



UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA

Modelo del ambiente tectónico a partir de estudios petrográficos y geoquímicos de la riodacita de Ipapure - Cerro La Teta

Alejandro Pinilla Ocampo

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias
Bogotá, Colombia

2013

Modelo del ambiente tectónico a partir de estudios petrográficos y geoquímicos de la riodacita de Ipapure - Cerro La Teta

Alejandro Pinilla Ocampo

Tesis presentada como requisito parcial para optar al título de:

Magister en Ciencias - Geología

Director:

Ph.D., Carlos Augusto Zuluaga Castrillón

Línea de Investigación:

Rocas metamórficas y tectónica

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias

Bogotá, Colombia

2013

A mis padres y hermanos.

Agradecimientos

El autor desea expresar su sentida gratitud a:

La UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA, sede Bogotá y a INGEOMINAS, entidades que mediante el acuerdo específico 030 de 2006 hicieron posible la consecución de recursos financieros, logísticos, técnico-científicos y educativos para la ejecución de este proyecto.

Al profesor Carlos A. Zuluaga por su atención, paciencia y asesoría.

A la comunidad Wuayuú de la Alta Guajira por su colaboración en la logística de las actividades de campo.

A todas las personas que de una u otra manera me apoyaron, alentaron y no me dejaron desfallecer en los momentos difíciles. Son muchas. Mi más sentido agradecimiento.

Resumen

En la Alta Guajira colombiana, cerca de la frontera venezolana, aflora la “Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta” dispuesta en remanentes aislados los cuales están compuesto por dacitas, andesitas, riolitas, tobas y diques. La interpretación de los análisis geoquímicos indica que son rocas calcoalcalinas con enriquecimiento en LREE y una fuente posiblemente cortical. Los análisis Rb/Sr y Sm/Nd ratifican esta idea y precisan un ambiente cortical inferior. La edad de estas rocas se propone en 172 ± 17 M.a. A partir de estos resultados se propone que el ambiente en que se formó la Riodacita es compresivo y posiblemente relacionado con un arco volcánico continental.

Palabras clave: Riodacita, Alta Guajira, Ipapure, Cerro La Teta, Ambiente tectónico.

Abstract

In the colombian Alta Guajira, near the Venezuelan border, outcrops the “Ipapure – Cerro La Teta rhyodacite” arranged in isolated remnants which are composed of rocks rich in silica, poor in silica, potassium rich, tuffaceous rocks and dykes. The interpretation of geochemical analysis indicates that they are calc-alkaline rocks with LREE enrichment and possibly cortical source. The analysis of Rb/Sr and Sm/Nd confirm this idea and support the lower crustal environment. The age of these rocks is proposed at 172 ± 17 M.y. From these results it is proposed that the environment which it was formed the rhyodacite was compressive and it is related to a volcanic arc.

Keywords: Rhyodacite, Alta Guajira, Ipapure, Cerro La Teta, Tectonic environment.

Contenido

	Pág.
Lista de figuras.....	9
Lista de tablas	15
Introducción	16
1. Problema de investigación	18
2. Objetivos.....	22
2.1 General	22
2.2 Específicos.....	22
3. Justificación	23
4. Localización y fisiografía	25
4.1 Vías de acceso.....	27
4.2 Vegetación	28
4.3 Fauna.....	29
4.4 Población	29
5. Metodología de trabajo.....	30
5.1 Fase pre-campo	30
5.2 Fase de campo	31
5.3 Fase post-campo	32
6. Antecedentes bibliográficos.....	34
7. Marco geológico regional	36
7.1 Rocas metamórficas	38
7.2 Rocas ígneas	39
7.3 Rocas sedimentarias.....	40
8. Marco estructural regional.....	44
8.1 Descripción de los sistemas de fallas	44
8.1.1 Sistema N-NE.....	46
8.1.2 Sistema NW-SE.	46
8.1.3 Sistema E-W.	46
9. Geología de la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta (Jri).....	50
9.1 Afloramientos	50

9.2	Geomorfología	53
9.3	Descripción	55
9.3.1	Andesitas	56
9.3.2	Dacitas	61
9.3.3	Riolitas	67
9.3.4	Tobas	73
9.3.5	Diques	76
9.3.6	Enclaves.....	82
9.4	Elementos estructurales y eventos hidrotermales	84
9.5	Límites y contactos	90
9.6	Edades reportadas.....	90
10.	Geoquímica	92
10.1	Métodos analíticos	92
10.2	Elementos mayores	93
10.3	Elementos traza	101
10.4	Fuente del material: Cortical o mantoderivado?	107
11.	Isotopía	108
11.1	Métodos analíticos	108
11.2	Análisis Rb/Sr	109
11.3	Análisis Sm/Nd.....	112
12.	Interpretación y Discusión de resultados	115
12.1	Asimilación - Cristalización fraccionada del magma,	115
12.2	: Ambiente tectónico y contexto geodinámico de emplazamiento	124
12.3	Contexto geodinámico local	130
12.4	Contexto geodinámico regional	132
13.	Conclusiones	140
14.	Bibliografía	142

Lista de figuras

Pág.

Figura 1-1. Imagen tomada de Pindell & Kennan (2009) en la que se ubica el terreno que actualmente es la península de La Guajira aproximadamente 20° al Occidente de su posición actual (Línea azul).	19
Figura 1-2. Interpretación esquemática en la que se presenta el movimiento Sur – Norte de todo el continente Suramericano.	20
Figura 4-1. Localización de la zona de estudio. a. Esquina noroccidental de Suramérica. b. Los cuadros rojos corresponden a las planchas a escala 1:25000 (IGAC) que delimitan la zona de estudio dentro de la Alta Guajira. c. Detalle del relieve contenido dentro de las planchas 1:25000 que demarcan la zona de estudio.....	26
Figura 7-1. Mapa litotectónico y morfoestructural del noroccidente de Suramérica. (Tomado de Cediél <i>et al.</i> , 2003). GS = Escudo de Guyana; GA = Macizo de Garzón; SP = Macizo de Santander – Serranía de Perijá; ME = Sierra de Mérida; SM = Sierra Nevada de Santa Marta; EC = Cordillera Oriental; CO = Cuenca Carora; CR = Cordillera Real; CA - VA = Terreno Cajamarca - Valdivia; SL = Bloque San Lucas; IB = Bloque Ibagué; RO = Terreno Romeral; DAP = Terreno Dagua - Piñón; GOR = Terreno Gorgona; CG = Terreno Cañas Gordas; BAU = Terreno Baudó; PA = Terreno Panamá; SJ = Terreno San Jacinto; SN = Terreno Sinú; GU - FA = Terreno Guajira - Falcon; CAM = Terreno de las Montañas del Caribe; Rm = <i>Melange</i> Romeral; FAB = Cuenca <i>Fore Arc</i> ; AC = Prisma de Acreción; TF = Relleno de Trinchera; PD = piedemonte; 1 = Cuenca Atrato (Chocó); 2 = Cuenca Tumaco; 3 = Cuenca Manabí; 4 = Cuenca Cauca - Patía; 5 = Cuenca Alto Magdalena; 6 = Cuenca Magdalena Medio; 7 = Cuenca Bajo Magdalena; 8 = Cuenca Cesar-Ranchería; 9 = Cuenca Maracaibo; 10 = Cuenca Guajira; 11 = Cuenca Falcon; 12 = Cuenca Guarico; 13 = Cuenca Barinas; 14 = Cuenca Llanos; 15 = Cuenca Putumayo - Napo; Símbolos adicionales: PALESTINA = Sistema Falla/Sutura; Punto Rojo= Volcán Plioceno – Pleistoceno; Bogotá = Ciudad o pueblo.	37
Figura 7-2. Mapa de localización de las unidades metamórficas de la Alta Guajira (Tomado de Zuluaga <i>et al.</i> , 2009).	39
Figura 7-3. Mapa de localización de las unidades ígneas de la Alta Guajira (Tomado de Zuluaga <i>et al.</i> , 2009).	40
Figura 7-4. Mapa de Localización de las unidades Triásico-Jurásicas de la Alta Guajira (Tomado de Zuluaga <i>et al.</i> , 2009).	41
Figura 7-5. Mapa de distribución de las unidades Cretácicas de la Alta Guajira (Tomado de Zuluaga <i>et al.</i> , 2009).	42
Figura 7-6. Mapa de localización de las unidades de edad Paleógeno y Neógeno de la Alta Guajira (Tomado de Zuluaga <i>et al.</i> , 2009).	42

Figura 7-7. Mapa de localización de las unidades cuaternarias de la Alta Guajira (Tomado de Zuluaga <i>et al.</i> , 2009).....	43
Figura 8-1. Fallas principales que afloran en la Alta Guajira. (Tomado de Zuluaga <i>et al.</i> , 2009).....	45
Figura 9-1. Geología local de la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta (JKri). En recuadro: Marco geológico generalizado de la Alta Guajira. Códigos de las unidades: Pcnj: Neis de Jojoncito TJrg: Formación Ranchogrande Jsch: Formación Chinapa Jsc: Formación Cuisa Jcsc: Biosparitas de la Formación Cuisa Kgi: Granodiorita de Ipapure Kp: Formación Palanz Km: Formación Moina Qc: Abanicos y Coluviones Qlli: Depósitos de Llanura de Inundación Qca: Depósitos de Cauce Aluvial Qe: Depósitos Eólicos.....	51
Figura 9-2. Aspecto general de la morfología de la riodacita en el Cerro La Teta. Nótese las pendientes abruptas de las laderas hacia la parte alta que se van suavizando hacia las partes más bajas. La fotografía está orientada sur – norte (Estación PCPR 013).....	54
Figura 9-3. a. Aspecto de las rocas de la riodacita en la ranchería Ipapure. Esta es la apariencia predominante de la unidad. b. Apariencia de la riodacita cuando está afectada intensamente por procesos meteóricos.	55
Figura 9-4. Discriminación de los cuerpos rocosos cartografiables de la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta. Esta discriminación se soporta en la clasificación petrográfica individual. Los puntos ubicados por fuera de la unidad representan diques que cortan unidades sedimentarias adyacentes a la riodacita. Estas muestras se tienen en cuenta solamente para caracterizar los diques. No tienen fines interpretativos de la unidad.	57
Figura 9-5. a. Aspecto general de las andesitas en un arroyo en el flanco sur de la serranía de Cosinas. b. Detalle de la textura porfirítica de la roca, en el sector del Arroyo Kepejerai (Estación AP10IIA04).	58
Figura 9-6. Detalle de una muestra de mano de las andesitas. Cerro Apiash (Estación AP10IIA09).....	59
Figura 9-7. Roca hialocristalina porfídica con fenocristales de plagioclasa maclada (Pl), feldespatos zonados y sericitados, óxidos de hierro y clorita (Chl).	59
Figura 9-8. Triangulo QAP de Streckeisen (1976). El campo en donde se ubican las muestras es “Andesitas”.	61
Figura 9-9. Afluente del arroyo Apiash (Estación PAR229) a. Roca ígnea de color gris muy claro, rica en cuarzo, tanto en matriz como cristales. b. Muestra de mano de las dacitas.....	62
Figura 9-10. Fenocristales de cuarzo (Qz), labradorita (lb) y alteradas a sericita que cortan la matriz con textura fluidal (Estación PR10ID014B).....	65
Figura 9-11. Aspecto general de la matriz que compone las dacitas, con tamaño de grano fino, compuesta por cristales de cuarzo, vidrio y plagioclasa sericitizada.....	65
Figura 9-12. Triangulo QAP de Streckeisen (1976). El campo en donde se ubican las muestras es “Dacitas”.	67
Figura 9-13. Afloramiento de las riolitas en el cerro Warule. Los minerales de color blanco son cuarzo y plagioclasa. Las tonalidades rosa claras son agregado microgranulares de feldespato potásico. Las venillas violáceas oscuras corresponden a óxidos de hierro. Estación PR10ID003A, ubicada en el Cerro La Teta. b. Aspecto general	

de las riolitas en el sur del cerro Aipiash, estación AP10IIA001. Nótese el típico color rojizo de las riolitas en la región.....	68
Figura 9-14. a. Estación AP10ID27 Loma la Isla. Aspecto general de las riolitas. Las líneas rojizas son venillas ricas en hierro. b. Muestra de mano de riolitas de la estación AP10IIA08 (tope del cerro Maruayán). Las líneas amarillas segmentadas destacan la textura fluidal expresada por minerales orientados y levemente alargados.	68
Figura 9-15. Fotografía de sección delgada de una muestra de riodacita del cerro Maruayán. Se observa una roca ígnea con textura de flujo evidenciada por la orientación de minerales félsicos como cuarzo y oligoclasa. a) PPL b) PPX. Sección delgada PCPR 010.	71
Figura 9-16. Roca hialocristalina porfídica con fenocristales de cuarzo con bahías, fragmentos líticos, plagioclasa maclada y moscovita (Estación PAR238).	71
Figura 9-17. Triangulo QAP de Streckeisen (1976). El campo en donde se ubican las muestras es “Riolitas”.	72
Figura 9-18. Imagen satelital del Cerro La Teta, en el centro, con tonalidades azules. El polígono verde delimita el área donde afloran las rocas tobáceas. Las líneas amarillas señalan el escarpe de un antiguo colapso de sector de la estructura volcánica y las líneas rojas delimitan estructuras concéntricas de destrucciones sucesivas de un antiguo volcán.	73
Figura 9-19. Toba de vidrio, cristales y líticos. (Qtz) Cuarzo, (Op) Minerales Opacos (Estación PAR 270).	75
Figura 9-20. Aspecto general de los diques andesíticos con tendencia 320/85W cerro Parrari (Estación PR10IIC015) y 310/85E dirección de buzamiento (Estación PR10IIC009).	76
Figura 9-21. Dique dacítico emplazado en la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta en el cerro Maruayán (Estación AP10IIC35).	77
Figura 9-22. Dique reportado en la estación CGM10IIA422B (Cerros al sur del Arroyo Kolotoua). Su textura es porfirítica con matriz hialocristalina y textura fluidal. Su composición es vidrio y sericita.	79
Figura 9-23. a. Contacto intrusivo entre las rocas sedimentarias de la Formación Ranchogrande y los diques andesíticos. (Estación AP10IIA13). La orientación del plano es 262/78E. b. Cerro aislado menor de las riolitas en el que se aprecian varios remanentes aislados (en la base y el tope del cerro) de areniscas conglomeráticas de la Formación Ranchogrande. Nótese la presencia de fragmentos líticos de riodacita y guijos de composición silíceo (Estación AP10ID28).	80
Figura 9-24. Diques de tres centímetros intruyen la Formación Ranchogrande. Afloramiento observado en un cauce de un arroyo que nace en la Serranía de Cosinas, en la Ranchería Wawariou. Su orientación es 165/88E (Estación AP10IIA016).	80
Figura 9-25. Aspecto general de los diques que atraviesan las riolitas. Se clasifican como andesitas (Estación PCPR09).	81
Figura 9-26. Diagrama rosa de las tendencias espaciales de los diques.	81

