeno reciclado	Cuarzoso reciclado
A4C38	Orógeno reciclado	Cuarzoso reciclado
A4C39	Cratón interior	Cuarzoso reciclado
A4C40	Orógeno reciclado	Cuarzoso reciclado

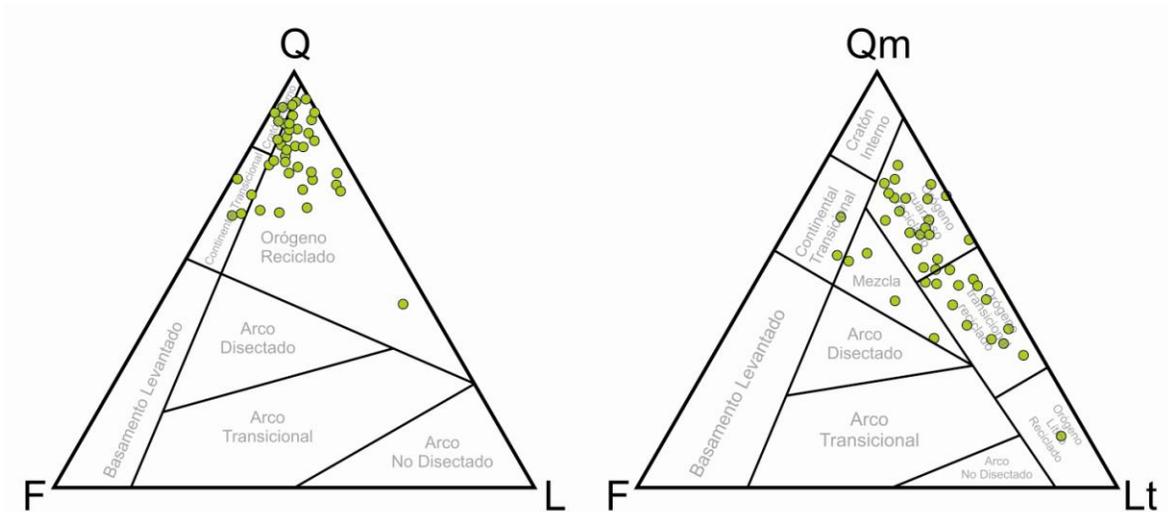


Figura 126. Diagramas ternarios Q-F-L y Qm-F-Lt de procedencia de la sección Ortiz-San Juan de Los Morros. Tomado de MOLINA & LEÓN (2007).

En el diagrama Q-F-L, la Zona-2, muestra una tendencia al ambiente de orógeno reciclado, exceptuando la muestra G-08 que se coloca en el continental transicional, debido quizás a que pertenece a la Facies Meridional de Areniscas Gruesas de la Formación Guárico, la cual fue alimentada con más influencia por las fuentes al sur. La muestra G-06 se trata de un conglomerado cuyo contenido de cuarzo es muy bajo comparado con la cantidad de líticos. Para el diagrama Qm-F-Lt, la zona muestra tendencia entre orógeno reciclado (transicional y lítico), con influencia de arco magmático disectado. En el diagrama Q-F-L de MOLINA & LEÓN (2007), para la sección Ortiz-San Juan de Los Morros, se observa claramente la tendencia a orógeno reciclado con influencia continental de cratón interior, y en el diagrama Qm-F-Lt, las muestras se ubican en los ambientes de orógeno cuarzoso y transicional y algunos dispersos entre mezcla y continental transicional.

### 6.2.3. Procedencia de la Zona 3

Los resultados de procedencia de las muestras dentro de la Zona-3, se aprecian en la tabla 8, y se representan gráficamente en los diagramas ternarios de la figura 127. Los resultados de procedencia de la sección Valle Morín de BENEDETTI & HERNÁNDEZ (2007) se muestran en la tabla 9, y la figura 128.

Tabla 8. Resultados de proveniencia de las muestras de la Zona-3.

Muestra	Triángulo Q-F-L AMBIENTE	Triángulo Qm-F-Lt AMBIENTE
G-16	Orógeno reciclado	Arco disectado
G-21	Basamento levantado	Arco disectado
G-17A	Continental transicional	Mezcla
G-17B	Basamento levantado	Basamento levantado

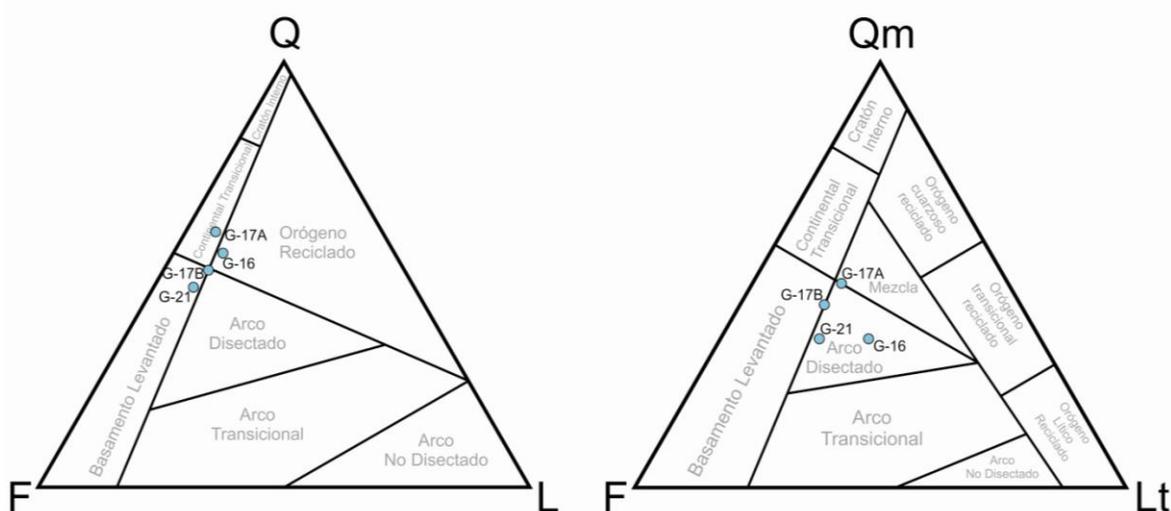


Figura 127. Diagramas ternarios Q-F-L y Qm-F-Lt para las muestras de la Zona-3.

Tabla 9. Resultados de proveniencia de la sección Valle Morín.  
Tomado y Modificado de BENEDETTI & HERNÁNDEZ (2007).

Muestra	Triángulo Q-F-L AMBIENTE	Triángulo Qm-F-Lt AMBIENTE
C-01	Continental transicional	Arco disectado
C-02	Orógeno reciclado	Transicional reciclado
C-03	Orógeno reciclado	Arco transicional
C-04	Orógeno reciclado	Cuarzoso reciclado
C-05	Orógeno reciclado	Arco transicional
C-06	Orógeno reciclado	Transicional reciclado
C-07	Orógeno reciclado	Transicional reciclado
C-08	Orógeno reciclado	Transicional reciclado
C-09	Cratón interior	Cuarzoso reciclado
C-10	Cratón interior	Cuarzoso reciclado
C-11	Cratón interior	Cratón interior
C-12	Continental transicional	Cuarzoso reciclado
C-13	Orógeno reciclado	Cuarzoso reciclado
C-14	Cratón interior	Cratón interior
C-15	Orógeno reciclado	Cuarzoso reciclado
C-16	Orógeno reciclado	Transicional reciclado
C-17	Continental transicional	Continental transicional
C-18	Orógeno reciclado	Transicional reciclado
C-19	Orógeno reciclado	Cuarzoso reciclado
C-20	Cratón interior	Cratón interior
C-21	Cratón interior	Cuarzoso reciclado
C-22	Orógeno reciclado	Cuarzoso reciclado

Cont. Tabla 9.

C-23	Orógeno reciclado	Cuarzoso reciclado
C-24	Orógeno reciclado	Cuarzoso reciclado
C-25	Orógeno reciclado	Cuarzoso reciclado
C-26	Cratón interior	Cuarzoso reciclado
C-27	Cratón interior	Cuarzoso reciclado
C-28	Cratón interior	Cratón interior
C-29	Cratón interior	Cratón interior
C-30	Cratón interior	Cuarzoso reciclado
C-31	Cratón interior	Cuarzoso reciclado
C-32	Cratón interior	Cratón interior
C-33	Cratón interior	Cratón interior
C-34	Orógeno reciclado	Cuarzoso reciclado
C-35	Cratón interior	Cuarzoso reciclado

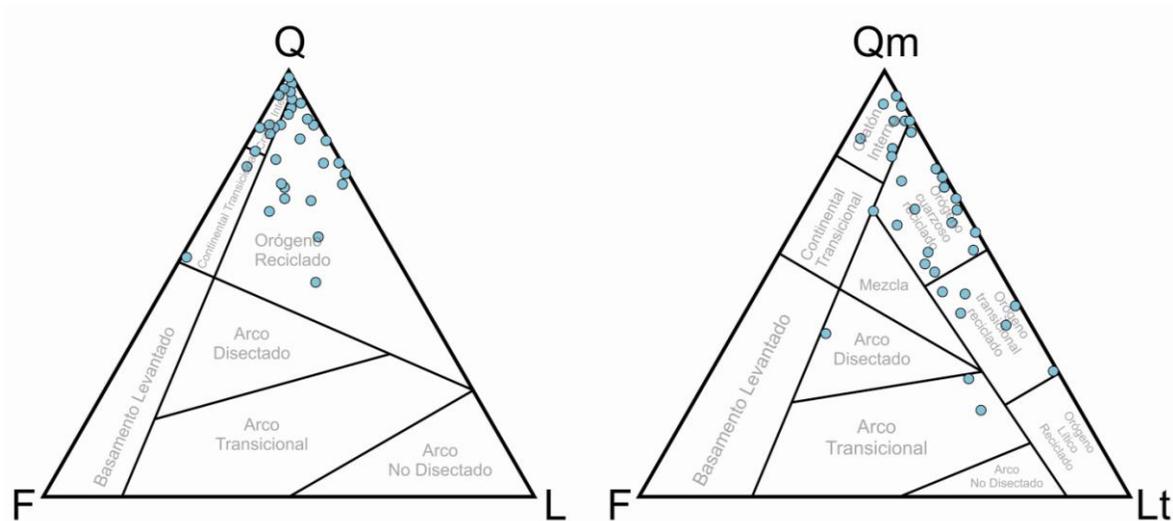


Figura 128. Diagramas ternarios Q-F-L y Qm-F-Lt de procedencia de la sección Valle Morín. Tomado y modificado de BENEDETTI & HERNÁNDEZ (2007).

La tendencia en la Zona-3, se concentra en una tendencia principal continental (diagrama Q-F-L), mientras que las muestras se colocan en ambientes de arco disectado y mezcla en el diagrama Qm-F-Lt. Para el estudio de BENEDETTI Y HERNÁNDEZ (2007), en la sección Valle Morín, las muestras tienden a cratón interior y orógeno reciclado en el diagrama Q-F-L, mientras que se esparcen en orógeno cuarzoso y lítico reciclado, con influencia de cratón y arco en menor grado. Cabe destacar que las muestras analizadas de esta zona fueron tomadas en la parte sur del cinturón de afloramientos de la formación, zona de Camatagua y Taguay, mientras que las muestras de dichos autores se ubican hacia el norte en Valle de Morín.

### 6.2.4. Procedencia de la Zona 4

Los resultados de procedencia de las muestras dentro de la Zona-4, se presentan en la tabla 10, y se ilustran gráficamente en los diagramas ternarios de la figura 129. Los resultados de procedencia de la sección Altagracia de Orituco-San Francisco de Macaira de ALBERTOS (1989) se listan en la tabla 11, y se grafican en la figura 130.

Tabla 10. Resultados de proveniencia de las muestras de la Zona-4.

Muestra	Triángulo Q-F-L AMBIENTE	Triángulo Qm-F-Lt AMBIENTE
G-19A	Arco disectado	Arco disectado
G-19B	Continental transiccional	Mezcla

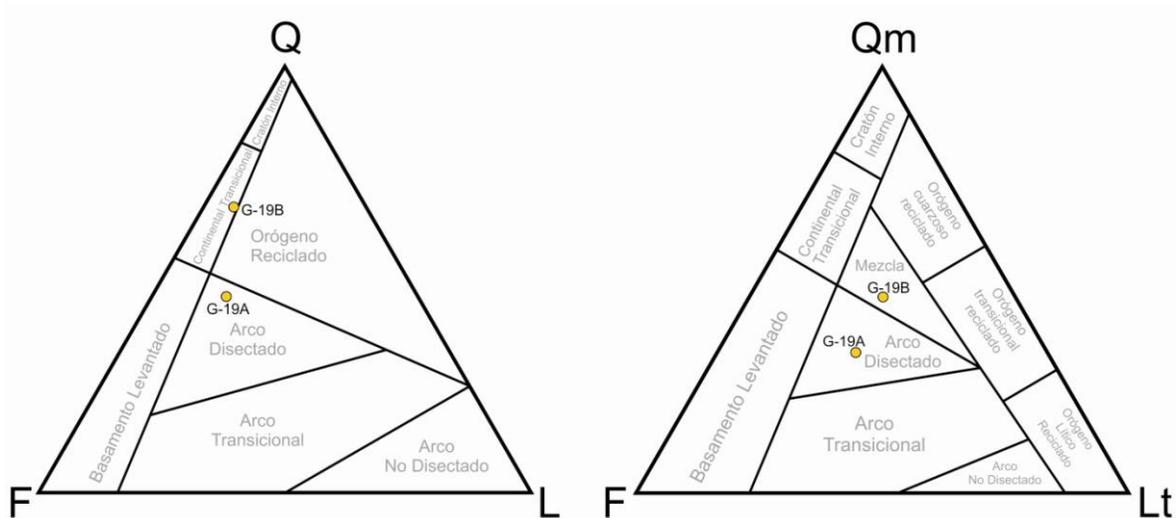


Figura 129. Diagramas ternarios Q-F-L y Qm-F-Lt para las muestras de la Zona-4.

Tabla 11. Resultados de proveniencia de la sección Altagracia de Orituco-San Francisco de Macaira. Tomado y Modificado de ALBERTOS (1989).

Cantidad de muestras	Triángulo Q-F-L AMBIENTE	Cantidad de muestras	Triángulo Qm-F-Lt AMBIENTE
7	Orógeno reciclado	1	Arco disectado
5	Continental transiccional	7	Mezcla
12	Cratón interior	7	Transiccional reciclado
		3	Lítico reciclado
		2	Cuarzoso reciclado
		2	Continental transiccional
		2	Cratón interior

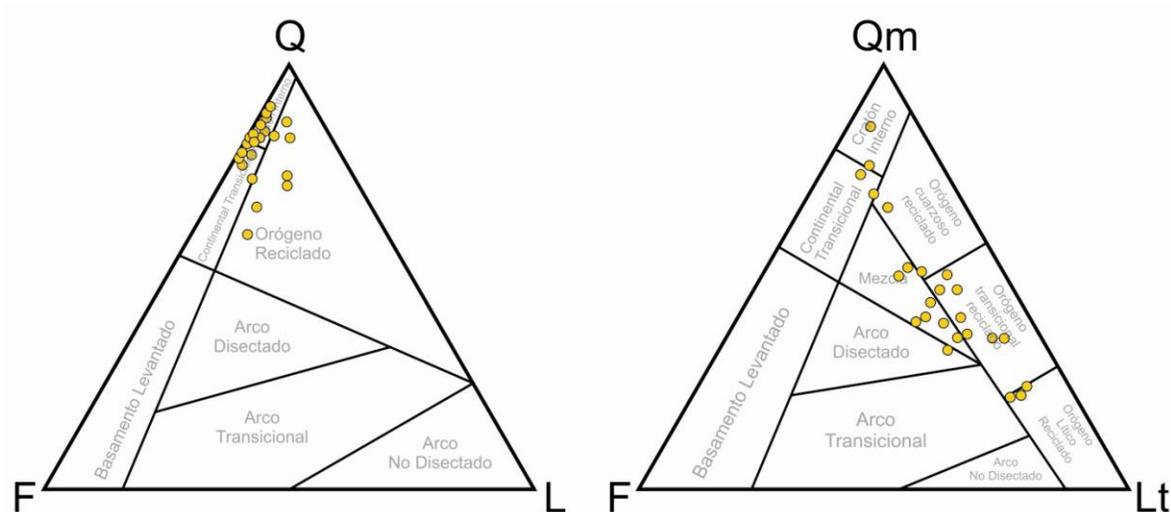


Figura 130. Diagramas ternarios Q-F-L y Qm-F-Lt de procedencia de la sección Altargracia de Orituco-San Francisco de Macaira. Tomado y Modificado de ALBERTOS (1989).

El diagrama Q-F-L, para la Zona-3, se resume a una tendencia entre continental transicional y arco disectado, y el diagrama Qm-F-Lt muestra influencia de ambiente de mezcla y arco disectado. En el trabajo de ALBERTOS (1989), se aprecia la clara acumulación en el diagrama Q-F-L, sobre el ambiente continental transicional y de cratón con algunas muestras en orógeno reciclado; mientras que en diagrama Qm-F-Lt, tienden al orógeno transicional y de mezcla, con algunas muestras en ambiente continental.

### 6.2.5. Procedencia de la Zona 5

Los resultados de procedencia de las muestras dentro de la Zona-5, se muestran en la tabla 12, y se representan gráficamente en los diagramas ternarios de la figura 131.

Tabla 12. Resultados de proveniencia de las muestras de la Zona-5.

Muestra	Triángulo Q-F-L AMBIENTE	Triángulo Qm-F-Lt AMBIENTE
G-23	Orógeno reciclado	Arco disectado
G-24B	Orógeno reciclado	Mezcla
G-25A	Arco disectado	Arco transicional
G-25B-R	Orógeno reciclado	Lítico reciclado
G-26	Orógeno reciclado	Mezcla

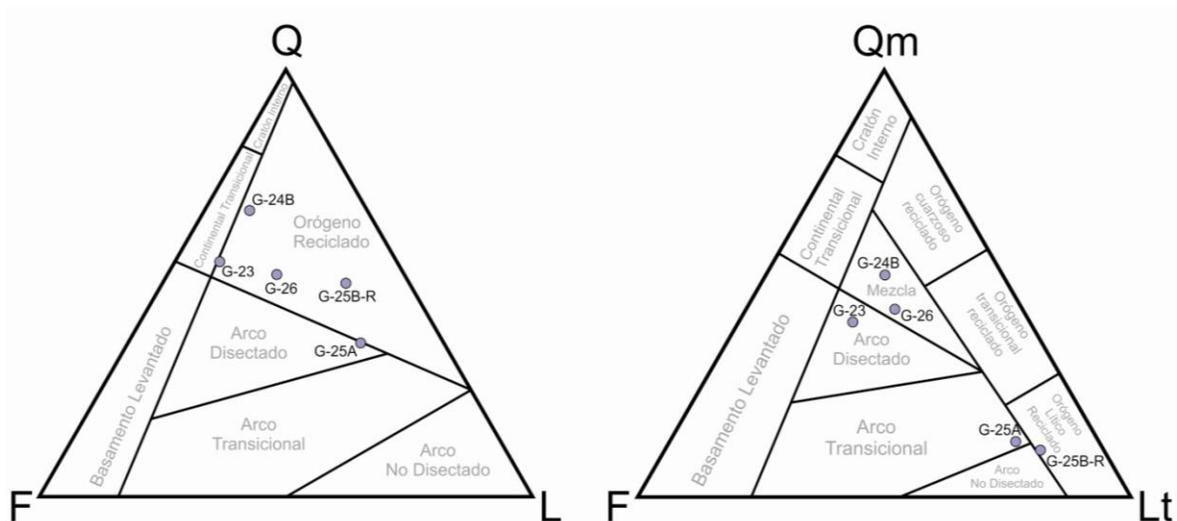


Figura 131. Diagramas ternarios Q-F-L y Qm-F-Lt para las muestras de la Zona-5.

En el diagrama Q-F-L de la Zona-5, se muestra la tendencia a orógeno reciclado, mientras que la muestra G-25A se ubica en el ambiente de arco disectado. Para el diagrama Qm-F-Lt, las muestras se ubican en el ambiente de mezcla y arco disectado, mientras que las muestras G-25A y G-25B-R, se separan del grupo hacia el orógeno lítico reciclado y arco transicional. Esto posiblemente sea debido a que dichas muestras, que fueron tomadas al sur de Cúpira, pertenezcan a la Formación Río Aragua, ya que CAMPOSet *al.* (1980), proponen que dicha formación se extiende en el borde septentrional de la zona más oriental de la Faja Piemontina. En el mapa del Anexo III, se observa la distribución de la Formación Río Aragua en la zona de estudio de acuerdo a lo propuesto en CAMPOSet *al.* (1980).

En las figuras 132 y 133, se aprecia la distribución espacial de los resultados de análisis de procedencia realizado a las muestras del presente Trabajo, y un resumen de las tendencias de las secciones estudiadas por los autores ya mencionados. Además se generaron diagramas de torta, con el número de muestras total designado con la letra “n” para cada diagrama, con la finalidad de mostrar la proporción que cada ambiente posee en cada zona a lo largo de la Formación Guárico.

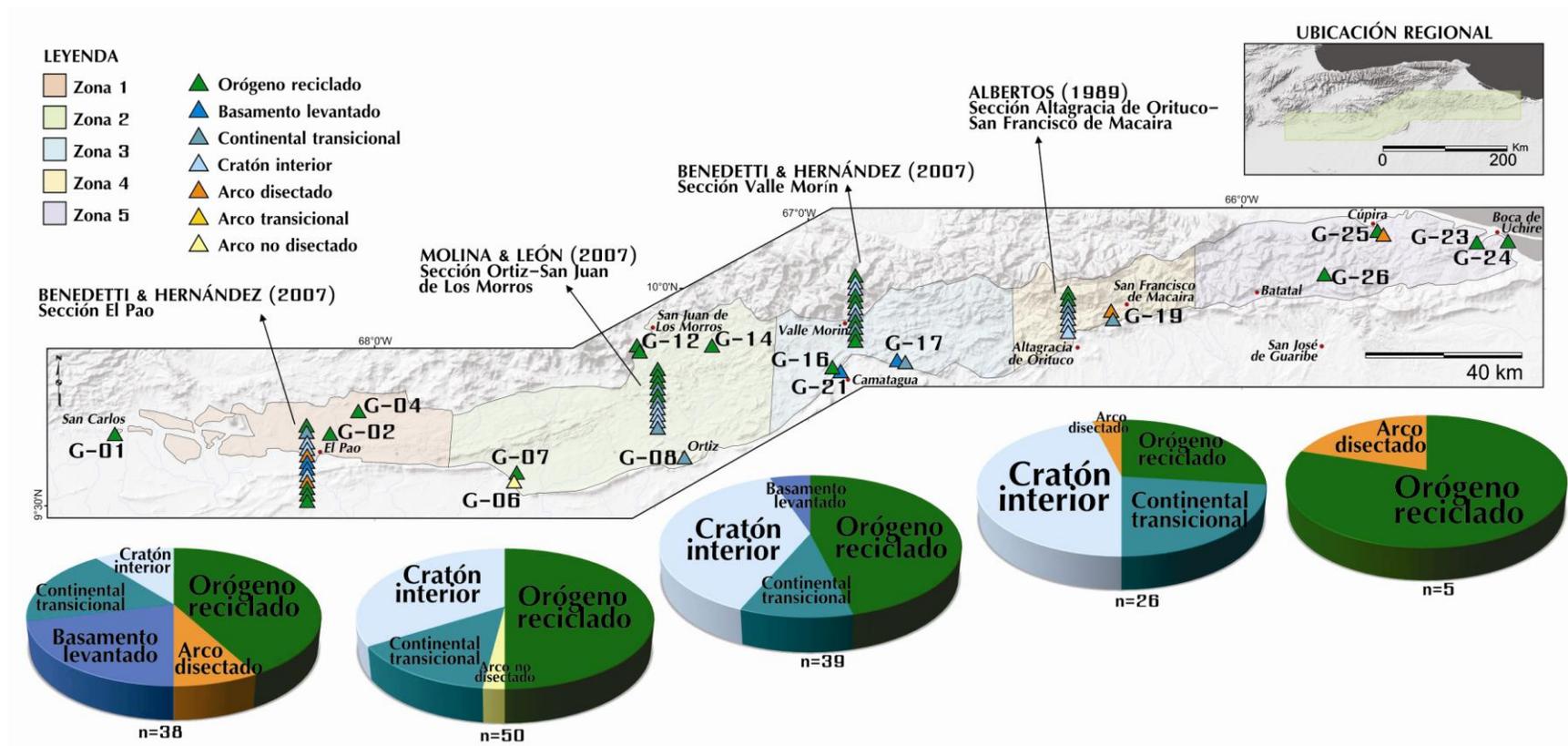


Figura 132. Esquema resumen de los resultados de proveniencia a lo largo de la extensión geográfica de la Formación Guárico en la Faja Piemontina, para el diagrama Q-F-L de ambientes tectónicos según DICKINSON & SUCZEK (1979) y DICKINSON *et al.* (1983). (n= población total de muestras en la zona).

A partir del diagrama Q-F-L (Fig. 132), es evidente la influencia de orógeno reciclado a lo largo de la extensión geográfica de la formación en estudio. Se observa en la Zona-1, a partir de los datos de los autores BENEDETTI & HERNÁNDEZ (2007), la influencia de fuentes de arco, continental y cratón para el área de El Pao. Se puede plantear que las muestras G-08, G-21, G-17A y B, sean parte de las Facies Meridional de Areniscas Gruesas y por lo tanto tengan mayor influencia de fuentes continentales entre transicional y de basamento levantado. Igualmente en la Zona-3, ALBERTOS (1989), presenta influencias de orógeno y cratón. Dos muestras indican influencia de arco magmático, posiblemente debido a la cantidad de líticos volcánicos presentes.

Los diagramas de torta muestran de forma evidente la evolución de oeste a este, de la influencia de los ambientes de depositación sobre los sedimentos que constituyen las rocas de la Formación Guárico. La influencia del ambiente de orógeno reciclado disminuye relativamente de oeste a este, sin embargo, en la Zona-5 muestra la mayor influencia, esto puede ser debido a que estadísticamente la población de muestras estudiadas en dicha zona es menor respecto a las otras, y por lo tanto hace del resultado menos determinante, estadísticamente. También se observa la tendencia de la influencia del ambiente de cratón interior a aumentar hacia el este, y no aparece en la Zona-5, lo cual puede ser explicado por la misma razón mencionada. Además se observa que el ambiente continental transicional muestra influencia en todas las zonas, exceptuando en la Zona-5.

Finalmente se percibe la mayor influencia de arco magmático en la zona más occidental de la formación, esto puede ser debido que fue el extremo más cercano a la actividad volcánica del Arco Caribeño que se encontraba al noroeste para la época de depositación, aproximadamente en el Cretácico Tardío; mientras que en la Zona-5 dicha influencia puede ser debido a que las muestras del punto G-25 pertenecen a la Formación Río Aragua la cual es parte de las unidades alóctonas que se depositaron al frente del Arco de Las Hermanas.

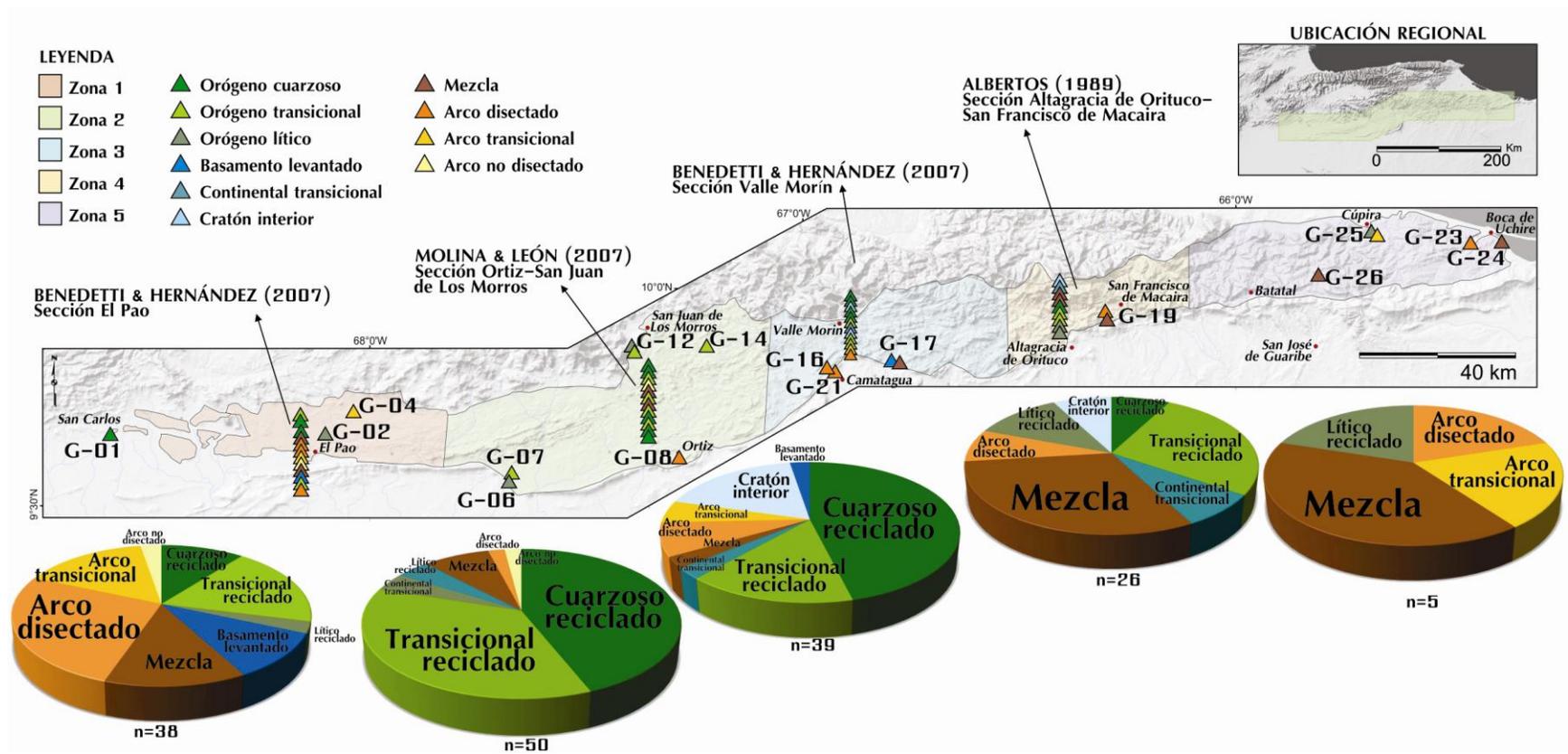


Figura 133. Esquema resumen de los resultados de proveniencia a lo largo de la extensión geográfica de la Formación Guárico en la Faja Piemontina, para el diagrama Qm-F-Lt de ambientes tectónicos según DICKINSON & SUCZEK (1979) y DICKINSON *et al.* (1983). (n= población total de muestras en la zona).

En la figura 133, se observa la distribución de resultados, a partir de la clasificación obtenida del diagrama Qm-F-Lt, e igualmente se generaron los diagramas de torta para mostrar la proporción de cada ambiente a lo largo de la formación. Los ambientes presentes son numerosos y a la vez, la variación se hace más notoria a lo largo de la franja de Guárico. Al oeste se tiene mayor influencia del ambiente de arco magmático (disectado, transicional y no disectado), debido a la importante cantidad de material volcánico tipo lava encontrado en las muestras; seguido por el ambiente de orógeno (cuarzoso, transicional y lítico), con influenciad de ambiente de basamento levantado, por lo tanto se hace presente la mezcla de ambientes. La tendencia en la Zona-2 varía drásticamente, con el aumento de la influencia de orógeno reciclado (cuarzoso, transicional y lítico), disminuye significativamente la influencia del arco magmático, y también de los ambientes de bloque continental.

Hacia el este (Zona-3), se mantiene relativamente similar, con la mayor influencia por ambientes de orógeno reciclado (cuarzoso y transicional), aparece como segunda tendencia al cratón interior, y se nota un pequeño aumento de la influencia de arco magmático. Para la Zona-4 se afianzan la influencia de ambientes de mezcla, disminuyendo la tendencia del ambiente de orógeno reciclado, sin embargo aumenta la influencia del ambiente de orógeno lítico reciclado; y aumenta además la influencia de continental transicional; el ambiente de arco magmático se mantiene similar. Finalmente en el extremo oriental (Zona-5), se aprecia la mayor influencia de ambiente de mezcla y arco disectado, aunque como ya se mencionó anteriormente, esta zona presenta el menor número de población de muestras estudiadas, por lo tanto es estadísticamente menos sustancial. Cabe destacar que las muestras G-25A y B (al norte), se separan de la tendencia, mostrando influencia de orógeno lítico y arco no disectado, como se mencionó anteriormente, esto posiblemente sea debido a que dichas muestras pertenezcan a la Formación Río Aragua, que aflora en esa parte según lo proponen en CAMPOSet *al.* (1980).

---

## **CAPÍTULO VII**

### **7. ESTUDIO DE MINERALES PESADOS**

#### **7.1. GENERALIDADES**

En este Trabajo el objetivo principal de la identificación de minerales pesados, es generar el esquema de variación de las asociaciones de minerales índices a lo largo de la extensión geográfica de la Formación Guárico, que permita establecer las rocas fuentes que alimentaron al surco de Guárico, para el periodo de depositación de dicha formación. En el siglo XX, el estudio de minerales pesados era una herramienta para la integración estratigráfica en la industria petrolera, ya que tiene un gran valor práctico en la identificación y correlación de unidades, en particular en la interpretación de la proveniencia y paleoambiente de una región específica, ayudando a descifrar eventos tectónicos en la historia geológica. Actualmente se usan además en otras ramas de diferentes índoles, por ejemplo, prospección minera de diamante y otros minerales, estudios integrados con técnicas geoanalíticas, geoarqueología, ciencia forense y criminalística, entre otras.

En forma similar al análisis de procedencia por estudio petrográfico, se llevó a cabo el estudio, de roca fuentes, pero a través de la técnica de identificación de minerales pesados, a cierto número de muestras seleccionadas previamente. Dichas muestras, 10 en total, se distribuyen a lo largo de la faja de afloramientos visitados de la Formación Guárico. Además se compila la información de la identificación de minerales pesados por autores de años anteriores dentro de las zonas definidas. En el Apéndice B se presentan ciertas consideraciones teóricas sobre el tema.

#### **7.2. IDENTIFICACIÓN Y DESCRIPCIÓN DE MINERALES PESADOS**

En la investigación microscópica de los minerales pesados se debe tomar en cuenta las propiedades que ayudan en la identificación, tales como transparencia, translucidez u opacidad, isotropismo o anisotropismo, color, brillo, forma cristalina, clivajes, fracturas, forma del grano, relieve comparado con el medio en el cual están montados (generalmente fuerte en bálsamo de Canadá), birrefringencia, extinción, colores de interferencia,

pleocroísmo, signo de elongación, inclusiones y producto de alteración (FEO-COECIDO 1960).

El registro cuantitativo de los minerales pesados se expresa de acuerdo a la abundancia relativa de los minerales, haciendo una estimación ocular de forma simple y rápida, ya que el objetivo es identificar la mayor cantidad posible de variedades y su abundancia relativa, mas no su cantidad exacta en la lámina. Sin embargo, como los minerales característicos de algunas asociaciones son raros, la lámina entera es completamente observada. La estimación del contenido mineral se anota mediante números de frecuencia desde uno hasta cinco, el significado de estos datos fueron tabulados en orden en una hoja para la determinación mineral (Tabla13). Estos números son solamente símbolos, ya que ellos no son números en el sentido matemático y no guardan una relación simple entre sí.

Tabla 13. Escala de abundancia mineral

Número de frecuencia	Término descriptivo
5	Muy abundante
4	Abundante
3	Común
2	Poco común
1	Raro

La escala de abundancia se traduce en una tabla donde gráficamente se representan las escalas cuantitativas de cada especie mineral, para poder dilucidar la presencia o no, y distribución de cada uno. En la tabla 14 se muestra la abundancia de minerales pesados por cada muestra, seguido de una breve descripción de los mismos.

Tabla 14. Abundancia relativa de los minerales pesados identificados en la Formación Guárico.

Leyenda	FORMACIÓN GUÁRICO									
	O	E	S	T	E	-	E	S	T	E
Muy abundante										
Abundante										
Común										
Poco común										
Raro										
Muestras	G-01	G-02A	G-06	G-11	G-16	G-22	G-18	G-27	G-26	G-24B
Minerales										
Rutilo	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Turmalina	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Zircón	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Apatito	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Biotita	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Monacita	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Zoicita-Epidoto	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Esfena	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Cloritoide	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Cianita	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Magnetita	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Leucoxeno-ilmenita	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Pirita	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■

### 7.2.1. RUTILO

El rutilo tiene una gran distribución en las muestras, por ser uno de los más resistentes, sin embargo no es abundante. Las formas son alargadas, de bordes subredondeados con característico color pardo de bordes muy oscuros (Fig. 134).

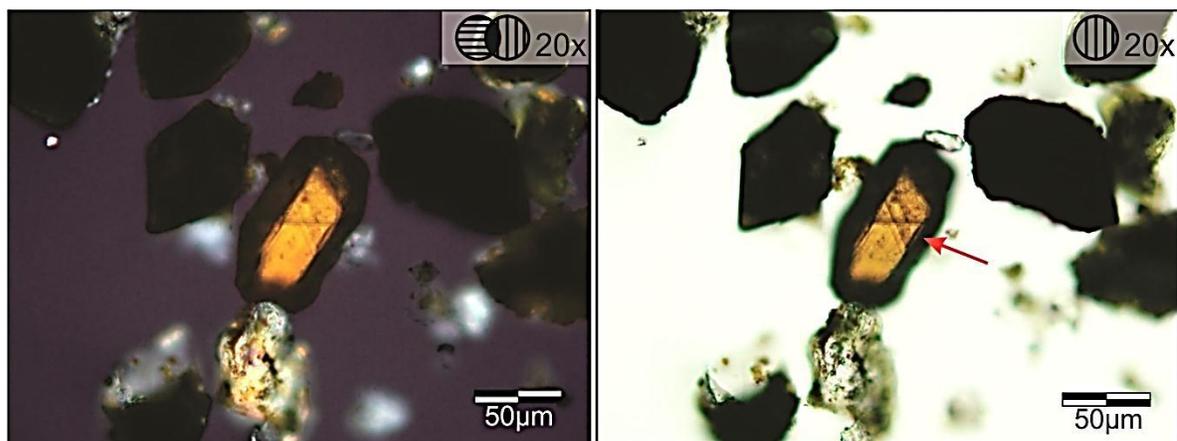


Figura 134. Mineral pesado rutilo, señalado con flecha roja. Muestra G-24B.

### 7.2.2. TURMALINA

La turmalina es otro de los minerales persistentes en estas rocas. Se presenta en forma prismática, angulares, subangulares y otras veces redondeada. El pleocroísmo muy fuerte es clave para la identificación de este mineral que a veces llega al índigo (Figs. 135, 136).

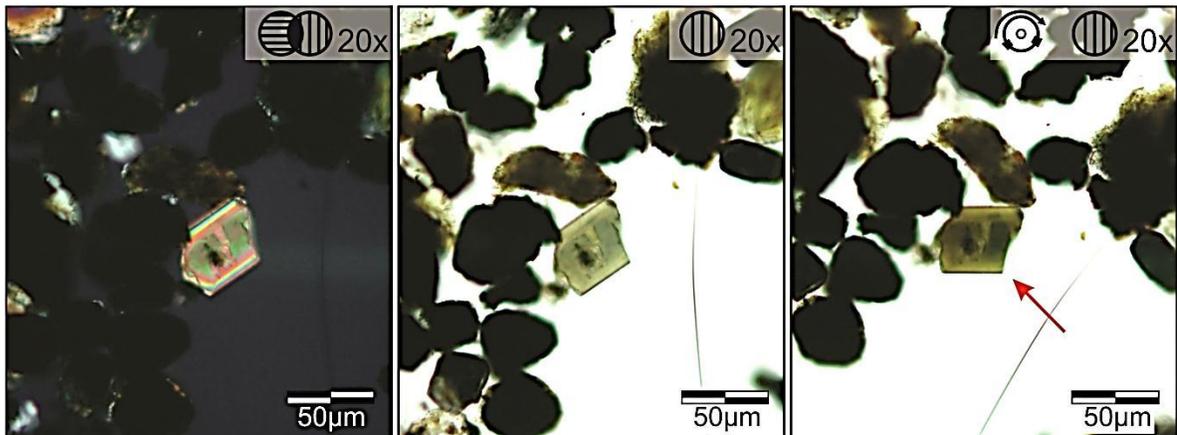


Figura 135. Mineral pesado turmalina. Nótese el fuerte pleocroísmo al girar la platina. Muestra G-11.