Figura 9-27. Roca hialocristalina porfídica con fenocristales de cuarzo, sanidina alterada y plagioclasa (oligoclasa) maclada. (Estación PAR 195 A, Flanco sur del Cerro Apiash).	84
Figura 9-28. Diagrama rosa con las tendencias de orientación de los diques y diaclasas que se presentan en la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta.	86
Figura 9-29. Aspecto general del vetilleo de cuarzo en el arroyo Apiash, estación AP10IIA006. La tendencia del vetilleo es 206/69.	87
Figura 9-30. Afloramiento donde se aprecia venilla de cuarzo con barita contenida dentro de dique de 40 cm de espesor, de composición andesítica, de espesor milimétrico Tendencia: 222/61 (Estación AP10IIA07).	87
Figura 9-31. Antigua explotación de barita en vetas de 30 a 60 cm de espesor con tendencia 282/69 (Estación AP10IIA10).	88
Figura 9-32. Vena de Barita en arroyo del flanco sur de la serranía de Cosinas. Su espesor varía entre 10 y 30 cm. Tendencia 242/71 (Estación AP10IIA11).	88
Figura 9-33. Venillas de cuarzo desarrolladas en planos de debilidad de la Granodiorita de Ipapure en el punto de control PCPR053, base del cerro Parrari. En el tope del mismo aflora la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta. Estas se asocian con diques de tendencia 320/85 (Estación PR10IIC010).	89
Figura 10-1. Diagrama TAS de Le Bas <i>et al.</i> , 1986 (en base anhidra). Se grafican las muestras en el campo de las riolitas, dacitas y andesitas, en la serie Subalcalina – Toleítica.	96
Figura 10-2. Diagrama R1 – R2 de De la Roche <i>et al.</i> , (1980) en el que una muestra se ubica en el campo de las riolitas. El resto se ubican en el campo de las riodacitas.	96
Figura 10-3. Gráfica SiO ₂ versus K ₂ O (en base anhidra) recomendada para clasificación de rocas volcánicas Cretácicas (Peccherillo & Taylor, 1976).	97
Figura 10-4. Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971). Todas las muestras de la unidad pertenecen a la serie calcoalcalina.	97
Figura 10-5. Clasificación Shand (1943) de las muestras de la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta en la que se aprecia una fuerte tendencia peraluminosa de la unidad.	98
Figura 10-6. Variación de los elementos mayores respecto al contenido de SiO ₂ (en base anhidra).	99
Figura 10-7. Diagrama de variación LOI versus SiO ₂ . Se insinúa una correlación positiva entre las muestras.	100
Figura 10-8. Diagrama de variación LOI versus Fe ₂ O ₃ . Se insinúa una correlación positiva entre estos dos elementos.	100
Figura 10-9. Diagramas de variación Harker de elementos traza (en ppm) respecto a SiO ₂ (porcentaje en peso, en base anhidra) de la Riodacita Ipapure – Cerro La Teta... ..	102
Figura 10-10. Aracnograma de elementos traza de la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta normalizado a corteza promedio (Taylor & McLennan, 1985).	103
Figura 10-11. Aracnograma de Tierras Raras de la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta normalizado a condrito (Valores de Thompson, 1982).	104

Figura 10-12. Aracnograma de Tierras Raras de la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta normalizado a condrito (Valores de Nakamura 1974).....	106
Figura 11-1. Isócrona Rb/Sr de la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta.....	110
Figura 11-2. Ubicación de las estaciones de muestreo de MacDonald & Opdyke (1972) respecto a la delimitación de unidades propuesta en este estudio.....	111
Figura 11-3. Proporciones de Sr y Nd de la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta respecto a los principales reservorios geoquímicos. La composición isotópica de la mayoría de la Tierra cae en la intersección de la línea horizontal $\epsilon_{Nd} = 0$ y la línea vertical segmentada en $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.705$ (Se dibuja la línea segmentada porque la proporción $^{87}Sr/^{86}Sr$ de la mayoría de la Tierra es un tanto incierta). Las flechas con los etiquetas “Enriquecido” y “Empobrecido” discriminan las proporciones de elementos incompatibles en los reservorios.....	113
Figura 12-1. Diagramas divariados K/Rb, Rb/Zr y Ba/Nb respecto a SiO_2 (Chazot & Bertrand, 1995)	117
Figura 12-2. Diagrama divariado entre Nb/Y respecto a Rb/Y (Chazot & Bertrand 1995) para diferenciar entre cristalización fraccionada y contaminación cortical.	118
Figura 12-3. Diagrama divariado Th/Nb respecto a Zr para evaluar el predominio de la Cristalización fraccionada en la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta (Modificado de El-Bialy, 2009).	119
Figura 12-4. Gráfica que relaciona $^{87}Sr/^{86}Sr$ respecto a Rb/Sr. Las líneas negras gruesas representan tendencias evolutivas del magma. La tendencia recta entre un magma inicial y la roca caja es generada por procesos de asimilación pura. Las modificaciones en la pendiente se asocian con controles en los parámetros físicos. La relación entre pendiente y edad es ilustrada por las líneas verdes (Modificado de DePaolo, 1981).	121
Figura 12-5. Gráfica $^{87}Sr/^{86}Sr$ respecto a la concentración de Sr como traza. Las líneas negras gruesas registran tendencias evolutivas del magma modificada por diferentes valores de D_{Sr} . Las líneas punteadas corresponden a trayectorias teóricas controladas por diferentes tasas de magma asimilado respecto a magma inicial (M_a/M_m) Modificado de DePaolo (1981).	122
Figura 12-6. Gráfica $^{87}Sr/^{86}Sr$ respecto a la concentración de Sr como traza. Las líneas negras gruesas significan tendencias evolutivas del magma modificada por diferentes valores de D_{Sr} . Las líneas punteadas corresponden a trayectorias teóricas controladas por diferentes tasas de masa de magma final respecto a masa de magma inicial (M_m/M_{om}) Modificado de DePaolo (1981).....	123
Figura 12-7. Diagrama de discriminación Nb respecto SiO_2 que ilustra el ambiente tectónico de la riodacita de Ipapure – Cerro La Teta. Se plotean mezclas entre la interfase de los campos y los magmas de Arco Volcánico. El diagrama es de Pearce & Gale (1977).....	126
Figura 12-8. Diagrama de discriminación TiO_2 respecto Zr que ilustra el ambiente tectónico de la riodacita de Ipapure – Cerro La Teta. (Puntos rojos) comparado con las riolitas de Kid-Malhak DokHan (El-Bialy 2009). La riodacita se plotea en el campo de las lavas de arco. El diagrama es de Pearce (1982).	127
Figura 12-9. Diagrama de discriminación TiO_2 respecto Zr que ilustra el ambiente tectónico de la riodacita de Ipapure – Cerro La Teta (Triángulos violeta). La unidad se	

plotea en el campo de los granitos de Arco + sincolisionales. El diagrama es de Pearce *et al.* (1984). WPG: Granitoides intraplaca. ORG: Granitoides de Ridge Oceánico. VAG: Granitoides de Arco Volcánico. SynColG: Granitoides sincolisionales..... 128

Figura 12-10. Diagramas de discriminación geotectónica de Batchelor & Bowden (1985). 128

Figura 12-11. Diagrama de discriminación que ilustra el ambiente tectónico de la riodacita de Ipapure – Cerro La Teta (Triángulos violeta). Los elementos relacionados son Th – Ta – Yb - Hf La unidad se plotea tanto en el campo ACM: Margen continental activa como en el WPVZ: Zona Volcánica Intraplaca. La siglas restantes significan: WPB: Basaltos Intraplaca. MORB: Basaltos de Ridge Meso oceánico. El diagrama es de Shandl & Gorton, 2002..... 129

Figura 12-12. Reconstrucción desde el Caloviano hasta el Berriasiano de la apertura de la placa Caribe. La corteza oceánica se forma en el Golfo de México, la Cuenca Yucatán y el área del Caribe, relacionando el Atlántico y el Pacífico. La corteza continental se extiende a lo largo de la costa norte de Suramérica y en la costa del Golfo Florida – Bahamas y la costa oriental de Norteamérica. Para esta época no se reporta la existencia de un arco volcánico (Tomado de James, 2004)..... 134

Figura 12-13. Contexto geodinámico de la esquina noroccidental de la placa suramericana y la que actualmente se conoce como placa Caribe. La línea azul delimita la ubicación en ese contexto de las rocas que en este momento conforman la Alta Guajira. Nótese la cercanía con el Gran Arco del Caribe (modificado de Kennan & Pindell, 2009). 136

Figura 12-14. Modelo conceptual de Bayona *et al.*, (2006) para la esquina noroccidental de la placa Suramericana que ilustra el desplazamiento hacia el norte de los terrenos en una margen de subducción oblicua. 138

Lista de tablas

	Pág.
Tabla 4-1. Coordenadas de las Planchas IGAC que contienen la zona de estudio.	25
Tabla 4-2. Datos relacionados con temperaturas medias en °C, máxima absoluta en °C, mínima absoluta en °C, humedad relativa media en %, brillo solar en horas y evaporación en mm, registrados por la estación meteorológica del IDEAM, localizada en el municipio de Riohacha, Guajira. (Tomado de la página electrónica del IDEAM).....	28
Tabla 8-1. Compilación de las principales características del Sistema de fallas N-NE (Modificado de Zuluaga <i>et al.</i> , 2009).....	47
Tabla 8-2. Compilación de las principales características del Sistema de fallas NW-SE (Modificado de Zuluaga <i>et al.</i> , 2009).....	48
Tabla 8-3. Compilación de las principales características del Sistema de fallas E-W (Modificado de Zuluaga <i>et al.</i> , 2009).....	49
Tabla 9-1. Listado de las localidades visitadas en este estudio.	52
Tabla 9-2. Compilación de los resultados de los análisis petrográficos de las andesitas.58	58
Tabla 9-3. Compilación de los resultados de los análisis petrográficos de las dacitas. ...	64
Tabla 9-4. Compilación de los resultados de los análisis petrográficos de las riolitas.	70
Tabla 9-5. Compilación de los resultados de los análisis petrográficos de las tobas.	75
Tabla 9-6. Compilación de los resultados de los análisis petrográficos de las muestras tomadas a los diques.	78
Tabla 9-7. Compilación de los resultados de los análisis petrográficos realizados a las muestras tomadas en los enclaves.	82
Tabla 9-8. Resumen de los datos estructurales tomados en la riodacita.	85
Tabla 10-1. Resultados de los análisis geoquímicos de la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta.	94
Tabla 10-2. Normalización de los elementos de Tierras Raras de la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta respecto a los valores de Nakamura (1974).	105
Tabla 11-1. Resultados de los análisis Rb-Sr de la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta.	109
Tabla 11-2. Estaciones de muestreo de MacDonald & Opdyke (1972).....	110
Tabla 11-3. Resultados Sm-Nd de la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta.	112

Introducción

Los estudios específicos que se han realizado sobre la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta han sido escasos hasta el momento, pero han alcanzado diferentes niveles de profundidad en el conocimiento de la unidad. Esta unidad se piensa como de edad Berriasiano con base en una datación de 143 ± 7 Ma (K-Ar en roca total. MacDonald & Opdyke, 1972; 1984). Es difícil relacionar esta edad con posibles ambientes tectónicos de *rift* continental o de posibles cuencas de retroarco debido a que se desconoce el ambiente tectónico específico para estas rocas (Muñoz *et al.*, 2005; Pindell & Tabutt, 1995; Ostos *et al.*, 2005; Kerr & Tarney, 2005; Kerr *et al.*, 2003; Escuder Viruete *et al.*, 2006; 2007; 2008; Jolly *et al.*, 2008). Además se presentan hipótesis con diferentes vectores de desplazamiento de la esquina Noroccidental de la placa Suramericana respecto al sector Sur de la placa Caribe (Pindell & Kennan L2009; MacDonald & Opdyke, 1972; James, 2006).

Parte del problema radica en las interpretaciones de las modificaciones sufridas durante el enfriamiento del magma que dio origen a la unidad y su posible ambiente tectónico, las cuales han sido vagamente referidas en trabajos de orden regional (Radelli, 1962; Rodríguez & Londoño 2002; Muñoz *et al.*, 2005) sin ningún soporte geoquímico e isotópico.

El desarrollo de este proyecto pretende incluir la redefinición y redelimitación de esta unidad, a partir de observaciones detalladas en campo, muestreo sistemático e intensivo de rocas, análisis petrográficos de secciones delgadas y análisis químicos e isotópicos, con el fin de proponer nuevas ideas que aporten al conocimiento de las relaciones espaciales y genéticas de la riodacita y sus rocas encajantes.

Es necesario aclarar que los aspectos geocronológicos de las rocas requeridos para el estudio, al igual que estudios de casos en el Caribe, son tomados de la bibliografía

existente (Cardona *et al.*, 2006; MacDonald & Opdyke, 1972; 1984; Kerr, 2003; 2005) con el fin de tener un marco amplio de discusión de los elementos geocronológicos, paleogeográficos e hipótesis de la formación y evolución de la placa Caribe y algunos bloques del extremo norte del basamento andino. (Meschede & Frisch, 1998; Pindell *et al.*, 2005; Ostos *et al.*, 2005; Escuder Viruete *et al.*, 2006, 2007; 2008, Jolly *et al.*, 2008; Cordani *et al.*, 2005; Cediél *et al.*, 2003; Kerr & Tarney 2005; Kerr *et al.*, 1996; Restrepo-Pace, *et al.*, 1997).

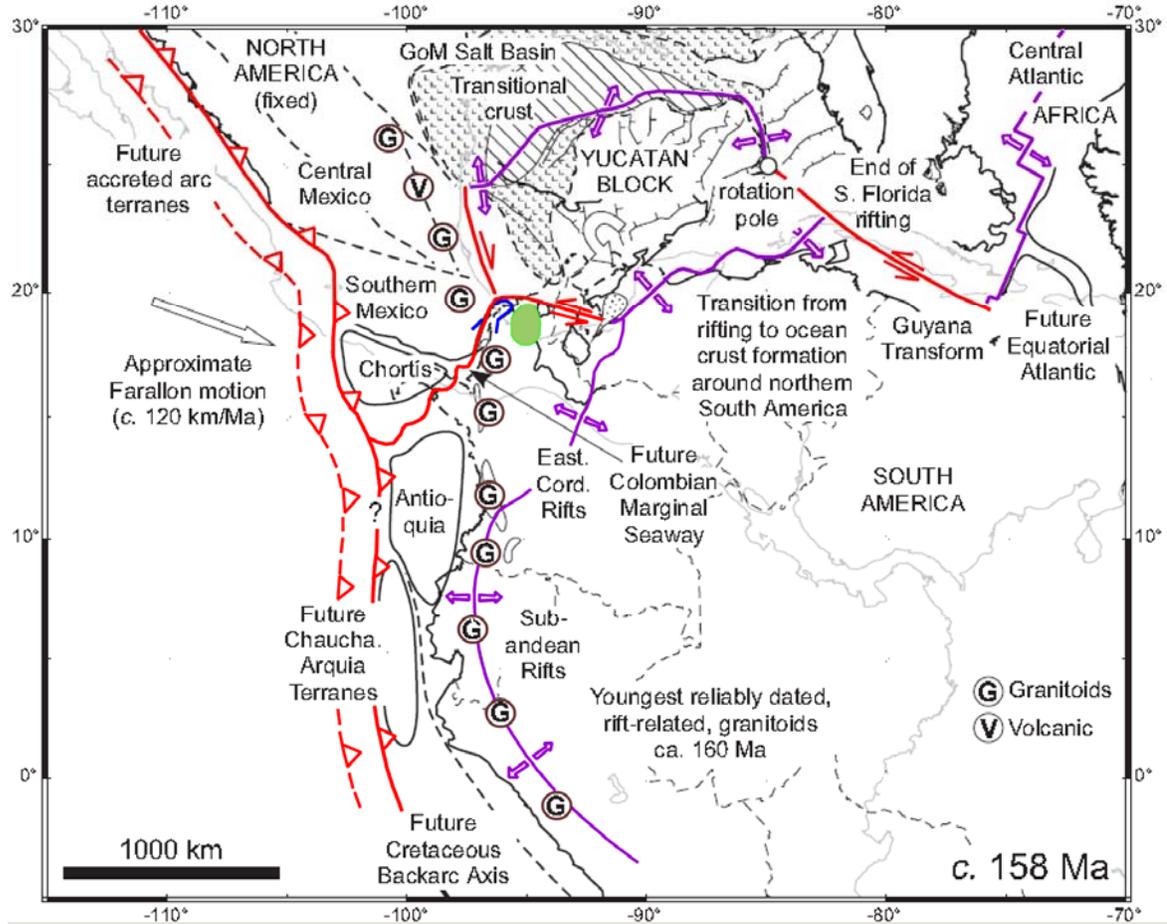
1. Problema de investigación

A partir de los trabajos publicados surgen una serie de ideas que merecen ser objeto de estudio y discusión. En primera medida, se aprecia que la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta ha sido considerada durante décadas de varias maneras: como un conjunto de unidades volcánicas efusivas (Radelli, 1960; 1962; Rodríguez & Londoño, 2002) o como dos unidades diferentes cuyas edades serían Jurásico para las rocas del Cerro La Teta y Cretácico para las Vulcanitas de Ipapure (Irving, 1972). Es decir aún no existe una clara delimitación de la riodacita y no se cuenta con datos confiables de la edad de esta, puesto que la única datación reportada se realizó en un solo cuerpo de la unidad (MacDonald & Opdyke, 1972) y no se tiene información de la riodacita aflorante en el Cerro La Teta.

De igual manera se aprecia que a pesar de que existe información petrográfica de la unidad, la información geoquímica es escasa y no existe información isotópica, por lo que cualquier tipo de propuesta respecto al ambiente tectónico o contexto geodinámico local, hasta el momento, tiene poco fundamento científico.

Las interpretaciones regionales de evolución de la placa Caribe presentan diferentes apreciaciones respecto a la posición de la Alta Guajira en el Jurásico Superior - Cretácico Inferior. Los modelos de Malfait & Dinkelman (1972); Iturralde-Vinent & Gahagan (2002); Meschede & Frisch (1998); Pindell & Kennan (2001; 2009) Pindell *et al.*, (2005; 2006); Kennan & Pindell (2009); y Ostos *et al.*, (2005) ubican a La Guajira 20° más hacia el occidente de su posición actual, dentro de un terreno continental no deformado asociado con la apertura del Océano Atlántico (**Figura 1-1**).

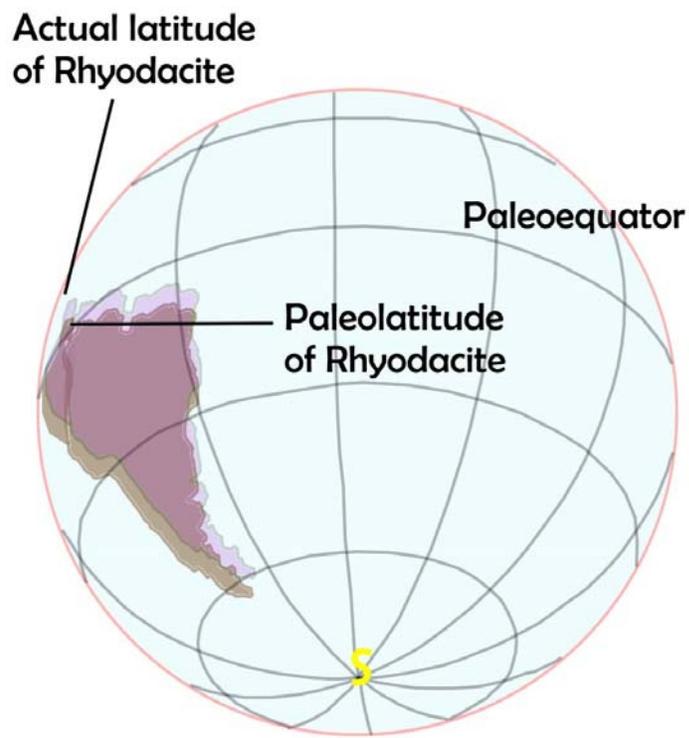
Figura 1-1. Imagen tomada de Pindell & Kennan (2009) en la que se ubica el terreno que actualmente es la península de La Guajira aproximadamente 20° al Occidente de su posición actual (Línea azul).



Esto se contrapone con la interpretación que hacen MacDonald & Opdyke (1972; 1984) en la que el terreno que actualmente corresponde a la Alta Guajira se encontraba cerca al Ecuador terrestre migrando en dirección Sur - Norte. (Figura 1-2).

Kerr *et al.*, (2003) y Kerr & Tarney (2005) enseñan numerosos diagramas de discriminación tectónica para las rocas basálticas del Caribe y de la Cordillera Occidental Colombiana con el fin de establecer el papel que juega una meseta oceánica en la formación de la placa Caribe, pero solo menciona tangencialmente las rocas que actualmente conforman la península de La Guajira.

Figura 1-2. Interpretación esquemática en la que se presenta el movimiento Sur – Norte de todo el continente Suramericano.



Es necesario tener en cuenta que además de cambios en las constantes de decaimiento isotópico para el establecimiento de las edades radiométricas, los límites de detección de los equipos cada día son más precisos, por lo que es válido pensar que los datos de MacDonald & Opdyke (1972; 1984) actualmente pueden ser revaluados o controvertidos con técnicas o mediciones con equipos actuales.

De todo lo anterior se concluye que:

- Aun no se conoce claramente la delimitación de la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta
- Se tiene una datación de esta unidad y datos de paleomagnetismo, pero actualmente no son datos confiables.

- Existen propuestas de contexto geodinámico a escala muy regional que no ofrecen claridad en el ambiente de formación de las rocas ígneas efusivas del Jurásico Superior (?) Cretácico Inferior.
- Existe poca información geoquímica e isotópica de la riodacita.
- Actualmente hay dos tesis contrapuestas sobre el movimiento del terreno que conforman las rocas premesozoicas de La Guajira: En sentido Oeste – Este o en sentido Sur – Norte.
- Se desconoce el contexto geológico local en el que se formó la Riodacita Ipapure – Cerro La Teta y que tipo de basamento esta intruyendo y a que contexto pertenecía en el momento de la intrusión.

El nivel de desconocimiento de la “Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta” no permite una mejor comprensión de la historia geológica de la Alta Guajira y dificulta la formulación de modelos evolutivos regionales de la evolución en la interacción de la placa Caribe con la esquina Noroccidental de la placa Suramericana.

2. Objetivos

Los objetivos que se pretenden cumplir al finalizar esta investigación son:

2.1 General

Proponer un modelo de ambiente tectónico de la Riodacita Ipapure – Cerro La Teta, a partir de estudios petrográficos y geoquímicos con miras a establecer su ambiente geodinámico entre el Jurásico Tardío y el Cretácico Temprano.

2.2 Específicos

Describir petrográficamente la riodacita a partir de las muestras recolectadas en campo.

Caracterizar geoquímicamente los cuerpos a partir de análisis de elementos mayores y elementos de las tierras raras.

Ubicar la riodacita dentro de un ambiente geodinámico de formación a partir de los análisis anteriores (petrografía, geoquímica isotópica y geología de campo) con un enfoque hacia la reconstrucción de la evolución de la placa Suramericana.

Aportar elementos de juicio que permitan actualizar el modelo de evolución para las rocas ígneas de la península de La Guajira.

Determinar si la Riodacita de Ipapure y del Cerro La Teta corresponde a una sola unidad.

3. Justificación

La Alta Guajira colombiana es un área de gran importancia para la comprensión de la configuración del Caribe Suramericano. En ella se encuentran expuestas, en complejas relaciones tectónicas, una serie de rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias que pueden aportar información acerca de los diferentes ambientes tectónicos relacionados con la evolución tectónica de la Placa del Caribe y su interacción con la Placa Suramericana.

La necesidad de estudiar la Riodacita de Ipapure – Cerro la Teta radica en establecer cuál fue el contexto geodinámico en el Jurásico Superior – Cretácico Temprano que generó el magma que dio origen a la riodacita. Es en este sentido en el que este proyecto es valioso, puesto que la información aportada por éste refina el conocimiento de la evolución geológica de un terreno Colombiano que posee escasa información pero que es sensible puesto que el intervalo Jurásico – Cretácico es uno de los más complejos de entender ya que se ha propuesto que este terreno estuvo relacionado con una zona de *rifting* continental o de manera alternativa, como una zona de retroarco.

El conocimiento de los procesos tectónicos que han afectado estas rocas permite proponer modelos geológicos que permitan predecir y explicar la geometría o la naturaleza de las unidades que redundan en un valor agregado de la unidad en estudio, como es estimar el potencial económico que pueda tener la riodacita, es decir, como unidad potencialmente productora de recursos minerales y metálicos.