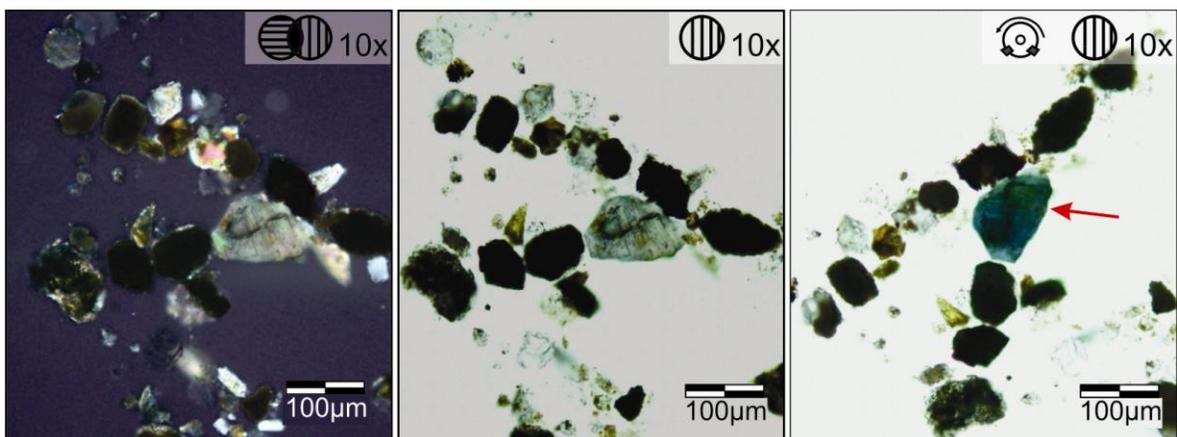


Figura 136. Mineral pesado turmalina. Nótese el fuerte pleocroísmo índigo al girar la platina. Muestra G-16.

### 7.2.3. ZIRCÓN

Presenta en común con la turmalina y el rutilo el ser muy abundante. Es usual presentarse en formas prismáticas angulares, otros se encuentran fracturados, y otra mayoría es que el mineral está redondeado pero manteniendo su forma alargada (Figs. 137 y 138).

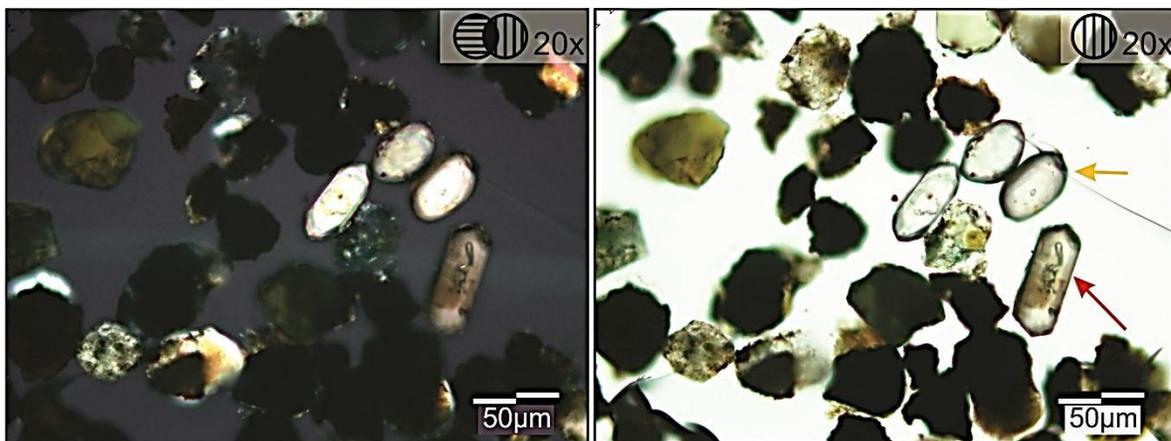


Figura 137. Zircón prismático señalado con flecha roja, y zircón redondeado señalado con flecha amarilla. Muestra G-11.

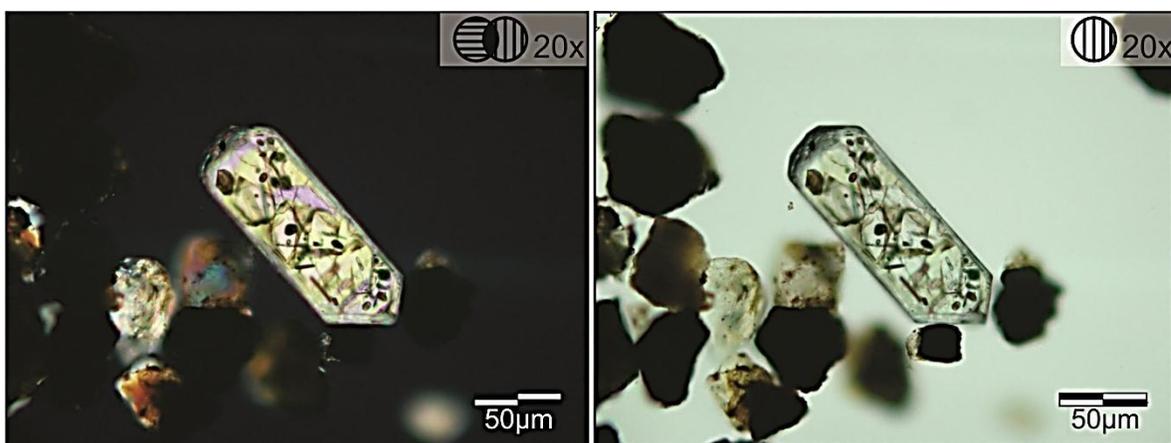


Figura 138. Zircón prismático con inclusiones. Muestra G-26.

#### 7.2.4. APATITO

El apatito aparece también en la mayoría de las muestras, variando entre abundante y poco común. Se presenta en forma prismática algo angular, incoloro y de bordes oscuros (Fig. 139). Otras veces es de tamaños tan pequeño como arena muy fina.

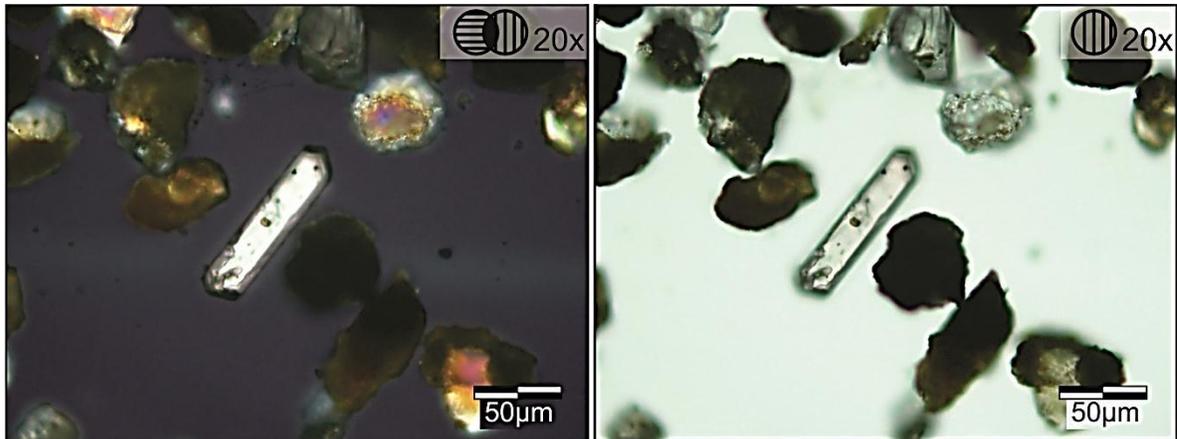


Figura 139. Mineral pesado apatito. Muestra G-24B.

### 7.2.5. BIOTITA

Este mineral es poco común dentro de las listas de minerales pesados, sin embargo, se presentó en más de la mitad en las muestras, entre raro a común. Se observa su hábito micáceo característico con bordes irregulares, de color pardo oscuro como se muestra en la figura 140.

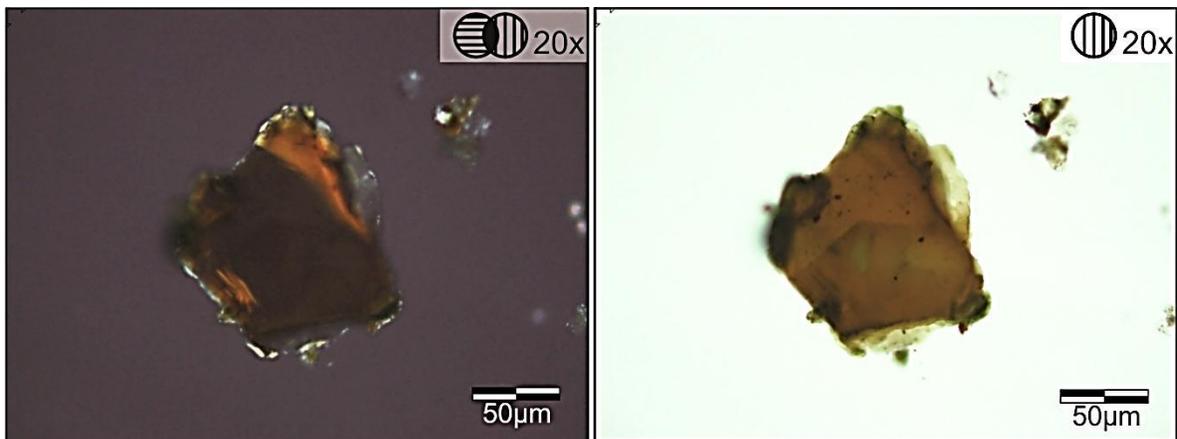


Figura 140. Biotita, nótese el hábito micáceo. Muestra G-24B.

### 7.2.6. MONACITA

El mineral monacita solo se encuentra en dos muestras: G-01 (hacia el oeste) y G-11 (sur de San Juan de Los Morros). Se observa con su característico aspecto de ovalado y color miel en nícoles paralelos y cruzados, como se aprecia en la figura 141.

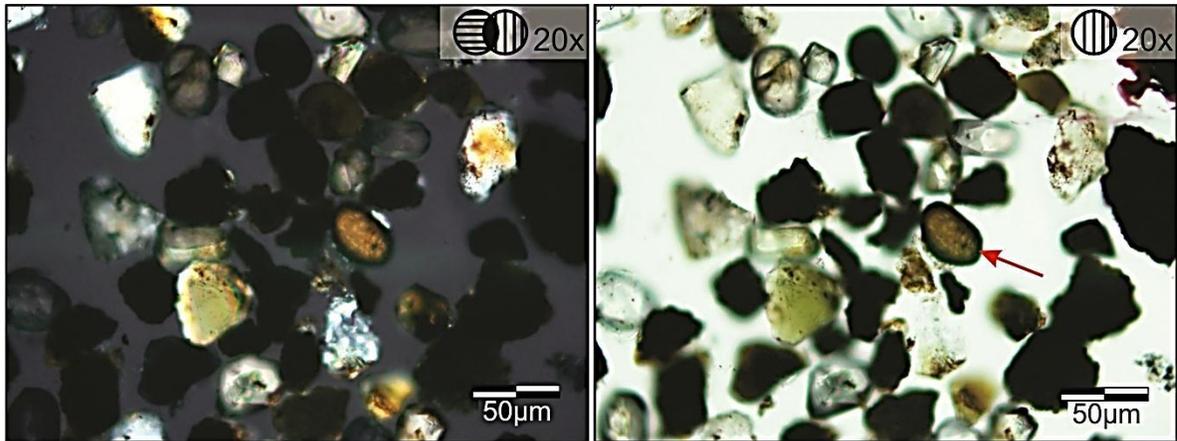


Figura 141. Mineral pesado monacita. Muestra G-11.

### 7.2.7. ZOICITA-EPIDOTO

Estos minerales son muy raros en las muestras. Se presenta en forma columnar con fractura astillosa como se observa en la figura 142. Los colores fuertes en la figura 143, corresponden al mineral epidoto registrado de esta forma prismática en la muestra G-11, sin embargo también se encontraban granos menos euhedrales (Fig. 144).

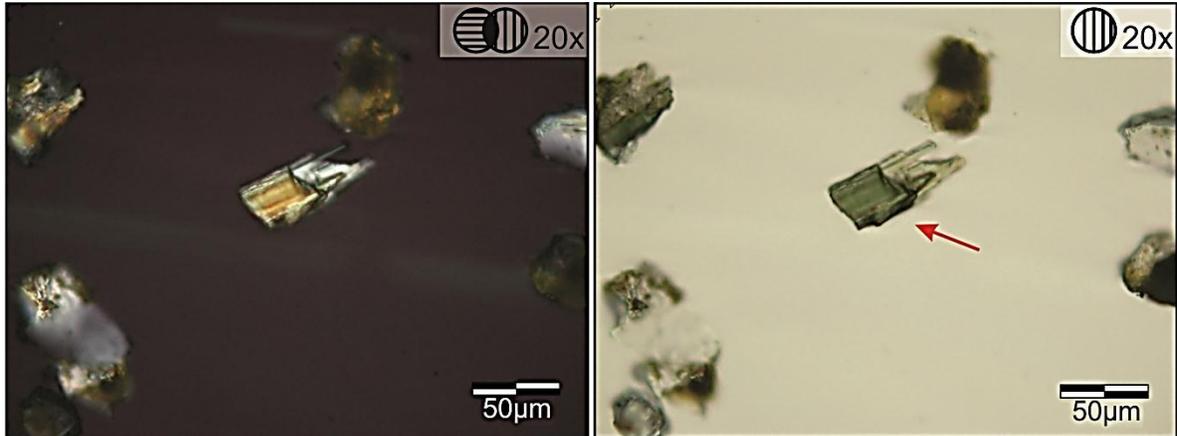


Figura 142. Mineral pesado identificado como zoicita señalado con flecha roja. Muestra G-11.

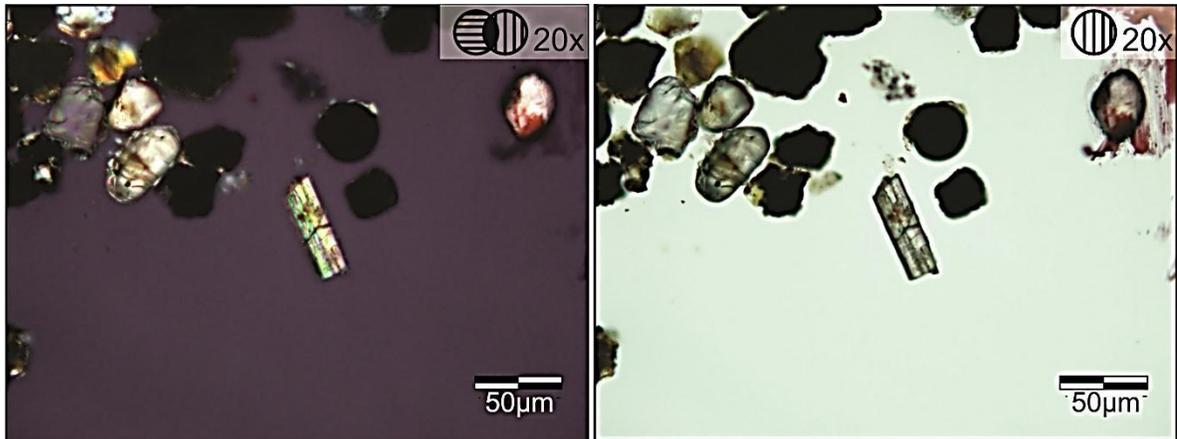


Figura 143. Mineral pesado epidoto de hábito columnar. Muestra G-11.

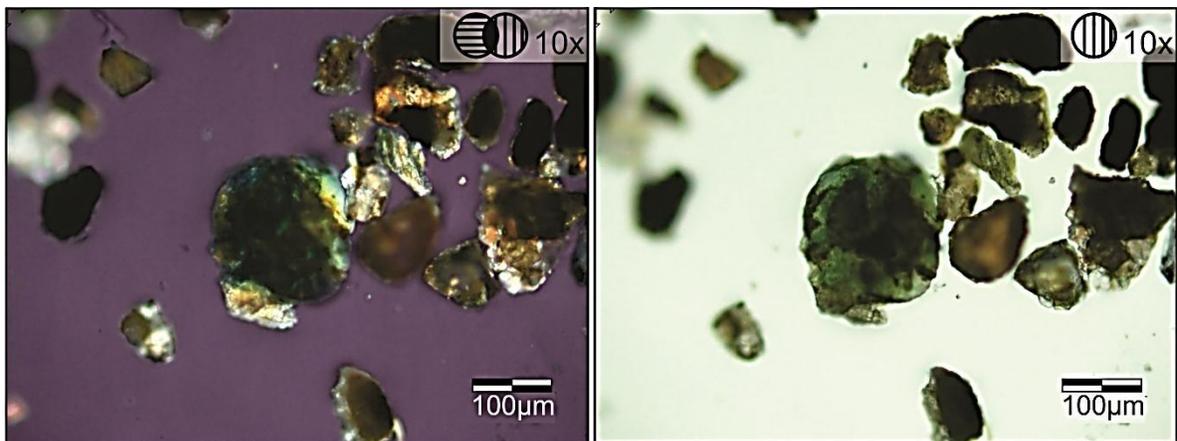


Figura 144. Mineral pesado epidoto subredondeado. Muestra G-02A.

### 7.2.8. ESFENA

El mineral esfena o también conocido como titanita, fue identificado en pocas muestras, y es bastante escaso. Es un mineral poco común, de color característico pardo naranja con borde muy oscuro y un poco alargado como se observa en la figura 145.

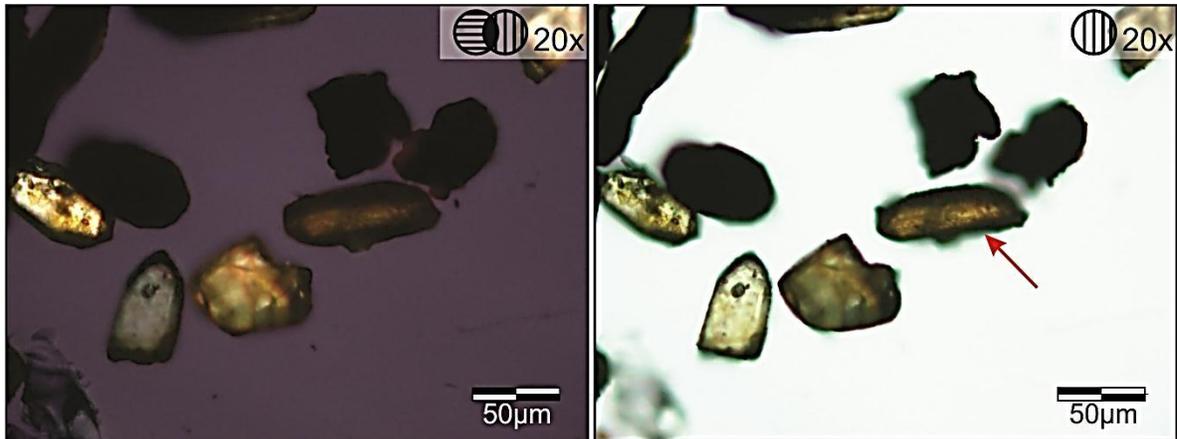


Figura 145. Mineral pesado esfena (titanita). Muestra G-01.

### 7.2.9. CLORITOIDE

Este mineral se presenta en varias muestras. Es de color verde y se observa en forma de láminas delgadas superpuestas, es decir, hábito micáceo (Figs. 146, 147). Es un mineral raro a poco común en las muestras donde fue identificado.

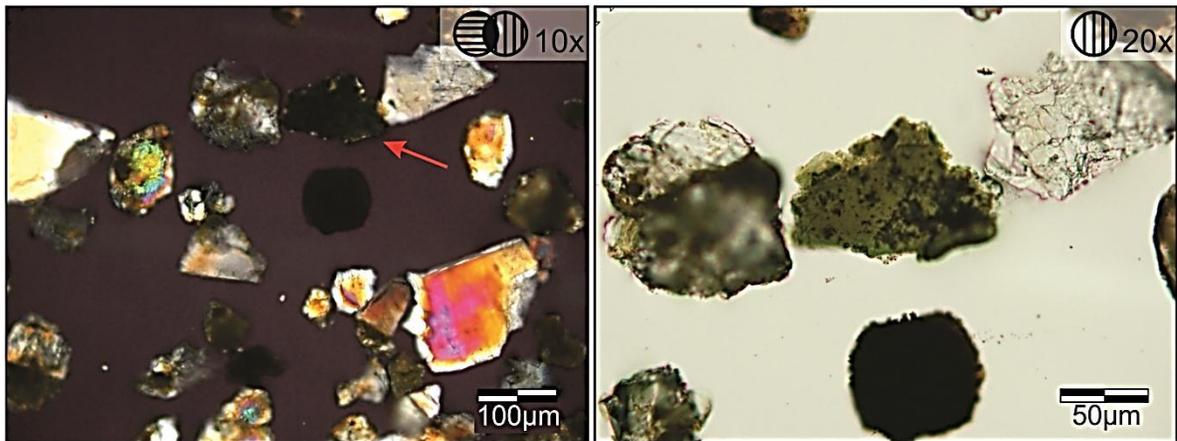


Figura 146. Mineral pesado cloritoide. Muestra G-01.

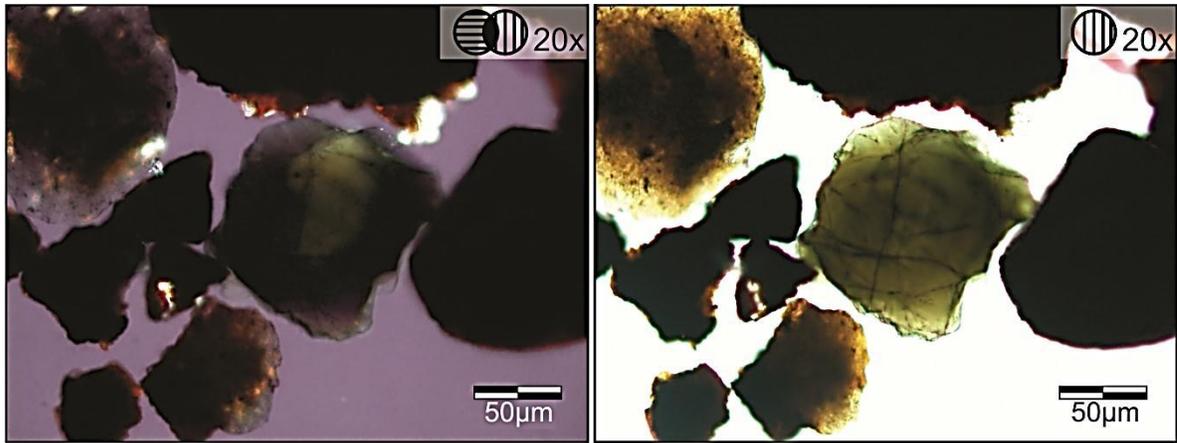


Figura 147. Mineral cloritoide. Muestra G-06.

### 7.2.10. CIANITA

Un mineral muy raro, que solo fue identificado en la muestra más oriental (G-24B), se muestra alargado, incoloro, pero su característica distintiva es su ángulo de extinción de  $20^\circ$ . Se observa en la figura 148.

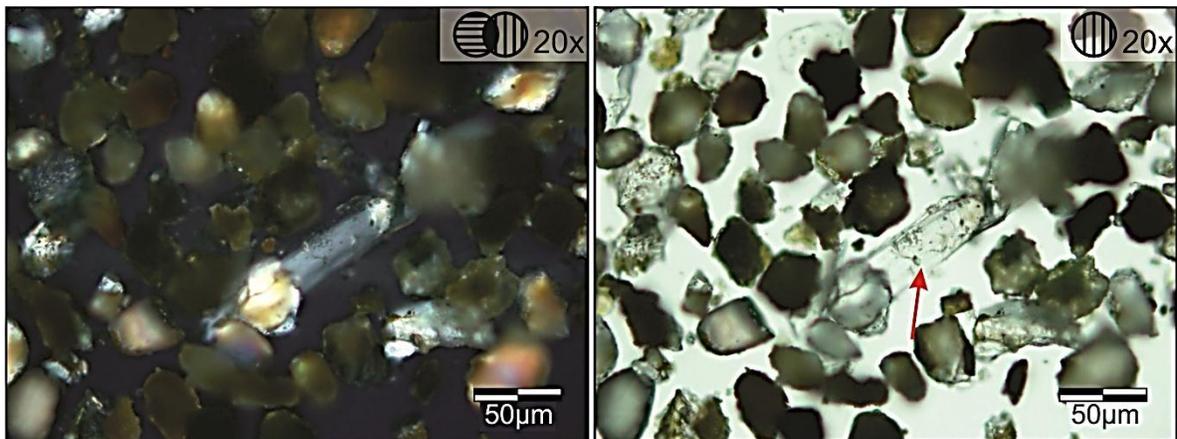


Figura 148. Mineral pesado cianita, señalada con flecha roja. Muestra G-24B.

### 7.2.11. MAGNETITA

Se presenta como granos irregulares, opacos a nícoles paralelos y cruzados, de bores subredondeados con un brillo negro azulado a la luz reflejada, como se observa en la figura 149. Es un mineral común a abundante, que se encuentra en la mayoría de las muestras.

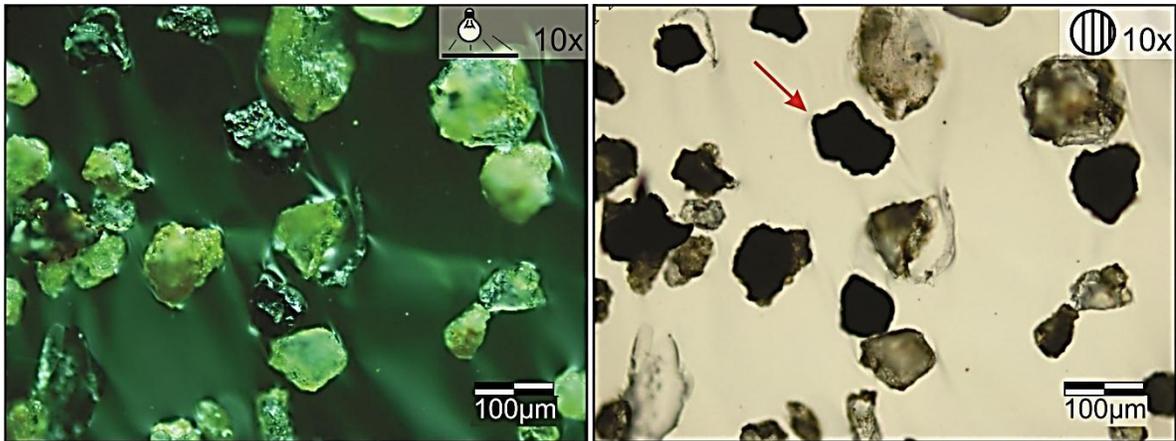


Figura 149. Mineral pesado magnetita, señalada con flecha roja. Muestra G-01.

### 7.2.12. LEUCOXENO-ILMENTITA

El mineral de óxido de titanio al parecer se encuentra en todas las muestras estudiadas, generalmente como granos irregulares, opacos en nícoles paralelos y cruzados, con el leucoxeno en bordes o sobre todo el grano, de color blanco amarillento a la luz reflejada (Fig. 150), posiblemente como alteración de dicho mineral de titanio.

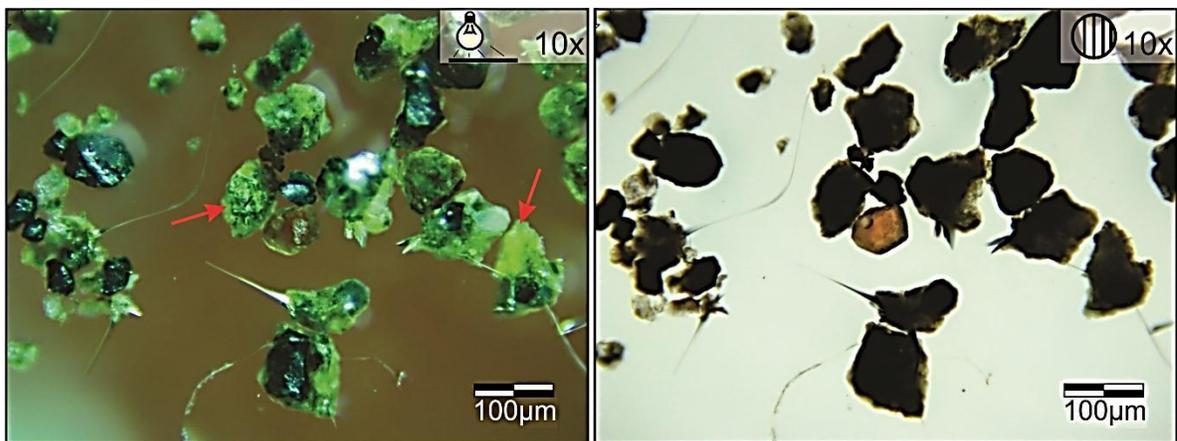


Figura 150. Minerales pesados ilmenita con alteración a leucoxeno. Muestra G-18.

### 7.2.13. PIRITA

Este mineral es raro en las muestras donde fue identificado. Se encontró de forma casi cúbica, mostrando un brillo metálico dorado con estrías en las caras cristalinas, lo cual fue clave para su identificación (Fig. 151). No es un mineral pesado determinante de una asociación mineral específica, ya que su origen puede ser autigénico.

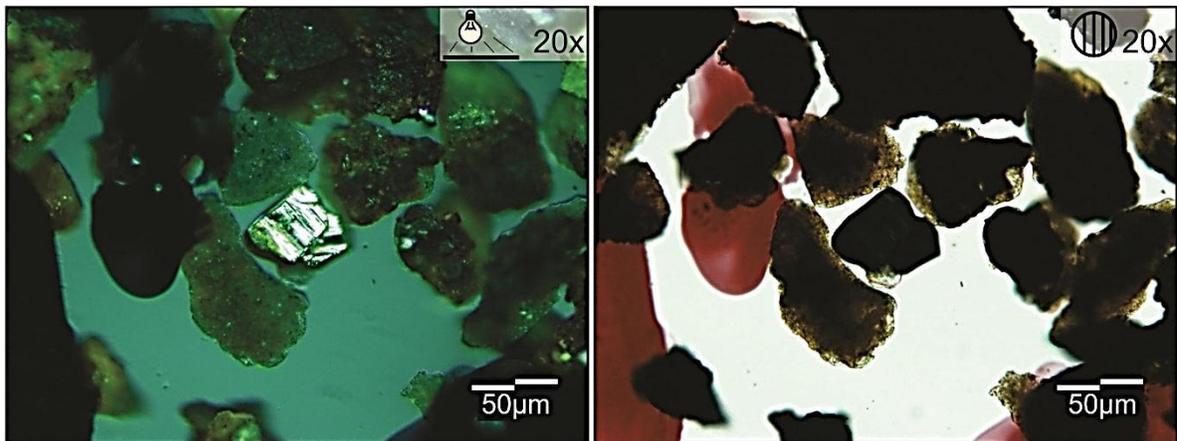


Figura 151. Mineral pesado pirita. Muestra G-06.

### 7.3. MINERALES PESADOS DE OTROS AUTORES

Fueron compilados los trabajos de varios autores que realizaron la identificación de minerales pesados. La mayoría de esos trabajos se tratan de informes de Geología de Campo III que llevaban a cabo durante las décadas de los 50 y 60s; el resto son Trabajos de Pregrado. Las técnicas usadas en aquella época, abarcaban la introducción de las muestras en ácidos; se muestra en resumen la técnica que estos autores utilizaban en la figura 152.

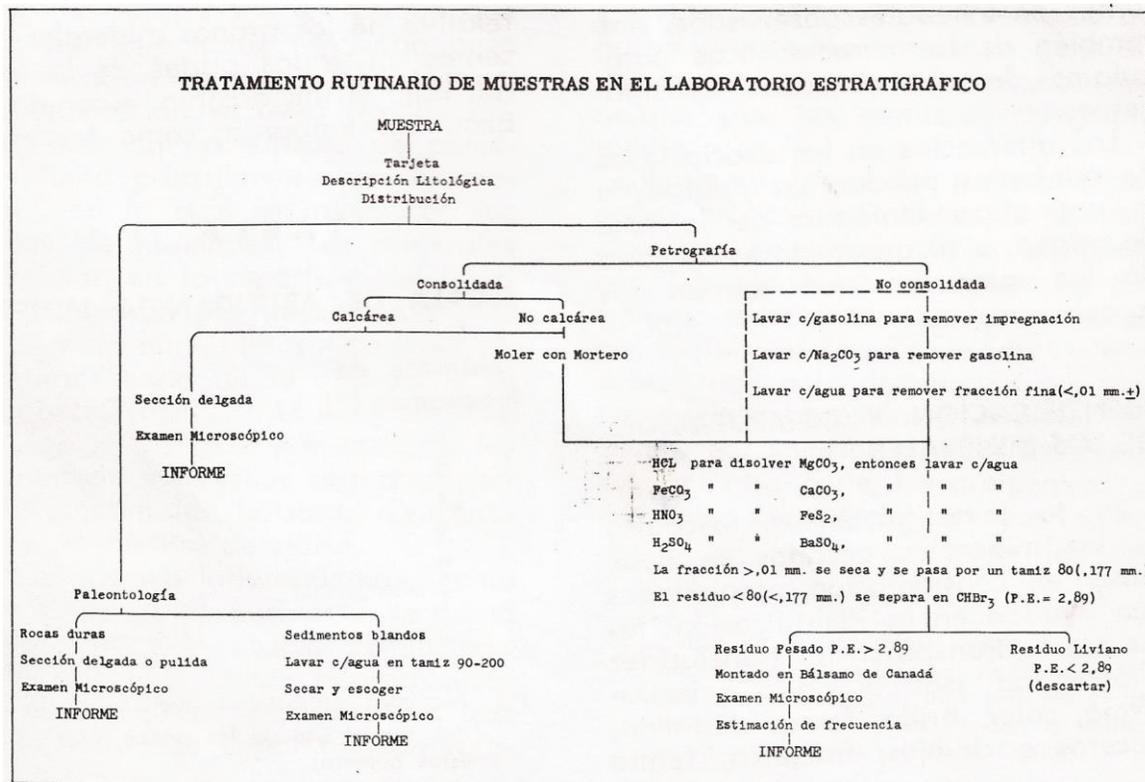


Figura 152. Esquema resumen de la técnica que utilizaban los estudiantes para la separación de minerales pesados anteriormente. Tomado de FEO-COECIDO (1960).

Algunos registros de minerales pesados de varios de los autores compilados se muestran como sigue en la figura 153. Se puede notar que cada autor generó su propia escala de estimación de abundancia de cada especie. Por lo tanto, para el trabajo de compilación solo se toma la presencia de la especie mineral identificada por estos autores.

MINERALES PESADOS																						
LEYENDA	MUESTRAS	FORMACION QUIAMARE			FORMACION QUEBRADON			FORMACION NARICUAL				FORMACION GUARICO				COMPLEJO DE CHACUAL		FORMACION SAN ANTONIO				
		AdeO	AdeO	AdeO	AdeO	AdeO	AdeO	AdeO	AdeO	AdeO	AdeO	AdeO	AdeO	AdeO	AdeO	AdeO	AdeO	AdeO	AdeO			
ABUNDANTE (1-50 %)	111	148	166	037	103	106	101	167	012	030	032	034	047	071	180	195	099	127	141	177	185	
MINERALES																						
CIRCON																						
EPIDOTO																						
ZOISITA																						
RUTILIO																						
TURMALINA																						
ESPINELA																						
ILMENITA																						
MAGNETITA																						
HEMATITA																						
LIMONITA																						
LEUCOXENO																						
PIRITA																						

Autor: Ostos M. (1977)

LEYENDA	MUESTRAS	FORMACION GUARICO																	
		ARENISCAS																	
ABUNDANTE (1-50 %)	AN101	AN104	AN109	AN302	AN347	AN380	AN375	AN302	AN307	AN388	AN402	AN472	AN384	AN388	AN310	AN481	AN400	AN300	
MINERALES																			
CIRCON																			
TURMALINA																			
LIMONITA																			
LEUCOXENO																			
HEMATITA																			
RUTILIO																			
ZOISITA																			
EPIDOTO																			

Autor: Zapata E. (1976)

	2020	2021	2023	2026	2028							
	80	120	170	80	120	170	80	120	170	80	120	170
Anatasa												
Apatito												
Epidoto												
Granate												
Limonita												
Muscovita												
Rutilio												
Turmalina												
Zircón												

CUADRO DE FRECUENCIA MINERALOGICA

Autor: Ramírez C. (1957)

G-1336	Rutilio - A	G-1369	Limonita A
Zircón - A			
Muscovita - A		G-1322	Zircón A
Granate - A		Anatasa R	
Anatasa - R		Rutilio R	
Turmalina - R		Granate R	
Titanita - R		Titanita R	
Limonita - A		Muscovita A	
G-1370	Hematita A	Titanita - R	
Leucoxeno R		Limonita - A	
Limonita R		Hematita A	
Zircón R			
Turmalina R		G-1371	Turmalina F
Titanita R		Zircón R	
		Leucoxeno A	
		Limonita F	
		Magnetita R	

Autor: García J. (1962)

Figura 153. Tablas de estimación de minerales pesados de varios autores en estudios anteriores realizadas en algunas secciones de la Formación Guárico.

A continuación se presenta el listado de minerales pesados registrados por varios autores en diferentes zonas a lo largo de la franja de afloramientos de la Formación Guárico (Tabla 15). Las coordenadas son aproximadas al área de estudio de cada autor, estimado a partir de la yuxtaposición de los mapas de ubicación con mapas topográficos con el sistema de coordenadas La Canoa-19.

Tabla 15. Especies de minerales pesados identificados por varios autores en diferentes localidades, y su ubicación en las zonas definidas en este Trabajo.

Zona/ Localidad	Autor/año	Coordenadas		Muestras	Especies minerales identificados
Zona-2 Norte de Las Lajitas	RAMÍREZ 1957	644.000 E	1.058.200 N	2020, 2021, 2023, 2026, 2028	Zircón, turmalina, rutilo, moscovita, limonita, granate, epidoto, apatito, anatasa.
	RAMIROF 1957	649.500 E	1.055.500 N	1859, 1863 1864, 1866, 1869, 1874, 1884	Turmalina, rutilo, zircón, bruquita, anatasa, granate, epidoto, magnetita, ilmenita, leucoxeno, limonita.
	ROBLES 1957	648.000 E	1.056000 N	G-1808, G-1811, G-1814	Hematita, leucoxeno, limonita, magnetita, moscovita, zircón, turmalina, rutilo.
Zona-2 Oeste de Ortiz	ROSALES 1954	685.600 E	1.062.800 N	G-1504, G-1522, G- 1528, G-1530, G- 1564, G-1565, G- 1570, G-1575, G- 1578, G-1582	Espinela, hornblenda, moscovita, cianita, turmalina, zircón, titanita, leucoxeno, magnetita, ilmenita, limonita.
	GARCÍA 1962	683.300 E	1.062.500 N	1314, 1316, 1321, 1328, 1334, 1335, 1336, 1370, 1371, 1372, 1455, 1458, 1465	Zircón, turmalina, rutilo, anatasa, titanita, moscovita, granate, clorita, limonita, Hematita, leucoxeno, topacio, feldespato.
Zona-2 Suroeste de San Sebastian	CASTRO 1962	687.700 E	1.095.000 N	----	Biotita, anatasa, hematita, epidoto, bruquita, granate, turmalina, moscovita, cloritoide, magnetita, ilmenita, rutilo, clinozoicita, leucoxeno, limonita, pitita.
	KAHLER 1960	690.500 E	1.095.000 N	G-105, G-109, G-129, G-141	Biotita, moscovita, zircón, turmalina, rutilo, anatasa, ilmenita, leucoxeno, epidoto, magnetita, granate, cloritoide,
Zona-4 Norte de Altagracia de Orituco	OSTOS 1977	786.000E	1.099.000 N	012, 030, 032, 034, 047, 071, 150, 195	Hematita, magnetita, zircón, epidoto, turmalina, rutilo, leucoxeno, pirita, limonita.
Zona-5 Suroeste de Boca de Uchire	ZAPATA 1976	892.000 E	1.120.000 N	AN260, AN261, AN272, AN281, AN286, AN301, AN402	Zircón, turmalina, limonita, leucoxeno, hematita, rutilo, zoicita, epidoto.

#### 7.4. UBICACIÓN DE MUESTRAS

En la figura 154 se muestra la distribución de las muestras que fueron analizadas para la identificación de minerales pesados del presente Trabajo, y la ubicación relativa de las localidades donde los autores antes mencionados realizaron también dicho estudio.