Tener un modelo de ambiente tectónico claro para este sector de la Alta Guajira beneficiará a la comunidad científica interesada en el estudio particular de la geología de la zona o a los científicos interesados en proponer modelos geodinámicos para este sector del planeta. En sentido económico, es un fundamento significativo para la

detección de yacimientos de minerales asociados con el emplazamiento y evolución de esta unidad litológica, como es el caso del cobre o la barita (Mercado, 1999).

La población beneficiada directamente con este estudio es la comunidad científica nacional e internacional puesto que serán los primeros interesados en emplear los resultados obtenidos. Asimismo, las compañías mineras interesadas en explotar potenciales recursos minerales de la unidad a estudiar. Específicamente, el departamento de Geociencias de la Universidad Nacional de Colombia, sede Bogotá, el INGEOMINAS y la Secretaria de Asuntos Indígenas de Uribe, La Guajira.

4. Localización y fisiografía

La zona de estudio se encuentra en el Departamento de La Guajira, en el municipio de Uribia, contenida en un polígono de 550 Kms² dentro de la gran región natural de la Alta Guajira. Está localizada en el extremo peninsular del departamento. Esta región es semidesértica, de escasa vegetación, con presencia de algunas serranías que no sobresalen de los 865 msnm como Macuira, Jarara, Simarúa, Carpintero, Cosinas y los Cerros Parashi y la Teta (IGAC, 2009).

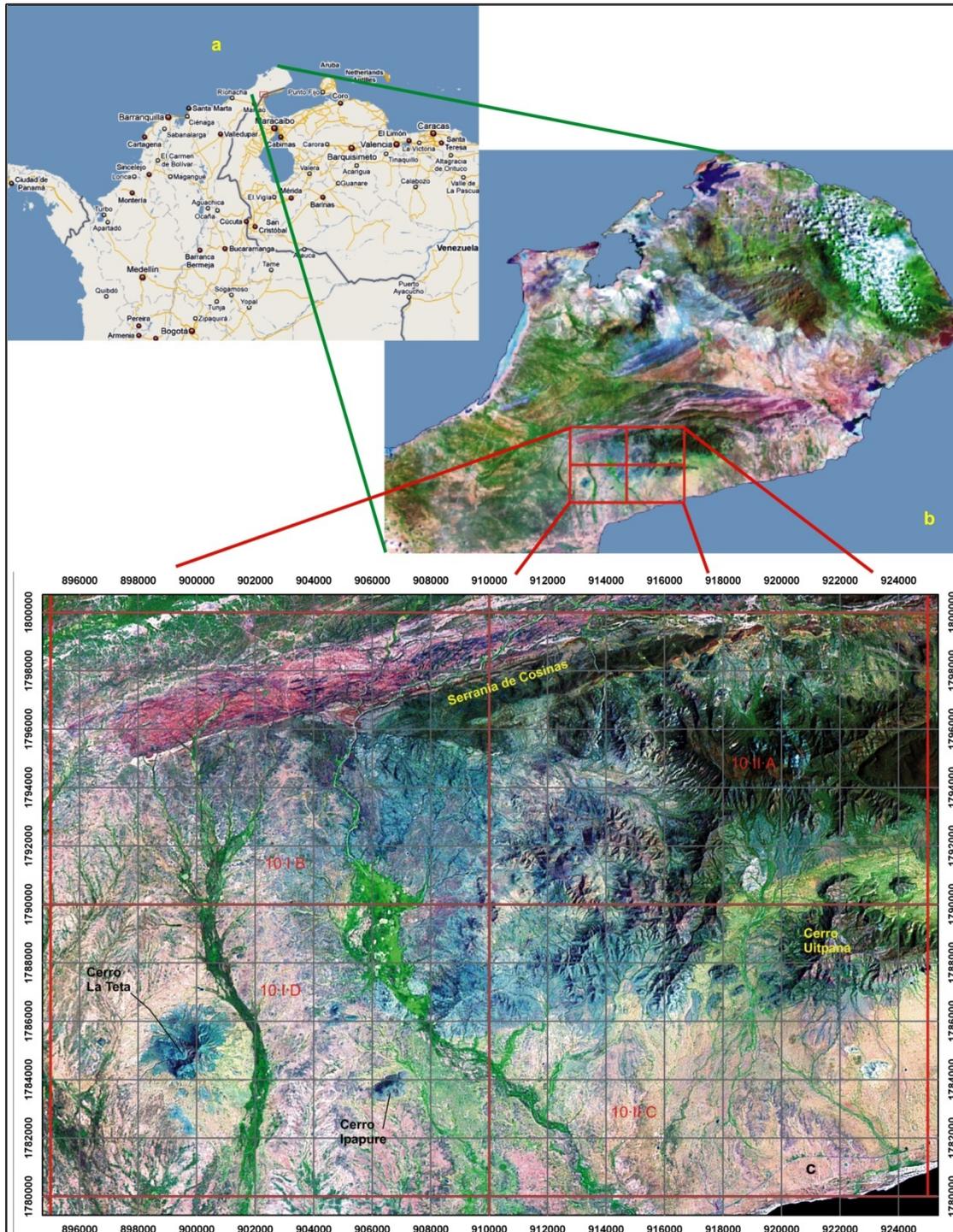
Cartográficamente se ubica en cuatro planchas IGAC cuyo Sistema de Proyección de Coordenadas corresponde a la Zona Este – Centro de Colombia (**Tabla 4-1**). Debe anotarse que no se cartografiaron completamente las planchas 10 – I – D y 10 – II – C debido a que el extremo SE pertenece a la República de Venezuela.

Tabla 4-1.Coordenadas de las Planchas IGAC que contienen la zona de estudio.

Plancha	X Mínimo	X Máximo	Y Mínimo	Y Máximo
10 – I - B	895000	910000	1790000	1800000
10 – I - D	895000	910000	1780000	1790000
10 – II - A	910000	925000	1790000	1800000
10 – II - C	910000	925000	1780000	1790000

Específicamente la Riodacita de Ipapure - Cerro La Teta aflora en el cerro La Teta, en remanentes en el cerro Warule, Maruayán, Parrari, Troncoso, La Isla, y en cerros menores al norte de la ranchería Ipapure, a pocos kilómetros al norte de la frontera colombo – venezolana, en el flanco sur de la Serranía de Cosinas (**Figura 4-1**).

Figura 4-1. Localización de la zona de estudio. a. Esquina noroccidental de Suramérica. b. Los cuadros rojos corresponden a las planchas a escala 1:25000 (IGAC) que delimitan la zona de estudio dentro de la Alta Guajira. c. Detalle del relieve contenido dentro de las planchas 1:25000 que demarcan la zona de estudio.



Estos cerros son de bases relativamente reducidas y de formas semicirculares. Presenta cimas puntiagudas o redondeadas, con pendientes altas y laderas rugosas de coloraciones diversas que cambian desde blanquecinas hasta rojizas o violáceas.

4.1 Vías de acceso

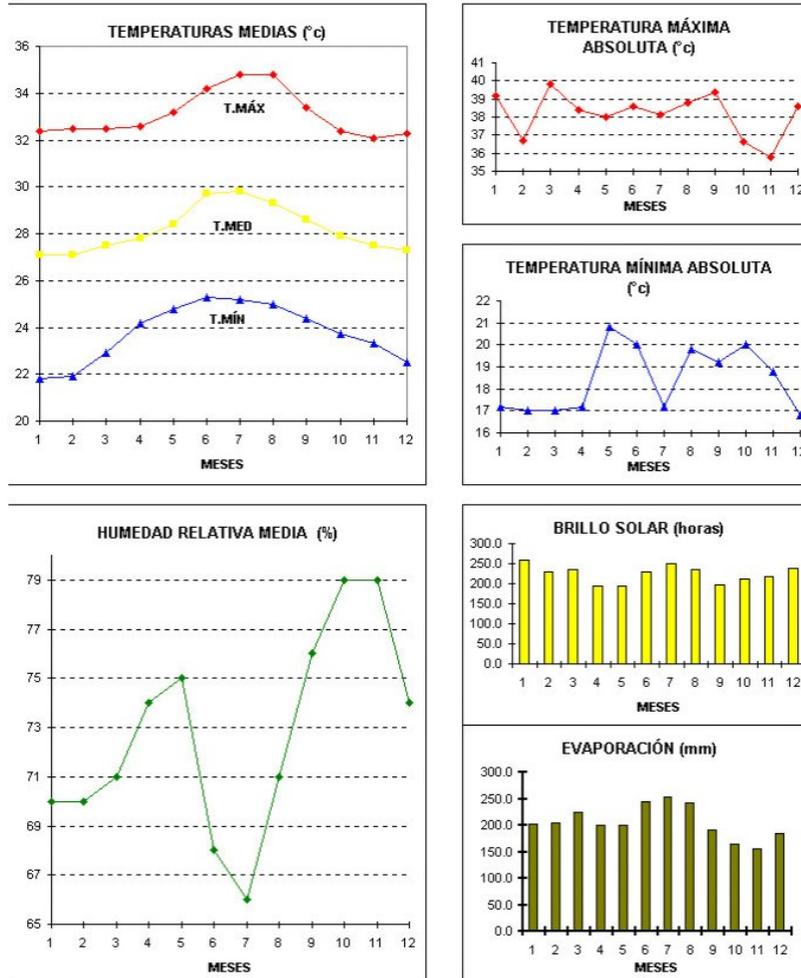
El Departamento de La Guajira se conecta con el interior del país por vía terrestre mediante la Troncal del Caribe que une al municipio de Santa Marta con Riohacha y Maicao. También está la Troncal Oriental que comunica a los municipios de Riohacha y Maicao con Valledupar (IGAC, 2009). En la Alta Guajira existen una serie de carreteables y caminos de herradura que sólo son transitables en épocas de verano los cuales comunican entre sí gran parte de las rancherías, el casco urbano de Uribia y toda la franja costera (IGAC, 2009).

La Península de La Guajira pertenece a la zona seca del Caribe o a la denominada “Provincia Biogeográfica Cinturón Árido Pericaribeño”, con temperatura promedio de 27° C lo que hace de esta, una región árida, seca y de altas temperaturas. Estas condiciones son modificadas un poco por la brisa marina y los vientos alisios del NE que soplan durante la mayor parte del año (IGAC, 2009).

Su clima se caracteriza por la presencia de vientos persistentes del Noroeste y una baja pluviosidad. En las tierras más bajas las temperaturas son altas, pero hay algunas lluvias entre abril y mayo (primavera) y entre septiembre y noviembre (invierno) cuando la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) se desplaza hacia el Norte, según el IGAC (2009). La Alta Guajira recibe una Radiación Solar de más de 5,5 Kwh/m² y la lluvia media anual es de menos de 500 mm anuales (Círculo de Lectores, 2004).

De acuerdo con los datos y gráficos obtenidos en la página electrónica del Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales de Colombia (IDEAM, 2008;) para la estación meteorológica del IDEAM localizada en el municipio de Riohacha (Guajira) se observa que los meses del año con mayor probabilidad de lluvias son abril, mayo, septiembre, octubre y noviembre (**Tabla 4-2**).

Tabla 4-2. Datos relacionados con temperaturas medias en °C, máxima absoluta en °C, mínima absoluta en °C, humedad relativa media en %, brillo solar en horas y evaporación en mm, registrados por la estación meteorológica del IDEAM, localizada en el municipio de Riohacha, Guajira. (Tomado de la página electrónica del IDEAM).



4.2 Vegetación

La vegetación natural potencial de la Alta Guajira corresponde a cardonales y dunas con bosques espinosos. Los cardonales son de climas semiáridos (menos de 250 mm de lluvia anual), dominados por cardones “cactáceas” y algunos arbustos espinosos con poca cobertura sobre el suelo. Esta vegetación de plantas herbáceas con algunos arbustos y cactáceas pequeñas se encuentra cerca al litoral, característicamente sobre o entre las dunas del sustrato arenoso (Círculo de Lectores, 2004).

4.3 Fauna

Se han reportado más de 140 especies de aves como la Guacharaca, Cucarachero, Azulejo, entre otros. Además se encuentran mamíferos y reptiles como conejo, mapurito, oso hormiguero, zorro perro, venado, zaino, iguanas, sapos, ranas, culebras, reptiles, anfibios e insectos (Parques Nacionales Naturales de Colombia, 2006).

4.4 Población

La mayor parte de la población la constituyen los indígenas Wuayuú quienes habitan principalmente el sector Norte de la península, conservando aún sus antiguas costumbres y su propio dialecto. Los Wuayuú ocupan el territorio de manera dispersa y se agrupan por familias y castas.

5. Metodología de trabajo

El plan general seguido en este trabajo es el habitual de cualquier investigación en geología, el cual consta de una fase de oficina pre campo, fase de campo fase de laboratorio, fase de interpretación de datos y compilación del informe final.

5.1 Fase pre-campo

El proyecto inicia con la compilación, revisión y análisis de la información disponible, de manera impresa o digital referente a las rocas ígneas de la Alta Guajira y la formación y evolución de la placa Caribe. Esta información fue sistematizada para su posterior manejo o consulta en una base de datos en formato .xls en la que se registran elementos como Año, Autor, Título, Tipo de documento, Ubicación física/virtual, Descriptor temático, Valoración y Área cubierta.