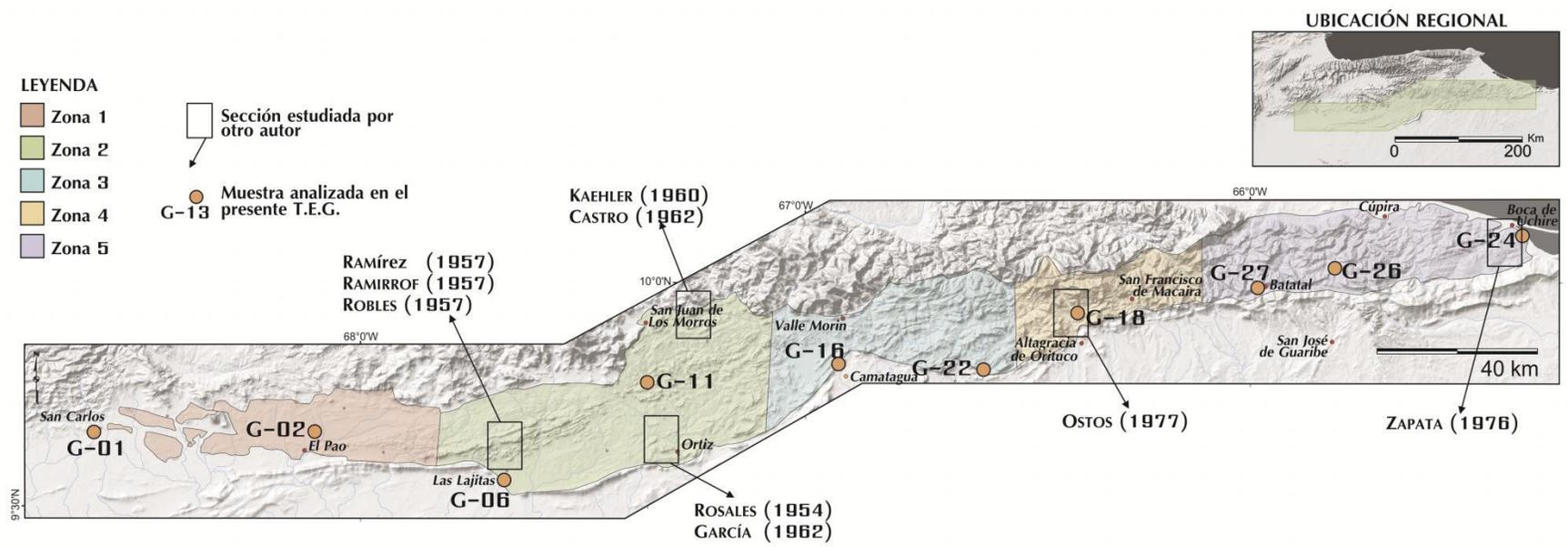


Figura 154. Ubicación de las muestras analizadas para minerales pesados en este Trabajo y localidades de otros autores.

## 7.5. ASOCIACIONES DE MINERALES PESADOS ÍNDICE: ROCA FUENTE

A continuación se presentan las asociaciones minerales y la interpretación de rocas fuentes para cada zona definida, de acuerdo a los resultados de identificación y compilación de minerales pesados. Las asociaciones minerales y roca fuente se muestran en la tabla 16.

Tabla 16. Compilación de las asociaciones minerales y roca fuente de la Formación Guárico.

Zonas	Autores	Minerales identificados	Asociaciones minerales	Roca fuente
Zona-1	COELLO (2012)	Oeste: Zircón y turmalina (frag. euhedrales y redondeados), rutilo, apatito, biotita, zoicita, cloritoide, monacita, magnetita, ilmenita, leucoxeno.  Este: Zircón y rutilo (frag. euhedrales y redondeados), apatito, biotita, zoicita, epidoto, magnetita, ilmenita, leucoxeno.	Rocas ígneas ácidas: zircón y turmalina (frag. euhedrales), rutilo, apatito, monacita, biotita.  Rocas ígneas básicas: ilmenita, magnetita.  Rocas metamórficas dinamo-termales: cloritoide, zoicita, epidoto.  Rocas sedimentarias: zircón y turmalina (fragmentos redondeados), rutilo, leucoxeno, minerales de hierro.	Oeste: Rocas ígneas ácidas y básicas, rocas metamórficas dinamo-termales, rocas sedimentarias.  Este: Rocas ígneas ácidas y básicas, rocas metamórficas dinamo-termales, rocas sedimentarias.
Zona-2	ROSALES (1954) RAMÍREZ (1957) RAMIRROF (1957) ROBLES (1957) KAEHLER (1960) GARCÍA (1962) CASTRO (1962) COELLO (2012)	Suroeste: Zircón, turmalina, rutilo, moscovita, biotita, anatasa, apatito, epidoto, granate, bruquita, magnetita, ilmenita, leucoxeno, hematita, limonita.  Sureste: Zircón, turmalina, rutilo, moscovita, anatasa, granate, espinela, hornblenda, cianita, titanita (esfena), clorita, epidoto, topacio.  Norte: Zircón, turmalina, rutilo, apatito, biotita, monacita, bruquita, anatasa, granate, epidoto, cloritoide, clinozoicita, magnetita, ilmenita, leucoxeno.	Rocas ígneas ácidas: zircón y turmalina (frag. euhedrales), rutilo, apatito, monacita, biotita, moscovita, bruquita.  Rocas ígneas básicas: ilmenita, magnetita.  Rocas metamórficas dinamo-termales: cloritoide, clorita, zoicita, epidoto, cianita, granate, clinozoicita.  Rocas sedimentarias: zircón y turmalina (fragmentos redondeados), rutilo, leucoxeno, minerales de hierro.	Suroeste: Rocas ígneas ácidas y básicas, rocas metamórficas dinamo-termales, rocas sedimentarias.  Sureste: Rocas metamórficas dinamo-termales, rocas ígneas ácidas y básicas, rocas sedimentarias.  Norte: Rocas metamórficas dinamo-termales, rocas sedimentarias, rocas ígneas ácidas.
Zona-3	COELLO (2012)	Zircón y turmalina (frag. euhedrales y	Rocas ígneas ácidas: zircón y turmalina (frag. euhedrales),	Rocas sedimentarias, rocas ígneas ácidas y

Cont. Tabla 16.

		redondeados), rutilo, apatito, biotita, cloritoide, epidoto, magnetita, leucóxeno, ilmenita.	rutilo, apatito, biotita. Rocas ígneas básicas: magnetita, ilmenita. Rocas metamórficas dinamotermales: epidoto, cloritoide. Rocas sedimentarias: zircón y turmalina (frag. redondeados), leucóxeno.	básicas, rocas metamórficas dinamotermales.
Zona-4	OSTOS (1977) COELLO (2012)	Zircón, turmalina, rutilo, epidoto, magnetita, leucóxeno, ilmenita, hematita, limonita, pirita.	Rocas ígneas ácidas: zircón y turmalina, rutilo, apatito, biotita. Rocas ígneas básicas: magnetita, ilmenita. Rocas metamórficas dinamotermales: epidoto. Rocas sedimentarias: zircón y turmalina (frag. redondeados), leucóxeno, minerales de hierro.	Rocas ígneas ácidas y básicas, rocas metamórficas dinamotermales, rocas sedimentarias.
Zona-5	ZAPATA (1976) COELLO (2012)	Suroeste: zircón y turmalina (frag. euhedrales y redondeados), rutilo, apatito, biotita, cloritoide, magnetita, leucóxeno, ilmenita. Noreste: zircón y turmalina (frag. euhedrales y redondeados), rutilo, biotita, cianita, epidoto, zoicita, cloritoide, esfena, magnetita, leucóxeno, hematita.	Rocas ígneas ácidas: zircón y turmalina (frag. euhedrales), rutilo, apatito, biotita, esfena. Rocas ígneas básicas: magnetita, ilmenita. Rocas metamórficas dinamotermales: epidoto, cloritoide, zoicita, cianita. Rocas sedimentarias: zircón y turmalina (frag. redondeados), leucóxeno.	Suroeste: Rocas ígneas ácidas, rocas metamórficas dinamotermales, rocas sedimentarias. Noreste: Rocas ígneas ácidas, rocas sedimentarias, rocas metamórficas.

La evolución de rocas fuentes a lo largo de la extensión geográfica de la formación, se muestra homogénea, desde el oeste al este. Es posible que en algunas zonas, ciertas rocas fuentes predominen sobre otras, pero en este estudio no se puede llegar a ninguna conclusión. Se aprecian por lo tanto, rocas fuentes entre: rocas ígneas ácidas y básicas, rocas metamórficas y rocas sedimentarias preexistentes. Este resultado permite entender que las fuentes para la Formación Guárico se mantuvieron variadas durante el periodo de depositación de la unidad.

## CAPÍTULO VIII

### 8. DISCUSIONES Y CONCLUSIONES

#### MODELO EVOLUTIVO DE DEPOSITACIÓN DE LA FORMACIÓN GUÁRICO Y SU SIGNIFICADO TECTÓNICO

El modelo evolutivo propuesto en este Trabajo, trata de concatenar como la progresión de los procesos tectónicos que dieron origen a la exposición de fuentes que posiblemente alimentaran el surco para el periodo de depositación de la Formación Guárico, está sustentado en la compilación de los resultados de análisis modal de proveniencia obtenidos por la autora, más los trabajos de tres autores con secciones de estudio distribuidas a lo largo de la franja de la Formación Guárico (ALBERTOS 1989, BENEDETTI & HERNÁNDEZ 2007, MOLINA & LEÓN 2007); aunado a la compilación de los resultados alcanzados en el estudio de identificación de minerales pesados realizados igualmente por la suscrita, más los resultados obtenidos por nueve autores cuyas zonas de trabajo también se encuentran distribuidas a lo largo del cinturón de afloramientos de dicha formación (ROSALES 1954, RAMÍREZ 1957, RAMIRROF 1957, ROBLES 1957, KAEHLER 1960, CASTRO 1962, GARCÍA 1962, ZAPATA 1976, OSTOS 1977). El modelo se apoya además en recientes estudios de geocronología por datación de zircones detríticos llevados a cabo en la Formación Guárico (NOGUERA 2009).

Los resultados de minerales pesados muestran a todo lo largo de la extensión geográfica de la Formación Guárico, la influencia de rocas fuentes de tipo ígneas ácidas y básicas, metamórficas y sedimentarias. Los datos petrográficos indican que las areniscas y grauvacas de la Zona-1 son ricas en feldespato y cuarzo, y la presencia de fragmentos de filitas, cuarcitas y lutitas en el estudio petrográfico soporta los resultados de variedad de fuentes. Debido a que se ve reflejado que la mayor influencia en dicho extremo es de proveniencia de bloque continental seguido de orógeno reciclado (Fig. 132, vista en el Capítulo 6, diagrama Q-F-L). La fuente ígnea y metamórfica, posiblemente sea debido a la exposición de unidades de esos tipos, que hoy día afloran en el oeste (Guajira, Andes, Perijá, Paraguaná, Isla de Toas). Esta hipótesis se apoya en el registro de zircones de edad triásico encontrados por NOGUERA (2009) en las muestras de Guárico, y que no tienen

origen reciclado por la ausencia de dicha edad en los zircones detríticos en las unidades de margen pasivo preexistentes al sur-sureste. Por lo tanto, se considera una fuente principal las unidades ígneas triásicas (y de otras edades) de Guajira y Perijá al oeste, ya que en la paleogeografía propuesta por NOGUERA (2009) no muestra unidades Andinas expuestas, aunque no se descarta como fuentes para tiempos posteriores al Paleoceno temprano. Como fuentes metamórficas pueden ser propuestas las unidades que rodearan a las unidades de dichas localidades que también estuviesen expuestas y posiblemente también las rocas que formaban parte del cinturón de deformación frente al arco que avanzaba al sureste. Los minerales tipo zircón y turmalina redondeados indican fuente reciclada sedimentaria preexistente. Las fuentes para dicho litotipo serían las unidades cretácicas ubicadas al sureste, ya que las edades de zircones detríticos también indican una suite característica de unidades de margen pasivo, y además edades arqueanas que sólo se encuentran en el Cratón de Guayana, por lo cual se postulan dichas unidades cretácicas de margen pasivo para alimentar desde el sur, y posiblemente podrían haber llegado los zircones arqueanos desde el Cratón a través de los proto-ríos que fluyeran hacia el norte (NOGUERA 2009).

Una de las fuentes consideradas como principal fue el Arco de Las Hermanas, que estaría ubicado al noroeste de la cuenca foredeep y fue migrando hacia el este durante el avance del complejo de subducción Caribe-Suramérica. En los resultados de análisis modal de proveniencia obtenidos se observa la mayor influencia de arco magmático en el extremo occidental de la formación, además que se registran en petrografía fragmentos volcánicos tipo lava en las muestras de la Zona-1, y prácticamente desaparecen hacia el oeste. Los clastos de rocas volcánicas estudiados por la suscrita (lava y toba andesíticas), más los estudiados por MENÉNDEZ (1965) en el miembro conglomerático Mamonal, han dado la posibilidad de la proveniencia norte, por ser litologías similares a la unidad de las Volcánicas Las Hermanas. Este resultado se apoya en la ubicación de la unidad propuesta por NOGUERA (2009) que además presenta de manera contundente edades de zircones entre 63 a 74 Ma como los más jóvenes, en el registro sedimentario de la Formación a lo largo de la extensión geográfica, producto de la actividad magmática del arco que se acercaba en aquella época. Sin embargo no se descarta la posible doble fuente para estos fragmentos de

otras unidades al norte como parte del cinturón de deformación Caribeño que se vieran expuestos en algún punto durante la migración del mismo.

Las tendencias de proveniencia varían hacia el oeste, según los diagramas de torta de proporciones de ambientes del triángulo Q-F-L (Fig. 132, visto en el capítulo VI, de proveniencia, citada anteriormente). En dichos diagramas se observa claramente el aumento de la influencia de cratón interior hacia el oeste. Las opiniones de varios autores, y la suscrita, es la presencia inequívoca de las Facies Meridional de Areniscas Gruesas ubicadas en el borde sureño de la formación, y que se interdigitan con las facies flysch al norte, ambas pertenecientes a la Formación Guárico. Evidencias en prominencias topográficas y geomorfológicas como sinclinales colgados y galeras, en localidades del centro-sur de la franja de la formación; presencia de gruesas capas de areniscas petrográficamente más ricas en cuarzo que las facies flysch, y carentes de fragmentos volcánicos máficos (BELL 1968); minerales pesados que indican rocas sedimentarias preexistentes y zircones detríticos que indican que para la zona centro de la franja de Guárico las fuentes son menos similares que en los extremos, es posible llegar a la conclusión de que en esta zona las fuentes desde el sur son más importantes. Se propone al macizo de El Baúl como una de las fuentes principales para generar dichas capas gruesas en la facies meridional, ricas en cuarzo, apoyado en los zircones de edades Pérmicas, que posiblemente sean correspondientes a las unidades del macizo. Aparte del macizo de El Baúl, se mantienen como fuentes las unidades cretácicas del margen pasivo que estuvieran expuestas por efecto del levantamiento que se produjera por la flexura (forebulge) que se desarrollaba al sur.

En el extremo oriental (Zonas-4 y 5), continúa que los ambientes de bloque continental (en especial el de tipo cratón interior) y orógeno reciclado predominen, colocando a las fuentes del sur como las mayores aportadoras de sedimentos. Aunque en estas zonas no se observaron fragmentos volcánicos tipo lava, exceptuando las muestras del punto G-25, también se mantiene la influencia de la fuente de arco magmático de tipo disectado, que indicaría la influencia del arco maduro que se encontraba al noreste, que ya sea por el cese de la actividad volcánica o que la tasa de erosión era mayor que de apilamiento volcánico, genera un aumento en el aporte de feldespatos y cuarzo, haciendo de las areniscas tender hacia el orógeno reciclado, debido posiblemente a la exhumación de las raíces graníticas, y

dichas muestras presentan fragmentos volcánicos por pertenecer a la Formación Río Aragua, que se extiende en la zona según CAMPOSet *al.* (1980) como se aprecia en el mapa del Anexo III. Es importante destacar que la diferencia de cantidades de muestras estudiadas en la Zona-5, respecto a las demás, posiblemente genere problemas al interpretar los ambientes predominantes para ese extremo de la Formación Guárico.

Petrográficamente las muestras indican claramente una diferencia en cuanto a características texturales y mineralógicas de oeste a este y de sur a norte, varios autores soportan esta evidencia MENÉNDEZ (1965), PEIRSONet *al.*(1966), BELL (1968), ZAPATA(1976), ALBERTOS(1989), BENEDETTI & HERNÁNDEZ (2007), MOLINA & LEÓN (2007), NOGUERA 2009, entre otros; se trata del aumento de clastos de lavas (rocas verdes) en el Miembro Mamonal hacia el norte (influencia del arco al norte), y la mayor proporción de chert negro hacia el sur (influencia de fuentes de margen pasivo al sur); la evolución lateral EO de la relación entre líticos/feldespatos, la cual aumenta hacia el oeste y disminuye hacia el este, indicando como se desarrolló la actividad del arco al norte, que al ser disectado, las areniscas se hacen ricas en feldespatos, mencionado anteriormente; el aumento de la madurez textural y cantidad de cuarzo hacia el tope, en las secuencias estratigráficas estudiadas por los autores mencionados en localidades puntuales; y la indudable presencia de facies de areniscas gruesas hacia lo que sería el borde meridional de la unidad, como evidencia de la participación de fuentes ubicadas al sur para una zona determinada de la cuenca. De esto se asume una depositación diacrónica, la cual se apoya en la variación lateral de influencias de fuentes, que sin embargo no se refleja en los resultados de minerales pesados, que solo indican que la variedad de tipos de rocas en las fuentes se mantuvo presente a lo largo del período de depositación de la unidad, y esto permite explicar las numerosas tendencias que presenta la proveniencia de los rocas de Guárico. Las fuentes que se consideran que fueron principales aportes de sedimentos para la Formación Guárico se ubican en la figura 155, y las posibles fuentes principales se resumen en la tabla 17, las cuales se ordenan en orden oeste-este, como la forma en que fuera más o menos migrando la zona de aporte mientras avanzaba el Arco de Islas al norte y el frente de corrimiento arrastrara consigo a la Formación Guárico hacia el sureste.

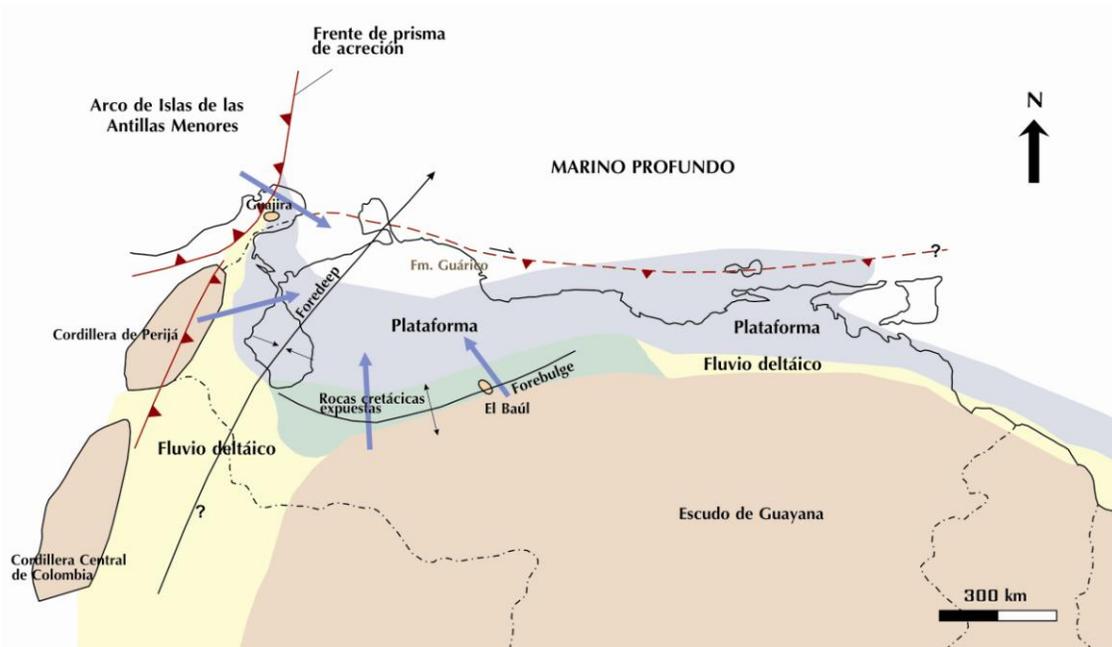


Figura 155. Ubicación de las fuentes principales de sedimentos para la Formación Guárico, según el mapa paleogeográfico propuesto por NOGUERA (2009) para el periodo Paleoceno. Tomado y modificado de NOGUERA (2009).

Tabla 17. Posibles terrenos expuestos y fuentes de aporte para el momento de depositación de la Formación Guárico, en orden aparente de mayor a menor influencia de oeste a este. Resultados compilados de BENEDETTI & HERNÁNDEZ (2007), MOLINA & LEÓN (2007), MARTÍNEZ & VALLETA (2008), NOGUERA (2009), adaptados por la suscrita.

Fuentes	Ubicación	Unidades	Evidencias diagnósticas
Arco Caribeño	Noroeste	Terreno San Sebastian: 1) Volcánicas de Las Hermanas 2) Complejo ultramáfico de Chacao y Apa.	Fragmentos volcánicos de tipo lavas y tobas andesítica con matriz afieltrada. Minerales pesados magnetita, ilmenita (roca fuente de ígneas básicas). Zircón, cianita.
Guaji Frente de deformación	Noro-noroeste	Complejo Estructural Los Algodones	Fragmentos de chert, andesita con matriz afieltrada.
		Faja Caucagua-El Tinaco: 1) Peridotita de Tinaquillo, 2) Filita de Tucutunemo	Minerales pesados: magnetita, ilmenita (fuente de rocas ígneas básicas). Fragmentos de filita.
		Ofiolita de Siquisique	Minerales pesados: magnetita, ilmenita (fuente ígnea básica).
		Complejo San Quintín	Fragmentos de cuarcita, filitas.
		Complejo Yumare	Minerales: plagioclasa andesina, feldespato potásico. Minerales pesados: magnetita, ilmenita (roca fuente ígnea básica). Epidoto (roca fuente metamórfica).
Guaji	Noro	Grupo Cojoro: Formaciones Guasasapa, Rancho Grande, Uipana	Minerales: cuarzo, feldespato. Fragmentos de cuarcita, lutita

		Granito de la Isla de Toas	Minerales: cuarzo, ortosa, plagioclasa oligoclasa, moscovita, zircón, turmalina.
Cordillera de Perijá	Oeste	Granito de Lajas Granito de El Palmar	Feldespatos potásicos tipo ortosa, plagioclasa albita, biotita, moscovita. Minerales pesados: zircón, clorita, epidoto.
		Formación Tinacoa Formación Macoíta	Fragmentos de lutita.
Andes	Suroeste	Granodiorita de El Carmen Monzonita cuarcífera de La Culata Granito de Chachopo	Minerales: cuarzo, plagioclasa oligoclasa, feldespatos potásicos, zircón.
		Complejo Iglesias	Minerales: cuarzo, feldespatos potásicos. Fragmentos de cuarcita. Minerales pesados: cianita.
Macizo de El Baúl	Sureste	Asociación Granítica El Baúl: Granito de Mogote, Granito de Mata Oscura, Granito de Piñero.	Minerales: Cuarzo monocristalino plutónico, biotita, moscovita. Minerales pesados: zircón, turmalina, apatito.
		Asociación Riolítica Teresén de la Super Asociación Guacamayas	Fragmentos de metatoba de ceniza vítrea.
		Filita de Mireles	Fragmentos de filita y cuarcita micácea.
Margen Pasivo	Sur	Formación La Luna Formación Querecual Formación San Antonio Formación Mucaria Formación Aguardiente	Matriz alógena. Fragmentos de chert, lutita, arenisca. Minerales pesados: zircón y turmalina, ambos redondeados, minerales de hierro.
Cratón de Guayana	Suroeste	Provincia de Imataca Provincia de Pastora Provincia de Cuchivero	Minerales pesados: zircón, turmalina, apatito (roca fuente ígnea), epidoto (roca fuente metamórfica).

En conclusión, como se ha mencionado anteriormente, la exposición de unidades y el tipo de sedimentación sobre la cuenca que caracteriza al surco de Guárico, se encontraba controlado por la migración de los elementos estructurales como el levantamiento por flexura (forebulge) y la antefosa (foredeep) que fueran migrando hacia el sureste, originando una cuenca de tipo perisutural (BALLY & SNELSON 1980), con sedimentación combinada entre una plataforma estable al sur, con estructuras que originaran

paleoescarpes, y una plataforma inestable al norte; las cuales están asociadas a subsidencia de fosa marina profunda y cuencas de subsidencia de antifosa (foredeep), también conocidas como cuencas antepaís (foreland), donde los sedimentos que la rellenan derivan mayoritariamente del norte, el Arco Caribeño, prisma acrecional y el cinturón de corrimientos con vergencia sureste que se acercaban desde el Maastrichtiense hasta el Neógeno, conocido como el frente de deformación Caribe, y las fuentes de cratón y unidades recicladas del sur, posiblemente expuestas por el efecto del levantamiento por flexura (forebulge) que se generó; y como consecuencia se depositaron las espesas secuencias del flysch de Guárico en la zona proximal de la cuenca antepaís (foreland), representadas generalmente por abanicos de la parte media-externa de un depósito de cono submarino (ZAPATA 1976, ALBERTOS 1989), en donde la coalescencia de dichos abanicos desde el norte y el sur, sugiere que las zonas de solape que muestran ambientes de mezcla, fueron afectadas por las corrientes de turbidez con dirección NE-E (soportado además en estudios de paleocorrientes de dichas autoras).

Es importante considerar que la variedad de minerales pesados se ve afectado por los factores sintetizados por GAMERO & REVETI (2011), visto en el Apéndice B. Efectos de soterramiento y diagénesis han sido profundamente estudiados por MORTON & HALLSWORTH (2007), en su compilación de trabajos en el cual establecen un orden de estabilidad mineral, de menos a más estable: olivino < ortopiroxeno, clinopiroxeno < piroxeno sódico < anfíbol-Ca, andalucita, sillimanita < epidoto < esfena < cianita < anfíbol-Na < estaurolita < granate < cloritoide < turmalina, monacita, espinela < rutilo, anatasa, bruquita, zircón, apatito. Este factor podría afectar ciertamente a la interpretación de proveniencia de la Formación Guárico, si se considera la posibilidad de la eliminación de algunas especies minerales por disolución, lo que genera que la relación entre diversidad/profundidad sea progresivamente menor al aumentar la última, como lo esquematizan dichos autores en la figura 156.

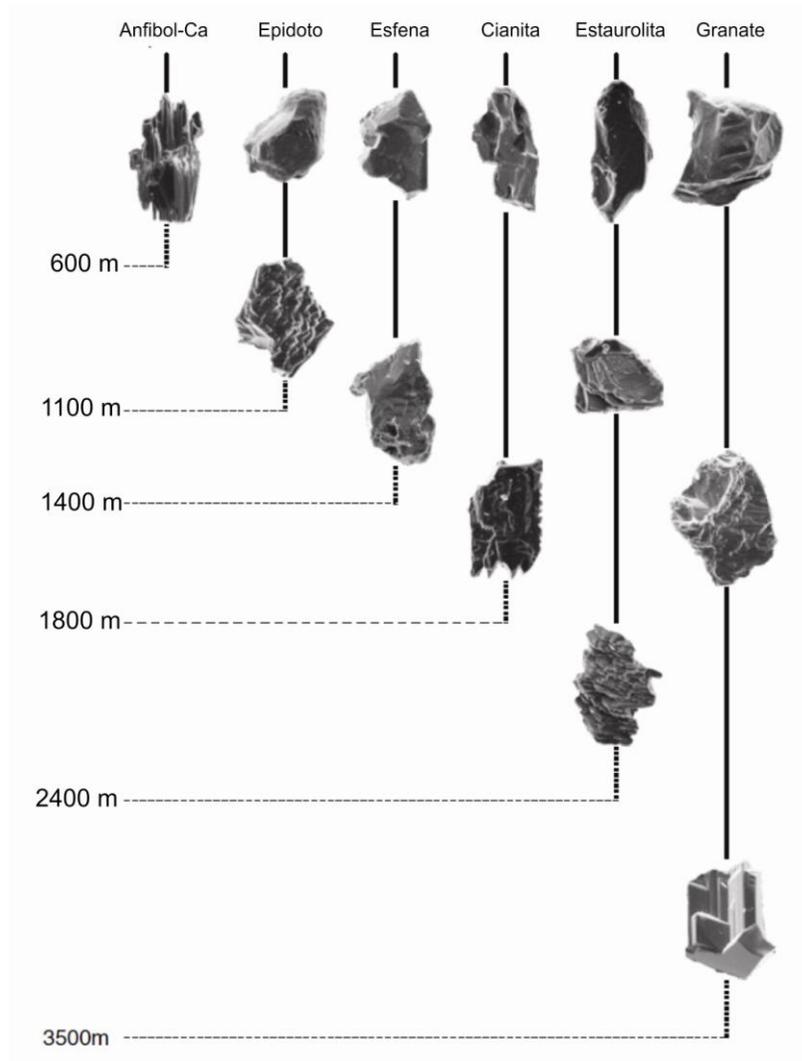


Figura 156. Distribución de minerales pesados a profundidad de las areniscas neógenas del centro del Mar del Norte, mostrando la disminución de la diversidad de minerales con el incremento de la profundidad causado por la disolución de minerales inestables. Tomado y modificado de MORTON & HALLSWORTH (2007).

## CAPÍTULO IX

### 9. RECOMENDACIONES

❖ Para la evaluación de la interpretación de proveniencia por estudio de minerales pesados, se recomienda combinar un estudio integrando datos de variedad mineral, estudio geoquímico e isotópico.

❖ Ampliar el estudio de unidades definidas informalmente en el área de Boca de Uchire, El Guapo, Cúpira, entre otros, que contribuya con la comprensión de la tectonoestratigrafía del extremo oriental de la Formación Guárico.

❖ Realizar estudios estratigráficos de detalle en las zonas donde se menciona la aparición de las facies gruesas de la Formación Guárico, e intentar definir extensión y morfología de los cuerpos, que permita una mejor interpretación del origen de dichas secuencias.

❖ Aplicar las técnicas de proveniencia por análisis modal en secciones que se ubiquen en el borde septentrional de la Formación Guárico para determinar si existe un aumento en la influencia de ambientes de arco magmático que contribuya con las interpretaciones de este estudio.

❖ Estudiar las relaciones entre el Miembro Mamonal con las unidades recientemente definidas en el norte en la zona occidental de la Formación y establecer características litoestratigráficas y estructurales que permitan comprender la génesis de la configuración actual de las formaciones al oeste de la Faja Piemontina.

**BIBLIOGRAFÍA**

- AGENCY FOR TOXIC SUBSTANCES & DISEASE REGISTRY. 2005. Toxic Substances Portal – Bromoformo & Dibromochloromethane. CAS#: 75-25-2; 124-48-1. <http://www.atsdr.cdc.gov/toxprofiles/tp.asp?id=713&tid=128>. Consulta: 10 de junio de 2011.
- AGOSTINI A. 2004. *Puesta en marcha y calibración del sistema automatizado de separación de minerales pesados (SASMP), usando arenas de las Formaciones Isnotú y Betijoque del estado Trujillo y granitos del flanco sur de Los Andes Venezolanos*. UCV-G, 81 p.
- ALBERTOS M. 1989. *Estudio geológico y análisis petrográfico-estadístico de la Formación Guárico y sus equivalentes en la sección Altagracia de Orituco-Agua Blanca-Gamelotal-San Francisco de Macaira, estados Guárico y Miranda*. UCV-G, 220 p.
- ALEZONES R. 2009. Procedencia de las facies arenosas de la secuencia paleocena-eocena en la parte occidental del Lago de Maracaibo, región de Perijá, estado Zulia. Departamento de Geología, U.C.V. Tesis de Magister Scientiarum en Ciencias Geológicas, escuela de Geología, Minas y Geofísica, Inédito; 134 p.
- BALLY A. W. & S. SNELSON. 1980. Reals of subsidence. Facts and principles of world petroleum occurrenc, Miall, A. D. (Ed.), Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. 6:9-94.
- BASU A. 1976. Petrology of Holocene fluvial sand derived from plutonic source rocks: implications to paleoclimatic interpretation. *Jour. Sedim. Petrol.* 46(3): 694-709.
- BECK CH. 1977. Geología de la Faja Piemontina y del frente de montaña en el norte del estado Guárico. *V Congr. Geol.* 2: 759-763.
- BECK CH. 1985. La Chaîne Caraibe au meridian de Caracas: geologie, tectonogenese, place dans l'evolution geodynamique Mesozoique-Cenozoique des Caraïbes Meridionales. These Doctoral d'Etat, Univ. Sciences et Techniques de Lille, Francia. 2 vol. 462 p.
- BELL J. S. 1968. Geología del área de Camatagua. *Bol. Geol., MMH, Caracas.* 9(18): 291-440.
- BELLIZIA A. 1986. Sistemas montañosos del Caribe. Una cordillera alóctona en la parte Norte de América del Sur. *VI Congr. Geol. Venez.* 10: 6657-6836.

- BELLIZZIA A. & N. PIMENTEL. 1994. Terreno Mérida: Un cinturón alóctono herciniano en la cordillera de Los Andes de Venezuela. *V Simposio Bolivariano de exploración petrolera de las cuencas sedimentarias* 1:271-290.
- 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.
- BOUMA A. H. 1962. *Sedimentology of some Flysch Deposits*. Elsevier Amsterdam.
- BURKLEY L. A. 1976. *Geocronolgy of the Central Venezuelan Andes. Case Western Reserve University, Department of Geology*. Tesis Ph.D, inédito, 150 p.
- CAMPOS V. & S. OSUNA. 1977. Geología de la región de Boca de Uchire. Mem. V Congr. Geol. Venez. Caracas, Minis. Energ. y Min. Soc. Venezolana Geol. 1: 449-467.
- CAMPOS V., S. OSUNA & V. VIVAS. 1980. Geología del borde oriental del frente de montaña de la serranía del Interior, estados Miranda, Guárico y Anzoátegui, Venezuela. Bol. Geol., Minis. Energ. y Min., Caracas, 14(26): 137-196.
- CASTRO I. B. 1962. Estudio geológico de una zona situada al este de San Juan de los Morros. Distrito Roscio, estado Guárico. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Informe inédito de Geología de Campo III.
- CIEN – COMITÉ INTERFILIALES DE ESTRATIGRAFÍA Y NOMENCLATURA. 1997. *Código geológico de Venezuela*. <http://pdvsa.com/lexico>.
- DE LEÓN R. & A. RODRÍGUEZ. 1976. *Mapa de la Cuenca del Orinoco*. Ministerio de Obras Públicas y Corporación Venezolana de Guayana, Eds. Escala: 1:2.500.000.
- DICKINSON W. R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. *En: Zuffa G, Eds. Provenance of arenites*. Reidel Publishing Company. 333-362.
- DICKINSON W. R. & C. SUCZEK. 1979. Plate tectonics and sandstones compositions. *En: AAPG Bull.* 63(12):2164-2182.
- 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.

- DI GIACOMO E. 1985. Acrítarcos de la Formación Carrizal, área de Zuata – Faja Petrolífera del Orinoco, Venezuela Oriental. *Mem., VI Congr. Geol. Venezolano*, Caracas, 1:503-529.
- ECOSUR. 2012. Recolección, Transporte y Disposición final de Residuos Industriales, Patogénicos, Especiales y Peligrosos: Bromoformo. <http://www.ecosur.net/Sustancias%20Peligrosas/bromoformo.html>. Consulta: 10 de junio de 2012.
- ERLICH R. & S. BARRETT. 1990. Cenozoic plate tectonic history of the northern Venezuela-Trinidad área. *Tectonics*, 9(1): 161-184.
- ESCALONA N. 1985. Relaciones estratigráficas con el método de minerales pesados, área Machete, Faja Petrolífera del Orinoco. *Mem., VI Congr. Geol. Venezolano*, Caracas, 1:536-587.
- ESTRUCPLAN CONSULTORA S.A. 2002. Toxicología-Sustancias: El bromoformo y el dibromoclorometano. <http://www.estrucplan.com.ar/producciones/entrega.asp?identrega=944>. Consulta: 10 de junio de 2012.
- EVA A.N., K. BURKE, P. MANN, G. WADGE. 1989. Four-Phase tectonostratigraphic development of the Southern Caribbean. *Marine and Petroleum Geology* 6:9-21.
- FEO-CODECIDO G. 1955. Heavy minerals techniques and their application to Venezuelan stratigraphy. *AAPG Bull.* 40:984-1000.
- FEO-CODECIDO G. 1960. Técnica para el estudio de los minerales pesados y su aplicación a la estratigrafía de Venezuela. *Geos*, UCV, Caracas. 4: 5-24
- FOLK, R. J. 1969. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Pub. Co. Austin Texas. 182 p.
- GAMERO A. & M. REVETI. 2011. Estudio geoquímico y mineralógico de minerales pesados en la zona nor-occidental del estado Bolívar. UCV-G, Inédito, 139 p.
- GARCÍA J. 1962. Geología de una zona del sinclinal de Ortiz a 6 km al oeste del pueblo de Ortiz. Distrito Roscio. Estado Guárico. UCV-G. Inf.inédito de Geología de Campo III.
- GONZÁLEZ DE JUANA C., J. ITURRALDE DE AROZENDA & X. PICARD. 1980. Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas. Ed. FONINVES, Caracas, 1era Ed., 2 tomos: 1031p.
- HACKLEY P., F. URBANI, A. KARLSEN & C. GARRITY. 2006. *Mapa geológico de Venezuela*. U.S. Geological Survey. Escala 1:750.000. Open File Report 2005-1038. <Http://pubs.usgs.gov/of/2005/1038>

- HALLSWORTH, C. R. & KNOX, R. 1999. (PDF). *BGS Rock Classification Scheme. Volume 3. Classification of sediments and sedimentary rocks. Research Report, RR 99-03*. British Geological Survey. Retrieved 2008-07-17.
- HEA J. P. & A. B. WHITMAN. 1960. Estratigrafía y petrología de los sedimentos precretácicos de la parte norte- central de la Sierra de Perijá, estado Zulia, Venezuela. *Mem. III Congr. Geol. Venezolano*. 3(1):351-376.
- HEDBERG H. D. 1937. Stratigraphy of the Rio Querecual section of northeastern Anzoátegui, *Bol. Geol. y Min.* 1(2-4): 239-250.
- HEDBERG H., L. SASS & H. FUNKHOUSER. 1947. Oil fields of Greater Oficina area, central Anzoátegui, Venezuela. *AAPG Bull.* 31:2089-2169.
- HUBBER O. & C. ALARCÓN. 1988. *Mapa de vegetación de Venezuela*. Instituto Geográfico de Venezuela Simón Bolívar. Escala: 1:2.500.000.
- INGERSOLL R. V., T. F. FULLARD, R. L. FORD, J. P. GRIMM, J. D. PICKLE & S.W. SARES. 1984. The effect of grain size on detrital modes; a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Jour. Sed. Petrology*. 54(1): 103-116.
- KAEHLER C. E. 1960. Estudio geológico de una zona situada al este de San Juan de los Morros. Distrito Roscio, estado Guárico. UCV-G. Inf. inédito de Geología de Campo III.
- KAMEN-KAYE M. 1942. "Ortíz sandstones" and "Guarumen sandstones Group" of North-Central Venezuela. *AAPG Bull.* 26:126-133.
- KONIGSMARK T. A. 1958. Geology of the northern Guárico-lake Valencia area. *Bol. Inform. Asoc. Venezolana Geol. Min. y Petro.* Caracas, 1(5): 151-165.
- KÖPPEN W. P. 1936. Mapa climático de Venezuela. Mapa interactivo online. <http://www.venemia.com/Vzla/VzlaClima/VeneClima10.php> . Consulta: 12 de marzo de 2011.
- KOVISARS L. 1972. Geología de la parte norte- central de los Andes venezolanos. *Mem. IV Congr. Geol. Venezolano*. 5(1):817-860.
- KRUMBEIN W. C, PETTIJOHN FJ. 1938. *Manual of Sedimentary Petrography*. Appleton-Century-Crofts: New York.
- LIDDLE R. A. 1928. *The geology of Venezuela and Trinidad*. J. P. MacGowan, Fort Worth, Texas: 552 p.

- MACK G. H. & SUTTNER L. J. 1977. Paleoclimate interpretation from a petrographic comparison of Holocene sands and the Fountain Formation (Pennsylvanian) in the Colorado Front Range. *Jour. Sed. Petrology*. 47(1): 89-100.
- MACSOTAY O. & V. VIVAS. 1993. Icnofauna batial de la Formación Mucaria (Cretácico Tardío – Paleoceno temprano) de la Napa Piemontina, Venezuela Norcentral. *Bol. Soc. Venezolana Geol.* 48:18-42.
- MACSOTAY O., V. VIVAS & P. MOTICKA. 1995. Biostratigraphy of the Piemontine Nappe of North-central Venezuela: Senonian to Eocene gravitational sedimentation. *Bol. Geol., MMH. Publicación Especial*. 10:114-123.
- MARCUCCI E. 1976. Las ftanitas del Cretáceo Superior de Venezuela occidental y oriental: Tipo, origen, ambiente de formación y cambios diagenéticos. *Mem. II Congr. Latin. Geol.*, Caracas, 5: 1277-1307.
- MARTIN C. 1960. Geología del macizo de El Baúl, estado Cojedes. *Mem. III Congr. Geol. Venezolano. Bol. Geol. Public. Esp.* 3(4):1453-1530.
- MARTÍNEZ J. & G. VALLETA. 2008. *Petrografía de las facies gruesas de la Formación Matatere y otras unidades del cenro-occidente de Venezuela*. UCV-G, Inédito, 298 p.
- MENCHER E. 1950. Sucesos cretácicos-eocénicos en el norte de Venezuela. *Bol. Inform., Asoc. Venez. Geol. Min. y Petr.*, Caracas, 2(1): 91-99.
- MENÉNDEZ A. 1965. Geología del área de Tinaco, centro-norte del estado Cojedes, Venezuela. *Bol. Geol., MMH. Caracas*. 6 (12): 417-543.
- MENÉNDEZ A. 1966. Tectónica de la parte central de las montañas occidentales del Caribe, Venezuela. *Bol. Geol., MMH. Caracas*. 8(15): 116-139.
- MOLINA I. & LEÓN J. 2007. *Evolución tectono-estratigráfica de los sedimentos clásticos del surco de Guárico en afloramientos de la carretera San Juan de los Morros – Ortíz*. UCV-G, 225 p.
- MORTON A. C. & C. R. HALLSWORTH. 2007. Stability of detrital heavy minerals during burial diagenesis. *En: M. MANGE & D. WRIGHT, Eds., Heavy Minerals in Use. Developments in Sedimentology*, Vol 58:215-245.
- NAVARRO E., M. OSTOS & F. YORIS. 1987. Síntesis de un modelo tectónico para la evolución de la parte norte-central de Venezuela durante el Jurásico medio – Paleoceno. *Mem. I Jornadas de Investigación en Ingeniería*. UCV, Facultad de Ingeniería. Caracas: 93-98.

- NAVARRO E., M. OSTOS & F. YORIS. 1988. Revisión y redefinición de unidades litoestratigráficas y síntesis de un modelo tectónico para la evolución de la parte norte-central de Venezuela durante el Jurásico medio – Paleogeno. *Acta Científica Venezolana*, 39 (5-6): 427-436.
- NOGUERA M. 2009. *Analysis of provenance of Late Cretaceous – Eocene turbidite sequences in Northern Venezuela, tectonic implications on the evolution of the Caribbean*. The University of Georgia. Thesis of Magister of Science, Unpublished.
- OSTOS M. 1977. Geología de una zona al NE de Altigracia de Orituco, estado Guárico. UCV-G.
- OSTOS M., F. YORIS & H. G. AVÉ-LALLEMANT. 2005. Overview of the southeast Caribbean-South American plate boundary zone. *En: AVÉ-LALLEMANT H. G. & V. B. SISSON, Eds., Caribbean-South American plate interactions, Venezuela*. Geological Society of America Special Paper, 394, 53-90.
- PEIRSON III A. L. 1963. Galera Member of the Quebradón Formation. *Bol. Inform. Asoc. Venez. Geol., Min. y Petról.* 6(5): 141-150.
- PEIRSON III A. L., A. SALVADOR & R. M. STAINFORTH. 1966. The Guárico Formation of north-central Venezuela. *Bol. Infor. Asoc. Venezolana Geol. Min. y Petr.*, 9(7): 183-224.
- PÉREZ DE ARMAS J. 2005. Tectonic and thermal history of the western Serranía del Interior foreland fold and thrust belt and Guárico basin, north-central Venezuela: Implications of new apatite fission-track analysis and seismic interpretation. *En: AVÉ LALLEMANT H.G. & V.B. SISSON (eds). Caribbean-Southamerican plate interactions*. Geol. Soc. Ame. Special Publications, 394: 271-314.
- PETTIJOHN, F.J. 1975. *Sedimentary rocks*. New York: Harper and Brothers, 628 p.
- PETTIJOHN F.J., P.E. POTTER & R. SIEVER. 1972. *Sand and Sandstones*. New York: Springer Verlag eds., 618 p.
- PINDELL J. L., R. HIGGS & J. F. DEWEY. 1998. Cenozoic palinspastic reconstruction, paleogeographic evolution and hydrocarbon setting of the northern margin of South America. *En: PINDELL J. L. & C. DRAKE, Eds. Paleogeographic evolution and non-glacial esustasy, North America*. Society for Sedimentary Geology (SEPM) Special Publication 58:45-86.
- PINDELL J., L. KENNAN, W. V. MARESCH, K. P. STANEK, G. DRAPER & R. HIGGS. 2005. Plate-kinematics and crystal dynamics of Circum-Caribbean arc-continent interactions:

- Tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins. *En: Avé Lallement H.G. & V.B. Sisson, Eds., Caribbean-South American Plate Interactions, Venezuela. Geol. Soc. America, Spec. Pap. 394, p. 7-52.*
- PINDELL J. L., K. LORCAN, D. WRIGHT & J. ERIKSON. 2009. Clastic domains of sandstones in central/Eastern Venezuela, Trinidad and Barbados: heavy mineral and tectonic constraints on provenance and paleogeography. *En: K. H. JAMES, M. A. LORENTE & J. L. PINDELL, Eds. The origin and Evolution of the Caribbean Plate. Geological Society, London, Special Publications, 328:739-793.*
- RAMÍREZ C. A. 1957. Estudio geológico de una zona en las inmediaciones del río Tiznados, estado Guárico. UCV-G.
- RAMIRROF G. 1957. Estudio geológico-topográfico de una zona en las cercanías del río Tiznados. UCV-G.
- RENZ H. 1955. Some Upper Cretaceous and Lower Tertiary foraminífera from Aragua and Guárico, Venezuela. *Micropaleontology*, 1: 52-71.
- RENZ O. & K. C. SHORT. 1960. Estratigrafía de la región comprendida entre El Pao y Acarigua, estados Cojedes y Portuguesa. *Mem.III Congr. Geol. Venez. Caracas*, 1: 277-315.
- ROBLES J. 1957. Estudio geológico de una zona en las Galeras del Distrito Roscío, estado Guárico. UCV-G.
- ROMERO P. 1996. *Significado tectónico y procedencia de las rocas clásticas de la Formación Misoa en el sector norte de la cuenca del Lago de Maracaibo.* UCV-G. 188p.
- ROSALES H. 1954. Contribución al estudio de la sección Cretácico-Paleoceno en el sinclinal de Ortiz, estado Guárico. UCV-G.
- 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.
- SALVADOR A. 1964. Proposed simplification of the stratigraphic nomenclature in the Eastern Venezuela Basin. *Bol. Inform. Asoc. Venez. Geol. Min. y Petról.* 7(6): 153-202.
- SCASSO R. & C. LIMARINO. 1997. Petrología y diagénesis de rocas clásticas. *Asociación Argentina de Sedimentología.* Buenos Aires, Publicación Especial N°1.
- SHAGAM R. 1960. Geología de Aragua central (Venezuela). *Bol.Geol.* Caracas, 3 (2): 574-673.

- STEPHAN J. 1982. *Evolution Geodynamique du Domine Caraibe Andes et Chaines Caraibe sur la transversal de Barquisiméto. (Vénézuéla)*. Univ. Pierre et Marie Curie, Thèse Doct. Etat., inédito, 512 p. (Reimpreso en *Geos* 42: 142-146, 2012).
- STRECKEISEN, A. L. 1972. Clasificación and nomenclature of Plutonic rocks. Recomendations of the IUGS, Subcommission of the systematics of Igneous rocks. *Geol. Rundschau*, 63:773-786.
- SUTTNER L. J., A. BASU & G. H. MACK. 1981. Climate and the origin of quartz arenites. *Jour. Sed. Petrology*, V. 51, 1235-1246.
- URBANI F. 2011. Review of Terranes, Belts and Nappes of the Cordillera de la Costa, Northern Venezuela. *Geológica Acta*, en prensa.
- URBANI F. & M. OSTOS. 1989. El Complejo Ávila, Cordillera de La Costa, Venezuela. *Geos*, UCV, Caracas, (27): 77-85.
- VAN DER LELIJ R., R. SPIKINGS, A. ULIANOV & M. CHIARADIA. 2011. Was the Venezuelan Andes basement attached to the Maya Block before Pangaea? A brief history of 300 million years of magmatism. *Department of Mineralogy, Université de Genève, Suiza*.
- VIZCARRET P., J. WRIGHT & F. URBANI. 2007. Dataciones U/Pb SHRIMP en zircón derocas del macizo El Baúl, estado Cojedes. *Mem. IX Cong. Geol. Venezolano*. Caracas CD. (Reimpreso en *Geos* 39: 150-152, 2007).
- VIVAS V. & O. MACSOTAY. 1997. Reinterpretación de la cobertura sedimentaria Cretácico-Paleocena de la napa de Villa de Cura, Venezuela norcentral. *Mem., VIII Congr. Geol. Venezolano*, Caracas 2:517-525.
- VON DER OSTEN E. 1957. Lower Cretaceous Barranquín Formation of northeastern Venezuela. *AAPG Bul.* 41(4):79-708.
- WEISBORD N. E. 1956. Formación Guárico. En CVET – Comité Venezolano De Estratigrafía y Terminología. Ed., *Léxico estratigráfico de Venezuela*. <http://www.pdv.com/lexico/g39w.htm>. Consulta 24 abril 2012.
- YORIS F. G. 1987. Estudio comparativo preliminar sobre las cuencas de las formaciones: Guárico, San Juan Caratas, Punta Carnero y Pampatar, Venezuela central y nororiental. *Mem. I Jornadas de Investigación en Ingeniería. UCV, Facultad de Ingeniería*. Caracas: 52-57.

- 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 p.
- YORIS F. G. & M. A. ALBERTOS. 1989. Medidas de paleocorrientes en la secuencia de la Formación Guárico y sus equivalentes en las secciones: Altagracia de Orituco-Guatopo y Gamelotal-San Francisco de Macaira, estados Guárico y Miranda. *Geos*, UCV, Caracas. 29:152-159.
- ZAPATA E. 1976. *Estudio de la Formación Guárico en el área de la Laguna de Unare, estado Anzoátegui. Análisis de facies y geoestadístico de variables sedimentarias*. UCV-G, 105 p.

## APÉNDICE A

### A.1. GEOGRAFÍA FÍSICA

#### A.1.1. Fisiografía y relieve

La zona de estudio se encuentra a lo largo del flanco sur de la Serranía del Interior de la Cordillera de la Costa, en la llamada Faja Piemontina o Montañas del Guárico, unos 350 km de longitud en dirección casi E-O desde la ciudad de San Carlos en el estado Cojedes, pasando por San Juan de los Morros, Camatagua en el estado Aragua, Altagracia de Orituco en el edo. Guárico y Boca de Uchire en el estado Anzoátegui; es regionalmente continua con una anchura en dirección N-S que varía entre 10 a 35 km. (PEIRSON 1966) como se observa en la figura A1.

BELL (1968), define a la Faja Piemontina como una provincia estructural característica, contenida entre dos sistemas principales de fallas, donde el límite meridional de la provincia está delimitado por la Falla de Corrimiento Frontal Piemontino, a lo largo de la cual la faja se encuentra en contacto con las unidades del sur o Los Llanos (Faja Volcada y de Buzamientos Suaves); y el límite septentrional está constituido por la serie de fallas que separan generalmente a la Faja Piemontina de las Fajas de Villa de Cura, Faja de Loma de Hierro, Faja Caucagua – El Tinaco y Faja Caracas. La Faja Piemontina tiene cotas considerablemente más bajas que todas las fajas del norte (MENÉNDEZ 1966, BELL 1968, URBANI & OSTOS 1989, URBANI 2011).

De acuerdo a la división del área a partir de las hojas topográficas a escala 1:100.000 de la Dirección de Cartografía Nacional se puede contemplar el área en dos partes: una parte occidental comprendida por ocho hojas y otra parte oriental comprendida igualmente por ocho hojas.

En la parte occidental del área de estudio se encuentran las ciudades y poblados de San Carlos, El Tinaco (estado Cojedes); y El Pao, Las Lajitas, Ortíz y San Juan de Los Morros (oeste del estado Guárico). Se observa un relieve abrupto al norte y suave en el centro de la hoja que se hace más abrupto de oeste a este.

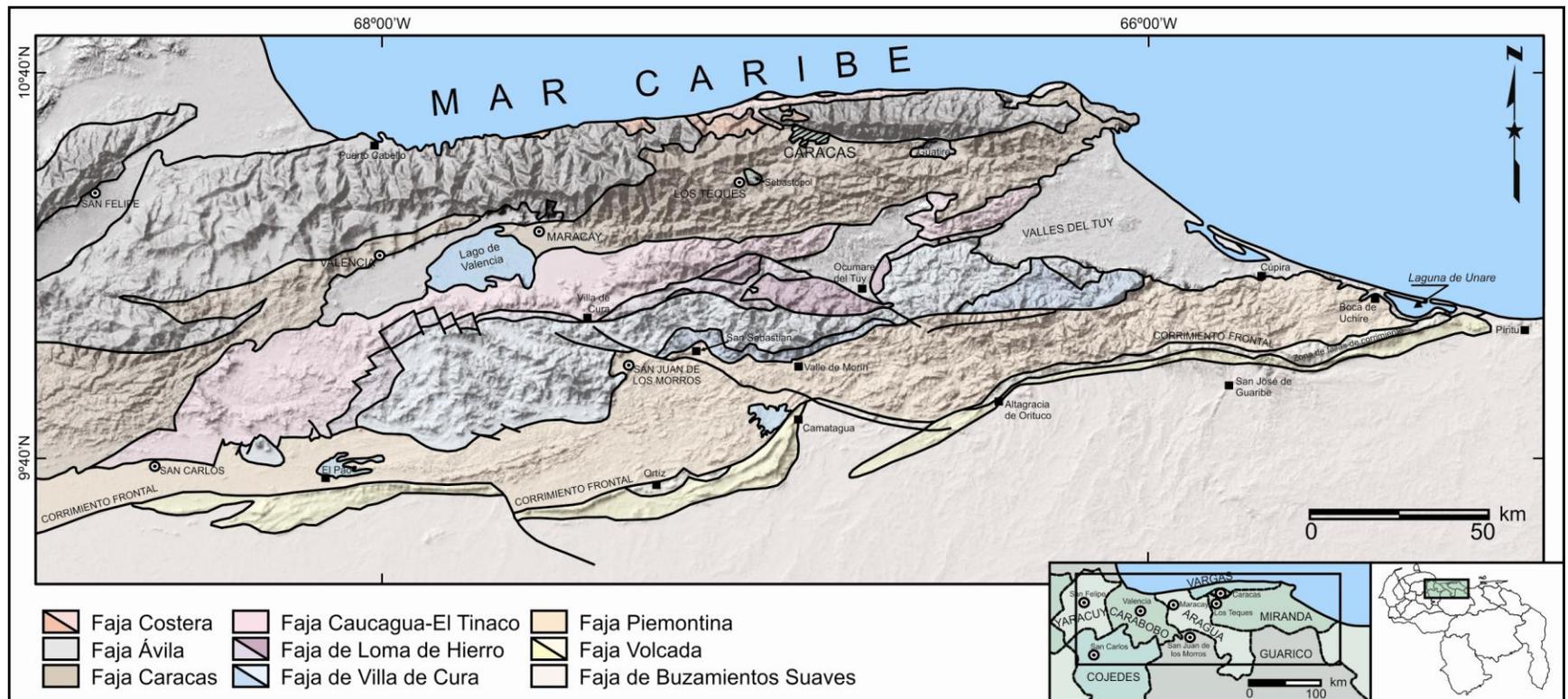


Figura A1. Ubicación relativa de la Faja Piemontina o Frente de Montañas del Guárico.

En esta parte se encuentran zonas semi-planas y altas; la zona semi-plana es de al menos 140-160 m s.n.m. aproximadamente con pequeños cerros alargados entre 200 a 400 m de altura orientados casi este-oeste, con laderas de pendiente suave de 10-15° de inclinación aproximadamente; y la zona alta se observa en la parte norte con montañas de relieve más abrupto comparado con la zona sur, donde sobrepasan los 1.000 m de altura en algunos casos. Las ciudades y poblados importantes para este Trabajo se aprecian en la figura A2, con el esquema índice de las hojas a escala 1:100.000.

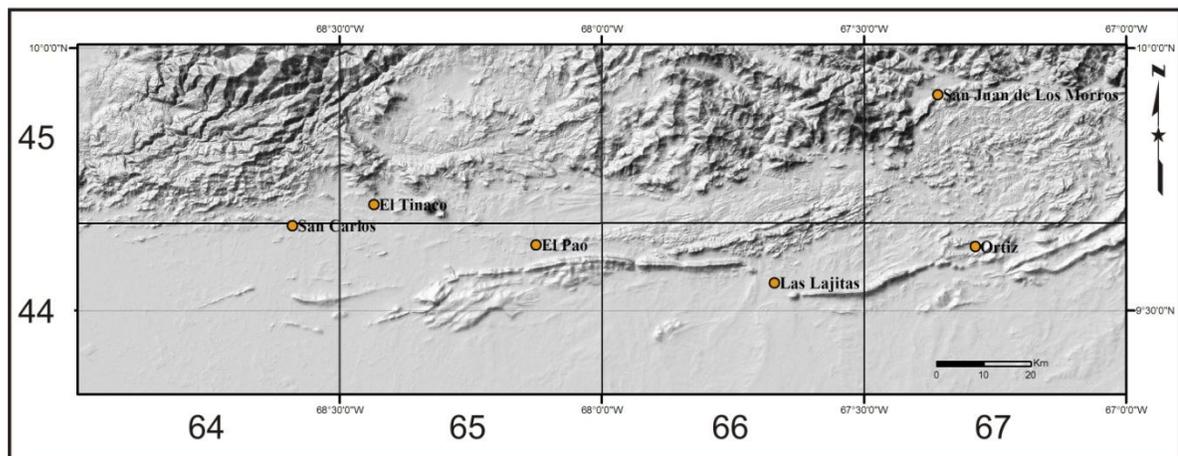


Figura A2. Esquema índice de mapas a escala 1:100.000 de la parte occidental del área de estudio en un DEM (imagen modificada de la data ASTER 2004), con resolución de 30 m.

En algunas zonas se pudo observar que los cerros alargados en la zona de relieve bajo estaban controlados por litologías gruesas, como se muestra en la figura A3.



Figura A3. Cerros alargados de aproximadamente 200 m de altura, en corte transversal de camino. Punto de observación G-04, cerros La Palma a 13 km al noreste de El Paó.

Es usual observar el relieve contrastante entre la Formación Guárico, respecto a las unidades Cretácicas y la Faja de Villa de Cura, como se observa en la figura A4.



Figura A4. Vista al norte desde Hato Los Uveros, a 20 km al oeste de Ortiz. Se observa hacia el norte, los cerros redondeados de pendientes suaves, luego las montañas de las unidades litológicas del norte más altas.

En la parte oriental del área de estudio se encuentran las ciudades y poblados de Camatagua, Valle Morín, Carmen de Cura, Taguay (estado Aragua); Altagracia de Orituco, San Francisco de Macaira, San José de Guaribe (este del estado Guárico); Batatal, Cúpira (estado Miranda); y Valle de Guanape, Boca de Uchire (estado Anzoátegui) (Fig. A5). La zona de estudio se enmarca donde el relieve es más abrupto comparado con la parte occidental, con cerros que rondan entre los 400 a 600 m de altura (Fig. A6, A7), sin embargo los cerros cercanos a Boca de Uchire sólo sobrepasan al menos los 200 m s.n.m. aproximadamente. De igual forma se encuentran cuerpos de litologías diferentes a la estudiada que generan relieves más abruptos y complejos, con alturas que llegan a los 1.500 m s.n.m. en áreas adyacentes.

Se puede diferenciar que en esta parte el área de estudio limita al norte y al sur con una zona más baja correspondiente con Los Valles del Tuy y Los Llanos respectivamente, por lo tanto la zona que describen generalmente las líneas de cresta de las montañas y las filas es una franja que tiene forma alargada orientada E-O desde Valle Morín hasta Boca de Uchire. Sin embargo, existen filas que poseen otras direcciones de orientación que

responden a características litológicas y estructurales específicas del área donde se encuentran.

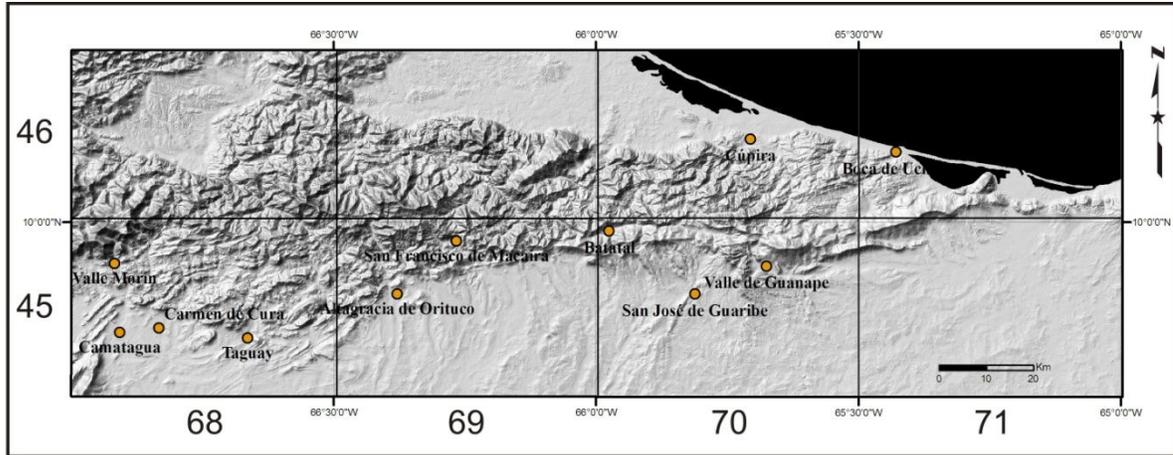


Figura A5. Esquema índice de mapas a escala 1:100.000 de la parte oriental del área de estudio en un DEM (imagen modificada de la data ASTER 2004), con resolución de 30 m.



Figura A6. Vista hacia el este desde caminos de tierra entre Cúpira y San José de Guaribe. Se observan cerros redondeados de al menos 700 m de altura.



Figura A7. Vista al norte desde la carretera a Valle Morín. Se observa el contraste de relieve entre las rocas de la Faja de Villa de Cura (relieve alto) y la Faja Piemontina (relieve bajo).

### A.1.2. Drenaje

Generalmente en la parte centro-occidental del área de estudio los afluentes de los ríos principales nacen en la Serranía del Interior al norte, y todo el drenaje fluye hacia el sur y eventualmente drenan en el Orinoco a través de sus afluentes, donde solamente los cursos principales desarrollan meandros y depósitos aluviales asociados.

Este modelo de drenaje probablemente se estableció en el Neógeno a raíz del levantamiento de los sedimentos de la cuenca de la Formación Guárico (BELL 1968). Mientras que en la parte más oriental de la zona de estudio se encuentran dos patrones de drenajes, los ríos al sur de la Serranía fluyen de oeste a noreste, drenando eventualmente como afluentes del río Unare; y los cursos al norte de la Serranía nacen en las montañas y fluyen directamente hacia el norte en el Mar Caribe (Figs. A8, A9).

En la figura A10, que muestra la cuenca del río Orinoco se señala el detalle del área de estudio con la finalidad de mostrar que los ríos principales en la parte más sur oeste de la zona de estudio son afluentes finalmente del río Orinoco. Entre los cursos principales de oeste a este se pueden mencionar: los ríos San Carlos, Tinaco, Pao, Tiznados, Paya, Río Guárico el cual fluye desde el embalse de Camatagua; seguido de los ríos Memo y Orituco. A partir de unos kilómetros al este de la ciudad de Altigracia de Orituco limita la cuenca del Río Orinoco. En la zona cercana a la ciudad de San José de Guaribe se encuentran los

ríos Guaribe, Guanape que son afluentes del Río Unare hacia el este, el cual desemboca finalmente en el Mar Caribe al norte. Los cursos importantes en la zona norte de la Serranía son los ríos Guapo, Cúpira y Uchire.

A menudo se observaron embalses de agua en varias locaciones a lo largo de la extensión de la zona de estudio, las cuales fue común que aprovecharan la orientación de las capas de las unidades sedimentarias para generar una especie de cubeta, y en los puntos clave se construyeron los diques o taponos de material de relleno, para cerrar el sistema e instalar las estaciones de servicios eléctricos o simplemente del servicio de agua que distribuye a las ciudades y poblados cercanos.



Figura A8. Izquierda: río Orituco, al este de Altigracia de Orituco. Derecha: Embalse de Camatagua.



Figura A9. Izquierda: Río Cúpira a 20 km al norte de San José de Guaribe. Derecha: Embalse del río Uchire.

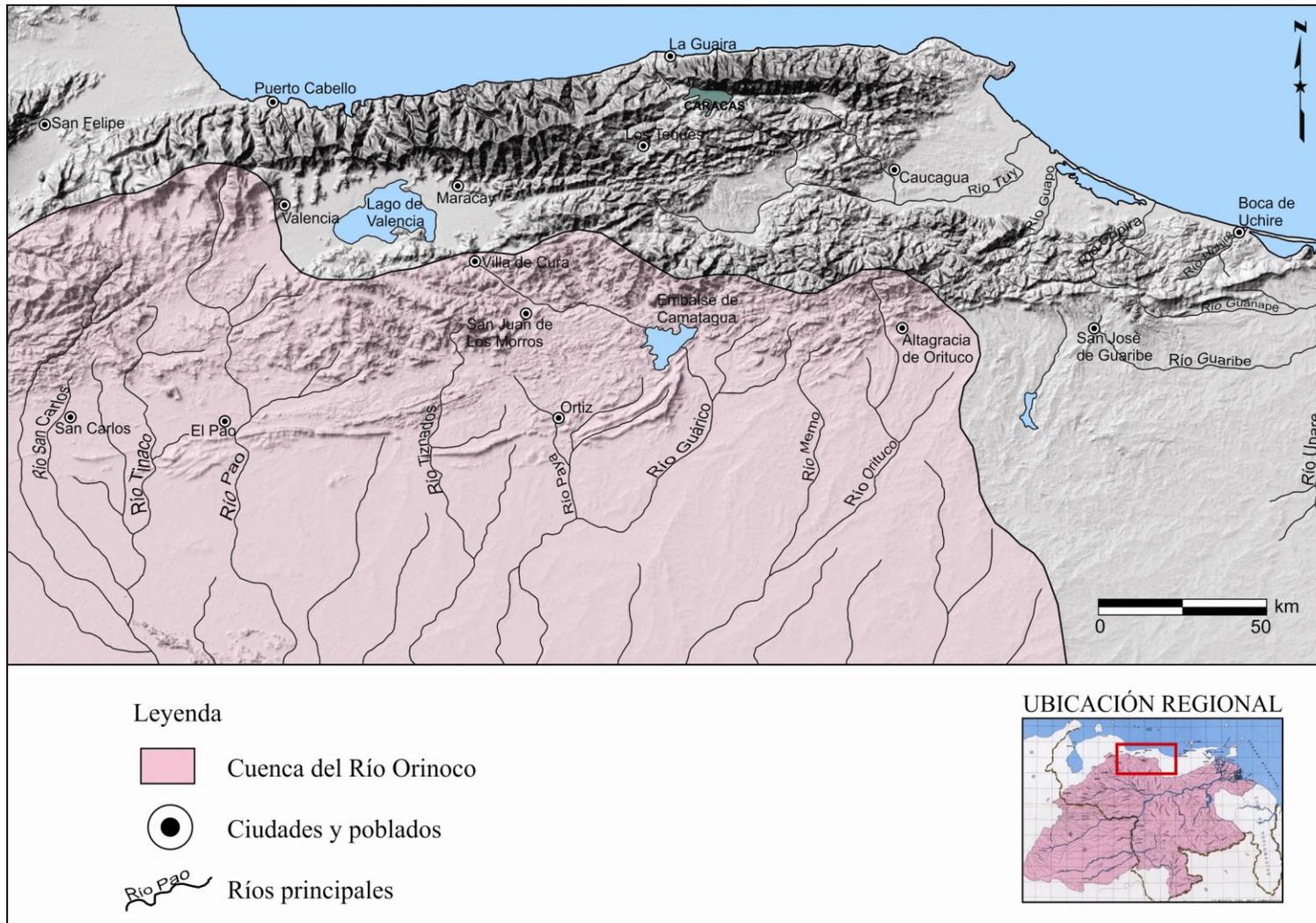


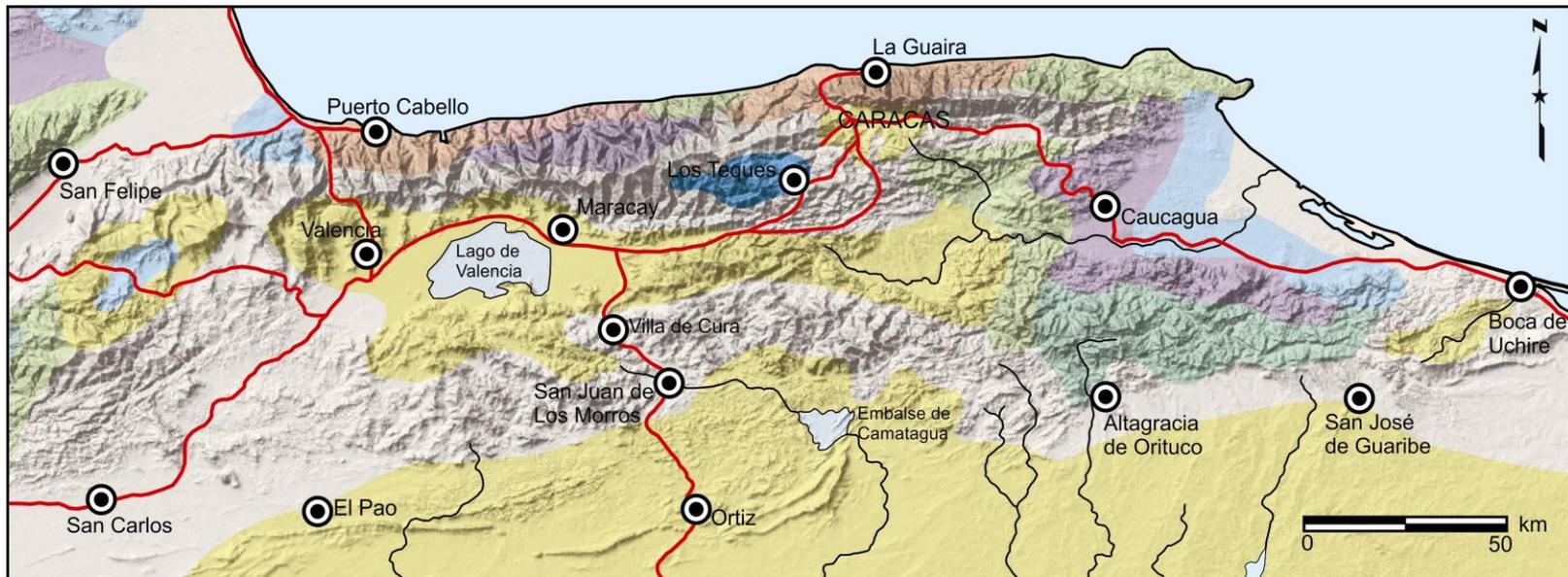
Figura A10. Detalle de los drenajes principales del área de estudio en el mapa de la Cuenca del río Orinoco. Tomado y modificado de DE LEÓN & RODRÍGUEZ (1976).

### A.1.3. Clima

De forma general el área de estudio se encuentra bajo las zonas climáticas Awi (amarillo) y Aw'i (beige), según KÖPPEN (1936), las cuales cubren las áreas correspondientes a la Faja Piemontina, partes altas al norte y partes bajas al sur de la faja, como se señala en la figura A11.

El tipo Aw'i se trata de sabanas (herbazales) y bosques tropófitos sub-húmedos, con un solo máximo de precipitación al año. La estación lluviosa se prolonga hasta fines de noviembre con 8 a 7 meses lluviosos aproximadamente. Mientras que el tipo Awi se trata de sabanas (herbazales) y bosques tropófitos semi-secos, con un solo máximo de precipitación al año y 7 a 6 meses lluviosos.

Cabe destacar que al este del área de estudio se encuentran áreas influenciadas bajo los tipos: Afi (verde oscuro), al norte de los poblados de Altagracia de Orituco y San José de Guaribe, el cual de selva tipo amazónico con lluvias todo el año; Ami (morado), adyacente a Caucagua, de bosque muy húmedo perennifolio transicional, típico de influencia marítima con 9 a 10 meses lluviosos repartidos uniformemente todo el año; y Aw''(s'')i (azul claro), de sabanas (herbazales) y bosques tropófitos húmedos, con dos máximas de precipitación al año en las posiciones solsticiales del Sol (junio y diciembre) como consecuencia de la inversión de vientos dominantes. Representativo en las regiones de influencia marítima o en aquellas donde predominan vientos del hemisferio sur.



Tipo A. Lluviosos Cálidos

- Afí.\_\_\_\_\_ De selva tipo amazónico.
- Ami.\_\_\_\_\_ De bosque muy húmedo perennifolio transicional.
- Aw''i.\_\_\_\_\_ De bosque húmedo tropófito y sabanas (herbazales).
- Aw'i.\_\_\_\_\_ De sabanas (herbazales) y bosques tropófitos sub-húmedos.
- Awi.\_\_\_\_\_ De sabanas (herbazales) y bosques tropófitos semi-secos.
- Aw''(s'')i. De sabanas (herbazales) y bosques tropófitos húmedos.

Tipo B. Secos Cálidos

- Bshi.\_\_\_\_\_ Semi-árido con vegetación xerófila o montes espinosos.
- Bwi.\_\_\_\_\_ De desiertos áridos. Ausencia de vegetación.

Tipo G. Templados de altura tropical

- Gwi.\_\_\_\_\_ De desiertos áridos. Ausencia de vegetación.

UBICACIÓN REGIONAL

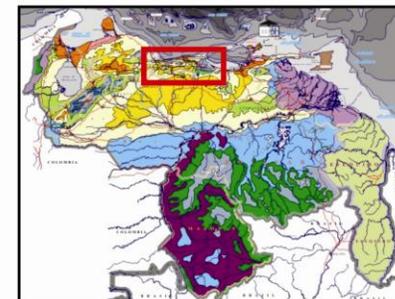


Figura A11. Mapa climático del área. Tomado y modificado de KÖPPEN (1936).

#### A.1.4. Vegetación

La vegetación en la parte oeste de la zona de estudio, adyacentes a los pueblos de San Carlos, El Pao, Ortiz y San Juan de Los Morros, se caracteriza generalmente por ser de tipo sabanas y herbazales, arbustales y matorrales, con la presencia de algunos bosques ribereños que concuerdan con la trayectoria de los ríos principales del área que no han sido intervenidos.

En la parte oriental de la zona de estudio se encuentran igualmente la vegetación de tipo arbustales y matorrales, bosques ribereños y algunas zonas de bosques deciduos, pero además en la parte montañosa al norte de los poblados de Altagracia de Orituco y San José de Guaribe, se encuentran bosques siempre-verdes y bosques deciduos y semi-deciduos, que responden a las grandes alturas que las montañas presentan en dicha área comparada con la parte occidental de la hoja (Fig. A12). En la figura A13, se aprecia el mapa de tipos de vegetación que se encuentran en la zona de estudio.



Figura A12. Izquierda: Vegetación cercana a la ciudad de Ortiz, arbustales y matorrales. Derecha: Vegetación al norte de la ciudad de San José de Guaribe, bosques semi-deciduos y siempre-verdes.

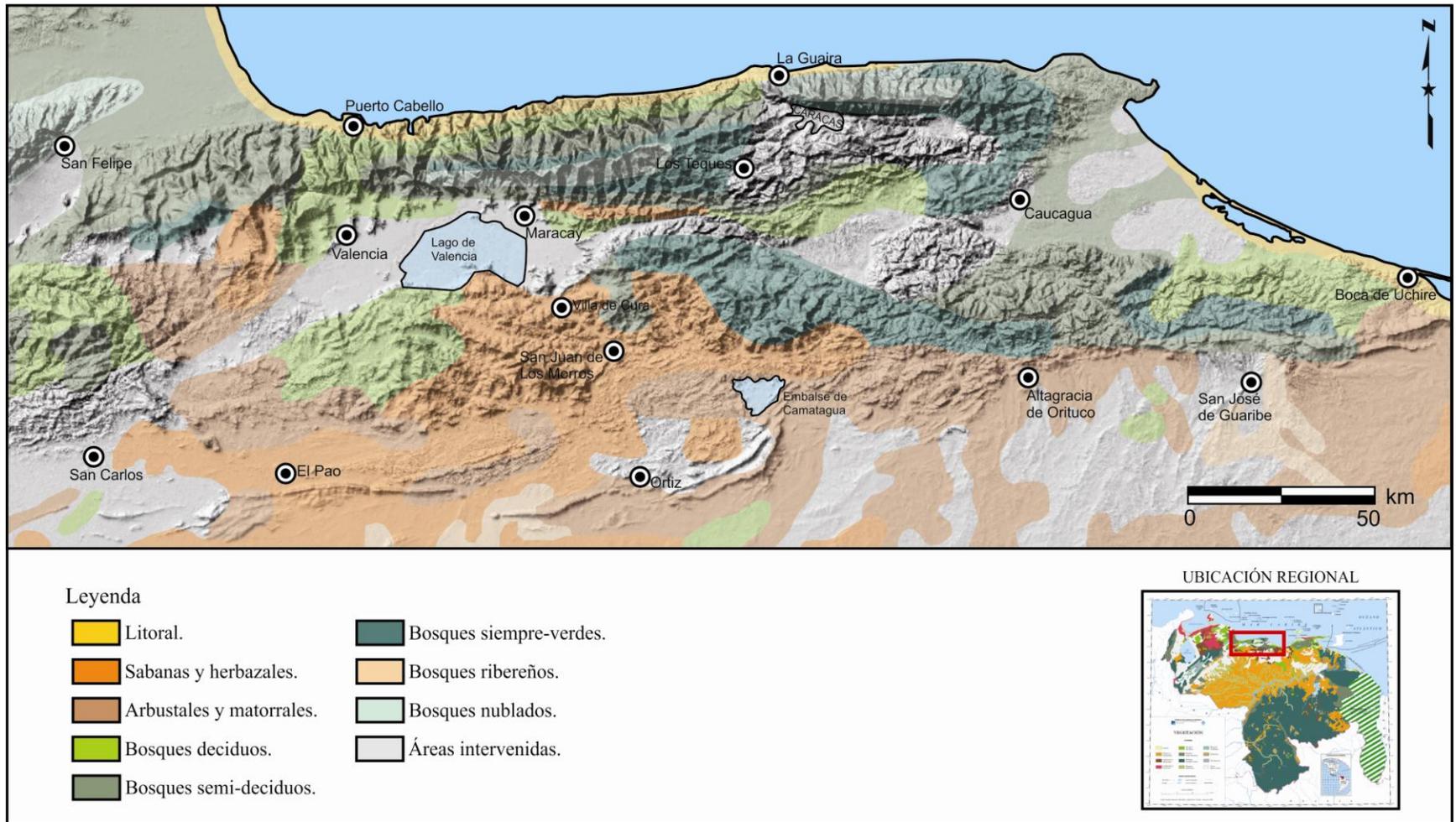


Figura A13. Mapa de vegetación del área. Tomado de HUBBER & ALARCÓN (1988).

#### A.1.4. Geomorfología

La caracterización de la geomorfología de la Faja Piemontina se puede dividir a grandes rasgos en tres unidades topográficas principales: Unidad de valles amplios, unidad de cerros alargados y por último la unidad de filas alargadas. Dichas unidades se relacionan entre sí como una especie de podio, donde los bloques de los extremos son relativamente más bajos que la unidad del centro. Fijando los colores según la altura mostrada en las figuras A14 y A15, se puede determinar que la unidad de valles amplios es relativamente más baja que la unidad de cerros alargados, y seguidamente el extremo oriental de la unidad de la faja es más bajo que la unidad anteriormente mencionada.