A partir de la compilación de información se obtuvo un marco geotectónico generalizado del área, con el fin de discriminar elementos de la unidad que requirieron mayor cubrimiento por ausencia de información o por su complejidad geológica.

Paralelo a la compilación de la información se desarrolló la interpretación de sensores remotos, haciendo énfasis en imágenes satelitales previamente realizadas por personal experto perteneciente al proyecto “Cartografía e Historia Geológica de la Alta Guajira, Implicaciones en la Búsqueda de Recursos Minerales”, del cual se deriva este trabajo.

Este proceso consistió en descargar las imágenes del portal de Internet de la Universidad de Maryland en el cual están disponibles en formato BSQ, TM, ETM+ en tamaños que generalmente son de 150 X 150 km. En el software Erdas® se analizaron espectral y espacialmente con el fin de resaltar el contraste entre elementos claves y mejorar la

definición de los píxeles para que este sea de un tamaño adecuado y obtener la mejor resolución posible de la imagen.

Posterior al proceso de realce se realizó la digitalización en Arc Gis 9.2® de los diferentes elementos morfológicos realzados en la imagen. El resultado de esta fase es un mapa geomorfológico de la zona de estudio que además de tener aplicaciones geológicas, también sirve para planificación de recorridos de campo.

5.2 Fase de campo

A partir de los resultados de la fase anterior se definieron los recorridos a seguir en la zona de estudio. Estos se desarrollaron en dos salidas de 22 y 18 días. En la segunda salida, el director del proyecto recorrió la zona de estudio por cinco días con el fin de verificar los avances y resolver dudas por parte del estudiante. En estas salidas se realizó la comprobación de campo o de cartografía geológica, teniendo en cuenta:

- Levantamiento geológico – estructural: Se realizó a escala 1:25000 mediante transectas con estaciones y puntos de control cada 500 – 800 m a lo largo de los principales arroyos y caminos del área de estudio. Su localización se realizó con un equipo GPS calibrado al sistema de coordenadas de origen Colombia Este Central, proyección Transverse Mercator con Elipsoide Internacional 1909 con Datum Bogotá. Esto con el fin de determinar las características de los contactos litológicos entre las diferentes unidades aflorantes, cambios de facies ígneas dentro de la riodacita y posibles estructuras tanto de origen magmático como de origen tectónico.
- Muestreo sistemático: Se colectaron especímenes de roca haciendo énfasis en los remanentes donde aflora la Riodacita de Ipapure - Cerro La Teta. La distancia entre los sitios de recolección de las muestras dependió de la abundancia y distribución de los afloramientos, del estado de alteración de la roca y de los cambios en la mineralogía y la fábrica de los macizos rocosos. El muestreo de roca se realizó siguiendo la metodología propuesta por Passchier & Trouw (1996) para la extracción de muestras orientadas, según la presencia o no de estructuras

tectónicas y/o magmáticas relevantes (lineaciones minerales, foliaciones magmáticas o tectónicas y enclaves orientados), con un tamaño de la muestra no inferior al del puño de la mano. Todos los datos de rumbo y buzamiento fueron tomados en concordancia con el azimut de buzamiento para facilidad en el momento de alimentar el software graficador de los datos estructurales.

5.3 Fase post-campo

Una vez ejecutado el levantamiento geológico – estructural, se procedió a realizar el análisis petrográfico de los ejemplares de roca colectados, teniendo en consideración la definición de la composición mineralógica principal y estimación visual de porcentajes a partir de los diagramas de clasificación macroscópica con base en el doble triángulo QAPF recomendado por la IUGS (Shelley, 1993) para la clasificación provisional de campo.

Se analizaron 85 secciones delgadas en las que se definieron características microscópicas y texturales a partir de conteo mineralógico cada milímetro teniendo un promedio de 300 puntos por cada sección delgada. Se tomaron microfotografías de los rasgos característicos (tanto mineralógicos como texturales) de las secciones delgadas analizadas. Estas fueron tomadas en un microscopio de luz transmitida Olympus BX50 en el laboratorio de petrografía del Departamento de Geociencias de la sede Bogotá de la Universidad Nacional de Colombia, con objetivos de 4x, 10x y 20x tanto en luz plana polarizada como en polarizadores cruzados.

Los análisis químicos de elementos mayores y trazas se realizaron para 22 muestras de roca, sin meteorización significativa, con análisis petrográficos previos y representatividad de cada uno de los tipos de rocas de la unidad. Estos se realizaron en el laboratorio ACME Laboratorios, en Vancouver, Canadá mediante Espectrometría de Emisión de Plasma (Óxidos Mayores) y de Masas (Elementos Traza). Los resultados obtenidos arrojaron información de: SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, TiO₂, P₂O₅, MnO, Cr₂O₃, Ni, Sc, Ba, Be, Co, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, V, W, Zr, Y, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Mo, Cu, Pb, Zn, Ni, As, Cd, Sb, Bi, Ag, Au,

Hg, Tl, Se. Algunas precisiones respecto a la metodología de los análisis geoquímicos se amplían en el capítulo 10.

Una vez se obtuvieron los resultados de tierras raras, se seleccionaron dos muestras sin meteorización significativa, con análisis petrográficos y químicos previos que se enviaron al laboratorio de Pesquisas Geocronológicas de la Universidad de Sao Paulo, Brasil, con el fin de hacerles análisis isotópicos Sm/Nd y Rb/Sr en roca total. Estos análisis son posteriores a los resultados de tierras raras porque el laboratorio de Pesquisas solicita las cantidades en ppm de Sm, Nd, Rb y Sr de cada una de las muestras a analizar para iniciar los análisis isotópicos. En el capítulo 11 se amplían algunos elementos referente

La interpretación de los análisis químicos se realizó mediante la clasificación química de las rocas mediante la elaboración de diagramas SiO_2 - FeOt/MgO (Miyashiro, 1974), SiO_2 – K_2O (Peccerillo & Taylor, 1976) TAS (*Total Alkali Silica*, Le Bas *et al.*, 1986; Cox *et al.*, 1979; Middlemost, 1994) diagramas binarios de discriminación tipo Harker con Abscisa SiO_2 o MgO con el fin de descartar posibles alteraciones en los resultados por efectos de la meteorización (Vasconcelos *et al.*, 2001) y LOI < 3.5 (Morata & Aguirre, 2003). Los aracnogramas se normalizaron a Condrito, N-Morb y E-Morb, manto primitivo o OIB (Sun & MacDonough, 1989) con el fin de comparar en cual diagrama se realizan interpretaciones más satisfactorias. En la interpretación del ambiente geotectónico se utilizaron los diagramas de Pearce *et al.*, (1984) para granitoides. Los datos de Sm/Nd y Rb/Sr se interpretaron a partir de las relaciones $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ con lo que se obtuvieron una isócrona, T_{Dm} y ϵ_{Nd} .

6. Antecedentes bibliográficos

Rollins (1960) desarrolló un trabajo detallado y extenso en la Península de La Guajira. Propuso localidades tipo y realizó secciones estratigráficas detalladas de las rocas aflorantes en el área, con especial énfasis en las unidades del Triásico-Jurásico (?) hasta el Terciario. Hizo referencia al basamento de la cuenca como rocas ígneo-metamórficas de diversas edades, anteriores a la Formación La Quinta. Entre las litologías predominantes describió granitos, esquistos, neises, cuarcitas y en menor cantidad mármoles. Dentro del sistema Triásico-Jurásico (?) incluyó la Formación La Quinta, termino creado en Venezuela por Kündig (1938) y la Formación Cojoro, acuñado por Renz (1960) como Grupo Cojoro. Igualmente, Rollins (1960) asoció el sistema Jurásico con las Formaciones Cheterló, Cajú, Pachepa y Jipi, y las agrupó como el Grupo Cocinas.

Radelli (1962) trabajó de manera detallada la petrografía y génesis de las rocas cristalinas aflorantes en la Alta Guajira, en especial las que denominó "rocas granitizadas" (migmatitas) y sus relaciones con las rocas intrusivas. Las rocas sedimentarias fueron mencionadas con base en el trabajo de Bürgl (1960) para determinar relaciones temporales con los eventos magmáticos que se desarrollaron en la zona de trabajo. Este autor propuso la Serie Macuira que posteriormente renombró como Grupo Macuira que fue sumado a la Serie Jarara. Así mismo propuso el término Plutón de Parashi para las rocas cuarzdioríticas y granodioríticas que afloran en el valle de Parashi.

Irving (1971) retomó los trabajos de diversos autores (MacDonald, 1964; Lockwood, 1965; Álvarez, 1967) para hacer la reconstrucción geológica y estructural de la evolución de los Andes desde el Paleozoico hasta la actualidad, incluyendo el escudo Guayanés. Mencionó de manera general los principales estilos estructurales que se encuentran en la Península de La Guajira.

Ortiz *et al.* (1993) elaboraron un modelo de evolución tectónica para el extremo oriental de la falla de Oca en el Departamento de La Guajira. Estos autores propusieron en su modelo tectónico que la falla de Oca inició un movimiento de rumbo dextral a partir del Terciario Temprano, debido a la interacción de las placas Caribe y Suramericana. Durante el Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano se produjo una fragmentación, rotación y traslación de varios bloques tectónicos, originando la mayoría de las subcuencas de la Alta Guajira. En la actualidad la falla de Oca tiene movimientos verticales asociados a una compresión S-SE la cual genera fallas de tipo inverso paralelas a la falla principal.

Mercado (1999) en el Mapa Geológico del Departamento de La Guajira a escala 1:250000 hizo una recopilación de los trabajos realizados en la década de los sesenta, donde se listaron las unidades aflorantes en el área de La Guajira, con descripciones litológicas, límites, espesor, correlación y localidad tipo. Por ultimo realizó una breve discusión acerca del potencial minero de la zona y la reconstrucción geológica donde retomó lo expuesto por Irving (1971) para La Guajira y Tschanz *et al.*, (1969 a; b) para la Sierra Nevada de Santa Marta.

Rodríguez & Londoño (2002) en la Segunda Versión del Mapa geológico del Departamento de La Guajira a Escala 1:250000 retomaron lo hecho por Mercado (1999) y lo ampliaron, complementando las descripciones litológicas de cada unidad aflorante en la península de La Guajira, Sierra Nevada de Santa Marta y Serranía de Perijá. Presentaron las columnas estratigráficas levantadas por Rollins (1960) en Macuira, Jarara y Simarúa y ampliaron de manera significativa la geología estructural, reseñando de manera detallada la información de MacDonald (1964) y Lockwood (1965).

Muñoz *et al.*, (2005) hacen referencia al Stock de Parashi y sus diques asociados. Este cuerpo intrusivo aflora al Norte de la Serranía de Jarara, en el valle de Parashi. El cuerpo se encuentra limitado por las rocas metasedimentarias de la Formación Etpana y rocas ultramáficas asociadas, que han sido afectadas térmicamente por la intrusión del stock. La composición del cuerpo varía de cuarzdiorita a granodiorita, mientras que los diques de carácter porfídico tienen una composición principalmente dacítica. De acuerdo a estos autores, en las zonas de borde del stock de Parashi es posible observar la aureola de contacto, caracterizada por rocas bandeadas de serpentina (por metasomatismo).