Geológicamente la Faja Piemontina limita al norte con una serie de fallas que la ponen en contacto con las unidades ígneas del norte. Y al sur limita con la falla que ha sido reconocida como una falla regional llamada Corrimiento Frontal. Las unidades de cerros y filas alargadas abarcan la Faja Volcada y la zona de fallas de corrimiento descritas en la figura de Fajas Tectónicas.

Los controles morfogenéticos predominantes en esta faja son el control estructural y el litológico. La distribución de las formas del relieve están gobernadas por las estructuras principales que definen la orientación de la estratificación y por lo tanto las litologías más persistentes de los binomios de dureza definen las líneas de cresta de los cerros y filas.



Figura A14. División de unidades topográficas del occidente de la zona de estudio.

De forma general se pueden describir a las unidades topográficas de la siguiente manera:

❖ **Unidad de Valles Amplios:** Es la unidad más baja respecto a las demás unidades, y se encuentra en el extremo occidental de la Faja Piemontina. Tiene forma irregular pero alargada y se interdigita con la unidad de cerros. Se trata de un gran valle semi-plano con al menos 140-160 m s.n.m., con algunos cerros localizados.

❖ **Unidad de Cerros Alargados:** Cubre la mayor parte de la faja Piemontina, y se ubica en el centro de la misma, por lo tanto, limita al oeste y al este con las unidades de valles y filas respectivamente. Se trata de cerros redondeados alargados asimétricos que rondan entre los 200 a 400 m s.n.m. con algunas excepciones, con una orientación preferencial E-O y también NE-SO, con laderas suaves de 10 a 15° de inclinación. Habitualmente en esta unidad se encuentran pliegues y fallas que describen morfoestructuras tipo anticlinal, sinclinal colgado, frente de cabalgamiento, entre otros.

❖ **Unidad de Filas Alargadas:** Se encuentra en el extremo oriental de la Faja Piemontina y es donde se registran las mayores alturas ya que llegan a alcanzar valores que rondan los 600 a 700 m s.n.m. Se trata de una serie de montañas que forman filas bien definidas alargadas asimétricas con una orientación preferencial E-O, con laderas de 20 a 25° de inclinación. De forma parecida a la unidad de cerros las estructuras se resumen a pliegues y fallas que refieren a morfoestructuras tipo cabalgamientos y frentes de cabalgamientos.

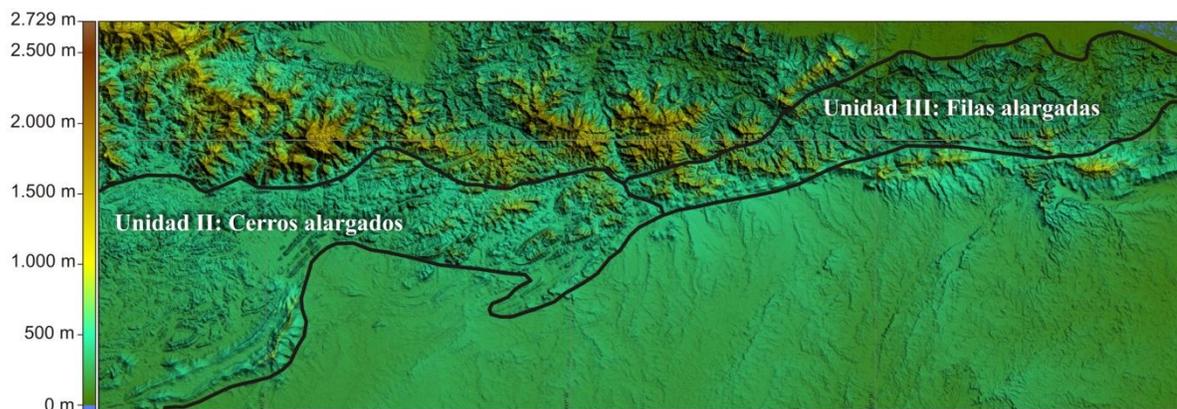


Figura A15. División de unidades topográficas de la parte oriental de la zona de estudio.

## APÉNDICE B

### B. BASES TEÓRICAS

#### B.1. CLASIFICACIONES DE ROCAS UTILIZADAS

En base al tipo de roca definido, se utilizaron diversos tipos de clasificaciones con la finalidad de otorgarle un nombre definitivo.

##### B.1.1. CLASIFICACIONES PARA ROCAS SEDIMENTARIAS

La clasificación de las rocas sedimentarias estuvo sujeta al tipo de roca estudiada. En este trabajo solo se utiliza la clasificación para rocas clásticas: arenisca y conglomerado.

##### B.1.1.1. Rocas sedimentarias clásticas: arenisca y conglomerado

A continuación se presentan las tablas visuales y clasificaciones utilizadas en el campo y el estudio petrográfico de las rocas sedimentarias clásticas (Figs. B1, B2, B3, B4 y Tabla B1).

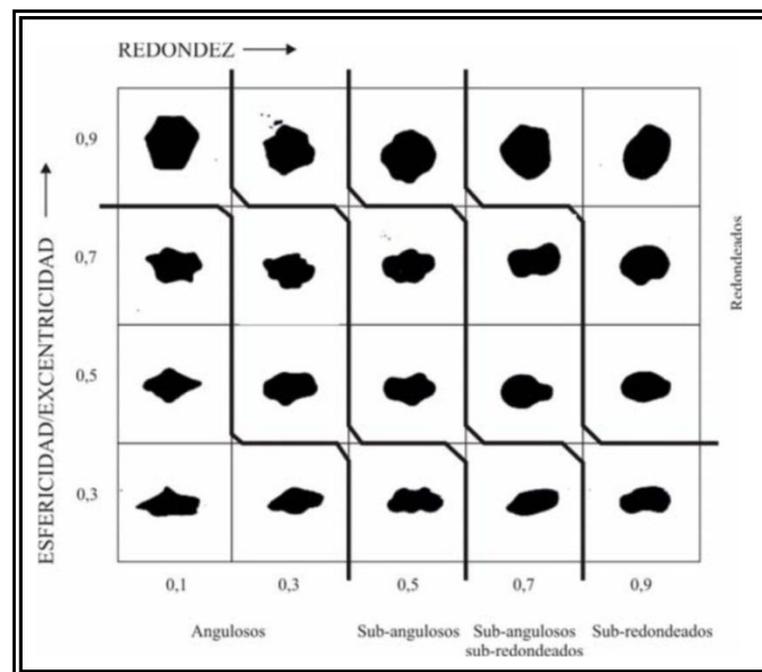


Figura B1. Tabla visual de esfericidad y redondez de granos. Según KRUMBEIN & PETTIJOHN (1938).

Tamaño de clastos (mm)	Clastos sedimentarios	
256	Bloque	GRAVA
	Canto	
64	Gujarro	
4	Gránulo	
2	Arena muy gruesa	ARENA
1	Arena gruesa	
0,5	Arena media	
0,25	Arena fina	
0,125	Arena muy fina	
0,062	Limo	ARCILITA
0,004	Arciilita	

Figura B2. Clasificación de tamaño de grano según HALLSWORTH & KNOX (1999).

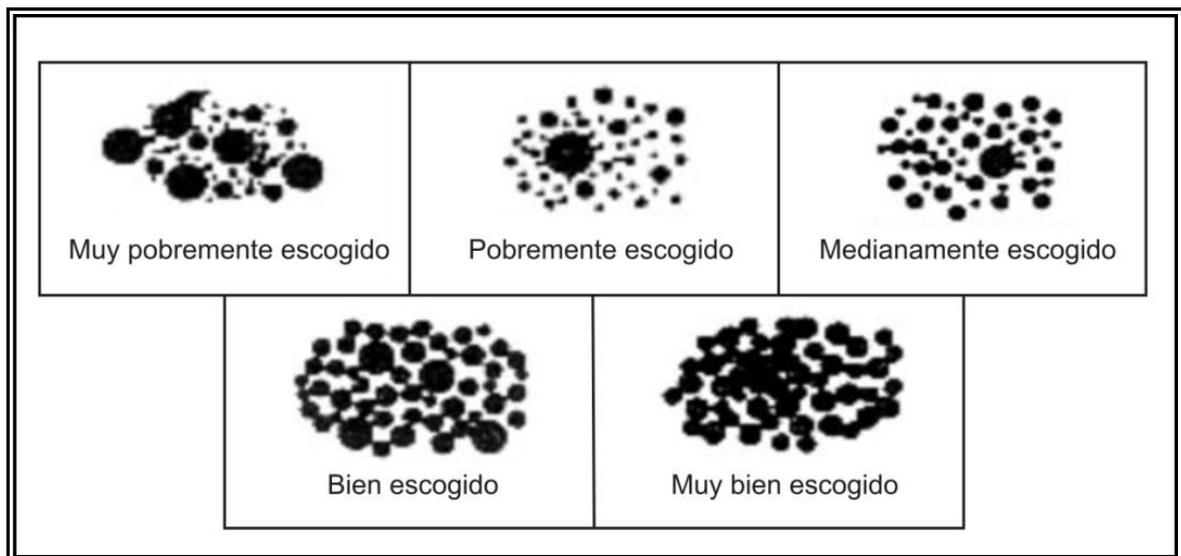


Figura B3. Tabla visual de escogimiento de los granos propuesta por FOLK (1969).

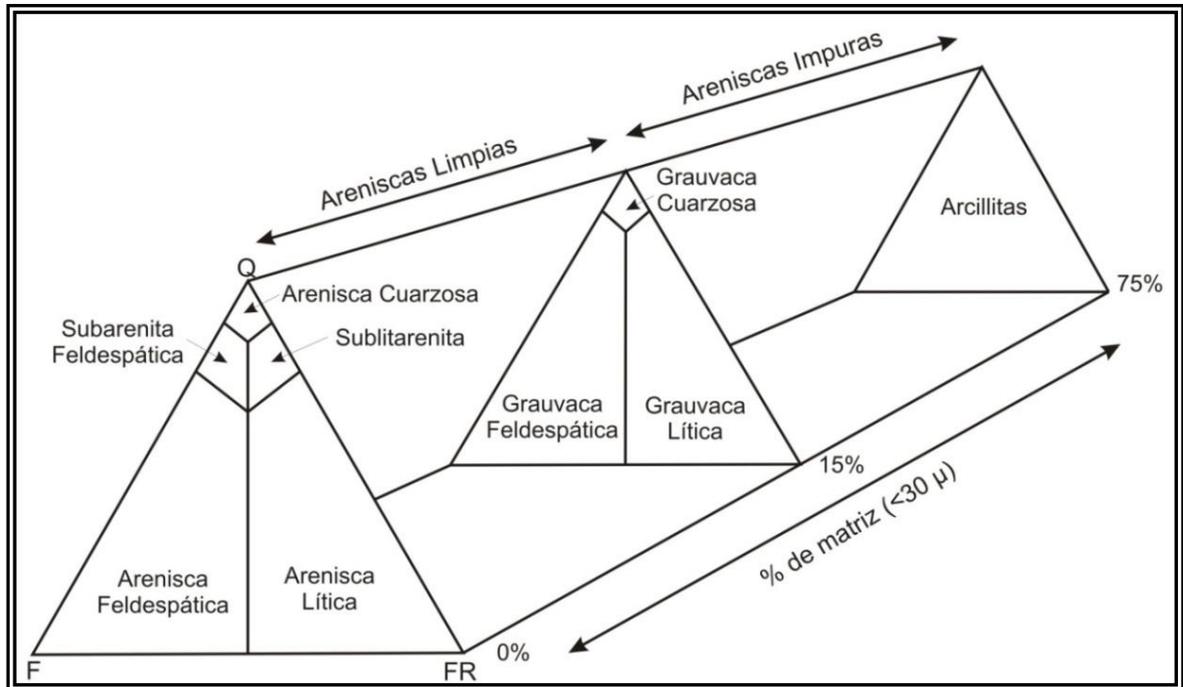


Figura B4. Clasificación de areniscas. Imagen tomada y modificada de PETTIJHON *et al.* (1972). Q=cuarzo, F=feldespato y FR=fragmento de roca.

Tabla B1. Clasificación de conglomerados según porcentaje de matriz y tipo de clastos, según PETTIJHON (1975).

Clasificación de conglomerados	
<b>Según porcentaje de matriz</b>	
<b>Nombre</b>	<b>% Matriz</b>
Ortoconglomerado	< 15 %
Paraconglomerado	> 15 %
<b>Según tipo de clastos presentes</b>	
<b>Nombre</b>	<b>Tipo de clastos</b>
Conglomerado Monomítico	Un solo tipo
Conglomerado Polimítico	Varios tipos

### B.1.2. CLASIFICACIONES PARA ROCAS ÍGNEAS

Para clasificar las rocas ígneas se utilizó la clasificación de STRECKEINSEN (1972), encargada de dividir a las rocas ígneas en dos grandes grupos, basándose en su textura: las rocas con cristales visibles y reconocibles a simple vista (faneríticas) y las rocas en la que los minerales forman una matriz y no se pueden diferenciar a simple vista (afaníticas). Además de la textura, esta clasificación toma en cuenta la mineralogía modal de la roca

ígneas, por lo cual existen diversos triángulos cuyos vértices representan el 100% de un mineral dado; con el uso de estos triángulos se halla el nombre de la roca, siendo el más conocido el triángulo Q-A-P (cuarzo-feldespato-plagioclasa) para rocas cuarzo-feldespáticas. Como es muy probable que la suma de los parámetros de los vértices de cada triángulo no llegue al 100%, los mismos deben de ser recalculados para tal fin.

### B.1.2.1. Rocas volcánicas

Para la clasificación de las rocas volcánicas se utilizó el triángulo Q-A-P para rocas volcánicas, el cual a diferencia del utilizado para rocas plutónicas y pórfidos hipoabisales, no se toma en cuenta el parámetro de índice de color, para diferenciar andesita de basalto, se debe tomar en cuenta el %An de las plagioclasas, clasificando andesita si  $\%An < 50\%$  y basalto si  $\%An > 50\%$ . Figura B5.

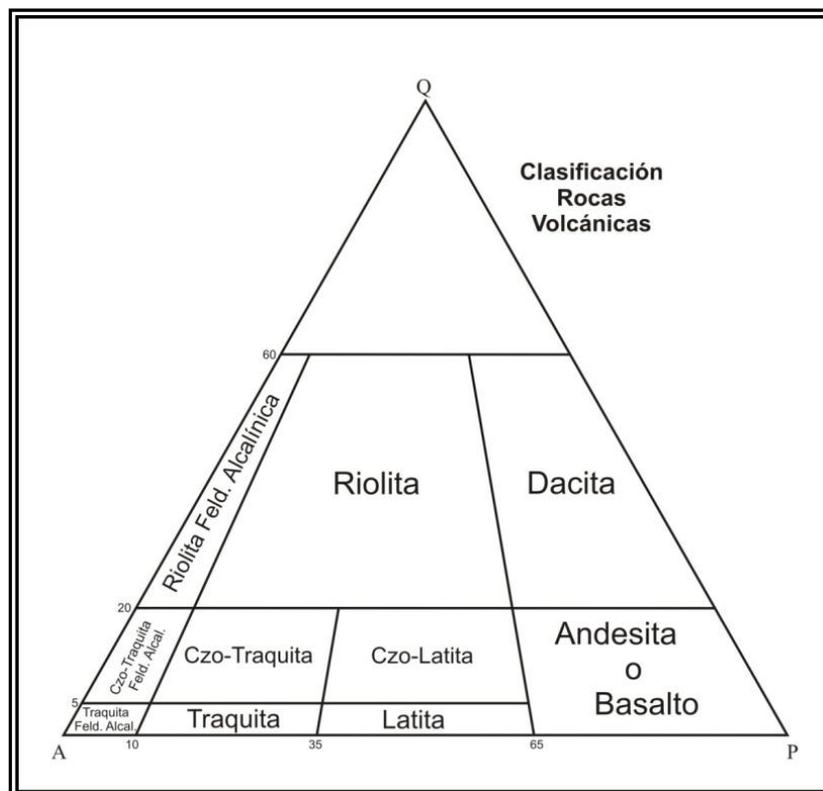


Figura B5. Triángulo Q-A-P para rocas volcánicas, tomado y modificado de STRECKEINSEN (1972). Q = cuarzo, A = feldespato y P = plagioclasa.

Dentro del grupo de rocas volcanoclásticas, encontramos fragmentos piroclásticos (fragmentos volcánicos que han sufrido transporte y posteriormente han sido depositados),

los cuales se clasificaron según su textura, tamaño y morfología (Tabla B2). Y para la clasificación de tobas según su composición se utiliza el triángulo de la figura B6.

Tabla B2. Clasificación según tamaño y forma de fragmentos piroclásticos  
Tomado de MARTÍNEZ & VALLETA (2008).

Clasificación	Tamaño	Forma
Bombas	>64 mm	Redondeada
Bloques	>64 mm	Angular a subangular
Lapilli	64-2 mm	----
Ceniza	<2 mm	----

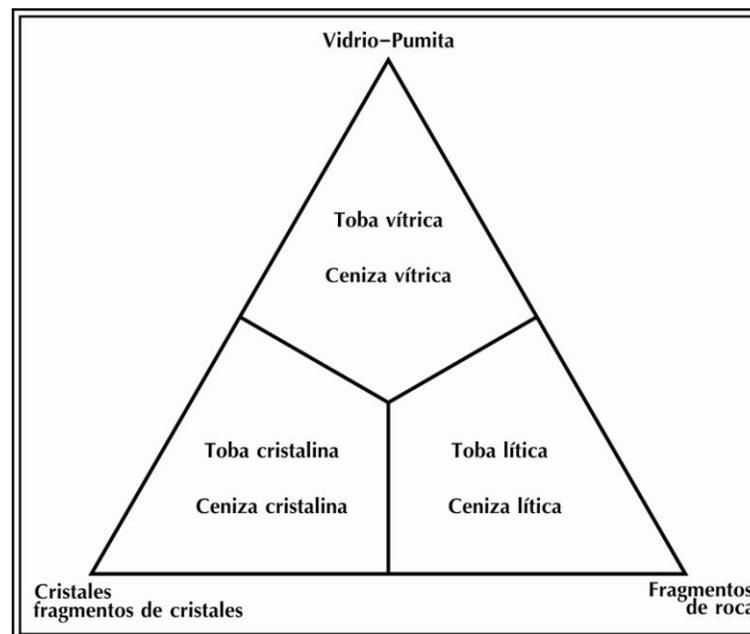


Figura B6. Clasificación de tobas según su composición. Tomado de MARTÍNEZ & VALLETA (2008).

## B.2. PLANILLAS PETROGRÁFICAS UTILIZADAS

Se utilizaron distintas planillas petrográficas en base al tipo de roca analizada en microscopio; en cada una de ellas se contemplan las características y parámetros más importantes de la roca, y que además ayuden en su clasificación. Las planillas se muestran en las figuras B7, B8 y B9.

Planilla para petrografía de rocas IGNEAS Y METAMÓRFICAS (Lab.330)					
No. Muestra:		Fecha:		Petrografía por:	
ROCA METAMÓRFICA:			ROCA ÍGNEA:		
<b>FÁBRICA</b>		<b>FOLIADA</b>		<b>CRISTALINIDAD</b>	
<input type="checkbox"/> Idioblástica (euهدرال)		<input type="checkbox"/> Pizarra		<input type="checkbox"/> Holocristalina	
<input type="checkbox"/> Hipidioblástica (subهدرال)		<input type="checkbox"/> Filita		<input type="checkbox"/> Idiomórfica (euه.)	
<input type="checkbox"/> Xenoblástica (anhهدرال)		<input type="checkbox"/> Esquisto		<input type="checkbox"/> Hipocristalina	
<input type="checkbox"/> Porfidoblástica		<input type="checkbox"/> Gneis		<input type="checkbox"/> Holohialina	
<input type="checkbox"/> Porfidoclástica		<b>NO FOLIADA</b>		<b>GRANULARIDAD</b>	
		<input type="checkbox"/> Granofel		<input type="checkbox"/> Fanerítica	
		<input type="checkbox"/> Hornfel		<input type="checkbox"/> Afanítica	
				<input type="checkbox"/> Criptocristalino	
<b>ROTAS MECANICAMENTE Y RECONSTITUIDAS</b>		<b>Texturas ígneas y metamórficas:</b>		Foliación: Lepidoblástica: Nematoblástica:	
1- No foliadas		Flujo: Intersertal Subofítica:		Foliación: Fuerte Mediana Pobre Muy pobre	
<b>CATACLÁSTICAS</b>		Afiehrada: Eutaxítica: Ofítica:		Halos pleo.: Reliquias: Helicítica: Red (web):	
% fragmentos		Esferulítica: Vitrofídica: Gráfica:		Sagenítica: Simplectit.: Poiquilítica: Reabsorc.	
>50 Protocatacl.: Pertítica: Meso.: Anti.: (Tipo: %Plag:)		Traquítica: Bordes re.: Zonación:		Mirmequit.: Decusada: Augen: Augenesquis.:	
10-50 Catacl.: Transformaciones: Ol->Sp Px->Sp Px->Anf Anf->Cl Gr->Bi Gr->Cl Bi->Cl		<10 Ultracatacl.:		Sombras P.: Glomeroporfídica:	
<b>2- Foliadas</b>		<b>TAMAÑOS</b>		<b>TRIÁNGULO A-P-Q</b>	
<b>MILONÍTICAS</b>		Promedio (de mm - a mm)		%	
% Porfiroclastos		General ( - )		Feldespató alcalino: A:	
>50 Protomil.:		Porfidoblastos ( - )		Plagioclasa (>5An): P:	
10-50 Milonita:		Porfidoclastos ( - )		Cuarzo: Q:	
<10 Ultramil.:		Megacristales ( - )		I.C. = 100%	
Blastomilonita:		Fenocristales ( - )		I.C. = 100%	
		Matriz ( - )		Transparencia: [desde clara (1) a oscura(5)]:	
<b>MINERALOGÍA</b> (+ en orden de abundancia) [En volcánicas separar fenocristales de constituyentes de la matriz]					
Nombre		%		Nombre	
1-				7-	
2-				8-	
3-				9-	
4-				10-	
5-				11-	
6-				12-	
Plagioclasa:		Composición: %An (Nombre: )		Alterada: Mucho: Mediano: Poco: Nada:	
(muy importante)		En orden de abundancia (4->0) a: Sericita: Epidoto: Calcita: Albita: Otro:			
<b>Nota:</b> Al reverso hacer lo mismo para otros minerales alterados (biotita, anfíbol, piroxeno, olivino, etc.)					
<b>CLASIFICACIÓN GENERAL</b>					
Plutónica: Hipoabisal: Volcánica (lava): Volcánica (piroclástica: híbrida: )					
Metaplutónica: Metahipoabisal: Metalava: Metatoba: (Metatoba híbrida: )					
Metasedimentaria: (Metapelita: Meta-psamita: Meta-psefita: Meta-carbonática: )					
<b>NOMBRE DE CAMPO:</b>					
<b>NOMBRES PETROGRÁFICOS:</b>					
<b>NOMBRES PROTOLÍTICOS</b> (si es posible):					
<b>Facies (subfacies) metamórfica:</b>					
<b>DESCRIPCIONES DE LOS MINERALES:</b> <i>Hacerlas al reverso</i> , hacer gráficos, marcar sitios para fotomicrografías, etc.					
No indicar propiedades obvias de los minerales, ejm.: Muscovita: extinción paralela... Pero siempre indicar los colores de pleocroismo...					
En casos como clorita indicar siempre los colores de interferencia, dado que pueden ser distintos si proviene de biotita o anfíbol.					
<b>Indicar:</b> Minerales pizo de metamorfimo, minerales retrógrados, reacciones, interpretaciones de la historia de la roca.					
Si bien arriba hay una casilla de texturas, aquí señalar cuales minerales estan involucrados en ellas y detalles adicionales.					
<b>Formas de minerales:</b> acicular, columnar, fibroso, equidimensional, hojoso, tabular, alotriomorfo, hipidiomorfo, idiomorfo.					
<b>Visualizar texturas y minerales ígneos en:</b> <a href="http://www.eos.ubc.ca/courses/eosc221/igneous/igtexur.htm">http://www.eos.ubc.ca/courses/eosc221/igneous/igtexur.htm</a>					
Minerales metamórficos <a href="http://www.union.edu/PUBLIC/GEODEPT/COURSES/petrology/met_minerals.htm">http://www.union.edu/PUBLIC/GEODEPT/COURSES/petrology/met_minerals.htm</a>					
Minerales ígneos <a href="http://www.union.edu/PUBLIC/GEODEPT/COURSES/petrology/ig_minerals.htm">http://www.union.edu/PUBLIC/GEODEPT/COURSES/petrology/ig_minerals.htm</a>					
Petrología en general <a href="http://www.union.edu/PUBLIC/GEODEPT/COURSES/petrology">http://www.union.edu/PUBLIC/GEODEPT/COURSES/petrology</a>					
<b>Usar las clasificaciones de rocas ígneas y metamórficas de:</b> <a href="http://www.bgs.ac.uk/bgsrscs/download.html">http://www.bgs.ac.uk/bgsrscs/download.html</a>					

Figura B7. Planilla petrográfrica utilizada para rocas ígneas y metamórficas.

Planilla para petrografía de ARENISCA (Lab.330)			
No. Muestra:	Fecha:	Petrografía por:	
<b>Características texturales</b>			
Tam. Grano: ( - ) mm	Clasificación:	Orientación: Anisotrópica Isotrópica	
<b>Escogimiento (%)</b>	<b>Redondez (%)</b>	<b>Esfericidad (%)</b>	<b>Contactos (%)</b>
Muy bueno	Bien redond	Alta	Grano-matriz
Bueno	Redondeado	Media- alta	Grano- cemento
Medio	Sub- redond	Media	Puntual
Pobre	Sub- angular	Media- baja	Longitudinal
Muy pobre	Angular	Baja	Conc-Conv
			Suturado
<b>Componentes principales (%)</b>			
<b>Granos:</b>	<b>Matriz:</b>	<b>Cemento:</b>	<b>Porosidad:</b>
<b>Granos %</b>			
<b>Cuarzo %</b>	<b>Feldespatos %</b>	<b>Fr. de Roca %</b>	<b>Accesorios %</b>
Mc plutónico	Plagioclasa	Chert	Biotita
Pc plutónico	Ortosa	Metamórfico	Moscovita
Volcánico	Microclino	Sediment.	Circón
Mc Metamórfico		Volcánica	Apatito
Pc Metamórfico		Plutónica	Turmalina
			Epidoto
<b>Matriz %</b>	<b>Cemento %</b>	<b>Porosidad %</b>	
Minerales de arcilla	Cuarzo	Interpartícula	
Oxidos Fe	Oxido de Fe	Intrapartícula	
Cuarzo	Caolinita	Disolución	
Caolinita	Mineral calcáreo	Fractura	
Material carbonático	Minerales de arcilla	Móldica	
Otros	Otros		
<b>Efectos diagenéticos</b>			
<b>Compactación</b>		<b>Cementación</b>	
Alta	Deformación de granos dúctiles	Tipo de Cemento predominante	
Media	Fracturamiento de granos dúctiles	Rellenando poros	
Baja	Trituramiento de granos dúctiles	Sobrecrecimiento de granos	
	Deformación de granos	Aros/Forros/Envoltorios de granos	
<b>Disolución</b>	<b>Presión / Solución</b>	<b>Alteración</b>	
Granos	Contacto long y conc- conv	Feldespatos	
Matriz	Contactos suturados	Moscovita	
Cemento	Estilolitas	Biotita	
		FR	
		Otros	
<b>Porcentajes originales</b>		<b>Recálculo</b>	
Cuarzo		<b>Clasificación según</b>  <b>Nombre de roca</b>	
Feld			
FR			
Matriz			
Usar clasificaciones de: <a href="http://www.bgs.ac.uk/bgsrscs/download.html">http://www.bgs.ac.uk/bgsrscs/download.html</a>			

Figura B8. Planilla petrográfica utilizada para areniscas.

Planilla para petrografía de CONGLOMERADO (Lab.330)			
No. Muestra:	Fecha:	Petrografía por:	
<b>Clasificación según:</b>			
<b>Contenido de matriz</b>	<b>Estabilidad de los clastos</b>	<b>Tipo de clastos</b>	
Paraconglomerado	Ortomítico o cuarzoso	Monomítico	
Ortoconglomerado	Petromítico	Polimítico	
<b>Componentes principales (%)</b>			
<b>Clastos</b>	<b>Matriz</b>	<b>Cemento</b>	<b>Porosidad</b>
<b>Características texturales de los clastos</b>			
<b>Tam. Grano (mm)</b>	<b>Clasificación (%)</b>		<b>Orientación</b>
Máx	Arena (1/16-2) mm		Isotrópica
Mín	Gránulo (2-4) mm		Anisotrópica
Promedio	Guijarro (4-64) mm		
Tamaños mayores ver muestra de mano			
<b>Escogimiento (%)</b>	<b>Redondez (%)</b>	<b>Esfericidad (%)</b>	<b>Contactos (%)</b>
Muy bueno	Bien redond	Alta	Grano-matriz
Bueno	Redondeado	Media- alta	Grano- cemento
Medio	Sub- redond	Media	Puntual
Pobre	Sub- angular	Media- baja	Longitudinal
Muy pobre	Angular	Baja	Conc-Conv
			Suturado
<b>Composición de los clastos %</b>			
<b>Cuarzo %</b>	<b>Feldespatos %</b>	<b>Fr. de Roca %</b>	<b>Accesorios %</b>
Mc plutónico	Plagioclasa	Chert	Biotita
Pc plutónico	Ortosa	Metamórfico	Moscovita
Volcánico	Microclino	Sediment.	Circón
Mc Metamórfico		Volcánica	Apatito
Pc Metamórfico		Plutónica	Turmalina
			Epidoto
<b>Tipos de fragmentos de roca</b>			
Sedimentario			
Ígneo Plutónico			
Ígneo Volcánico			
Metamórfico			
<b>Cemento %</b>			
Cuarzo			
Óxido de Fe			
Caolinita			
Mineral calcáreo			
Minerales de arcilla			
Otro			
<b>Características texturales de la matriz</b>			
<b>Tam. Grano: ( - ) mm</b>	<b>Clasificación:</b>	<b>Orientación:</b> Anisotrópica Isotrópica	
<b>Escogimiento (%)</b>	<b>Redondez (%)</b>	<b>Esfericidad (%)</b>	<b>Contactos (%)</b>
Muy bueno	Bien redond	Alta	Grano-matriz
Bueno	Redondeado	Media- alta	Grano- cemento
Medio	Sub- redond	Media	Puntual
Pobre	Sub- angular	Media- baja	Longitudinal
Muy pobre	Angular	Baja	Conc-Conv
			Suturado
<b>Composición de los granos de la matriz %</b>			
<b>Cuarzo %</b>	<b>Feldespatos %</b>	<b>Fr. de Roca %</b>	<b>Accesorios %</b>
Mc plutónico	Plagioclasa	Chert	Biotita
Pc plutónico	Ortosa	Metamórfico	Moscovita
Volcánico	Microclino	Sediment.	Circón
Mc Metamórfico		Volcánica	Apatito
Pc Metamórfico		Plutónica	Turmalina
<b>Otros %</b>			Epidoto
Minerales de arcilla	Clasificación de roca para la matriz		
Oxidos de Fe	según ( )		
Caolinita			
Material carbonático			
Mas detalles seguir al reverso.			
Usar las clasificaciones de rocas de: <a href="http://www.bgs.ac.uk/bgsrscs/download.html">http://www.bgs.ac.uk/bgsrscs/download.html</a>			

Figura B9. Planilla petrográfica utilizada para conglomerados.

### **B.3. ALGUNAS CONSIDERACIONES SOBRE LOS TÉRMINOS FLYSCH Y TURBIDITAS, MODELO Y CONCEPTOS PLANTEADOS POR BOUMA (1962).**

#### **B.3.1. FLYSCH**

El concepto o definición más aceptada es aquella que relaciona caracteres sedimentológicos con eventos tectónicos ocurridos durante la deposición de material en una cuenca (surco, geosinclinal) y de acuerdo con ellos algunos, algunos autores lo definen como “Una geogeneración sedimentaria formada justamente antes de la orogenia mayor, depositados con un geosinclinal”.

Atribuidos a transporte por corrientes de turbidez, los sedimentos flysch son de ambiente marino y generalmente muestran construcción rítmica en sentido vertical.

Muchos flysch están constituidos de capas alternas de material arenoso (mayormente grauvaca) y lutitas, y a veces, con margas o calizas.

##### **B.3.1.1. Caracteres diagnósticos de flysch**

- ❖ Alternancia monótona en sentido vertical de sedimentos finos (lutitas) con sedimentos gruesos (areniscas).
- ❖ Frecuencia de estratificación gradada en areniscas medios-gruesos. Frecuencia de laminación convoluta en areniscas finas.
- ❖ Base definida con marcas de base.
- ❖ En flysch normal se presentan estructuras direccionales que pueden mostrar marcada constancia sobre áreas grandes, y en una unidad espesa de roca, puede persistir una dirección dada de transporte.
- ❖ Frecuente, en flysch, depósitos por deslizamientos, guijarros en areniscas y limolitas.
- ❖ Fósiles de flysch son relativamente raros. Pudiéndose encontrar microfósiles en la parte más superior de las capas de lutitas. Generalmente hay organismos pelágicos o bentónicos: las areniscas pueden contener fósiles redepositados.
- ❖ Ausencia de estratificación cruzada a gran escala.
- ❖ Ausencia de caracteres que sugieren condiciones subaéreas (por ejemplo: grietas de desecación, cristales pseudomorfos de sales, etc).

### **B.3.1.2. Evidencia del carácter marino profundo de los depósitos flysch**

#### ❖ Sedimentológicas

Las estructuras sedimentarias características de un flysch se pueden formar en muchos ambientes, pero la ausencia de ciertas estructuras es de gran importancia. Escasez de rizaduras en el tope de las areniscas, ausencia de estratificación cruzada de ángulos bajos a gran escala, características de ambientes litorales y excluyendo el flysch de proximidades menores de 50 m (ambiente litoral y nerítico). Depósitos pelágicos, de muy poco espesor intercalados entre areniscas y lutitas del flysch, evidencian un ambiente de aguas profundas.

#### ❖ Paleontológicas

Faunas encontradas en los sedimentos pelágicos “Lutitas Laslo” de los carpatos, han demostrado que los peces allí encontrados vivían a profundidades bastante grandes; en el presente esos peces viven a profundidades entre 300 a 1.000 m. Evidencias indirectas de la profundidad del agua son la presencia de abundantes lutitas, preservación de estructuras en las capas, ausencia de estratificación cruzada a gran escala, y de rizaduras de oscilación, indicativas de deposición bajo la base de las olas. En el presente el depósito por corrientes de turbidez ocurre por debajo de los 600 m. La conclusión general es que, el flysch se ha desarrollado en profundidades batiales (o abisales).

### **B.3.2. CORRIENTES DE TURBIDEZ**

Tipo de corriente de densidad, porque tiene su origen en el exceso de densidad, causado por la abundancia de material, que en suspensión transporta una corriente.

Estas corrientes se desplazan en el fondo marino, con la propiedad de erosionar, transportar y depositar material. Se distinguen de depósitos tales como deslizamientos ó flujo de sedimentos en que tanto la densidad como la concentración del material en suspensión decrecen hacia el tope de la corriente. Es el tipo de corriente capaz de transportar materiales de “grano grueso” a profundidades donde normalmente se deposita material de grano fino.

Las capas constituidas por material de grano grueso frecuentemente contienen organismos de aguas llanas (moluscos equinódeos, foraminíferos, algas, etc); fragmentos de plantas, que pueden originar, ocasionalmente capas de lignito.

### **B.3.2.1. Modelo de corrientes de turbidez de BOUMA (1962).**

Una importante fuente de material lo constituyen los continentes. Los ríos transportan la mayor parte de los productos de erosión a las costas, donde forman deltas. Movimientos en masa en el talud continental pueden ser producidos por efecto de terremotos y huracanes. Si tales efectos estuviesen ausentes, la continua deposición del material podría causar el movimiento capaz de originar una corriente de turbidez.

Deslizamientos por gravedad se producirían cuando una masa de material se desliza hacia abajo, a lo largo de una pendiente. Si este deslizamiento por gravedad (slump) ocurre bajo agua; su desplazamiento será lento al principio, y luego la viscosidad disminuye y aumenta la velocidad.

Si las circunstancias son favorables una corriente de turbidez completa se formará con el material más grueso al frente y cerca del fondo de la corriente. La velocidad puede aumentar pendiente abajo, aumento que dependerá de la inclinación y longitud de la pendiente, de la masa e material y su distribución en frecuencias de tamaño.

La distribución de sedimentos en las corrientes varía dependiendo de muchos factores. Si la sedimentación ocurre, justo cuando la corriente ha sido formada, se depositará una capa homogénea, probablemente gradada en la parte superior. Luego, que la corriente haya recorrido una cierta distancia, el material más grueso se concentrará al frente, con algunos pocos granos finos. El volumen de finos se concentrará en la parte posterior de la corriente (“cola”). La densidad de la parte arenosa al frente de la corriente será muy alta, decreciendo hacia arriba y hacia la parte posterior. El peso específico variará decreciendo hacia la parte posterior, implicando una diferencia de velocidad entre el frente y la parte de atrás, capaz de causar un rompimiento o disolución dentro de la corriente de turbidez.

La posición a la cual esto ocurre, depende de muchos factores: velocidad de corriente, frecuencia en distribución de tamaño, etc.

### B.3.3. SEDIMENTACIÓN

El proceso de sedimentación en una corriente de turbidez determina gradación lateral según la dirección de la corriente. El material más grueso, al frente, se deposita y corriente abajo el material de suspensión, se deposita en relación decreciente de tamaño de grano. Las turbiditas definidas por Bouma como depósitos originales por corrientes de turbidez, presentan ciertas características que la diferencian de otro tipo de depósito, tales características son sus estructuras internas. La secuencia denominada Ta-e por dicho autor, define los intervalos característicos para un depósito turbidítico. El arreglo de las secuencias, visto en campo, puede ser desmembrado o completo, y es debido a la coalescencia o no de los abanicos de cono submarino, como se esquematiza en la figura B10.

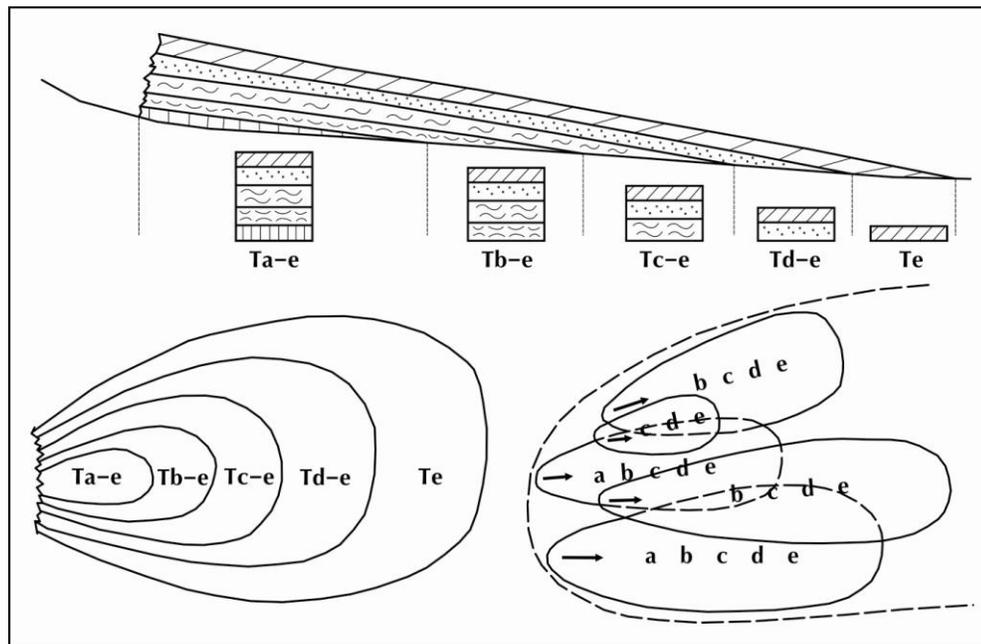


Figura B10. Acomodo de los abanicos de cono submarino que definen las columnas estratigráficas (parte superior) en el relleno de las cuencas por corrientes de turbidez. Se observa el arreglo progresivo de pérdida de un intervalo en el abanico izquierdo, producto de una corriente continua en la misma dirección. Y en el abanico de la derecha se puede observar que el desmembramiento de las secuencias es debido a diferencias en la dirección de las corrientes. Tomado y modificado de ZAPATA (1976).

#### **B.4. TRIÁNGULOS DE PROCEDENCIA SEGÚN DICKINSON & SUCZEK (1979), DICKINSON *et al.* (1983) y DICKINSON (1985).**

El análisis de procedencia se realiza con los datos de composición mineralógica en los diagramas de procedencia propuesto por los autores ya mencionados. Los resultados se comparan y relacionan con los modelos tectónicos y se obtienen los ambientes de depositación de la unidad en estudio.

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.

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 monocristalina, feldespatos y fragmentos líticos en el triángulo Qm-F-Lt (Figuras B11 y B12). En el diagrama “Q-F-L” 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.

En el diagrama Qm-F-Lt, donde igualmente se encuentra involucrada toda la población de granos, el vértice Qm representa sólo los cuarzos 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).

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 metamorfizadas, 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.

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.

*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 metasedimentario.

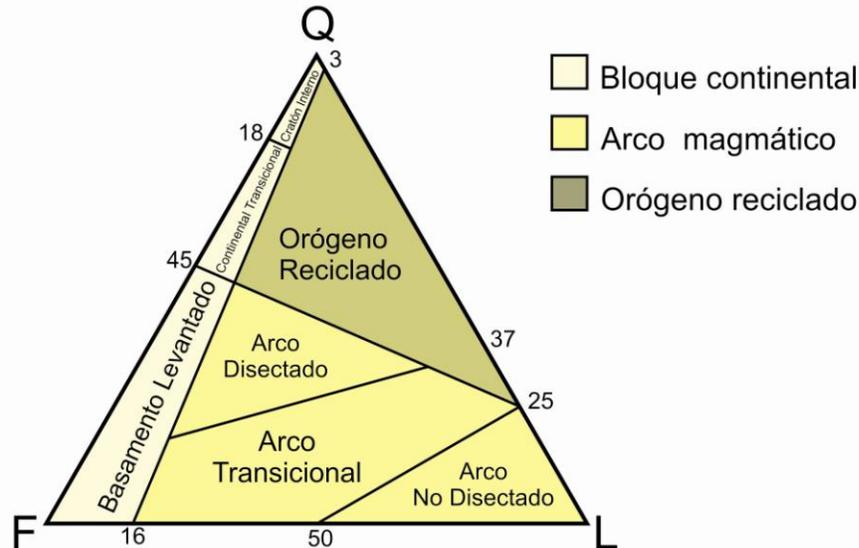


Figura B11. Muestra el diagrama Q-F-L tomando en cuenta todos los tipos de cuarzo incluyendo ftanita, representando areal y porcentualmente los diferentes tipos y subtipos de zonas de procedencias mineralógicas (Tomado y modificado de DICKINSON *et al.* 1983).

Cada uno de estos tres grupos se subdivide a su vez en varios sectores de procedencia, los cuales son descritos detalladamente en la tabla B3, y se muestran en el diagrama de la figura B11.

Tabla B3. Muestra los diferentes ambientes tectónicos de procedencia para la clasificación de DICKINSON & SUCZEK (1979) y DICKINSON *et al.* (1983).

BLOQUE CONTINENTAL	ARCO MAGMÁTICO	ORÓGENO RECICLADO
<p><b>Cratón interior:</b> Los sedimentos son derivados a partir de un escudo expuesto. Su composición es típicamente cuarzosa con porcentajes de feldespatos que aumentan a medida que disminuye la madurez mineralógica de la roca.</p>	<p><b>No disectado:</b> Las areniscas presentan un alto contenido de plagioclasa y fragmentos líticos volcánicos. Se observa fenocristales de plagioclasa. El cuarzo está presente en menos proporción y es principalmente de origen volcánico.</p>	<p><b>Complejo de subducción:</b> En este caso se tiene bloques tectónicamente levantados, compuestos por ofiolitas deformadas y otros materiales oceánicos que pueden servir de fuente aislada de sedimentos. Las areniscas presentan un alto contenido de rocas verdes, chert, argilita, grauvacas y algunas calizas.</p>

<p><b>Continental transicional:</b> Los sedimentos son derivados de formas positivas a lo largo de los segmentos transformantes o de otra estructura discontinua.</p>	<p><b>Transicional:</b> Presenta un mayor contenido de granos de cuarzo, a partir de subvolcánicas de los arcos.</p>	<p><b>Orógeno reciclado:</b> Compuesto por napas y corrimientos de rocas sedimentarias y metasedimentarias. Son sedimentos reciclados, con un contenido intermedio de cuarzo, una alta relación cuarzo/feldespato y abundantes fragmentos líticos sedimentarios y metasedimentarios.</p>
<p><b>Basamento expuesto:</b> Los sedimentos provienen de basamentos expuestos limitados por fallas. El ambiente tectónico principal son los cinturones de “rift” incipientes y rupturas transformantes de bloques continentales. El alto relieve y la rápida erosión del basamento expuesto dan un alto contenido de feldespato en las areniscas.</p>	<p><b>Disectado:</b> Los sedimentos provienen de arcos magmáticos maduros y erosionados que alimentan cuencas de tipo antearco y trasarco. Su composición es compleja siendo menos lítica que volcánicla. El feldespato cálcico y potásico es común. Los fragmentos líticos no volcánicos son abundantes.</p>	<p><b>Rocas de cuenca antepaís expuestas:</b> En este caso los sedimentos derivados están formados por fragmentos líticos sedimentarios y metasedimentarios reciclados, con un contenido menor de cuarzo y feldespato.</p>

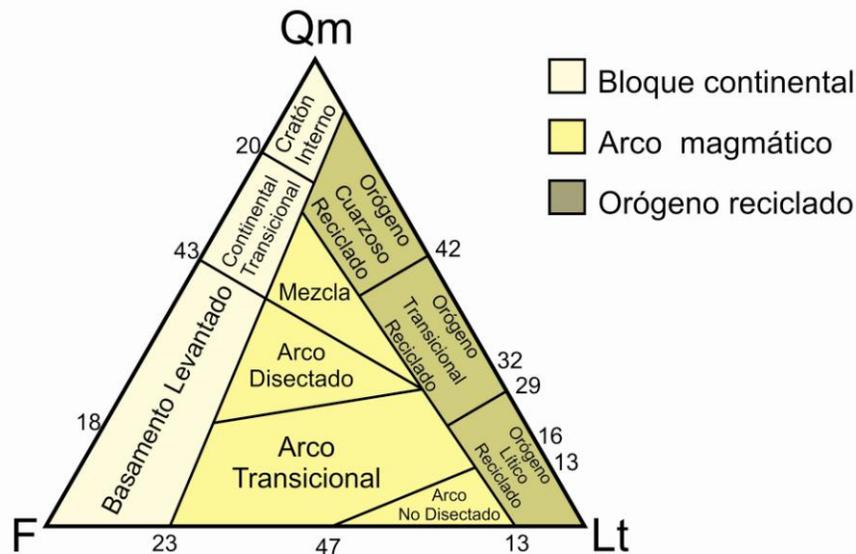


Figura B12. Muestra el diagrama Qm-F-Lt tomando en cuenta solo el cuarzo monocristalino, sin incluir la ftanita, representando areal y porcentualmente los diferentes tipos y subtipos de zonas de procedencias mineralógicas. (Tomado y modificado de DICKINSON 1985).

### **B.5. PARÁMETROS QUE CONTROLAN LA COMPOSICIÓN FINAL DE LOS SEDIMENTOS (ALEZONES 2009).**

ALEZONES (2009), genera una síntesis sobre trabajos publicados referentes a la composición de los sedimentos siliciclásticos y su relación con el ambiente tectónico y además, trata cuales son los factores que condicionan la composición final de un sedimento detrítico.

El autor menciona que se debe llevar a cabo una serie de análisis de los parámetros que intervienen en la evolución de un sedimento desde su producción como material proveniente de una roca preexistente hasta su estadio final (cuenca depositacional), para poder establecer cómo ha sido dicha evolución. El sistema que controla la composición de los sedimentos clásticos es el conjunto de parámetros y procesos que actúan sobre estos una vez incorporados a la superficie terrestre. El autor menciona que cualquier intento de establecer la naturaleza de la fuente de donde proceden estos sedimentos (o de los fenómenos tectónicos que la originan) se deben tomar en cuenta: a) la composición mineralógica de la roca fuente; b) la meteorización química y mecánica; c) la incorporación de minerales autigénicos e intracuenca (tal es el caso de los carbonatos y la glauconita); d) el escogimiento hidrodinámico y retrabajo; e) la diagénesis.

Estos parámetros son a su vez afectados por la procedencia tectónica, el clima, el relieve, la vegetación, la pendiente del terreno y la energía del sistema de transporte y sedimentación. Dicho autor discute, los efectos de cada parámetro que controla la composición final de los sedimentos. Entre esos se explican los siguientes:

1. La composición de la roca fuente. Se encuentra controlada por su origen tectónico. Cuando actúan los medios exógenos de meteorización estas rocas son destruidas y sus componentes minerales constituyentes son entonces incorporados al medio sedimentario dependiendo de la intensidad de factores tales como el relieve y la pendiente.

2. Relieve, clima y vegetación. La tasa de erosión de rocas expuestas en la superficie de la tierra está relacionada al relieve y clima del área. Los efectos del relieve y del clima se encuentran también relacionados a la madurez topográfica de la región y por esto, a su

origen tectónico. El clima actúa independientemente del tectonismo de la fuente. La pluviosidad y la temperatura son los agentes más importantes en el proceso de meteorización de las rocas. Estos agentes dependen de la latitud, elevación (altura), controlando además el crecimiento de la vegetación, la cual contribuye a la alteración biogénica del material original. En cualquiera de las condiciones climáticas en la superficie terrestre, los minerales máficos son destruidos más fácilmente que los silíceos, lo que resulta en una población residual de granos de arena enriquecidos en fases más estables químicamente, que es el caso del cuarzo. La meteorización promedio de una roca ígnea, por ejemplo, resulta en 11% de granos de tamaño arena, 74% de granos tamaño arcilla y limo y 15% de carbonatos. En el caso de una roca ígnea félsica, la producción de sedimentos tamaño arena es mayor, mientras que en las rocas máficas predomina la fracción fina. El efecto fundamental del relieve en la composición del sedimento es difícil de cuantificar, aunque está establecida su influencia en la predominancia de procesos químicos o mecánicos de desintegración. Varios trabajos mencionan que existe un efecto dual entre la procedencia tectónica y el régimen climático. Otros trabajos establecen que los efectos de la intensidad del tectonismo sobre los efectos del clima son predominantes durante períodos de actividad orogénica rejuvenecida.

3. Efectos del transporte. Los procesos continuos de meteorización química, además de los procesos de abrasión, ruptura mecánica, selección hidráulica y mezcla son comunes en todo aquello que se relaciona con transporte en medios fluviales. El resultado neto de todos estos procesos es el de destruir los minerales más inestables, en particular los feldespatos y los constituyentes lábiles de fragmentos de roca.

4. Relación entre composición y textura. Han sido muchos los autores que señalan que todas las partículas clásticas son dependientes del tamaño de grano. Varios autores demuestran estadísticamente que la composición y la textura se encuentran interrelacionadas. Debido a la dependencia de la composición respecto al tamaño de grano, el escogimiento hidrodinámico es responsable por las drásticas diferencias en composición entre la carga de fondo y la carga en suspensión de la mayoría de los ríos. La mezcla

resultante de la confluencia de varios ríos es también factor perturbante de importancia en la historia composicional original del sedimento.

5. Efectos del ambiente final de sedimentación. Las partículas sedimentarias sufren importantes modificaciones al pasar por diversos ambientes de sedimentación y al llegar a su ambiente final previo al soterramiento. En algunos trabajos se realizaron procesos estadísticos multivariados, llegando a la conclusión que la composición de las areniscas modernas y antiguas es dependiente del ambiente de sedimentación.

6. Efectos de soterramiento y diagénesis. Los procesos de modificación diagenética ocurren a partir del soterramiento inicial de los sedimentos. La diagénesis tiene un efecto modificador neto en la composición original y es por esta razón que es necesario reconstruirla a partir de evidencias dejadas por los procesos de alteración. Los cambios en la composición se deben a la destrucción de feldespatos y de fragmentos líticos, a la disolución de fases minerales inestables, al crecimiento de fases autigénicas y a la cementación. Los principales procesos que hay que tomar en cuenta en el momento de realizar un estudio petrográfico que trate de caracterizar mineralógicamente una muestra son: disolución, reemplazo, compactación de granos dúctiles, oxidación y recristalización.

### **B.6. MINERALES PESADOS**

Los minerales pesados fueron utilizados en el siglo XX como una herramienta para la integración estratigráfica siempre que las muestras estudiadas pudieran ser arregladas fácilmente en orden estratigráfico. En general, las variaciones más interesantes de minerales pesados se observan en muy largas secciones estratigráficas bien expuestas y con poca o nada de complejidad estructural, de una o varias formaciones. Parte de la experiencia en la técnica en Venezuela proviene de los geólogos que trabajaron en la Mene Grande Oil Company, como Bramlette, Flagler, Hedberg, Pyre, Sass y Feo-Coecido, dándole nombres de minerales o de colores, al reconocimiento de ciertas asociaciones de minerales que tienen distinta significación estratigráfica o correlativa, en cualquier región, como ejemplo el conjunto de granate y cloritoide, conjunto azul, conjunto rojo, etc.

También encontramos otros autores como Kamen-Kaye y Escalona, los cuales estudiaron también varias secciones en Venezuela.

El estudio de minerales pesados tiene entonces un gran valor práctico en la identificación y correlación de unidades estratigráficas y ayuda a descifrar los eventos en la historia geológica en muchas regiones, ya que además de la resolución de problemas estratigráficos, el principal producto del análisis de minerales pesados, es la determinación de las rocas fuentes a los sedimentos estudiados. Sin embargo es importante mencionar que actualmente los minerales pesados más comunes en los sedimentos se encuentran ordenados en base a su estabilidad, por lo cual, se debe tener en cuenta factores como profundidad, meteorización, y condiciones de transporte y sedimentación sufrido por ciertos minerales menos estables, ya que su presencia o no, puede implicar conclusiones no acertadas. Sin embargo, es clave comprender la importancia que los estudios de minerales pesados aportan, ya que comparado con el estudio petrográfico de secciones finas, la gran ventaja de las técnicas de concentración de minerales pesados por líquidos pesados, es que las raras especies pero usualmente altamente diagnósticas, que usualmente no se encuentran o no son observadas en sección fina, pueden ser detectadas.

### **B.6.1. 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-COECIDO 1960:6). 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.

### B.6.2. ¿QUÉ SON LOS MINERALES PESADOS?

Los minerales pesados se definen operacionalmente, como aquellos minerales que poseen una gravedad específica mayor a  $2,89 \text{ g/cm}^3$  (Tabla B4). Dichos minerales son accesorios menores de las rocas (Fig. B12). Como los minerales pesados se presentan comúnmente diseminados en un sedimento en cantidades muy pequeñas (generalmente menos que 1%), su separación y concentración de los minerales livianos, siguiendo cualquiera de los varios métodos descritos en diferentes textos y publicaciones de petrografía sedimentaria, son necesarias para su identificación. Los minerales pesados pueden dividirse convencionalmente en tres grupos: ligeros (hasta  $3,0 \text{ g/cm}^3$ ), medios (de  $3,0 \text{ g/cm}^3$  a  $4,0 \text{ g/cm}^3$ ) y pesados (más de  $4,0 \text{ g/cm}^3$ ) (FEO-COECIDO 1960, GAMERO & REVETI 2011).

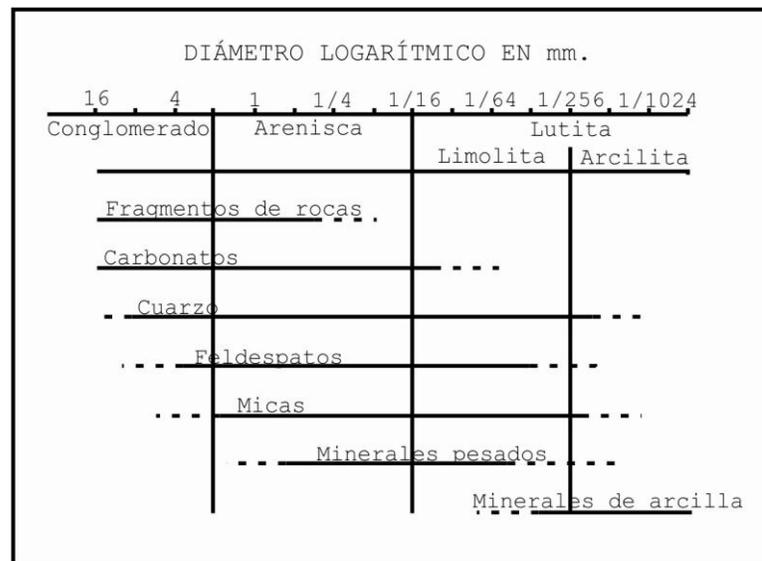


Figura B13. Partículas constituyentes comunes de sedimentos clásticos (Tomado y modificado de FEO-COECIDO 1960).

Tabla B4. Discriminación de minerales según su peso específico. (\*) Peso específico del bromoformo. (Tomado y modificado de FEO-COECIDO 1960, GAMERO & REVETI 2011).

Peso específico promedio	Mineral	Fracción	
2,30	Glauconita	} Liviana	} Livianos
2,32	Yeso		
2,60	Caolinita		
2,65	Cuarzo		
2,66	Feldespatos		
2,71	Calcita		
2,85	Dolomita	} Ligeros	} Pesados
2,89*	.....		
2,90	Moscovita		
3,07	Glaucofano		
3,10	Turmalina		
3,15	Hornblenda		
3,20	Andalucita	} Medios	
3,24	Silimanita		
3,30	Zoicita		
3,37	Epidoto		
3,41	Cloritoide		
3,48	Titanita (esfena)		
3,64	Cianita	} Pesados	
3,71	Estauroilita		
3,80	Granate		
3,84	Pleonasta		
3,88	Anatasa		
3,95	Brookita		
4,00	Leucoxeno	} Pesados	
4,21	Rutilo		
4,70	Zircón		
4,75	Ilmenita		
5,15	Monacita		
5,17	Magnetita		

Es importante mencionar que los minerales pesados se dividen en inestables y estables (resistatos). Los minerales pesados estables o resistatos pesados sufren los procesos de meteorización y transporte, permaneciendo más o menos intactos sin sufrir cambios químicos y tienden a acumularse en forma de material granular. Entre estos resistatos se encuentran zircón ( $ZrSiO_4$ ), magnetita ( $Fe_3O_4$ ), ilmenita ( $FeTiO_3$ ), rutilo ( $TiO_2$ ), entre otros.

### B.6.3. ROCAS FUENTES DE LOS MINERALES PESADOS

Los minerales pesados en su gran mayoría son indicadores de roca madre, 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-COECIDO 1960). Algunas asociaciones de minerales pesados alogénicos que caracterizan a ciertos tipos de rocas de origen se dan en la tabla B5.

Tabla B5. Asociaciones de minerales pesados y roca fuente. Tomado de FEO-COECIDO (1960).

Asociación	Fuente
Apatito, biotita, brookuita, zircón, hornblenda, monacita, moscovita, rutilo, titanita, turmalina (variedad rosada).	Rocas ígneas básicas
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, vesuvianita, wollastonita, zoicita.	Rocas producto de metamorfismo de contacto
Andalucita, cianita, cloritoide, epidoto, estaurolita, glaucofano, granate, silimanita, titanita, zoicita-clinozoicita.	Rocas producto de metamorfismo dinamotermal
Barita, zircón (fragmentos redondeados), leucoxeno, minerales de hierro, rutilo, turmalina (fragmentos redondeados).	Rocas sedimentarias

#### **B.6.4. FACTORES QUE AFECTAN LA ABUNDANCIA DE LOS MINERALES PESADOS EN LOS SEDIMENTOS**

En GAMERO & REVETI (2011), mencionan que los minerales pesados se ven afectados por distintos factores, desde que son liberados desde su roca fuente, hasta que son extraídos de un sedimento para su estudio. Dichas autoras sintetizaron los siguientes factores:

Concentración de minerales pesados en la roca fuente: dependiendo de esta concentración existirá una mayor o menor disponibilidad de los minerales pesados en los sedimentos generados por los procesos de meteorización y transporte.

1. Marco fisiográfico y clima del área fuente: en áreas tropicales, las asociaciones de minerales pesados son bastante reducidas en comparación con las zonas templadas, producto de la alta tasa de meteorización. Estos factores controlan la preselección de los granos minerales durante la meteorización de la roca fuente de tal manera que determinan la entrada original de las especies minerales pesados en un sistema sedimentario.

2. Abrasión y destrucción mecánica durante el transporte: 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. A pesar de que algunas especies de minerales pesados pueden ser destruidas durante el transporte y diagénesis, el remanente resulta algunas veces la única guía de procedencia.

3. Meteorización química: si la meteorización no afecta la estabilidad química de los minerales, permitirá que se mantengan los mismos sedimentos que están en la roca fuente, si por el contrario, los sedimentos son transportados después que la meteorización química haya afectado esta estabilidad, la relación de éstos con los que están presentes en la roca fuente, será distinta.

4. Factor hidráulico: aplica durante el transporte y está controlado por las características del régimen del flujo presente. Sus efectos se manifiestan en la clasificación selectiva de los granos en función de su tamaño, forma y densidad, es por esto que la disponibilidad relativa de los pesados varía con la distancia de transporte debido a su comportamiento hidráulico.

5. Post-depositacional, diagenético: los minerales pesados que ya han sido depositados experimentan los efectos de disolución o crecimiento en los estratos, provocando la corrosión y descomposición química de los mismos, lo cual provee información de diagénesis, esto viene porque los minerales cambian sus características originales al ser sometidos a procesos de disolución. La solución que interactúa en los estratos puede destruir por completo los minerales que indican proveniencia (ejemplo: piroxenos, hornblenda, entre otros), lo que crea inconvenientes para la identificación del origen de los mismos. Las aguas meteóricas que percolan en el ambiente de depositación pueden causar la disolución, así como también el agua expulsada de los poros del sedimento debido a la compactación del mismo. Al incrementar el soterramiento de los sedimentos aumenta la temperatura de los fluidos y, por tanto, puede disminuir la estabilidad química de los minerales pesados generando la pérdida total o parcial de estos.

## B.7. CONCENTRADO MINERAL PARA EL ESTUDIO DE MINERALES PESADOS

El concentrado mineral, es el extracto de un mineral de interés, obtenido de una roca. Los concentrados minerales más comunes son de micas (biotita, moscovita, flogopita), anfíboles, piroxenos, feldespatos, granates, vidrio y minerales pesados como zircón, esfena, apatito y otros. La separación y concentración de minerales se obtienen utilizando equipos y técnicas que aprovechan las propiedades físicas de cada mineral, por ejemplo, la forma cristalina, la densidad, la susceptibilidad magnética, etc. En el caso particular de este Trabajo Especial de Grado se utilizarán concentrados de minerales de muestras de rocas sedimentarias tamizadas entre mallas 60 y 200, luego del tratamiento mecánico de trituración de la roca. Posteriormente se realiza el concentrado mineral por vía húmeda donde se introduce la muestra tamizada en la Mesa Wilfley para obtener un concentrado de minerales de interés en un 85%. Seguido de esto la muestra se somete a un concentrado más específico con el uso de líquidos pesados, en este caso, el Bromoformo.

### B.7.1. ¿QUÉ ES EL BROMOFORMO?

El Bromoformo ( $\text{CHBr}_3$ ) es un líquido pesado, amarillo pálido con un olor dulce similar al cloroformo, un halometano o haloformo. Sus propiedades físico-químicas se resumen en la tabla B6.

Tabla B6. Propiedades físico-químicas del Bromoformo.

Propiedades físico-químicas	Valores para el Bromoformo
Aspecto y color	Líquido incoloro. Vira a amarillo por exposición de la luz y al aire.
Olor	Característico.
Presión de vapor	0,7 kPa a 20°C
Densidad	2,889 g/cm <sup>3</sup>
Solubilidad en agua	3,2 g/L a 30°C
Punto de ebullición	149-152°C
Punto de fusión	8,3°C
Peso molecular	252,7

El bromoformo es producido naturalmente por fitoplancton y algas marinas en el océano y se cree que esto es la fuente predominante al medio ambiente. Sin embargo, de manera local se formaron cantidades significativas de bromoformo que entran al ambiente como subproductos de desinfección conocidos como trihalometanos cuando el cloro es añadido al agua para beber para matar bacterias. Es algo soluble en agua y fácilmente se evapora en el aire. El bromoformo es un confirmado carcinógeno animal, categoría carcinógena: 3B. (AGENCY FOR TOXIC SUBSTANCES & DISEASE REGISTRY 2005, ESTRUCPLAN CONSULTORA 2002).

#### **B.7.1.1. Estabilidad y reactividad del Bromoformo**

La sustancia se descompone al calentarla intensamente produciendo humos tóxicos y corrosivos, conteniendo bromuro de hidrógeno y bromo. La sustancia es moderadamente ácida. Reacciona violentamente con bases y es corrosiva para la mayoría de los metales. Reacciona con metales alcalinos, aluminio en polvo, cinc, magnesio y acetona en condiciones básicas, originando peligro de incendio y explosión. Ataca a algunas formas de plásticos, cauchos y recubrimientos incompatibles con sodio, potasio, calcio, aluminio en polvo, cinc, magnesio, caústicos fuertes, aleación de sodio-potasio, acetona e hidróxido potásico.

*Condiciones que deben evitarse:* Fuentes de calor.

*Materiales a evitar:* Bases, metálicos alcalinos, aluminio en polvo, cinc, magnesio y acetona, caústicos fuertes, sodio-potasio e hidróxido potásico.

*Productos de descomposición:* Humos tóxicos y corrosivos, conteniendo bromuro de hidrógeno y bromo.

*Polimerización:* No aplicable.

**B.7.1.2. Información toxicológica del Bromoformo:** se resume en la tabla B7.

Tabla B7. Resumen de la información toxicológica por diferentes contactos corporales con el bromoformo. Tomado y modificado de ECOSUR (2012).

Contacto con:	Efectos agudos	Efectos crónicos
Contacto con la piel	Puede absorberse. Enrojecimiento de la cara, salivación, movimientos incordinados, convulsiones, tos, vértigo, dolor de cabeza, dificultad respiratoria, pérdida de memoria, shock, pérdida del conocimiento.	Dermatitis.
Contacto con los ojos Inhalación	Enrojecimiento, dolor. Enrojecimiento de la cara, salivación, movimientos incordinados, convulsiones, tos, vértigo, dolor de cabeza, dificultad respiratoria, pérdida de memoria, shock, pérdida del conocimiento.	No hay información disponible. La sustancia puede causar efectos sobre el sistema nervioso central y al hígado, dando lugar a lesiones en los tejidos.
Ingestión	Sensación de quemazón, enrojecimiento de la cara, salivación, movimientos incordinados, convulsiones, tos, vértigo, dolor de cabeza, dificultad respiratoria, pérdida de memoria, shock, pérdida del conocimiento.	No hay información disponible.
Otros	Se han detectado tumores en experimentación animal, pero este resultado puede ser no extrapolable al hombre. Está indicado examen médico periódico dependiendo del grado de exposición.	

## APÉNDICE C

### C.1. SÍNTESIS DE OBSERVACIONES DE CAMPO, DESCRIPCIÓN DE MUESTRAS DE MANO Y PETROGRAFÍA

#### Reconocimiento del área de San Carlos-Tinaco-El Pao, estado Cojedes.

**Punto de observación:** G-01.

**Ubicación:** carretera hacia Mapuey, en el extremo oeste de la ciudad de San Carlos, dentro de la ciudad.

**Unidad:** Formación Guárico.

**Coordenadas UTM:** 544.477 E / 1.068.543 N. En esta localidad NOGUERA(2009), tomaron la muestra VMN-19 para estudio de edad de zircons detríticos.

**Altura:** 162 m s.n.m.

**Observaciones de campo:** en corte de carretera se observa la alternancia de las capas de arenisca y lutita de espesores similares entre 5 y 10 cm. Las areniscas son de color fresco gris a pardo oscuro de grano fino y las lutitas son de color pardo oscuro verdoso, se observan algunos minerales oscuros. Color meteorizado es pardo oscuro anaranjado. (Figura C1).

**Proporción A:L:** 45:55.

**Muestra:** G-01.

**Medición:** estratificación N73E66S.

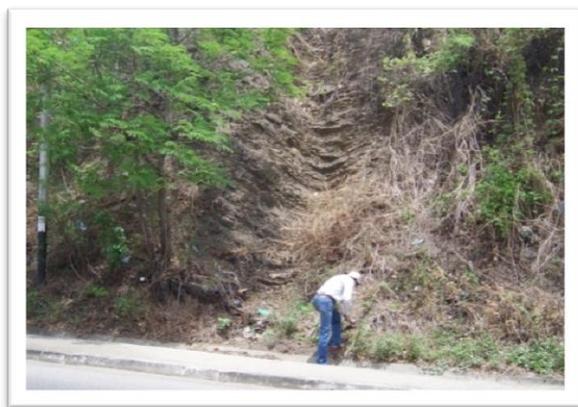


Figura C1. Afloramiento G-01, en la ciudad de San Carlos, estado Cojedes.

**Descripción muestra de mano G-01:** La arenisca de color fresco gris a pardo oscuro de grano fino y 5cm de espesor aproximadamente, se observan algunos minerales oscuros. Color meteorizado es pardo oscuro anaranjado (Figura C2).



Figura C2. Muestra G-01.

**Descripción petrográfica Muestra G-01:** se clasifica como una grauvaca lítica, con tamaños de granos entre medio a muy fino de 0,4-0,06 mm. El escogimiento es de muy pobre a pobre; la redondez es generalmente sub-angular a sub-redondeado, con algunos granos angulares y otros redondeados; la esfericidad es generalmente media-baja a baja; y los contactos son principalmente grano-cemento y longitudinal. Los componentes principales son: 43% de cuarzo monocristalino plutónico, y 15% de cuarzo policristalino metamórfico; 2% de feldespatos tipo ortosa (no se observaron plagioclasas), 10% de fragmentos de rocas entre chert, fragmentos metamórficos (filitas) y volcánicos (ceniza); los accesorios son trazas entre micas, zircón y otros sin identificar debido al tamaño de grano. Contiene 20% de matriz entre minerales de arcilla. Contiene 7% de cemento de mayor a menor: cuarzo como sobrecrecimiento de granos, minerales de arcilla como forros y óxidos de hierro rellenando poros. La porosidad llega al 4% por disolución de granos y matriz. (Vista general en la figura C3).

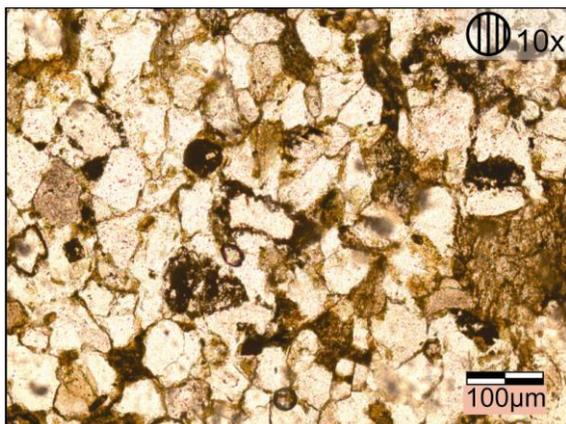


Figura C3. Microfotografía de G-01.

**Punto de observación:** G-02.

**Ubicación:** riberas del Río Pao, cerca del puente caído sobre el río. Sabana Acevedeña.

**Unidad:** Formación Guárico y Miembro Mamonal.

**Coordenadas UTM:** 598.585 E / 1.068.869 N.

**Altura:** 145 m s.n.m.

**Observaciones de campo:** las capas se observan en el suelo, al lado del camino de tierra. Se encuentra al menos una capa gruesa de arenisca y a 25 m del punto se observan la arenisca en contacto erosional con una capa de conglomerado (Figs. C4, C5).

**Proporción A:L:** 80:20.

**Muestras:** G-02A y G-02B.

**Medición:** estratificación N78E vertical.



Figura C4. Vista en planta el contacto erosional entre el cuerpo de arenisca y el conglomerado.



Figura C5. Afloramiento de la arenisca diaclasada y lutita fracturada.

**Descripción muestra de mano G-02A:** arenisca de color gris oscuro, meteoriza a color pardo anaranjado, de tamaño de grano fino a medio, con espesor de 7 m aproximadamente. Se encuentra diaclasada fuertemente (Fig. C6).



Figura C6. Muestra G-02A.

**Descripción petrográfica Muestra G-02A:** se clasifica como una grauvaca lítica, con tamaños de granos entre grueso a fino de 0,8-0,1 mm. El escogimiento es pobre; la redondez es generalmente sub-angular, con algunos granos angulares y otros sub-redondeados; la esfericidad es generalmente baja a media-baja; y los contactos son principalmente longitudinales y cóncavo-convexos.

Los componentes principales son: 11% de cuarzo monocristalino plutónico, y 17% de cuarzo policristalino metamórfico; 3% de feldespatos tipo ortosa, 1% plagioclasas tipo andesina y oligoclasa, 37% de fragmentos de rocas entre: 17% chert, 3% fragmentos metamórficos (filitas), 13% sedimentarios (lutitas), 4% volcánicos (ceniza) y lava andesítica; 1% de accesorios entre moscovita, clorita, zircón. Contiene 17% de matriz entre minerales de arcilla y óxidos de hierro. Contiene 7% de cemento de mayor a menor: cuarzo como sobrecrecimiento de granos; clorita como crecimiento intergranular, óxidos de hierro rellenando poros. La porosidad se estima en un 6% por disolución de granos matriz, y porosidad móldica (Vista general en la figura C7).

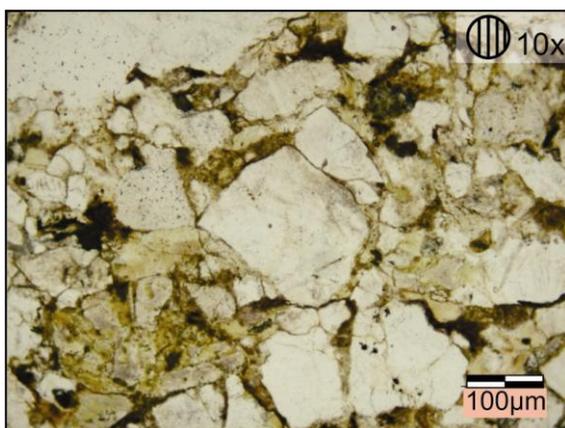


Figura C7. Microfotografía de G-02A.

**Descripción muestra de mano G-02B:** conglomerado suelto por meteorización, de color pardo anaranjado, de clastos gruesos redondeados con tamaños entre 0,5 a 1,0 cm; la matriz es de tamaño arena gruesa a media. Se reconocieron minerales como cuarzo, minerales opacos y posibles fragmentos de rocas variadas. El cuerpo de conglomerado se observa estrato decreciente hacia el tope hacia el sur (Fig. C8).



Figura C8. Conglomerado correspondiente al Miembro Mamonal. Muestra G-02B.

**Punto de observación:** G-03.

**Ubicación:** camino de tierra hacia Sabana de Paují, hacia el sur desde el cerro Tiramuto.

**Unidad:** Formación Guárico.

**Coordenadas UTM:** 567.695 E / 1.065.824 N

**Altura:** 138 m s.n.m.

**Observaciones de campo:** se observaron las capas en la cuneta del camino de tierra.

**Proporción A:L:** 60:40.

**Muestra:** G-03.

**Medición:** estratificación N52E16N.

**Descripción muestra de mano G-03:** arenisca de color gris muy claro casi blanco, con algunos puntos oscuros de posibles minerales opacos y también minerales de color anaranjados, meteoriza a color pardo rojizo (Fig. C9).



Figura C9. Muestra G-03.

**Punto de observación:** G-04.

**Ubicación:** camino de tierra en los cerros La Palma.

**Unidad:** Formación Guárico.

**Coordenadas UTM:** 605.593 E / 1.074.482 N.

**Altura:** 197 m s.n.m.

**Observaciones de campo:** el afloramiento corresponde a los cortes de carretera sobre los cerros La Palma de forma casi transversal. Se encuentra la intercalación de capas gruesas de arenisca con conglomerados que definen a los cerros alargados con orientación N60E. Se observan bolones de meteorización esferoidal característicos de estos cuerpos masivos de arenisca (Figs. C10, C11, C12, C13, C14).

**Proporción A:L:** 90:10.

**Muestras:** G-04A, G-04B.1 y G-04B.2.

**Medición:** estratificación N75E37N.



Figura C10. Corte transversal del cerro, se observan capas gruesas de arenisca.



Figura C11. Detalle de los bolones de meteorización esferoidal de los cuerpos masivos de arenisca.

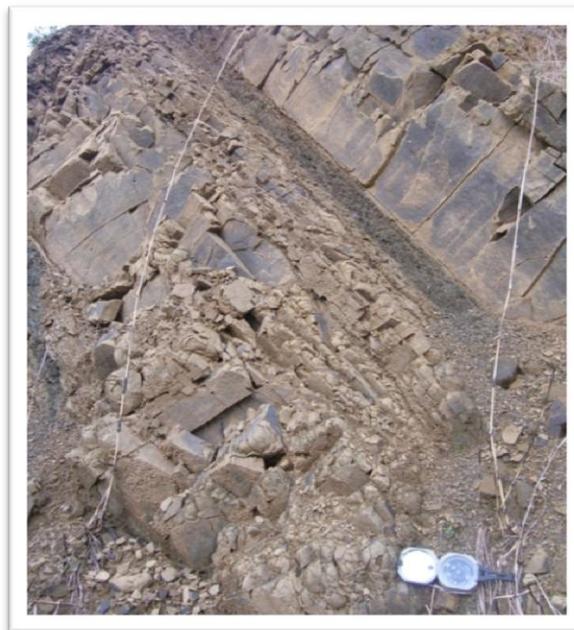


Figura C12. Capas gruesas de arenisca masiva intercaladas con lutitas.



Figura C13. Conglomerado con clastos de tamaño entre 0,5 a 4 cm aproximadamente, de composición variada. Se toman las muestras de clastos G-04B.1 y G-04B.2.



Figura C14. Afloramiento en corte de carretera donde se observan capas gruesas de arenisca intercaladas con conglomerados.

**Descripción muestra de mano G-04A:** arenisca de color gris oscuro de grano fino a medio, meteoriza a color pardo claro con tonos negruzcos. El espesor de las capas varía entre 1 a 2 m aproximadamente. Las capas son compactas y masivas, y se encuentran fuertemente diaclasadas. Se observan inclusiones de posible chert negro de al menos 1 cm de tamaño (Fig. C15).

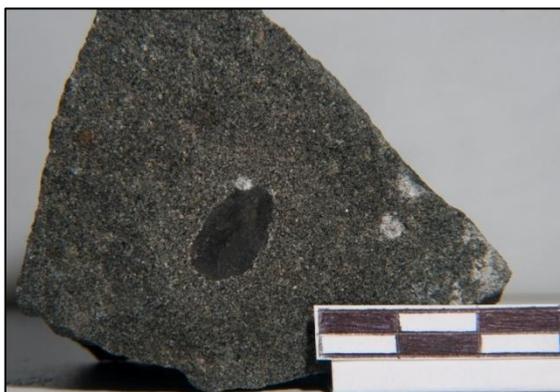


Figura C15. Muestra G-04A.

**Descripción petrográfica Muestra G-04A:** se clasifica como una grauvaca lítica, con tamaños de granos entre grueso a fino de 0,5-0,1 mm. El escogimiento es medio; la redondez es generalmente sub-angular, con algunos granos angulares y otros sub-redondeados; la esfericidad varía de baja a media-baja; y los contactos son principalmente

grano-matriz y puntual. Los componentes principales son: 20% de cuarzo monocristalino plutónico y 18% de cuarzo policristalino metamórfico; 12% de feldespatos tipo ortosa, 2% plagioclasas tipo albita, oligoclasa, andesina; 17% de fragmentos de rocas entre chert (7%), fragmentos metamórficos 1% (filitas), sedimentarios 6% (lutitas), volcánicos 3% (ceniza y lava); 1% de accesorios entre moscovita y zircón. Contiene 17% de matriz entre minerales de arcilla. Contiene 10% de cemento de mayor a menor: cuarzo como sobrecrecimiento de granos, mineral carbonático como reemplazo, clorita en espacios intergranular y óxidos de hierro rellenando poros. La porosidad se estima en un 2% por disolución de granos matriz (Vista general en la figura C16).

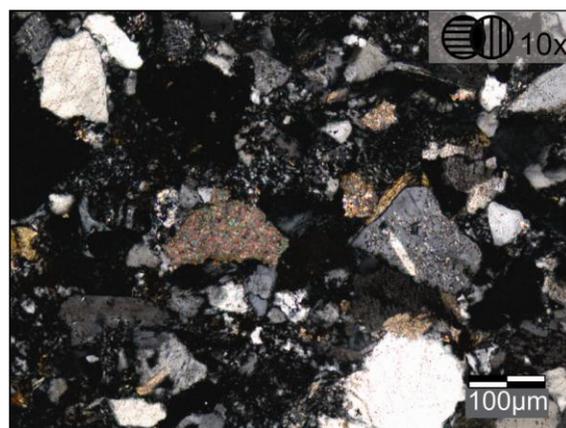


Figura C16. Microfotografía de la muestra G-04A.