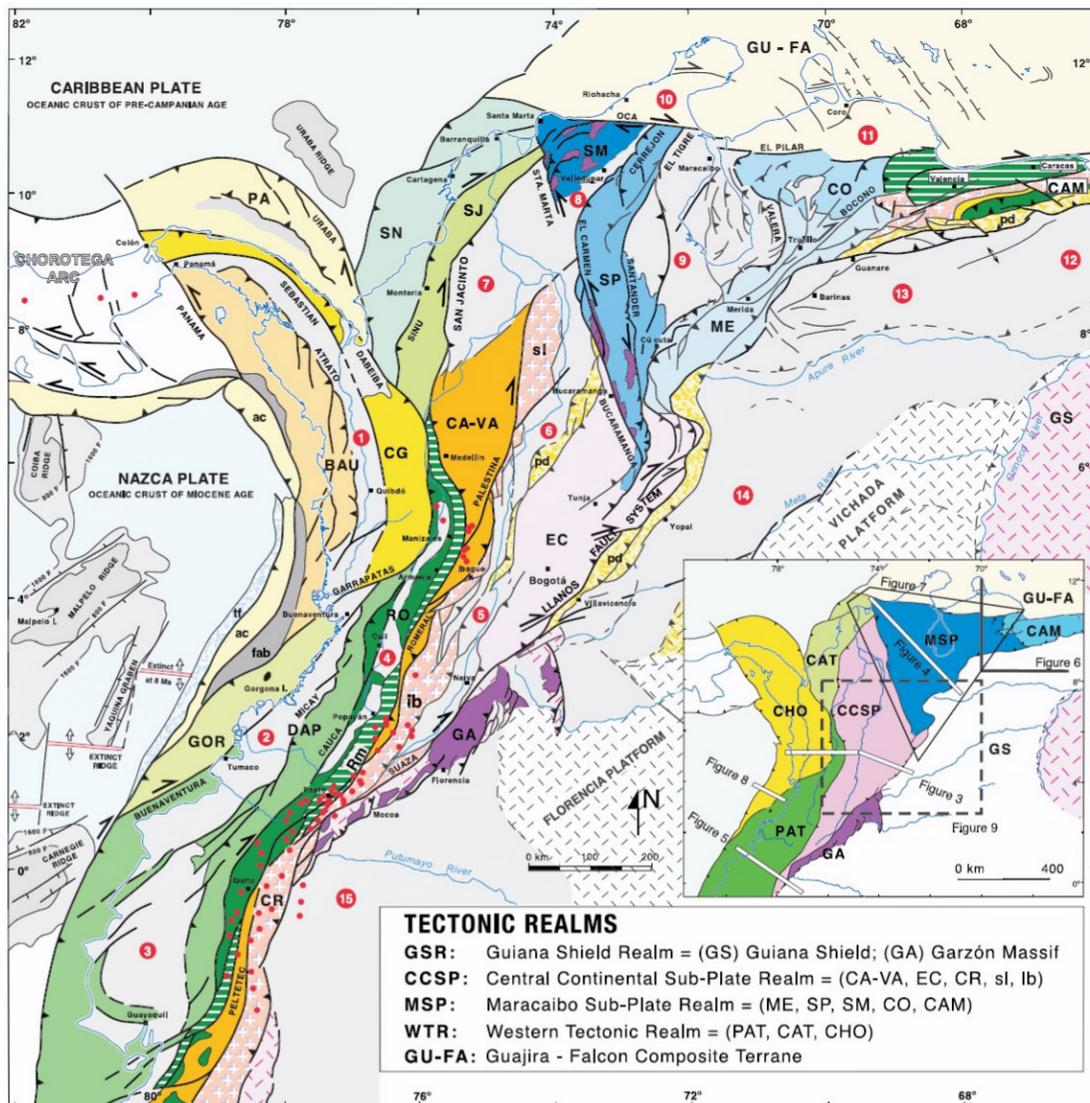
7. Marco geológico regional

La Alta Guajira hace parte del registro geológico relacionado con la evolución de la placa Caribe. Su borde occidental y oriental presentan sistemas colisionales con arcos volcánicos asociados. Las márgenes norte y sur están delimitadas por zonas de cizalla (Giunta *et al.*, 2006). Esta placa se relaciona con la placa Suramericana mediante un proceso de subducción oblicua y de bajo ángulo que ajusta parcialmente su movimiento, el cual ha sido estimado entre 2 y 4 cm/año respecto a la placa Suramericana (Zuluaga *et al.*, 2009).

Las márgenes que tienen cinturones deformados asocian complejos ofiolíticos con grados diferentes de metamorfismo sobreimpuesto (Jurásico – Cretácico) que relacionan rocas con afinidades geotectónicas de dorsal oceánica, toleitas de arco de islas, arcos primitivos relacionados con complejos de subducción como consecuencia de la acreción Caribe – Suramérica en el Mesozoico Medio a Tardío (Bortolotti & Principi, 2005).

Cediel *et al.* (2003) basados en similitudes en edad composición y ambiente tectónico dividen el noroccidente de Suramérica en terrenos. La Alta Guajira, dentro de este contexto, queda contenida en un terreno compuesto por las cuencas Guajira – Falcon (Venezuela) y las montañas del Caribe que actualmente está situado en el extremo norte de la costa Caribe colombiana (**Figura 7-1**) y a lo largo de la costa occidental de Venezuela, que se encuentra separado físicamente de las asociaciones del Pacífico, Caribe y Chocó. Este terreno se encuentra compuesto por una colección de fragmentos de corteza continental proterozoica y paleozoica, secuencias sedimentarias Jurásicas y corteza oceánica cretácica acumulada durante el proceso de emplazamiento de la placa Caribe. Este carácter compuesto fue producido en el Cretácico Medio, después de la acreción del terreno Romeral, cuando el paso del terreno Guajira – Falcon asoció pedazos de corteza oceánica pacífica y remanentes continentales de la separación de las placas norte y suramericana.

Figura 7-1. Mapa litotectónico y morfoestructural del noroccidente de Suramérica. (Tomado de Cediel *et al.*, 2003). GS = Escudo de Guyana; GA = Macizo de Garzón; SP = Macizo de Santander – Serranía de Perijá; ME = Sierra de Mérida; SM = Sierra Nevada de Santa Marta; EC = Cordillera Oriental; CO = Cuenca Carora; CR = Cordillera Real; CA - VA = Terreno Cajamarca - Valdivia; SL = Bloque San Lucas; IB = Bloque Ibagué; RO = Terreno Romeral; DAP = Terreno Dagua - Piñón; GOR = Terreno Gorgona; CG = Terreno Cañas Gordas; BAU = Terreno Baudó; PA = Terreno Panamá; SJ = Terreno San Jacinto; SN = Terreno Sinú; GU - FA = Terreno Guajira - Falcon; CAM = Terreno de las Montañas del Caribe; Rm = *Melange* Romeral; FAB = Cuenca *Fore Arc*; AC = Prisma de Acreción; TF = Relleno de Trinchera; PD = piedemonte; 1 = Cuenca Atrato (Chocó); 2 = Cuenca Tumaco; 3 = Cuenca Manabí; 4 = Cuenca Cauca - Patía; 5 = Cuenca Alto Magdalena; 6 = Cuenca Magdalena Medio; 7 = Cuenca Bajo Magdalena; 8 = Cuenca Cesar-Ranchería; 9 = Cuenca Maracaibo; 10 = Cuenca Guajira; 11 = Cuenca Falcon; 12 = Cuenca Guarico; 13 = Cuenca Barinas; 14 = Cuenca Llanos; 15 = Cuenca Putumayo - Napo; Símbolos adicionales: PALESTINA = Sistema Falla/Sutura; Punto Rojo= Volcán Plioceno – Pleistoceno; Bogotá = Ciudad o pueblo.



Estos autores sostienen que a partir de las asociaciones de facies y el contenido fósil, de las secuencias jurásicas del terreno Guajira – Falcon aparenta tener correlación con depósitos contemporáneos expuestos actualmente en la península de Yucatán (Pindell, 1993).

Según Zuluaga *et al.* (2009) se puede reconocer la existencia de tres bloques estructurales en el Noreste de Colombia. El primero de ellos localizado al Norte de la Falla Oca, el segundo entre la Falla Oca y la Falla Santa Marta - Bucaramanga y el último bloque corresponde a la Serranía de Perijá y el valle de los ríos Cesar y Ranchería.

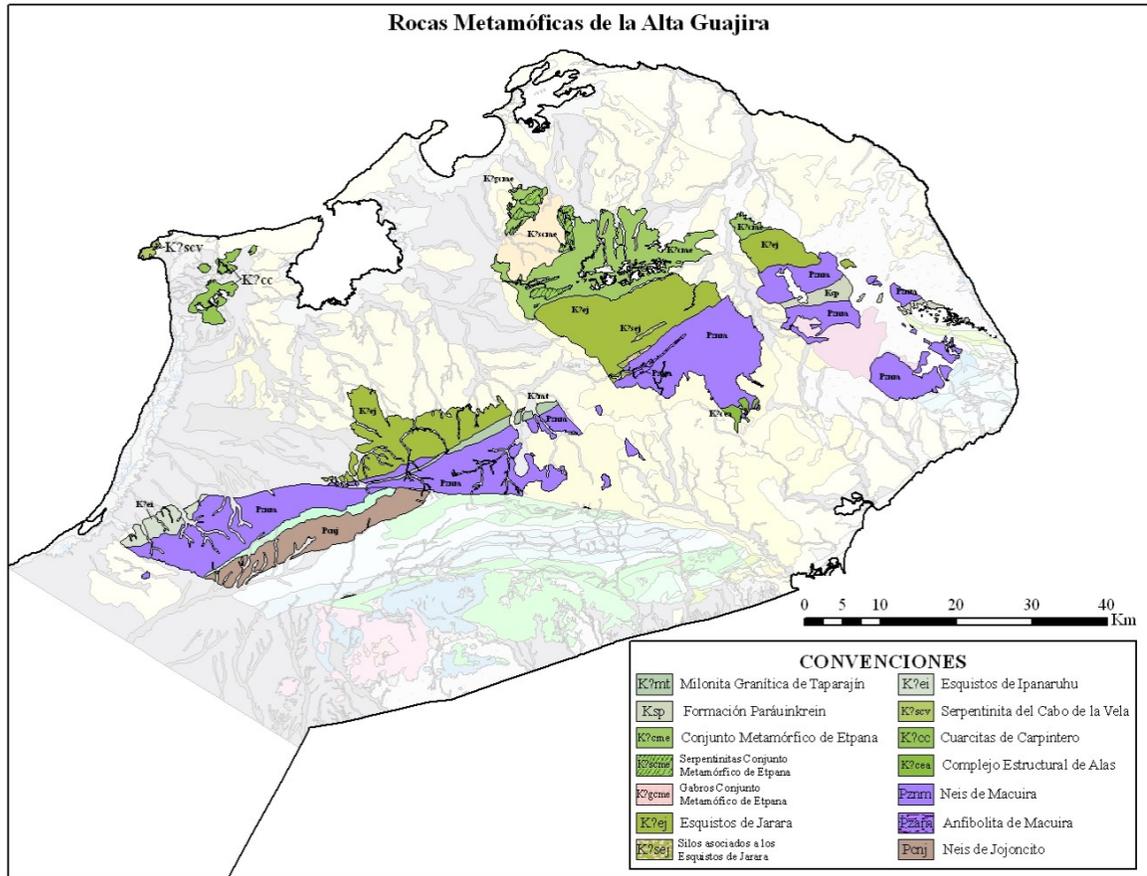
La zona de estudio está enmarcada dentro del bloque geológico estructural ubicado al Norte de la Falla Oca de la cual hacen parte las subregiones de la Alta Media y Baja Guajira. En la Alta Guajira afloran rocas metamórficas, ígneas y sedimentarias, con edades que van desde el Proterozoico hasta el reciente.

La descripción de las unidades que a continuación se realiza, es una compilación del capítulo cuatro (Descripción Litoestratigráfica de las unidades aflorantes en la Alta Guajira) de la MEMORIA DE LAS PLANCHAS 2, 3, 5, Y 6 (CON PARTE DE LAS PLANCHAS 4, 10 Y 10BIS) por Zuluaga *et al.*, (2009).

7.1 Rocas metamórficas

Las rocas metamórficas aflorantes en la parte alta de La Guajira han sido descritas por diferentes autores quienes les han asignado edades Precámbrico, Paleozoico y Cretácico (**Figura 7-2**). Estas son: Neis de Jojoncito, Neis de Macuira, Complejo Estructural de Alas, Esquistos de Jarara, Silos graníticos de Jarara, Conjunto metamórfico de Etpana, Cuarcitas de Carpintero, Serpentinitas del Cabo de la Vela, Formación Paraúinkrein, Esquistos de Ipanaruhú y Milonita granítica de Taparajín. Son conjuntos rocosos de diferentes edades, grados y facies metamórficas, algunos de las cuales incluyen eventos deformativos sobreimpuestos.

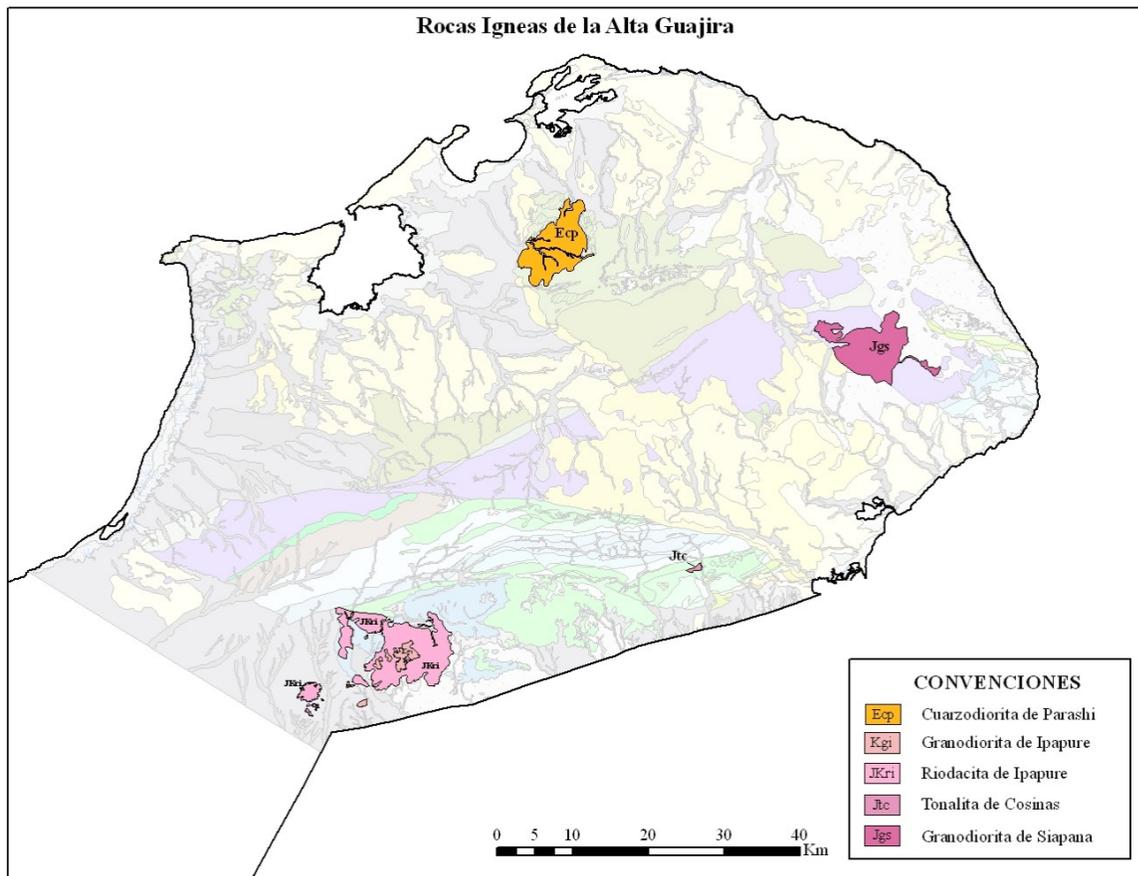
Figura 7-2. Mapa de localización de las unidades metamórficas de la Alta Guajira (Tomado de Zuluaga *et al.*, 2009).



7.2 Rocas ígneas

Las unidades ígneas de la Alta Guajira están representadas por la Granodiorita de Siapana, Tonalita de Cosinas, Riodacita de Ipapure-Cerro La Teta, Granodiorita de Ipapure y Cuarzodiorita de Parashi (**Figura 7-3**). Son rocas intrusivas, extrusivas y explosivas las cuales tienen edades que oscilan desde Jurásico medio hasta Eoceno medio.

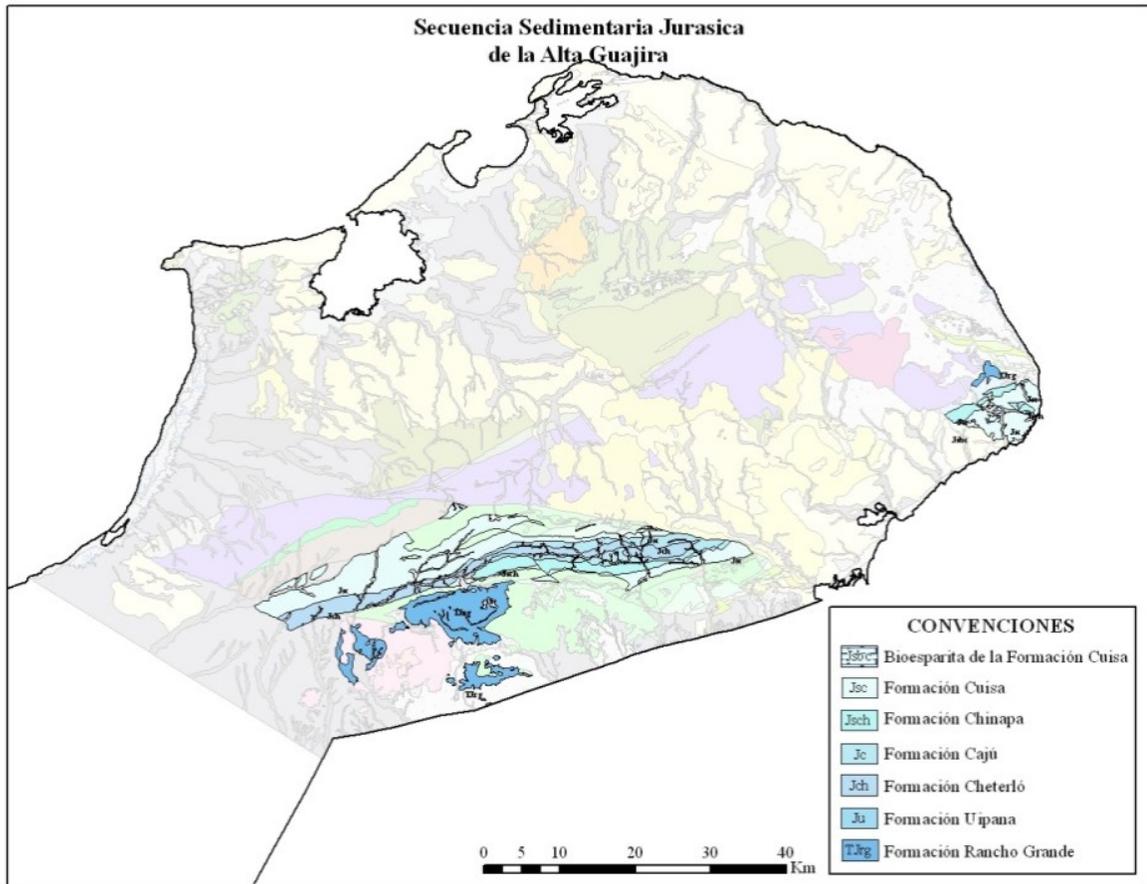
Figura 7-3. Mapa de localización de las unidades ígneas de la Alta Guajira (Tomado de Zuluaga *et al.*, 2009).



7.3 Rocas sedimentarias

Las formaciones sedimentarias aflorantes en la Alta Guajira se pueden discriminar en unidades jurásicas, cretácicas, terciarias y cuaternarias. Las unidades jurásicas son la Formación Ranchogrande, Formación Uipana, Grupo Cosinas (Compuesto por las Formaciones Cheterló, Cajú, Chinapa y Cuisa) (**Figura 7-4**). Estas unidades están compuestas por litoarenitas, arenitas conglomeráticas, arenitas cuarzosas, arcosas líticas, tobas, conglomerados calcáreos, calizas arenosas, lodolitas y shales.

Figura 7-4. Mapa de Localización de las unidades Triásico-Jurásicas de la Alta Guajira (Tomado de Zuluaga *et al.*, 2009).



Las unidades cretácicas son las formaciones Poschachi, Palanz, Moina, Yuruma Superior y La Luna así como por las denominadas Unidades Cretácicas 5, 6 y 8 (**Figura 7-5**). Están compuestas por conglomerados, arenitas, lodolitas foliadas, shales margosos, shales calcáreos, calizas, margas, calizas margosas, calizas limoarenosas, lodolitas calcáreas arenosas muy fosilíferas, biomicritas bioesparitas, shales, limolitas arcillosas, calizas con foraminíferos y chert negros.

Las unidades terciarias son las formaciones Macarao, Uitpa, Siamaná, Jimol y Castilletes. (**Figura 7-6**). Están constituidas por arenitas con intercalaciones de limolitas, arenitas calcáreas fosilíferas esporádicamente conglomeráticas, bioesparitas, arenitas calcáreas y lodolitas calcáreas.

Figura 7-5. Mapa de distribución de las unidades Cretácicas de la Alta Guajira (Tomado de Zuluaga *et al.*, 2009).

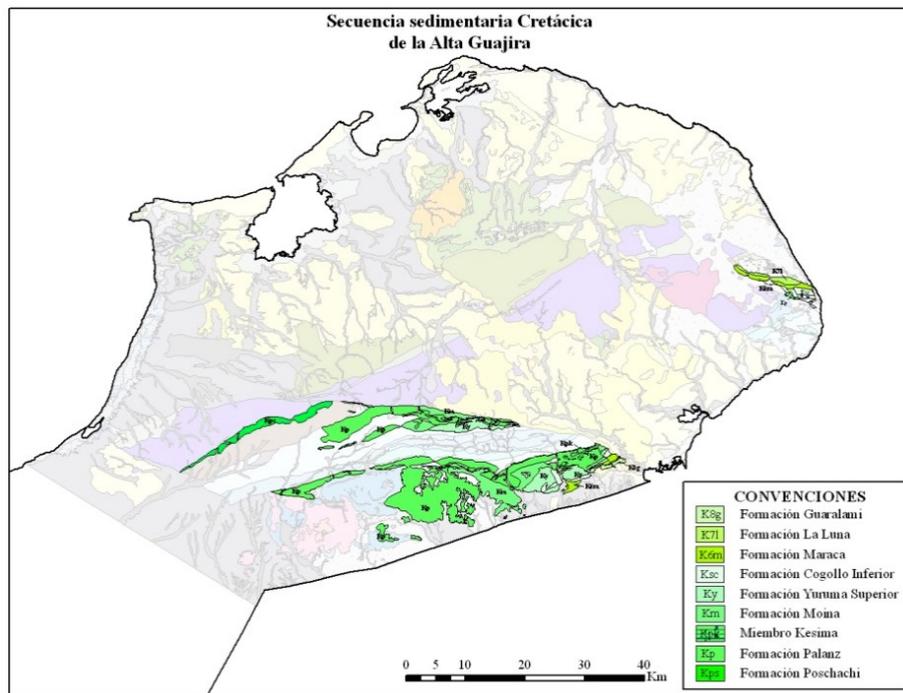
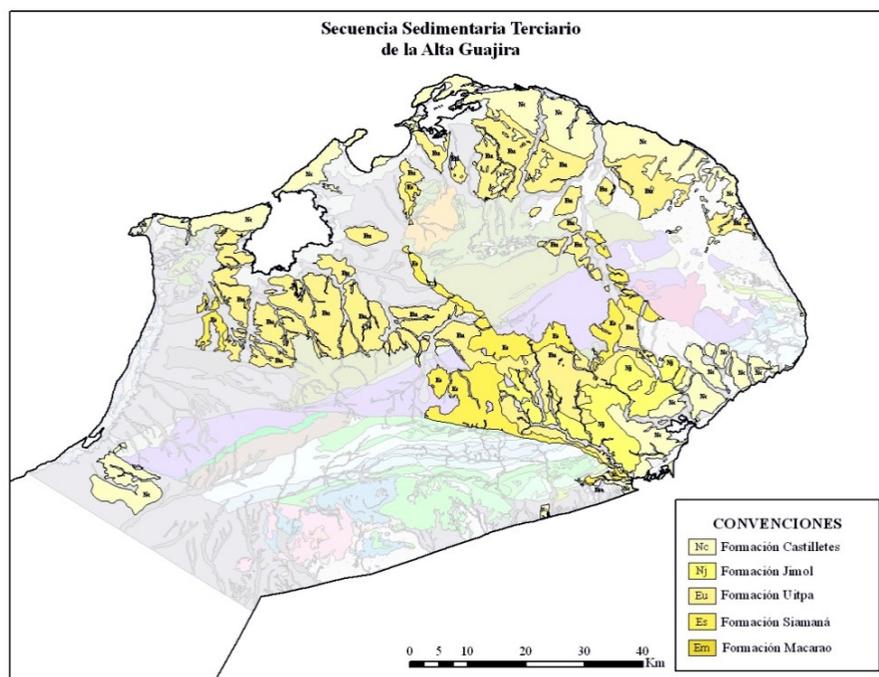
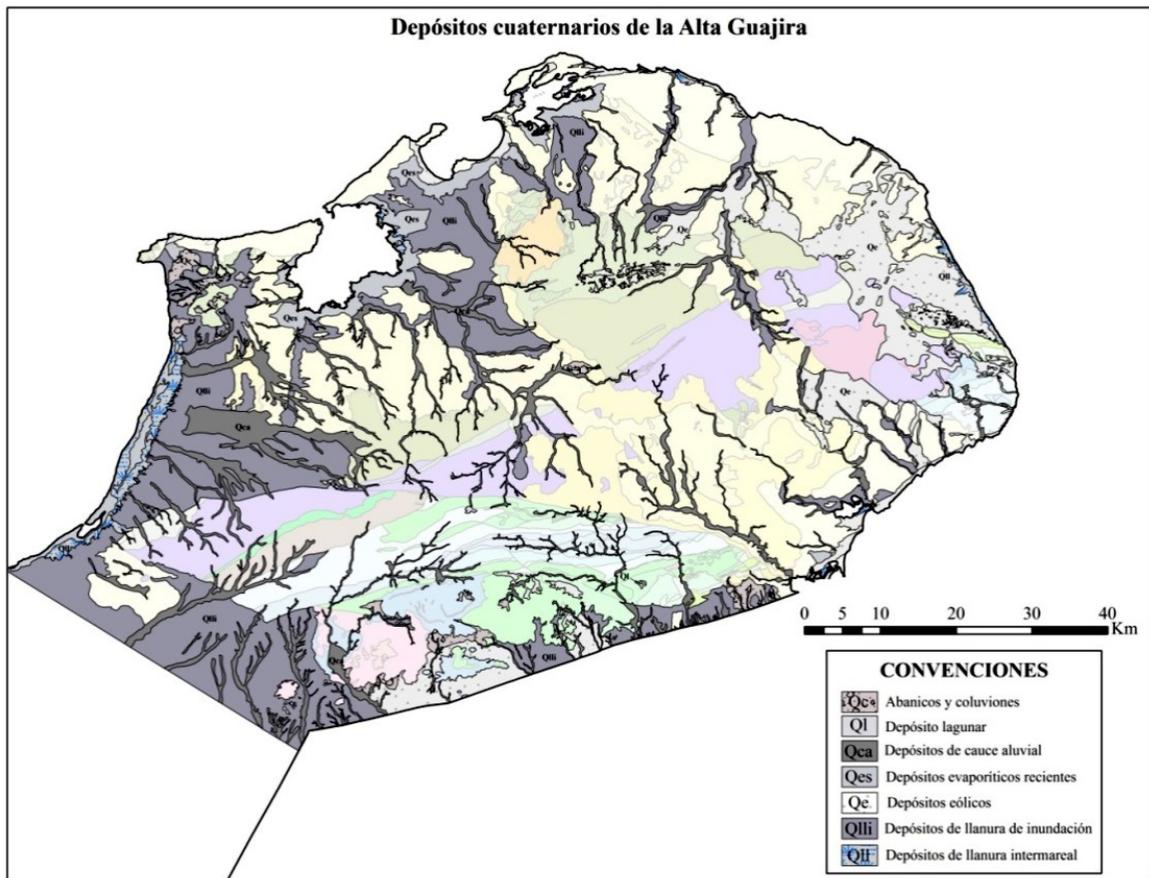


Figura 7-6. Mapa de localización de las unidades de edad Paleógeno y Neógeno de la Alta Guajira (Tomado de Zuluaga *et al.*, 2009).