**Descripción muestra de mano G-04B.1:** clasto redondeado de roca volcánica de color verde, de tamaño de 2 cm, tomado del conglomerado que aflora en el lugar (Fig. C17).



Figura C17. Muestra G-04B.1.

**Descripción petrográfica Muestra G-04B.1:** se clasifica como una lava andesítica. Con 50% de fenocristales entre: piroxenos o anfíboles (20%), plagioclasa oligoclasa (20%), feldespato alcalino (5%) y cuarzo (5%). La matriz criptocristalina, desvitrificada (50%). Las plagioclasas están alteradas y calcitizadas, los anfíboles o piroxenos están cloritizados (cuarzo redondeado por reabsorción y en corte basal con inclusiones alineadas en la figura C18).

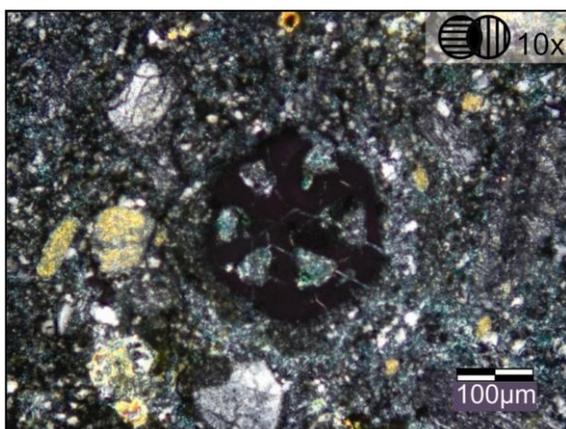


Figura C18. Microfotografía de la muestra G-04B.1.

**Descripción de muestra de mano G-04B.2:** clasto redondeado de posible roca plutónica, con minerales de color blanco y verde, de tamaño de 3 cm, tomado del conglomerado que allí aflora (Fig. C19).



Figura C19. Muestra G-04B.2.

**Descripción petrográfica Muestra G-04B.2:** se clasifica como una toba andesítica. Con 60% de fenocristales entre: plagioclasa oligoclasa (30%), piroxenos o anfíboles (20%), feldespato alcalino (5%) y cuarzo (5%). La matriz criptocristalina, desvitrificada (40%). Las plagioclasas están alteradas y calcitizadas, los anfíboles o piroxenos están cloritizados. Los granos en toda la sección están fuertemente fracturados (vista de anfíbol y plagioclasas en la figura C20).



Figura C20. Microfotografía de la muestra G-04B.2.

**Punto de observación:** G-05.

**Ubicación:** camino de tierra hacia La Escorzonera, al norte de las Galeras del Pao.

**Unidad:** Formación Guárico.

**Coordenadas UTM:** 615.317 E/ 1.063.580 N.

**Altura:** 208 m s.n.m.

**Observaciones de campo:** el afloramiento se trata de un corte de camino de un cerro, el cual está muy degradado y cubierto en su mayoría. Se observa con dificultad la intercalación de capas de areniscas y lutitas (Fig. C21).

**Proporción A:L:** 35:65?.

**Muestra:**

**Medición:** estratificación N75E54N.



Figura C21. Afloramiento en G-05 cubierto en su mayoría, se observan capas de arenisca.

**Descripción muestra de mano G-05:** arenisca de color gris oscuro, meteoriza a color pardo con tonos negruzcos y naranjas, de tamaño de grano fino a muy fino, se observan algunas micas; los espesores varían entre 5 y 20 cm (Fig. C22).



Figura C22. Muestra G-05.

**Descripción petrográfica Muestra G-05:** se clasifica como una arenisca feldespática, con tamaños de granos entre fino a muy fino de 0,3-0,06 mm. El escogimiento es medio; la redondez es generalmente sub-angular y otros sub-redondeados; la esfericidad varía de media a media-baja; y los contactos son principalmente grano-cemento y longitudinal. Los componentes principales son: 36% de cuarzo monocristalino plutónico y 7% de cuarzo policristalino metamórfico; 30% de feldespatos tipo ortosa, no se observaron plagioclasas; no se observaron fragmentos de roca; 2% de accesorios

entre moscovita, biotita, clorita y zircón. Contiene 5% de matriz de minerales de arcilla. Contiene 16% de cemento de mayor a menor: cuarzo como sobrecrecimiento de granos y óxidos de hierro rellenando poros. La porosidad se estima en un 4% por disolución de granos matriz (Vista general en la figura C23).

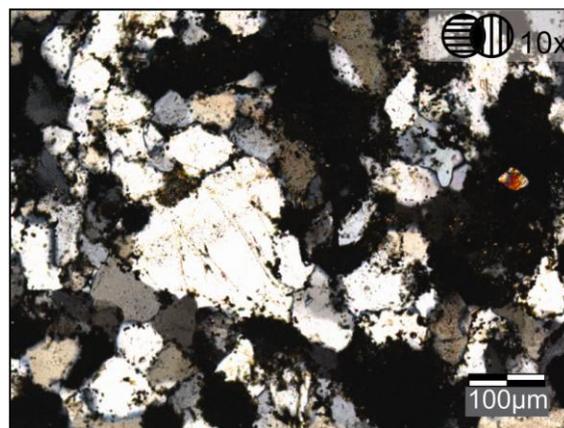


Figura C23. Microfotografía de la muestra G-05.

#### **Reconocimiento del área de Las Lajitas-Dos Caminos-Ortíz-San Juan de Los Morros-La Valenciana, oeste del estado Guárico.**

**Punto de observación:** G-06.

**Ubicación:** camino de tierra hacia Las Lajitas.

**Unidad:** Formación Guárico.

**Coordenadas UTM:** 645.849 E / 1.056.087 N.

**Altura:** 177 m s.n.m.

**Observaciones de campo:** el afloramiento corresponde con un corte de camino, donde se observan la intercalación de areniscas de color gris oscuro con lutitas gris oscuro verdosas. Los espesores de ambos tipos litológicos varían entre 5 a 20 cm. Se observaron estructuras sedimentarias de impacto como acanaladuras, sin embargo por tratarse de un canto no se puede determinar la polaridad de capas (Figs. C24, C25).

**Proporción A:L:** 40:60.

**Muestra:** G-06.

**Medición:** estratificación N45E28N.



Figura C24. Afloramiento de intercalación de areniscas y lutitas, al norte de Las Lajitas, característica de la Fm. Guárico.



Figura C25. Capa de arenisca fuertemente diaclasada y fracturada.

**Descripción muestra de mano G-06:** arenisca de color gris oscuro, meteoriza a color pardo claro con tonos naranjas; de tamaño de grano grueso a medio. Se observan minerales opacos y anaranjados, entre otros (Fig. C26).



Figura C26. Muestra G-06.

**Descripción petrográfica Muestra G-06:** se clasifica como un paraconglomerado polimictico

cuarzoso, con tamaños de granos máximos 20-5 mm (guijarros) y mínimos 0,25-0,1 mm (arena). Los clastos: escogimiento es pobre; la redondez es generalmente sub-angular y otros angulares; la esfericidad varía de media-baja a baja; y los contactos son principalmente grano-matriz y puntual. Los componentes principales son: 5% de cuarzo monocristalino plutónico y 8% de cuarzo policristalino metamórfico; 1% de feldespatos tipo ortosa, no se observaron plagioclasas; fragmentos de roca: 6% metamórficos (filitas), 54% sedimentarios (lutitas y limolitas); 1% de accesorios (óxidos). Contiene 20% de matriz de minerales de arcilla. Contiene 25% de cemento de mayor a menor: mineral carbonático como reemplazo y micritizando a la matriz, cuarzo como sobrecrecimiento de granos y óxidos de hierro rellenando poros. La porosidad se estima en un 2% por disolución de granos matriz (Vista general en la figura C27).



Figura C27. Microfotografía de la muestra G-06.

**Punto de observación:** G-07.

**Ubicación:** camino de tierra hacia el norte de Las Lajitas. A 6 km al oeste del tapón del embalse El Pao, extremo oeste de las Galeras de Mapire, edo. Guárico.

**Unidad:** Formación Guárico.

**Coordenadas UTM:** 645.892 E / 1.059.030 N.

**Altura:** 196 m s.n.m.

**Observaciones de campo:** el afloramiento se encuentra en un corte de camino hacia el norte de Las Lajitas donde las capas se encuentran cubiertas en su mayoría. Con cierta dificultad se observan capas de arenisca de al menos 20 cm de espesor, las lutitas están muy fracturadas, con espesores entre 1 a 2 m aproximadamente (Fig. C28).

**Proporción A:L:** 15:85?.

**Muestra:** G-07.

**Medición:** estratificación N83W24N.



Figura C28. Afloramiento moderadamente cubierto, se observan capas de areniscas y lutita muy fracturada.

**Descripción muestra de mano G-07:** arenisca de color gris oscuro, meteoriza a pardo claro rojizo, de tamaño de grano fino a muy fino. Los espesores varían entre 10 a 20 cm aproximadamente (Fig. C29).



Figura C29. Muestra G-07.

**Descripción petrográfica Muestra G-07:** se clasifica como una grauvaca lítica, con tamaños de granos entre grueso a muy fino de 0,7-0,06 mm. El escogimiento es pobre; la redondez es generalmente sub-angular y otros sub-redondeados; la esfericidad es media-baja; y los contactos son principalmente grano-cemento y longitudinal. Los componentes principales son: 12% de cuarzo monocristalino plutónico y 8% de cuarzo policristalino metamórfico; 5% de feldespatos tipo ortosa, no se observaron plagioclasas; 18% de fragmentos de rocas entre chert (4%), fragmentos metamórficos 2% (filitas), sedimentarios 12% (lutitas); 1% de

accesorios entre moscovita y zircón. Contiene 17% de matriz de minerales de arcilla. Contiene 35% de cemento de mayor a menor: óxidos de hierro como parches, cuarzo como sobrecrecimiento de granos. La porosidad se estima en un 5% por disolución de granos matriz (Vista general en la figura C30).

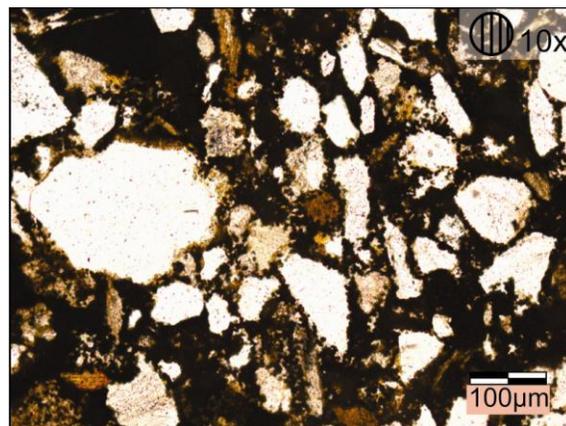


Figura C30. Microfotografía de la muestra G-07.

**Punto de observación:** G-08.

**Ubicación:** carretera nacional de Los Llanos, a la altura de Dos Caminos.

**Unidad:** Formación Guárico.

**Coordenadas UTM:** 688.187 E / 1.063.190 N.

**Altura:** 203 m s.n.m.

**Observaciones de campo:** la toma de muestra se realizó en un corte de carretera donde se observan capas gruesas de arenisca fuertemente diaclasadas intercaladas con lutitas muy fracturadas, las cuales se encuentran parcial o completamente cubiertas. Se observaron estructuras sedimentarias de marcas de corriente por impacto en las bases de algunas areniscas hacia el norte, por lo tanto las capas están volcadas (Figs. C31, C32).

**Proporción A:L:** 30:70?.

**Muestra:** G-08.

**Medición:** estratificación N47E87N.



Figura C31. Areniscas fuertemente diaclasadas y fracturadas.



Figura C32. Icnofósiles de repteo en la base de una areniscas.

**Descripción muestra de mano G-08:** arenisca de color gris oscuro, meteoriza a color pardo claro rojizo, de tamaño de grano fino; de espesor de 20 cm aproximadamente; las capas están fuertemente diaclasadas; se observaron en las bases de algunas capas marcas de corriente por impacto, y algunos icnofósiles de repteo (Fig. C33).



Figura C33. Muestra G-08.

**Descripción petrográfica Muestra G-08:** se clasifica como una grauvaca feldespática, con tamaños de granos entre grueso a fino de 1,0-0,06

mm. El escogimiento es pobre; la redondez es generalmente sub-angular y otros sub-redondeados; la esfericidad es media-baja; y los contactos son principalmente grano-cemento y longitudinal. Los componentes principales son: 21% de cuarzo monocristalino plutónico y 21% de cuarzo policristalino metamórfico; 17% de feldespatos tipo ortosa, 1% plagioclasas tipo andesina, albita; 5% de fragmentos de rocas entre chert (3%), fragmentos metamórficos 1% (filitas), volcánicos 1% (ceniza); los accesorios entre moscovita y zircón son traza. Contiene 20% de matriz de minerales de arcilla. Contiene 11% de cemento de mayor a menor: cuarzo como sobrecrecimiento de granos y óxidos de hierro rellenando poros. La porosidad se estima en un 4% por disolución de granos matriz (Vista general en la figura C34).



Figura C34. Microfotografía de la muestra G-08.

**Punto de observación:** G-09.

**Ubicación:** 18 km al oeste de Ortíz. Cercanías del Hato San Rafael.

**Unidad:** Formación Guárico.

**Coordenadas UTM:** 670.529 E / 1.064.164 N.

**Altura:** 233 m s.n.m.

**Observaciones de campo:** se observan las capas en el camino de tierra. Se observa la geomorfología de cerros redondeados asimétricos con pendientes de al menos 10° de inclinación. Se encontraron esporádicos niveles carbonáticos en la zona. Se observa la intercalación característica de capas de arenisca y lutitas las cuales se encuentran fuertemente diaclasadas y fracturadas. Las capas están parcial o completamente cubiertas. Se observaron estructuras sedimentarias de marcas de corriente tipo turboglifos, sin embargo por tratarse de un canto no se puede determinar la polaridad de las capas (Figs. C35, C36, C37).

**Proporción A:L:** 20:80?.

**Muestra:** G-09.

**Medición:** estratificación N53E34N.



Figura C35. Vista de los cerros redondeados de pendiente suave cerca de Ortíz, cercanías del Hato San Rafael.



Figura C36. Capas de arenisca que aloran en el camino.



Figura C37. Arenisca fuertemente diaclasada, se registran al menos dos familias de diaclasas ortogonales entre sí.

**Descripción muestra de mano G-09:** arenisca de color gris oscuro, meteoriza a color pardo oscuro rojizo; de tamaño de grano fino, fuertemente diaclasada. Se registran al menos dos familias de diaclasas ortogonales entre sí (Fig. C38).



Figura C38. Muestra G-09.

**Descripción petrográfica Muestra G-09:** se clasifica como una grauvaca lítica, con tamaños de granos entre fina a muy fino de 0,25-0,06 mm. El escogimiento es pobre; la redondez es generalmente sub-angular y otros sub-redondeados; la esfericidad es media-baja; y los contactos son principalmente grano-matriz y puntual. Los componentes principales son: 23% de cuarzo monocristalino plutónico y 12% de cuarzo policristalino metamórfico; 9% de feldespatos tipo ortosa, 2% plagioclasas tipo oligoclasa, albita; 14% de fragmentos de rocas entre chert (6%), fragmentos metamórficos 2% (filitas), volcánicos 2% (ceniza), sedimentario 2% (lutita); 2% de accesorios entre moscovita, biotita y zircón. Contiene 16% de matriz de minerales de arcilla. Contiene 14% de cemento de mayor a menor: cuarzo como sobrecrecimiento de granos y óxidos de hierro rellenando poros. La porosidad se estima en un 8% por disolución de granos matriz (Vista general en la figura C39).

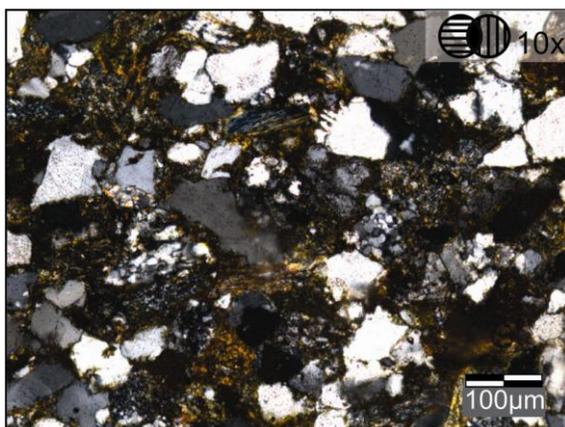


Figura C39. Microfotografía de la muestra G-09.

**Punto de observación:** G-10.

**Ubicación:** carretera nacional San Juan de Los Morros-Ortíz.

**Unidad:** Formación Guárico.

**Coordenadas UTM:** 684.039 E / 1.077.874 N.

**Altura:** 234 m s.n.m.

**Observaciones de campo:** afloramientos producto de cortes de carretera casi N-S, transversal a los cerros. Se observa una intercalación de capas de arenisca gruesas con paquetes gruesos de intercalaciones de areniscas y lutitas. Las capas de arenisca gruesas varían entre 30 a 70 cm de espesor. En los paquetes de intercalación las areniscas tienen un espesor promedio de 20 cm y las lutitas 70 cm. Se observaron estructuras de laminación paralela, esporádicas estilolitas y vetillas de cuarzo que cortan a las capas sin orientación preferencial. Las lutitas se encuentran fuertemente fracturadas en astillas (Fig. C40).

**Proporción A:L:** 45:55.

**Muestra:** G-10.

**Medición:** estratificación N80E25N.



Figura C40. Capas gruesas de areniscas laminadas, intercaladas con paquetes gruesos de intercalación areniscas-lutitas.

**Descripción muestra de mano G-10:** arenisca de color gris oscuro, meteoriza a color pardo oscuro rojizo, de tamaño de grano fino. Con minerales opacos y de color anaranjados. La capa es de al menos 50 cm de espesor (Fig. C41).



Figura C41. Muestra G-10.

**Punto de observación:** G-11.

**Ubicación:** carretera nacional entre San Juan de Los Morros y el pueblo de Ortíz.

**Unidad:** Formación Guárico.

**Coordenadas UTM:** 680.637 E / 1.081.354 N. En esta localidad NOGUERA(2009), tomaron la muestra VMN-20 para estudio de edad de zircones detríticos.

**Altura:** 265 m s.n.m.

**Observaciones de campo:** afloramientos de gran longitud producto de cortes de carretera a los

cerros de forma casi transversal N-S aproximadamente. Se observa la intercalación de capas de arenisca de color gris oscuro con tonos anaranjados y lutitas de color gris oscuro fracturadas con espesores que varían entre 2, 4 y 15 cm para las areniscas y 5, 10 y 15 cm para las lutitas. Se encuentran zonas de cizalla bastante definidos y frecuentes plegamientos a pequeña escala (Figs. C42, C43).

**Proporción A:L:** 55:45.

**Muestra:** G-11.

**Medición:** estratificación N65E58N.



Figura C42. Intercalación de capas de arenisca y lutitas en corte de carretera.

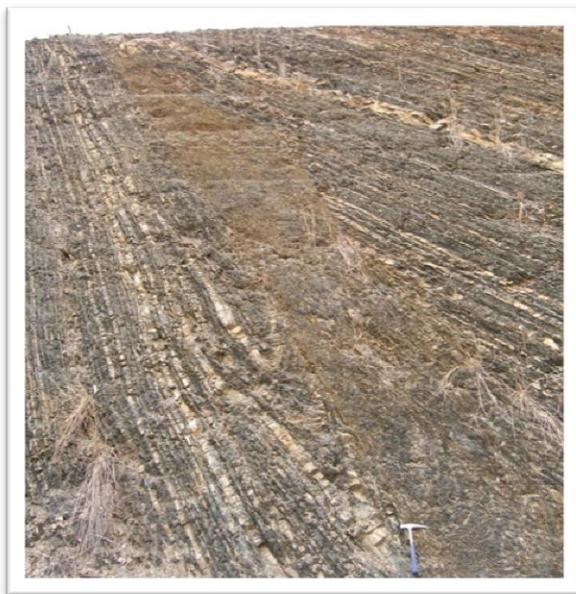


Figura C43. Zonas de plegamiento y cizalla.

**Descripción muestra de mano G-11:** arenisca de color gris oscuro, meteoriza a color pardo claro anaranjado, de tamaño de grano fino (Fig. C44).



Figura C44. Muestra G-11.

**Descripción petrográfica Muestra G-11:** se clasifica como una grauvaca lítica, con tamaños de granos entre fina a muy fino de 0,20-0,06 mm. El escogimiento es pobre; la redondez es generalmente sub-angular y otros sub-redondeados; la esfericidad es media-baja; y los contactos son principalmente grano-cemento y longitudinal. Los componentes principales son: 24% de cuarzo monocristalino plutónico y 19% de cuarzo policristalino metamórfico; 7% de feldespatos tipo ortosa, 3% plagioclasas tipo oligoclasa, albita; 12% de fragmentos de rocas entre chert (6%), fragmentos metamórficos 2% (filitas), volcánicos 2% (ceniza), sedimentario 2% (lutita); 2% de accesorios entre moscovita, biotita y zircón. Contiene 17% de matriz de minerales de arcilla. Contiene 13% de cemento de mayor a menor: cuarzo como sobrecrecimiento de granos y óxidos de hierro relleno de poros. La porosidad se estima en un 3% por disolución de granos matriz (Vista general de la muestra en la figura C45).

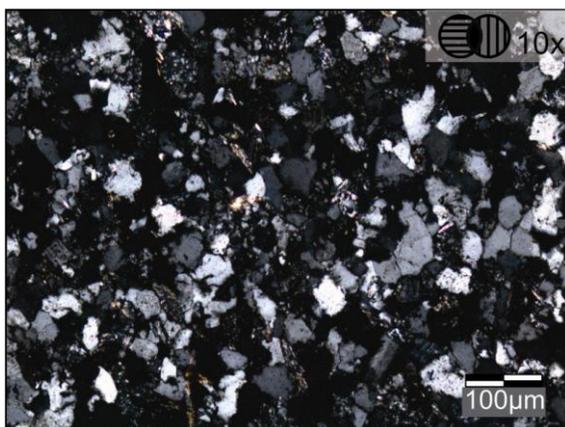


Figura C45. Microfotografía de la muestra G-11.

**Punto de observación:** G-12.

**Ubicación:** carretera nacional San Juan de Los Morros-Ortíz, a pocos kilómetros al sur de San Juan de Los Morros.

**Unidad:** Formación Guárico, en zona de brecha.

**Coordenadas UTM:** 676.760 E / 1.089.843 N.

**Altura:** 353 m s.n.m.

**Observaciones de campo:** en un corte de carretera donde se observan los cuerpos de arenisca gruesas de color gris oscuro verdoso, se observaron planos de fallas y estriaciones en algunos bloques de areniscas. No se pudo tomar dato de orientación de capas ya que el afloramiento corresponde a una zona de brecha de falla (Figs. C46, C47).

**Proporción A:L:** ¿?

**Muestra:** G-12A y G-12B.



Figura C46. Cuerpo de arenisca con inclusiones de posible chert negro de 4 cm de tamaño.



Figura C47. Estrías de falla en bloques de arenisca.

**Descripción muestra de mano G-12A:** arenisca de color gris verdoso, meteoriza a color pardo anaranjado; de tamaño de grano fino (Fig. C48).



Figura C48. Muestra G-12A.

**Descripción petrográfica Muestra G-12A:** se clasifica como una grauvaca lítica, con tamaños de granos entre media a muy fino de 0,4-0,06 mm. El escogimiento es muy pobre; la redondez es generalmente sub-angular y otros sub-redondeados; la esfericidad es baja; y los contactos son principalmente grano-matriz y puntual. Los componentes principales son: 16% de cuarzo monocristalino plutónico y 10% de cuarzo policristalino metamórfico; 8% de feldespatos tipo ortosa, 1% plagioclasas tipo oligoclasa; 26% de fragmentos de rocas entre chert (7%), fragmentos metamórficos 2% (filitas), volcánicos 4% (ceniza), sedimentario 13% (lutita y carbonatos); 3% de accesorios entre moscovita, biotita y zircón. Contiene 23% de matriz de minerales de arcilla.

Contiene 10% de cemento de mayor a menor: cuarzo como sobrecrecimiento de granos y óxidos de hierro rellenando poros. La porosidad se estima en un 3% por disolución de granos matriz (Vista general en la figura C49).

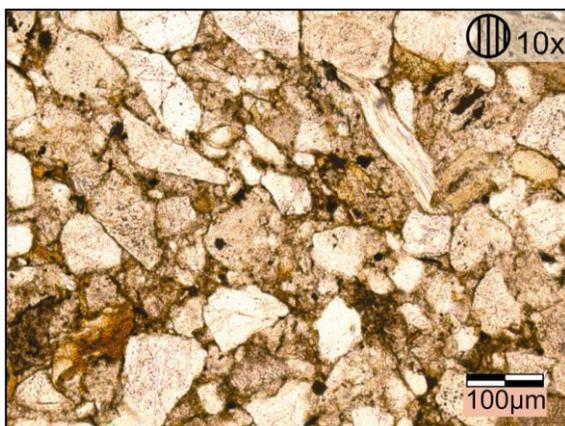


Figura C49. Microfotografía de la muestra G-12A.

**Descripción muestra de mano G-12B:** arenisca de color gris oscuro verdoso, meteoriza a color pardo anaranjado; de tamaño de grano fino a medio, se observaron inclusiones de granos de posible chert negro de al menos 3mm de tamaño. El espesor de la capa no se puede determinar por encontrarse en una zona de brecha (Fig. C50).



Figura C50. Muestra G-12B.

**Descripción petrográfica Muestra G-12B:** se clasifica como una grauvaca lítica, con tamaños de granos entre grueso a fino de 0,8-0,1 mm. El escogimiento es muy pobre; la redondez es generalmente sub-redondeados y sub-angular; la esfericidad es media-baja; y los contactos son principalmente grano-matriz y puntual. Los componentes principales son: 7% de cuarzo monocristalino plutónico y 27% de cuarzo policristalino metamórfico; 3% de feldespatos tipo

ortosa, 1% plagioclasas tipo oligoclasa, albita; 21% de fragmentos de rocas entre chert (7%), fragmentos metamórficos 2% (filitas), volcánicos 5% (ceniza), sedimentario 7% (lutita); 1% de accesorios entre moscovita, clorita, pirita y zircón. Contiene 27% de matriz de minerales de arcilla. Contiene 9% de cemento de mayor a menor: cuarzo como sobrecrecimiento de granos y óxidos de hierro rellenando poros. La porosidad se estima en un 4% por disolución de granos matriz (Vista general en la figura C51).

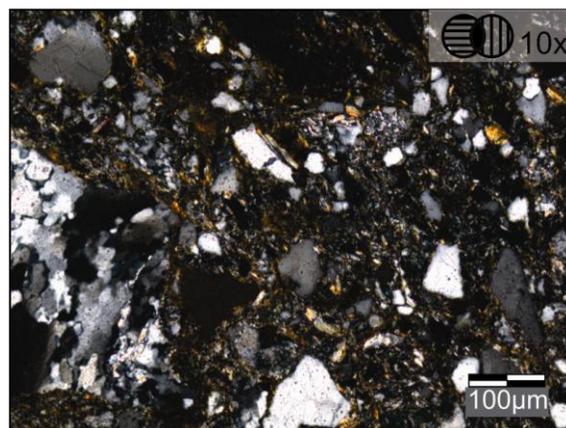


Figura C51. Microfotografía de la muestra G-12B.

**Punto de observación:** G-13.

**Ubicación:** camino de tierra hacia La Valenciana.

**Unidad:** Formación Guárico.

**Coordenadas UTM:** 690.487 E / 1.094.635 N.

**Altura:** 405 m s.n.m.

**Observaciones de campo:** afloramiento en corte de camino, parcialmente cubierto donde se observa con dificultad la alternancia de areniscas de color gris oscuro con lutitas de color gris oscuro. Las capas de areniscas son gruesas de al menos 40 cm de espesor (Fig. C52).

**Proporción A:L:** 40:60?.

**Muestra:** G-13.

**Medición:** estratificación N51E65N.



Figura C52. Afloramiento del pto G-13, parcialmente cubierto donde se observan capas gruesas de arenisca.

**Descripción muestra de mano G-13:** arenisca de color pardo oscuro verdoso, meteoriza a color pardo anaranjado oscuro, de tamaño de grano fino (Fig. C53).



Figura C53. Muestra G-13.

**Descripción petrográfica Muestra G-13:** se clasifica como una grauvaca lítica, con tamaños de granos entre fino a muy fino de 0,2-0,06 mm. El escogimiento es pobre; la redondez es generalmente sub-redondeados; la esfericidad es media-baja; y los contactos son principalmente grano-matriz y longitudinal. Los componentes principales son: 20% de cuarzo monocristalino plutónico y 10% de cuarzo policristalino metamórfico; 7% de feldespatos tipo ortosa, 3% plagioclasas tipo oligoclasa, albita; 17% de fragmentos de rocas entre chert (7%), fragmentos metamórficos 2% (filitas), volcánicos 2% (ceniza),

sedimentario 6% (lutita); 2% de accesorios entre moscovita, biotita y zircón. Contiene 24% de matriz de minerales de arcilla. Contiene 12% de cemento de mayor a menor: cuarzo como sobrecrecimiento de granos y óxidos de hierro rellenando poros. La porosidad se estima en un 5% por disolución de granos matriz (Vista general en la figura C54).

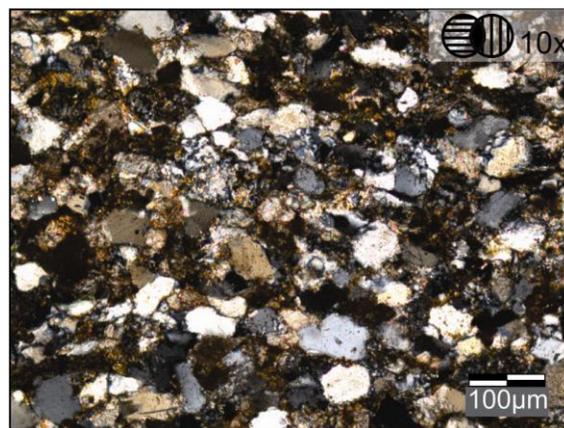


Figura C54. Microfotografía de la muestra G-13.

**Punto de observación:** G-14.

**Ubicación:** camino de tierra hacia La Valenciana.

**Unidad:** Formación Guárico.

**Coordenadas UTM:** 695.096 E / 1.091.504 N.

**Altura:** 438 m s.n.m.

**Observaciones de campo:** afloramiento en corte de camino, parcial o completamente cubierto. Se observan algunas capas de arenisca de 30 cm de espesor aproximadamente. Las capas se encuentran diaclasadas y abiertas, y el espacio resultante está rellenado de cuarzo en hábito de drusa (Fig. C55).

**Proporción A:L:** 70:30?.

**Muestra:** G-14A y G-14B-R.

**Medición:** estratificación N59E31N



Figura C55. Areniscas en afloramiento G-14, de 30 cm de espesor.

**Descripción muestra de mano G-14A:** arenisca de color gris oscuro, meteoriza a pardo claro rojizo, de tamaño de grano fino. Con espesor aproximado de 30 cm. Las capas presentan vetillas de cuarzo con hábito de drusa (Fig. C56).



Figura C56. Muestra G-14A.

**Descripción petrográfica Muestra G-14A:** se clasifica como una sublitarenita, con tamaños de granos entre muy fino a limo de 0,1-0,04 mm. El escogimiento es medio; la redondez es generalmente sub-redondeados a redondeados; la esfericidad es media-baja; y los contactos son principalmente grano-cemento y longitudinal. Los componentes principales son: 32% de cuarzo monocristalino plutónico y 22% de cuarzo policristalino metamórfico; 6% de feldespatos tipo ortosa, 2%

plagioclasas tipo oligoclasa; 11% de fragmentos de rocas entre chert (5%), fragmentos metamórficos 3% (filitas), volcánicos 1% (ceniza), sedimentario 2% (lutita); 1% de accesorios entre moscovita y zircón. Contiene 10% de matriz de minerales de arcilla. Contiene 13% de cemento de mayor a menor: cuarzo como sobrecrecimiento de granos y óxidos de hierro rellenando poros. La porosidad se estima en un 3% por disolución de granos matriz (Vista general en la figura C57).



Figura C57. Microfotografía de la muestra G-14A.

**Descripción muestra de mano G-14B-R (rodado):** conglomerado de color gris claro a oscuro, de tamaño de grano fino a medio, se observan minerales opacos y anaranjados de al menos 0,3 cm de tamaño, la matriz fina es de color gris claro (Fig. C58).



Figura C58. Muestra G-14B-R.

**Descripción petrográfica Muestra G-14B-R:** se clasifica como un paraconglomerado polimíctico cuarzoso, con tamaños de granos máximos 10-6 mm (guijarros) y mínimos 0,3-0,1 mm (arena). Los clastos: escogimiento es medio a pobre; la redondez es generalmente sub-redondeado y otros redondeados; la esfericidad varía de media a media-baja; y los contactos son principalmente grano-

cemento y puntual. Los componentes principales son: 25% de cuarzo monocristalino plutónico y 9% de cuarzo policristalino metamórfico; 1% de feldespatos tipo ortosa, no se observaron plagioclasas; fragmentos de roca: 15% metamórficos (filitas), 4% sedimentarios (lutitas y limolitas), 1% chert; 1% de accesorios (óxidos). Contiene 24% de matriz de minerales de arcilla (arcilita). Contiene 20% de cemento de mayor a menor: mineral carbonático como reemplazo y micritizando a la matriz, cuarzo como sobrecrecimiento de granos y óxidos de hierro rellenando poros. La porosidad se estima en un 2% por disolución de granos matriz (Vista general en la figura C59).

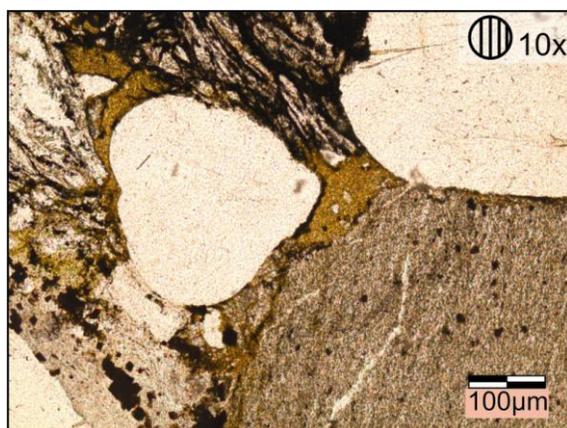


Figura C59. Microfotografía de la muestra G-14B-R.

### Reconocimiento del área de Valle Morín, Camatagua, estado Aragua.

**Punto de observación:** G-15.

**Ubicación:** pueblo de Valle Morín, a 10 m aguas arriba de la intersección de la Qba. Camataguita con la carretera.

**Unidad:** Formación Guárico.

**Coordenadas UTM:** 728.392 E / 1.097.900 N. La ubicación de esta localidad se basó en los mapas geológicos de PÉREZ DE ARMAS (2005).

**Altura:** 410 m s.n.m.

**Observaciones de campo:** afloramiento en la quebrada, se observa la intercalación de areniscas de 5 cm de espesor con lutitas de 30 cm de espesor aproximadamente y apariciones locales de areniscas de 30 cm de espesor (Fig. C60).

**Proporción L:A:** 30:70.

**Muestra:** G-15A y G-15B.

**Medición:** estratificación N35E76N.



Figura C60. Afloramiento de intercalación de capas areniscas-lutita en Valle Morín.

**Descripción muestra de mano G-15A:** arenisca de color gris oscuro, meteoriza a color pardo claro, de tamaño de grano fino a muy fino. Se observan algunas micas (Fig. C61).



Figura C61. Muestra G-15A.

**Descripción petrográfica Muestra G-15A:** se clasifica como una grauvaca feldespática, con tamaños de granos entre fino a muy fino de 0,1-0,06 mm. El escogimiento es medio a pobre; la redondez es generalmente sub-angular; la esfericidad es media-baja; y los contactos son principalmente grano-matriz, grano-cemento. Los componentes principales son: 21% de cuarzo monocristalino plutónico y 11% de cuarzo policristalino metamórfico; 6% de feldespatos tipo ortosa, 9% plagioclasas tipo oligoclasa, albita; 5% de fragmentos de rocas entre chert (4%), fragmentos metamórficos 3% (filitas), sedimentario 1% (lutita); 4% de accesorios entre moscovita (3%) y zircón. Contiene 18% de matriz de minerales de arcilla. Contiene 20% de cemento de mayor a menor: material carbonático como reemplazo de granos y matriz, cuarzo como sobrecrecimiento de granos y óxidos de hierro rellenando poros. La porosidad se

estima en un 3% por disolución de granos matriz (Vista general en la figura C62).



Figura C62. Microfotografía de la muestra G15A.

**Descripción muestra de mano G-15B:** arenisca de color gris oscuro, meteoriza a color pardo claro, de tamaño de grano fino a muy fino. Se observan algunas micas (Fig. C63).



Figura C63. Muestra G-15B.

**Descripción petrográfica Muestra G-15B:** se clasifica como una grauvaca feldespática, con tamaños de granos entre fino a limo de 0,15-0,04 mm. El escogimiento es medio a bueno; la redondez es generalmente angular a sub-angular; la esfericidad es media a media-alta; y los contactos son principalmente grano-matriz, grano-cemento. Los componentes principales son: 34% de cuarzo monocristalino plutónico y 5% de cuarzo policristalino metamórfico; 7% de feldespatos tipo ortosa, 1% plagioclasas tipo oligoclasa, albita; 8% de fragmentos de rocas entre chert (3%), fragmentos metamórficos 3% (filitas), sedimentario 2% (lutita); 6% de accesorios entre moscovita (5%) y zircón.

Contiene 20% de matriz de minerales de arcilla. Contiene 15% de cemento de mayor a menor: material carbonático como reemplazo de granos y matriz, cuarzo como sobrecrecimiento de granos y óxidos de hierro rellenando poros. La porosidad se estima en un 4% por disolución de granos matriz (Vista general en la figura C64).



Figura C64. Microfotografía de la muestra G-15B.

**Punto de observación:** G-16.

**Ubicación:** cercanías del embalse de Camatagua.

**Unidad:** Formación Guárico.

**Coordenadas UTM:** 725.493 E / 1.086.156 N. En esta localidad NOGUERA (2009), tomaron la muestra VMN-23 para estudio de edad de zircones detríticos.

**Altura:** 312 m s.n.m.

**Observaciones de campo:** afloramiento en corte de carretera de un cerro que colinda con el dique principal del embalse de Camatagua (conecta con el Río Guárico). Se observa un paquete de areniscas gruesas entre 20 a 40 cm de espesor intercaladas con lutitas de 2 a 10 cm de espesor (Fig. C65).

**Proporción L:A:** 90:10.

**Muestra:** G-16.

**Medición:** estratificación N58E52N.



Figura C65. Afloramiento de paquetes gruesos de arenisca en el embalse de Camatagua.

**Descripción muestra de mano G-16:** arenisca de color pardo, meteoriza a color pardo rojizo y negruzco. De tamaño de grano fino a medio. Se observan algunas micas (Fig. C66).



Figura C66. Muestra G-16.

**Descripción petrográfica Muestra G-16:** se clasifica como una grauvaca feldespática, con tamaños de granos entre medio a muy fino de 0,35-0,09 mm. El escogimiento es medio a pobre; la redondez es generalmente sub-angular a sub-redondeado; la esfericidad es media-baja; y los contactos son principalmente longitudinal, grano-matriz y grano-cemento. Los componentes principales son: 24% de cuarzo monocristalino plutónico y 9% de cuarzo policristalino metamórfico; 23% de feldespatos tipo ortosa, 1% plagioclasas tipo oligoclasa, albita; 12% de fragmentos de rocas entre chert (5%), fragmentos metamórficos 5% (filitas), sedimentario 1% (lutita),

volcánico 1% (ceniza); 2% de accesorios entre moscovita (2%) y zircón (Tz). Contiene 15% de matriz de minerales de arcilla. Contiene 11% de cemento de mayor a menor: cuarzo como sobrecrecimiento de granos, óxidos de hierro rellenando poros, clorita como crecimiento intergranular. La porosidad se estima en un 3% por disolución de granos matriz (Vista general en la figura C67).



Figura C67. Microfotografía de la muestra G-16.

**Punto de observación:** G-17.

**Ubicación:** hacia el noreste de Carmen de Cura en la intersección de camino de tierra con el Río Tinapuey.

**Unidad:** Formación Guárico.

**Coordenadas UTM:** 741.654 E / 1.088.067 N.

**Altura:** 316 m s.n.m.

**Observaciones de campo:** para la toma de muestra G-17A el afloramiento está en el río, parcialmente cubierto, se observan las capas de arenisca y lutita en el camino, y se toma la muestra en el río. Para la toma de muestra G-17B, se ubica casi 500 m al norte del anterior en un corte de camino. Las mediciones de estratificación son similares (Fig. C68).

**Proporción L:A:** ¿?.

**Muestras:** G-17A y G-17 B.

**Medición:** estratificación N60E62N.



Figura C68. Afloramiento de capa de arenisca G-17B en camino de tierra.

**Descripción muestra de mano G-17A:** arenisca de color gris oscuro, meteoriza a color pardo rojizo. De tamaño de grano fino a medio, se observan algunas micas. No se puede determinar el espesor de la capa (Fig. C69).



Figura C69. Muestra G-17A.

**Descripción petrográfica Muestra G-17A:** se clasifica como una arenisca feldespática, con tamaños de granos entre medio a muy fino de 0,35-0,11 mm. El escogimiento es medio a pobre; la redondez es generalmente sub-angular a sub-redondeado; la esfericidad es media-baja; y los contactos son principalmente longitudinal y granocemento. Los componentes principales son: 32% de cuarzo monocristalino plutónico y 5% de cuarzo policristalino metamórfico; 21% de feldespatos tipo ortosa, 1% plagioclasas tipo oligoclasa, albita; 7% de fragmentos de rocas entre chert (3%), fragmentos metamórficos 2% (filitas), sedimentario 1% (lutita), volcánico 1% (ceniza); 4% de accesorios entre moscovita (4%) y zircón (Tz). Contiene 12% de matriz de minerales de arcilla. Contiene 15% de cemento de mayor a menor: cuarzo como sobrecrecimiento de granos, óxidos de hierro

rellenando poros, clorita como crecimiento intergranular. La porosidad se estima en un 3% por disolución de granos matriz (Vista general en la figura C70).

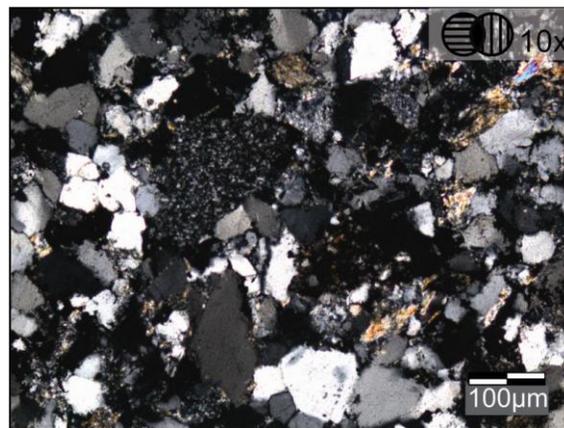


Figura C70. Microfotografía de la muestra G-17A.

**Descripción muestra de mano G-17B:** arenisca de color gris oscuro, meteoriza a color pardo oscuro rojizo. De tamaño de grano fino. La capa mide de 40 cm de espesor aproximadamente (Fig. C71).



Figura C71. Muestra G-17B.

**Descripción petrográfica Muestra G-17B:** se clasifica como una grauvaca feldespática, con tamaños de granos entre gruesa a fino de 1,0-0,2 mm. El escogimiento es medio a pobre; la redondez es generalmente sub-angular a sub-redondeado; la esfericidad es media-baja; y los contactos son principalmente cóncavo-convexo a grano-matriz. Los componentes principales son: 30% de cuarzo monocristalino plutónico y 5% de cuarzo policristalino metamórfico; 27% de feldespatos tipo ortosa, 1% plagioclasas tipo oligoclasa, albita; 8% de fragmentos de rocas entre chert (2%), fragmentos metamórficos 3% (filitas), sedimentario 1% (lutita),

volcánico 2% (ceniza); 1% de accesorios entre moscovita y zircón. Contiene 15% de matriz de minerales de arcilla. Contiene 10% de cemento de mayor a menor: cuarzo como sobrecrecimiento de granos, óxidos de hierro rellenando poros, clorita como crecimiento intergranular. La porosidad se estima en un 4% por disolución de granos matriz (Vista general en la figura C72).

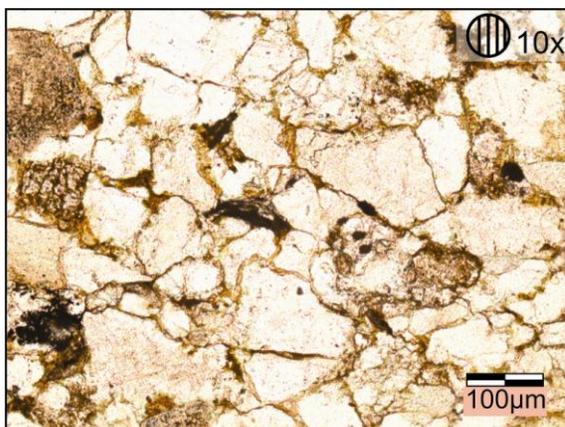


Figura C72. Microfotografía de la muestra G-17B.

### Reconocimiento del área de Altagracia de Orituco-San Francisco de Macaira, este del estado Guárico.

**Punto de observación:** G-18.

**Ubicación:** carretera nacional Guatopo-Altagracia de Orituco, a 7 km al norte de Altagracia de Orituco.

**Unidad:** Formación Guárico.

**Coordenadas UTM:** 786.498 E / 1.099.287 N.

**Altura:** 467 m s.n.m.

**Observaciones de campo:** afloramiento en corte de carretera, se observa paquete de 5 m de espesor aproximadamente de intercalación de areniscas con lutitas; las areniscas con espesores entre 4 a 50 cm y las lutitas de 5 a 30 cm de espesor. Las areniscas presentan estructura sedimentaria tipo estratificación paralela (Fig. C73).

**Proporción L:A:** 60:40.

**Muestra:** G-18.

**Medición:** estratificación N30E15N.



Figura C73. Afloramiento al norte de Altagracia de Orituco.

**Descripción muestra de mano G-18:** arenisca de color gris oscuro verdoso, meteoriza a color pardo claro rojizo oscuro, de tamaño de grano fino a medio. Con minerales opacos y anaranjados (Fig. C74).



Figura C74. Muestra G-18.

**Descripción petrográfica Muestra G-18:** se clasifica como una grauvaca feldespática, con tamaños de granos entre medio a muy fino de 0,2-0,04 mm. El escogimiento es muy pobre; la redondez es generalmente angular a sub-angular; la esfericidad es media-baja; y los contactos son principalmente longitudinal y cóncavo-convexo. Los componentes principales son: 22% de cuarzo monocristalino plutónico y 5% de cuarzo policristalino metamórfico; 24% de feldespatos tipo ortosa, 6% plagioclasas tipo oligoclasa, albita; 6% de fragmentos de rocas entre chert (2%), fragmentos metamórficos 2% (filitas), sedimentario 1% (lutita), volcánico 1% (ceniza); 1% de accesorios entre

moscovita y zircón. Contiene 20% de matriz de minerales de arcilla. Contiene 13% de cemento de mayor a menor: cuarzo como sobrecrecimiento de granos, clorita como crecimiento intergranular y óxidos de hierro rellenando poros. La porosidad se estima en un 3% por disolución de granos matriz (Vista general en la figura C75).

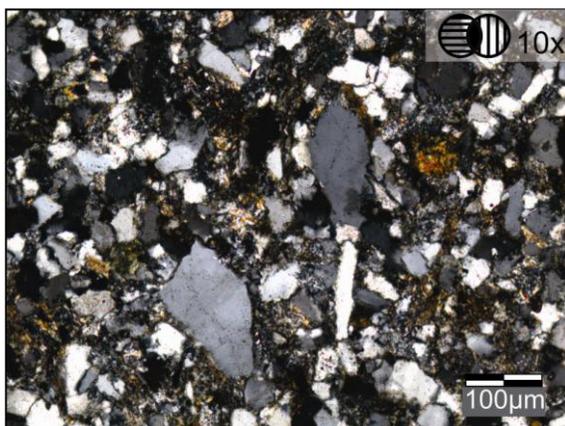


Figura C75. Microfotografía de la muestra G-18.

**Punto de observación:** G-19.

**Ubicación:** carretera El Morrito-San Francisco de Macaira.

**Unidad:** Formación Guárico.

**Coordenadas UTM:** 796.674 E / 1.098.592 N.

**Altura:** 815 m s.n.m.

**Observaciones de campo:** afloramiento en corte de carretera parcialmente cubierto y meteorizado. Se observan capas de areniscas de espesor de 20 a 30 cm aproximadamente. Las lutitas se encuentran meteorizadas (Fig. C76).

**Proporción L:A:** 30:70?.

**Muestras:** G-19A y G-19B.

**Medición:** estratificación N72E31N.



Figura C76. Arenisca de color gris oscuro en carretera hacia San Francisco de Macaira.

**Descripción muestra de mano G-19A:** arenisca de color pardo oscuro, meteoriza a color pardo claro rojizo, de tamaño de grano fino a medio. Se observan mayor contenido de minerales opacos que en la muestra G-19B (Fig. C77).



Figura C77. Muestra G-19A.

**Descripción petrográfica Muestra G-19A:** se clasifica como una grauvaca feldespática, con tamaños de granos entre medio a muy fino de 0,4-0,06 mm. El escogimiento es muy pobre; la redondez es generalmente angular a sub-angular; la esfericidad es baja; y los contactos son principalmente longitudinal y cóncavo-convexo. Los componentes principales son: 25% de cuarzo monocristalino plutónico y 5% de cuarzo policristalino metamórfico; 25% de feldespatos tipo ortosa, 1% plagioclasas tipo oligoclasa; 15% de fragmentos de rocas entre chert (4%), fragmentos metamórficos 7% (filitas), sedimentario 2% (lutita), volcánico 2% (ceniza); 1% de accesorios entre moscovita y zircón. Contiene 16% de matriz de minerales de arcilla. Contiene 9% de cemento de

mayor a menor: cuarzo como sobrecrecimiento de granos, clorita como crecimiento intergranular y óxidos de hierro rellenando poros. La porosidad se estima en un 3% por disolución de granos matriz (Vista general en la figura C78).

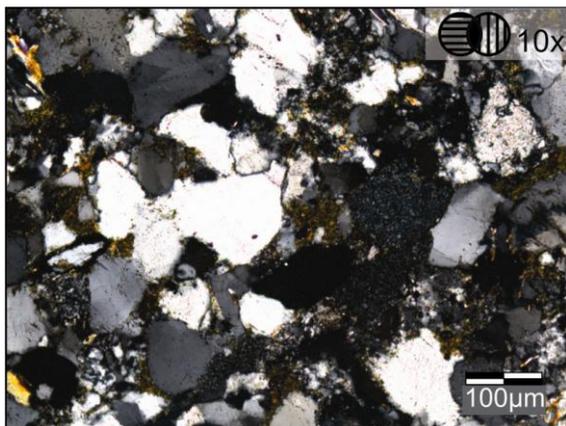


Figura C78. Microfotografía de la muestra G-19A.

**Descripción muestra de mano G-19B:** la muestra fue tomada de una capa inferior a la capa de la muestra G-19A. Es una arenisca de color gris oscuro, meteoriza a color pardo rojizo, de tamaño de grano fino a medio. Se observa menor contenido de minerales opacos respecto a la muestra anterior (Fig. C79).



Figura C79. Muestra G-19B.

**Descripción petrográfica Muestra G-19B:** se clasifica como una grauvaca feldespática, con tamaños de granos entre medio a muy fino de 0,3-0,06 mm. El escogimiento es pobre; la redondez es generalmente sub-angular; la esfericidad es baja; y los contactos son principalmente grano-matriz y grano-cemento. Los componentes principales son: 32% de cuarzo monocristalino plutónico y 8% de cuarzo policristalino metamórfico; 19% de feldespatos tipo ortosa, no se observaron plagioclasas; 10% de fragmentos de rocas entre chert (5%), fragmentos metamórficos 3% (filitas),

sedimentario 1% (lutita), volcánico 1% (ceniza); 1% de accesorios entre moscovita y zircón. Contiene 16% de matriz de minerales de arcilla. Contiene 10% de cemento de mayor a menor: cuarzo como sobrecrecimiento de granos, clorita como crecimiento intergranular y óxidos de hierro rellenando poros. La porosidad se estima en un 4% por disolución de granos matriz (Vista general en la figura C80).

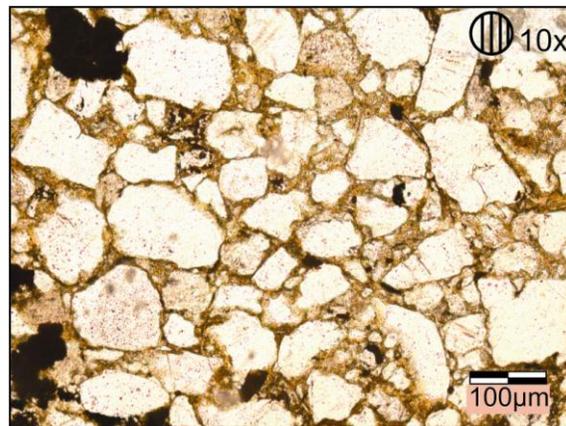


Figura C80. Microfotografía de la muestra G-19B.

**Punto de observación:** G-20.

**Ubicación:** camino de tierra a 6 km al sureste de San Francisco de Macaira. El camino intercepta con el Río Macaira.

**Unidad:** Formación Guárico.

**Coordenadas UTM:** 804.875 E / 1.099.882 N.

**Altura:** 426 m s.n.m.

**Observaciones de campo:** el camino intercepta al Río Macaira, en el afloramiento se observan la intercalación de capas de areniscas y lutitas con espesores entre 5 a 8 cm, con esporádica aparición de capas de arenisca de 20 cm de espesor aproximadamente (Fig. C81).

**Proporción L:A:** 40:50.

**Muestra:** G-20.

**Medición:** estratificación N85E72N.

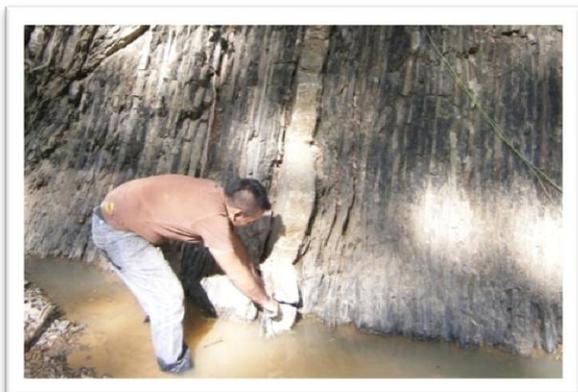


Figura C81. Afloramiento en Río Macaira.

**Descripción muestra de mano G-20:** arenisca de color gris oscuro, meteoriza a pardo oscuro negruzco, de tamaño de grano fino. Se observan algunas micas. Fuertemente diaclasadas y rellenas de vetillas de cuarzo (Fig. C82).



Figura C82. Muestra G-20.

**Descripción petrográfica Muestra G-20:** se clasifica como una arenisca feldespática, con tamaños de granos entre fino a muy fino de 0,1-0,06 mm. El escogimiento es bueno a medio; la redondez es generalmente angular a sub-angular; la esfericidad es media-baja; y los contactos son principalmente longitudinal y cóncavo-convexo. Los componentes principales son: 36% de cuarzo monocristalino plutónico y 10% de cuarzo policristalino metamórfico; 18% de feldespatos tipo ortosa, 2% plagioclasas tipo albita, oligoclasa; 10% de fragmentos de rocas entre chert (4%), fragmentos metamórficos 4% (filitas), sedimentario 2% (lutita); 2% de accesorios entre moscovita (1%) y zircón. Contiene 10% de matriz de minerales de arcilla. Contiene 10% de cemento de mayor a menor: cuarzo como sobrecrecimiento de granos, clorita como crecimiento intergranular y óxidos de hierro

rellenando poros. La porosidad se estima en un 1% por disolución de granos matriz (Vista general en la figura C83).

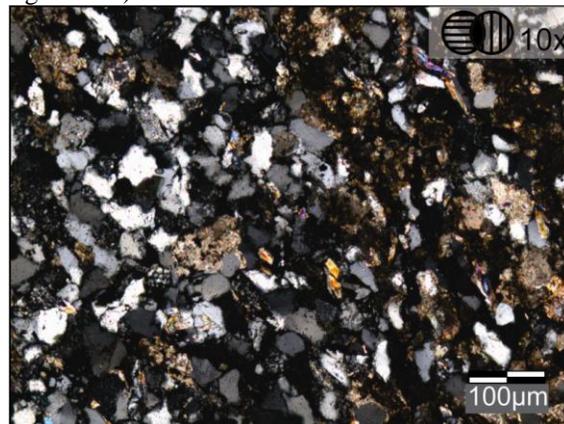


Figura C83. Microfotografía de la muestra G-20.

### Reconocimiento del área de Camatagua-Taguay, estado Aragua.

**Punto de observación:** G-21.

**Ubicación:** cercanías al embalse de Camatagua, en un camino de tierra que intercepta al Río Guárico.

**Unidad:** Formación Guárico.

**Coordenadas UTM:** 727.245 E / 1.085.850 N.

**Altura:** 263 m s.n.m.

**Observaciones de campo:** afloramiento en corte de camino que intercepta al Río Guárico cerca del embalse de Camatagua. En el afloramiento se observan las capas de arenisca de 10, 25, 20 y 40 cm de espesor intercaladas con lutitas de 2 a 1 cm de espesor, y esporádicas capas de 20 a 30 cm de espesor. Ocasionalmente las lutitas están casi completamente erosionadas. Se observaron estructuras sedimentarias de corriente tipo turboglifos en la base de las areniscas hacia el sur, por lo tanto la secuencia está normal (Figs. C84, C85).

**Proporción L:A:** 95:5.

**Muestra:** G-21.

**Medición:** estratificación N52E50N.



Figura C84. Areniscas gruesas intercaladas con lutitas de 2 cm de espesor cerca del embalse de Camatagua.



Figura C85. Turboglifos en la base de las areniscas.

**Descripción muestra de mano G-21:** arenisca de color pardo verdoso oscuro, meteoriza a pardo oscuro rojizo, de tamaño de grano fino (Fig. C86).



Figura C86. Muestra G-21.

**Descripción petrográfica Muestra G-21:** se clasifica como una grauvaca feldespática, con tamaños de granos entre medio a muy fino de 0,4-0,06 mm. El escogimiento es pobre; la redondez es

generalmente angular a sub-angular; la esfericidad es media-baja; y los contactos son principalmente longitudinal y grano-cemento. Los componentes principales son: 24% de cuarzo monocristalino plutónico y 5% de cuarzo policristalino metamórfico; 30% de feldespatos tipo ortosa, 2% plagioclasas; 10% de fragmentos de rocas entre chert (4%), fragmentos metamórficos 3% (filitas), sedimentario 2% (lutita), volcánico 1% (ceniza); 1% de accesorios entre moscovita y zircón. Contiene 18% de matriz de minerales de arcilla. Contiene 8% de cemento de mayor a menor: cuarzo como sobrecrecimiento de granos, clorita como crecimiento intergranular y óxidos de hierro rellenando poros. La porosidad se estima en un 2% por disolución de granos matriz (Vista general en la figura C87).



Figura C87. Microfotografía de la muestra G-21.

**Punto de observación:** G-22.

**Ubicación:** La Vuelta de Guayas, en camino de tierra a 7 km al noreste de Taguay hacia Las Guabinas. El camino intercepta al Río Guayas.

**Unidad:** Formación Guárico.

**Coordenadas UTM:** 763.623 E / 1.083.633 N.

**Altura:** 330 m s.n.m.

**Observaciones de campo:** se observaron capas gruesas de areniscas en el borde del río. Debido a intensas lluvias durante el trabajo de campo se dificultaron ciertas actividades de reconocimiento. A partir de la información suministrada por el Sr. Antero Infante (local del área), comenta que ha tomado cristales bipiramidales de al menos 3 a 4 cm de largo de cuarzo cristalino y “pepitas de oro” en el río (Fig. C88).

**Muestra:** G-22.



Figura C88. Vista en planta del cuerpo de arenisca en el borde del Río Guayas.

**Descripción muestra de mano G-22:** arenisca de color gris oscuro verdoso, meteoriza a color pardo claro rojizo. De tamaño de grano fino (Fig. C89).



Figura C89. Muestra G-22.

**Descripción petrográfica Muestra G-22:** se clasifica como una grauvaca feldespática, con tamaños de granos entre fino a limo de 0,1-0,05 mm. El escogimiento es medio a pobre; la redondez es generalmente sub-angular a sub-redondeado; la esfericidad es baja; y los contactos son principalmente cóncavo-convexo y longitudinal. Los componentes principales son: 33% de cuarzo monocristalino plutónico y 4% de cuarzo policristalino metamórfico; 16% de feldespatos tipo ortosa, 3% plagioclasas tipo andesina; 9% de fragmentos de rocas entre chert (4%), fragmentos metamórficos 5% (filitas); 3% de accesorios entre moscovita (2%) y zircón. Contiene 15% de matriz de minerales de arcilla. Contiene 14% de cemento de mayor a menor: cuarzo como sobrecrecimiento de

granos, clorita como crecimiento intergranular y óxidos de hierro rellenando poros. La porosidad se estima en un 3% por disolución de granos matriz (Vista general en la figura C90).



Figura C90. Microfotografía de la muestra G-22.

#### **Reconocimiento del área de Cúpira-Boca de Uchire, estados Miranda y Anzoátegui.**

**Punto de observación:** G-23.

**Ubicación:** Río Uchire a 4 km al suroeste de Boca de Uchire.

**Unidad:** Formación Guárico.

**Coordenadas UTM:** 231.296 E / 1.118.505 N.

**Altura:** 61 m s.n.m.

**Observaciones de campo:** buscando afloramientos según la autora Eglé Zapata, se encontró una represa que cubre los puntos de interés. Se tomó muestra en un corte de carretera cercana a la represa, el afloramiento está cubierto casi por completo. Se observó una capa de arenisca gruesa de la cual se tomó la muestra en este punto debido a la presencia de bloques caídos de dicha capa en el camino por un pequeño derrumbe (Fig. C91).

**Muestra:** G-23.



Figura C91. Bloques de arenisca en afloramiento cercano a la represa a 4 km al suroeste de Boca de Uchire.

**Descripción muestra de mano G-23:** arenisca de color gris oscuro, meteoriza a pardo oscuro rojizo y negruzco. De tamaño de grano medio y 1,20 m de espesor aproximadamente (Fig. C92).



Figura C92. Muestra G-23.

**Descripción petrográfica Muestra G-23:** se clasifica como una arenisca lítica, con tamaños de granos entre medio a muy fino de 0,3-0,08 mm. El escogimiento es pobre; la redondez es generalmente sub-angular a sub-redondeado; la esfericidad es media-baja; y los contactos son principalmente longitudinal y grano-cemento. Los componentes principales son: 33% de cuarzo monocristalino plutónico y 10% de cuarzo policristalino metamórfico; 27% de feldespatos tipo ortosa, 1% plagioclasas tipo albita; 8% de fragmentos de rocas entre chert (2%), fragmentos metamórficos 4% (filitas), sedimentario 1% (lutita), volcánico 1% (ceniza); 1% de accesorios entre biotita, moscovita y zircón. Contiene 6% de matriz de minerales de arcilla. Contiene 8% de cemento de mayor a menor: cuarzo como sobrecrecimiento de granos, clorita como crecimiento intergranular y óxidos de hierro rellenando poros. La porosidad se estima en un 6% por disolución de granos matriz (Vista general en la figura C93).

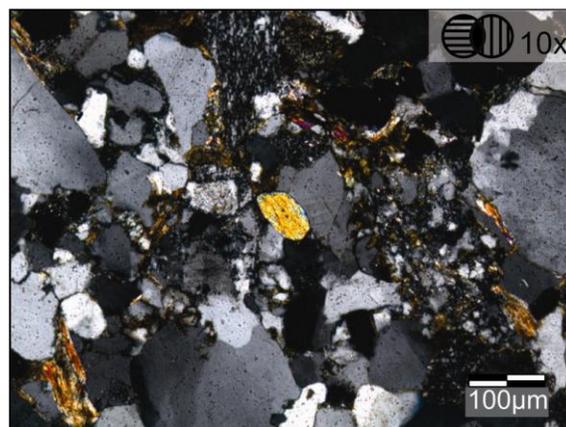


Figura C93. Microfotografía de la muestra G-23.

**Punto de observación:** G-24.

**Ubicación:** carretera nacional de Oriente a 6 km al sureste de Boca de Uchire.

**Unidad:** Formación Guárico

**Coordenadas UTM:** 239.054 E / 1.118.737 N. En esta localidad NOGUERA (2009), tomaron la muestra VMN-28 para estudio de edad de zircones detríticos.

**Altura:** 5 m s.n.m.

**Observaciones de campo:** afloramiento en corte de carretera, se tomó la muestra G-24A. Se observa la alternancia de areniscas de entre 5 a 30 cm, con lutitas de color gris verdoso oscuro de espesores entre 5 a 7 cm. A 1 km al sureste de este afloramiento se tomó la muestra G-24B, en un corte de carretera donde se observan capas gruesas de arenisca (Figs. C94, C95, C96).

**Proporción L:A:** 60:40.

**Muestra:** G-24A y G-24B.

**Medición:** G-24A: estratificación N72E59N.

G-24B: estratificación E-O31N.



Figura C94. Afloramiento donde se tomó la muestra G-24A.



Figura C95. Icnofósil *Spyroraphe* sp. encontrado en el afloramiento G-24A.



Figura C96. Afloramiento donde fue tomada la muestra G-24B en corte de carretera.

**Descripción muestra de mano G-24A:** arenisca de color pardo grisáceo, meteoriza a color pardo claro rojizo, de tamaño de grano fino a medio (Fig. C97). Se observaron icnofósiles tipo *Spyroraphe* Sp.



Figura C97. Muestra G-24A.

**Descripción petrográfica Muestra G-24A:** se clasifica como una grauvaca feldespática, con tamaños de granos entre fino a muy fino de 0,12-0,06 mm. El escogimiento es medio a pobre; la redondez es generalmente sub-redondeado a sub-angular; la esfericidad es media a media-baja; y los contactos son principalmente longitudinal, grano-matriz y grano-cemento. Los componentes principales son: 37% de cuarzo monocristalino plutónico y 8% de cuarzo policristalino metamórfico; 17% de feldespatos tipo ortosa, 1% plagioclasas tipo albita; 9% de fragmentos de rocas entre chert (3%), fragmentos metamórficos 4% (filitas), sedimentario 1% (lutita), volcánico 1% (ceniza); 1% de accesorios entre moscovita, óxidos y zircón. Contiene 15% de matriz de minerales de arcilla. Contiene 8% de cemento de mayor a menor: cuarzo como sobrecrecimiento de granos, clorita como crecimiento intergranular y óxidos de hierro rellenando poros. La porosidad se estima en un 4% por disolución de granos matriz (Vista general en la figura C98).

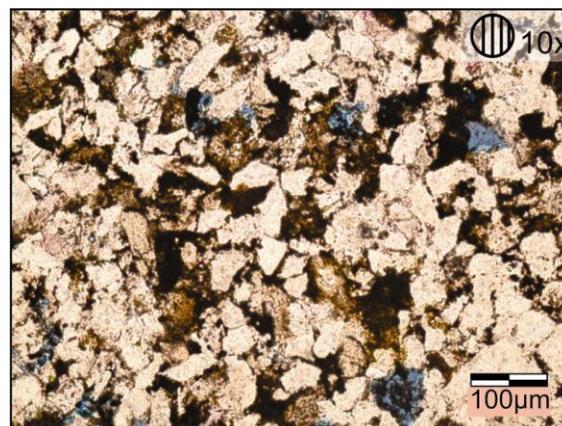


Figura C98. Microfotografía de la muestra G-24A.

**Descripción muestra de mano G-24B:** arenisca de color gris oscuro verdoso, meteoriza a color pardo claro rojizo, de tamaño de grano fino a medio, de 1 m de espesor aproximadamente. La capa se encuentra diaclasada y fracturada (Fig. C99).



Figura C99. Muestra G-24B.

**Descripción petrográfica Muestra G-24B:** se clasifica como una arenisca feldespática, con tamaños de granos entre grueso a limo de 0,5-0,04 mm. El escogimiento es muy pobre; la redondez es generalmente sub-redondeado a sub-angular; la esfericidad es media-baja; y los contactos son principalmente longitudinal y grano-cemento. Los componentes principales son: 38% de cuarzo monocristalino plutónico y 9% de cuarzo policristalino metamórfico; 18% de feldespatos tipo ortosa, 1% plagioclasas tipo oligoclasa; 10% de fragmentos de rocas entre chert (4%), fragmentos metamórficos 5% (filitas), volcánico 1% (ceniza); 1% de accesorios entre moscovita y zircón. Contiene 13% de matriz de minerales de arcilla. Contiene 7% de cemento de mayor a menor: cuarzo como sobrecrecimiento de granos, clorita como crecimiento intergranular y óxidos de hierro rellenando poros. La porosidad se estima en un 3% por disolución de granos matriz (Vista general en la figura C100).

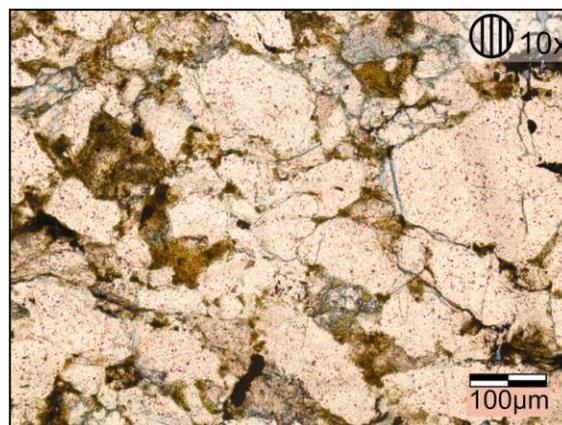


Figura C100. Microfotografía de la muestra G-24B.

**Punto de observación:** G-25.

**Ubicación:** carretera no cartografiada Cúpira-San José de Guaribe. A 4 km al sur de Cúpira.

**Unidad:** Formación Guárico.

**Coordenadas UTM:** 204.406 E / 1.121.005 N.

**Altura:** 14 m s.n.m.

**Observaciones de campo:** afloramiento en zona de brecha de falla, se observan plegamientos, cizallas y cabalgamientos (Fig. C101). Se observa la intercalación de areniscas de 2 a 15 cm de espesor con lutitas grises. La muestra se trata de una arenisca de grano muy fino con niveles conglomeráticos.

**Proporción L:A:** 50:50.

**Muestra:** G-25A y G25B-R.



Figura C101. Afloramiento en zona de brecha de falla.

**Descripción muestra de mano G-25A:** arenisca de color pardo oscuro verdoso, meteoriza a pardo rojizo y negruzco, de tamaño de grano fino con niveles

conglomeráticos finos de 2 a 3 mm de tamaño de grano (Fig. C102).



Figura C102. Muestra G-25A.

**Descripción petrográfica Muestra G-25A:** se clasifica como una arenisca lítica, con tamaños de granos entre grueso a medio de 1,3-0,3 mm. El escogimiento es muy pobre; la redondez es generalmente sub-angular a sub-redondeado; la esfericidad es media-baja; y los contactos son principalmente longitudinal y grano-cemento. Los componentes principales son: 7% de cuarzo monocristalino plutónico y 13% de cuarzo policristalino metamórfico; 9% de feldespatos tipo ortosa, 1% plagioclasas; 24% de fragmentos de rocas entre metamórficos 17% (filitas y esquistos), sedimentario 6% (lutita y grauvacas), volcánico 1% (ceniza); 1% de accesorios entre pirita, hematita y zircón. Contiene 13% de matriz de minerales de arcilla. Contiene 25% de cemento de mayor a menor: carbonático como reemplazo de granos y matriz, cuarzo como sobrecrecimiento de granos, clorita como crecimiento intergranular y óxidos de hierro rellenando poros. La porosidad se estima en un 7% por disolución de granos matriz (Vista general en la figura C103).

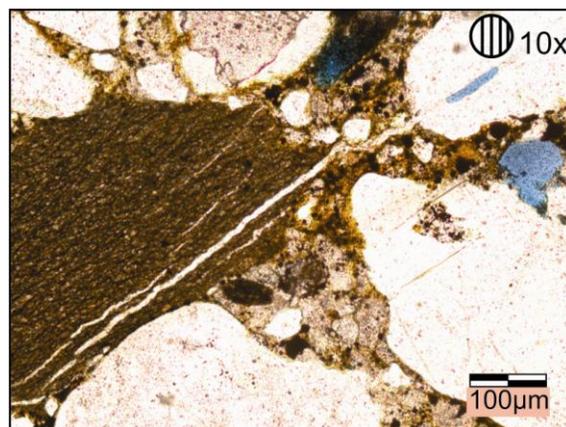


Figura C103. Microfotografía de la muestra G-25A.

**Descripción muestra de mano G-25B-R (rodado):** arenisca de color gris oscuro verdoso, meteoriza a pardo claro rojizo, de tamaño de grano fino a medio (Fig. C104).



Figura 104. Muestra G-25B.R.

**Descripción petrográfica Muestra G-25B-R:** se clasifica como una arenisca lítica, con tamaños de granos entre grueso a fino de 1,0-0,1 mm. El escogimiento es pobre a muy pobre; la redondez es generalmente sub-angular a angular; la esfericidad es media-baja; y los contactos son principalmente longitudinal y grano-cemento. Los componentes principales son: 8% de cuarzo monocristalino plutónico y 11% de cuarzo policristalino metamórfico; 6% de feldespatos tipo ortosa, 3% plagioclasas tipo albita y oligoclasa; 44% de fragmentos de rocas entre chert (17%), fragmentos metamórficos 8% (filitas), sedimentario 12% (lutita, limolita), volcánico 7% (ceniza y lava); 1% de accesorios entre moscovita y zircón. Contiene 14% de matriz de minerales de arcilla. Contiene 11% de cemento de mayor a menor: cuarzo como sobrecrecimiento de granos, clorita como crecimiento intergranular y óxidos de hierro rellenando poros. La porosidad se estima en un 2%

por disolución de granos matriz (Vista general en la figura C105).

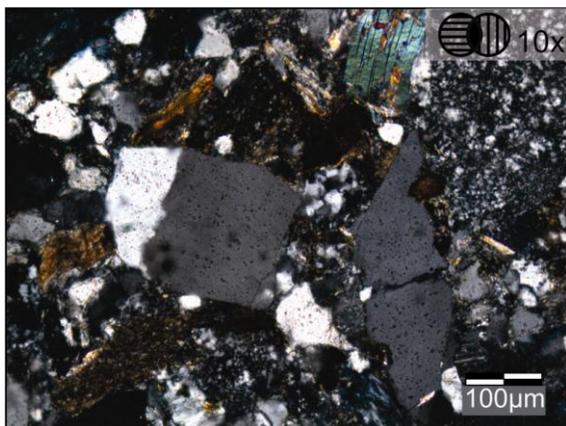


Figura C105. Microfotografía de la muestra G-25B.

### Reconocimiento del área norte de San José de Guaribe-Batatal, estados Guárico y Miranda.

**Punto de observación:** G-26.

**Ubicación:** camino de tierra, a 20 km al norte de San José de Guaribe.

**Unidad:** Formación Guárico.

**Coordenadas UTM:** 191.691 E / 1.110.136 N.

**Altura:** 288 m s.n.m.

**Observaciones de campo:** afloramiento a orillas del Río Grande, se observa el afloramiento en corte de carretera. La intercalación de areniscas y lutitas con espesores entre 5-100 cm y 2-20 cm respectivamente. Las capas se encuentran diaclasadas y fracturadas (Fig. C106).

**Proporción L:A:** 95:5.

**Muestra:** G-26.

**Medición:** estratificación N75W45N.



Figura C106. Afloramiento en el Río Grande a 20 km al norte de San José de Guaribe.

**Descripción muestra de mano G-26:** arenisca de color gris verdoso, meteoriza a color pardo rojizo naranja. De tamaño de grano fino (Fig. C107).



Figura C107. Muestra G-26.

**Descripción petrográfica Muestra G-26:** se clasifica como una grauvaca feldespática, con tamaños de granos entre medio a limo de 0,4-0,04 mm. El escogimiento es muy pobre; la redondez es generalmente sub-angular a subredondeado; la esfericidad es baja a media-baja; y los contactos son principalmente longitudinal y grano-matriz. Los componentes principales son: 28% de cuarzo monocristalino plutónico y 4% de cuarzo policristalino metamórfico; 16% de feldespatos tipo ortosa, 2% plagioclasas; 16% de fragmentos de rocas entre chert (4%), fragmentos metamórficos 8% (filitas), sedimentario 2% (lutita), volcánico 2% (ceniza); 1% de accesorios entre moscovita, clorita y zircón. Contiene 20% de matriz de minerales de arcilla. Contiene 10% de cemento de mayor a menor: cuarzo como sobrecrecimiento de granos, clorita como crecimiento intergranular y óxidos de hierro relleno de poros. La porosidad se estima en un 3% por disolución de granos matriz (Vista general en la figura C108).

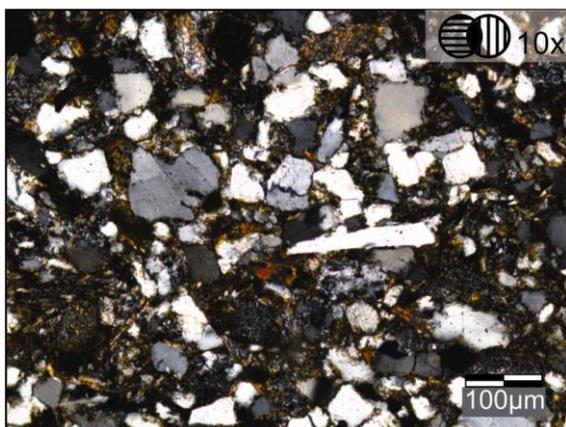


Figura C108. Microfotografía de la muestra G-26.

**Punto de observación:** G-27.

**Ubicación:** a 400 m al norte de Batatal.

**Unidad:** Formación Guárico.

**Coordenadas UTM:** 173.474 E / 1.105.439 N.

**Altura:** 392 m s.n.m.

**Observaciones de campo:** se encuentran las capas en el camino de tierra a nivel del suelo, se distingue con dificultad la intercalación de capas de areniscas y lutitas. Se observa en la figura C109 los tortuosos caminos de tierra hacia el pueblo de Batatal.

**Muestra:** G-27.



Figura C109. Caminos de tierra hacia la localidad de Batatal.

**Descripción muestra de mano G-27:** arenisca de color pardo, meteoriza a color pardo anaranjado, de tamaño de grano fino (Fig. C110).



Figura C110. Muestra G-27.

**Descripción petrográfica Muestra G-27:** se clasifica como una grauvaca feldespática, con tamaños de granos entre muy fino a limo de 0,1-0,06 mm. El escogimiento es medio; la redondez es generalmente sub-angular a sub-redondeado; la esfericidad es media-baja; y los contactos son principalmente cóncavo-convexo y longitudinal. Los componentes principales son: 36% de cuarzo monocristalino plutónico y 2% de cuarzo policristalino metamórfico; 17% de feldespatos tipo ortosa, 1% plagioclasas; 12% de fragmentos de rocas entre chert (2%), fragmentos metamórficos 9% (filitas), sedimentario 1% (lutita); 1% de accesorios entre moscovita y zircón. Contiene 15% de matriz de minerales de arcilla. Contiene 13% de cemento de mayor a menor: cuarzo como sobrecrecimiento de granos, óxidos de hierro rellenando poros y clorita como crecimiento intergranular. La porosidad se estima en un 1% por disolución de granos matriz (Vista general en la figura C111).

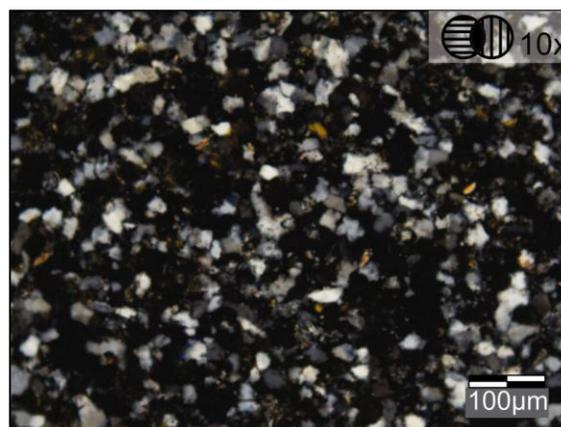


Figura C111. Microfotografía de la muestra G-27.

## ANEXOS

- I.** Tabla de descripción petrográfica de areniscas y conglomerados.
- II.** Tabla de descripción petrográfica de clastos estudiados individualmente.
- III.** Mapa geológico generalizado de la Serranía del Interior y ubicación de muestras.