Los depósitos cuaternarios están representados por abanicos y coluviones, lagunar, cauce aluvial, evaporíticos recientes, eólicos, llanura de inundación y llanura intermareal (**Figura 7-7**) son bancos que en algunos casos están en formación, se desarrollan de manera simultánea y recubren parcialmente la topografía formada por rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias preexistentes.

Figura 7-7. Mapa de localización de las unidades cuaternarias de la Alta Guajira (Tomado de Zuluaga *et al.*, 2009).



8. Marco estructural regional

El contexto regional estructural de la zona de estudio se amplía al marco estructural de toda la Alta Guajira con el fin de tener una referencia del campo de esfuerzos actuales que imperan en este sector. Zuluaga *et al.* (2009) realizaron un estudio estructural detallado de toda la Alta Guajira, del cual se retoman algunas ideas.

Estos autores proponen que los estilos estructurales de la Alta Guajira se manifiestan de manera regional como sistemas de fallamiento muy claros en las imágenes de satélite y fotografías aéreas. En campo se aprecian como una serie de rasgos de estructuras planares como foliaciones, clivajes y lineaciones minerales, pliegues de diferentes tipos, fallas locales, lineamientos, rocas de falla e indicadores cinemáticos. También indican que en el área se desarrollan tres tendencias estructurales:

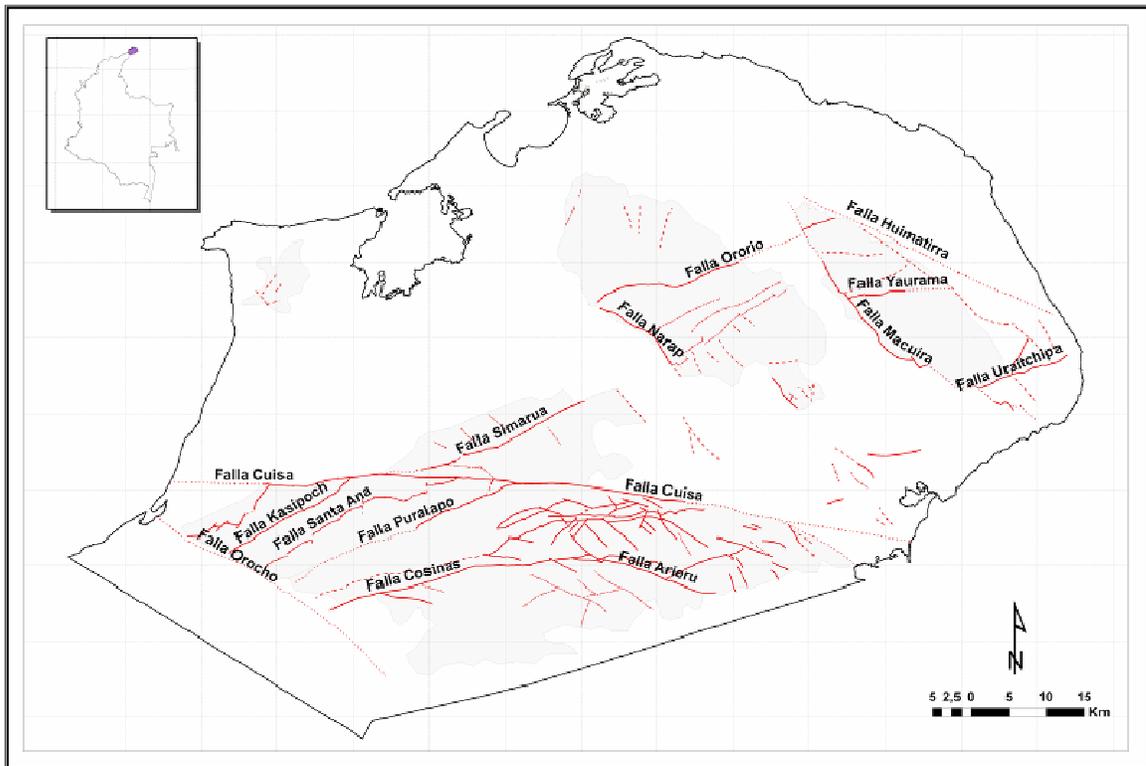
1. Sistemas de fallas N-NE: en este sistema se destacan las fallas: Ororio, Uraitchipa, Simarúa, Kasipoch, Santa Ana, Alas, y Puralapo.
2. Sistema de fallas de dirección NW-SE: Constituido por las fallas de Narap, Huimatirra, Macuira, Nazareth, Orocho y el sistema NW de Cosinas con su falla principal Ararieru.
3. Sistema de fallas E-W en la que sobresale la Falla de Cuisa y todas las fallas E-W y E-NE del Sistema de Fallas de Cosinas..

8.1 Descripción de los sistemas de fallas

Según Zuluaga *et al.* (2009) en la Alta Guajira se evidencia la ocurrencia consecutiva de una serie de eventos tectónicos sucedidos en diferentes períodos de tiempo. Las fallas más representativas son fallas de rumbo, fácilmente reconocibles en fotografías aéreas e

imágenes de satélite. Estas fallas se caracterizan por tener trazos largos que alcanzan hasta decenas de kilómetros, por poseer movimiento de rumbo combinado con movimientos verticales que pueden ser normales o inversos (según la dinámica puntual) y por asociar fallas sintéticas y antitéticas asociadas al plano principal. Generalmente las fallas satélites poseen rasgos morfológicos más contrastantes en campo que el rasgo de la falla principal. Eventualmente se encuentran fallas con movimiento solamente en buzamiento a escala local y regional. A continuación se describen las fallas reconocidas en la Alta Guajira, las cuales se agrupan en sistemas teniendo en cuenta la dirección del trazo de la falla principal (**Figura 8-1**).

Figura 8-1. Fallas principales que afloran en la Alta Guajira. (Tomado de Zuluaga *et al.*, 2009).



8.1.1 Sistema N-NE.

Rodríguez & Londoño (2002) agrupan este sistema de fallas, el cual tiene dirección que varía entre N30°E y N80°E, siendo N60°E la dirección más común. Son fallas de cabalgamiento o fallas de rumbo dextrales, que afloran en las serranías. (**Tabla 8-1**).

8.1.2 Sistema NW-SE.

Este sistema corta el tren estructural N-NE, se caracteriza por tener fallas de alto ángulo con un importante movimiento vertical y algunas con un movimiento de rumbo lateral derecho (**Tabla 8-2**). Contiene al sistema de fallas de Cosinas.

8.1.2.1. Sistema Cosinas.

La tendencia promedio de la mayoría de las fallas en la Serranía de Cosinas es casi E-W. Cortando este sistema se encuentra un conjunto de fallas cortas de rumbo, con movimiento dextral y tendencia promedio N58°W, que desplazan unidades Jurásicas y Cretácicas hacia el sur de la Serranía de Cosinas y que junto con las fallas menores de tendencia NE, deforman el tren regional N-NE y lo rotan hasta quedar en dirección aproximada E-W. Estas fallas se deducen en algunos sectores debido al corte y desplazamiento de los cerros, cambio litológico brusco entre estos y deformación y acomodamiento dúctil de rocas pertenecientes a la Formación Cajú y la Formación Cuisa. Una de las fallas de este sistema es la Falla Ararieru que afecta principalmente la secuencia cretácica del flanco sur del anticlinal del área del Cerro Yuruma. (**Tabla 8-2**).

8.1.3 Sistema E-W.

El Sistema E-W corresponde a la Falla de Cuisa y parte del Sistema de Fallas de Cosinas el cual exhibe movimiento de rumbo dextral. La **Tabla 8-3** resume las principales características de este sistema.

Tabla 8-1. Compilación de las principales características del Sistema de fallas N-NE (Modificado de Zuluaga *et al.*, 2009)

Falla	Descripción
Falla Ororio	Es una falla de cabalgamiento con dirección N65°E e inclinación entre 40° y 45° hacia el NW. Separa el Conjunto Metamórfico de Etpana de los Esquistos de Jarara. En campo esta falla evidencia crenulación y foliación milonítica.
Falla Litujuru	Es una falla de cabalgamiento con dirección aproximada N80°E, inclinación de 25° hacia el N. y una extensión aproximada de 18 Km. A lo largo del trazo de la falla se reconocen cuerpos lenticulares de calizas bioclásticas altamente cizalladas que localmente contienen amonitas deformadas. MacDonald (1964) establece que esta falla pone en contacto rocas de la Formación Paráuinkrein con rocas del Neis de Macuira
Falla Uraitchipa	MacDonald (1964) reporta la Falla Uraitchipa al SE de la Serranía de Macuira, como una falla de cabalgamiento de dirección N30°- 40°E e inclinación de 30° a 40° hacia el SE, con una extensión aproximada de 10 km. Pone en contacto las formaciones Triásico – Jurásicas de la zona de Punta Espada con el Neis de Macuira y se encuentra truncada por fallas del sistema NW-SE. En campo su plano no fue detectado porque está cubierto por depósitos de arenas eólicas.
Sistema de Falla de Alas	Definido por Lockwood (1965) en el extremo SE de la Serranía de Jarara. Es un sistema de fallas de cabalgamiento sub-paralelas, imbricadas, con dirección N70°E y planos inclinados entre 10° y 45° hacia el W. Su extensión es de 5 Km. aproximadamente En imagen de satélite se observa que su traza es cortada por fallas menores del sistema NW-SE. Esta estructura genera el cabalgamiento del Neis de Macuira sobre el Complejo Estructural de Alas.
Falla Kasipoch	Definida por Álvarez (1967). Este autor reporta esta falla en el suroccidente de la Serranía de Simarúa. Es una zona de deformación irregular con una dirección N60°E, inclinación hacia el NW. Su extensión es de 20 Km. Según este autor la Falla Kasiposh, es de tipo inverso. Sin embargo, evidencias de campo muestran que además de movimientos verticales, tiene movimientos horizontales de tipo dextral.
Falla Puralapo	Propuesta por Renz (1960) Presenta movimiento de rumbo dextral, pero MacDonald (1964) sugiere a partir de su interpretación estructural que posiblemente el movimiento principal de la falla es vertical. Pone en contacto rocas del Neis de Macuira y el Neis de Jojoncito con rocas de la Formación Cuisa y la Formación Palanz. La tendencia de esta falla es N60°E. Su extensión es de 18 Km.
Falla Simarúa	Definida por Álvarez (1967). Su tendencia es N60°E y tiene 26 Km. de extensión. Separa el Neis de Macuira y la Milonita Granítica de Taparajín de los Esquistos de Jarara. Según López <i>et al.</i> , (2007) corresponde a un sistema de falla de rumbo dextral, que genera una morfología marcada por depresiones.
Falla Santa Ana	Definida por Álvarez (1967) en la Serranía de Simarúa, como una falla de cabalgamiento con un buzamiento de 15° NW que pone en contacto rocas metamórficas del Neis de Macuira sobre rocas sedimentarias de la Formación Poschachi. El análisis cinemático muestra una tendencia compresiva con dirección del esfuerzo máximo NW-SE.

Tabla 8-2. Compilación de las principales características del Sistema de fallas NW-SE (Modificado de Zuluaga *et al.*, 2009)

Falla	Descripción
Falla Macuira	MacDonald (1964) propone esta falla en el borde suroeste de la Serranía de Macuira; con dirección variable entre N40°W a N60°W. Su extensión es de 40 km. Es una falla de buzamiento con un componente en rumbo sinextral de aproximadamente 3 km. Afecta las unidades sedimentarias del Oligoceno y el Mioceno. Se encuentra localmente cubierta por depósitos recientes del cuaternario.
Falla Nazareth	MacDonald (1964) definió esta falla en la parte oriental de la Serranía de Macuira, separando unidades metamórficas e ígneas en el bloque sur de rocas sedimentarias del Cretácico en el bloque norte. Su trazo tiene una tendencia N45°W. Su extensión es de 36 Km. Su movimiento es dextral. Pone en contacto rocas metamórficas del Neis de Macuira y rocas sedimentarias del Jurásico con rocas sedimentarias del Cretácico.
Falla Huimatirra	La Falla Huimatirra fue propuesta por MacDonald (1964). Esta falla conforma el borde NE de la Serranía de Macuira. Casi la totalidad de su trazo se encuentra cubierta por depósitos de arenas eólicas. Evidencias de su existencia se observa en la línea sísmica 78G-BH-17, donde se observa la presencia de esta falla afectando rocas del basamento cristalino.
Falla Narap	La Falla Narap propuesta por Lockwood (1965) tiene una tendencia N60°W. Su desplazamiento de 3,5 Km en el sentido del buzamiento. Levanta el bloque Norte respecto al Sur y su traza va a lo largo del margen suroccidental de Serranía de Jarara. Su extensión es de 20 Km.
Falla Orocho	Ramírez (2007) presenta una sección transversal interpretada a partir de líneas sísmicas donde muestra la presencia de la Falla de Orocho de tipo normal con dirección NWW-SEE. Esta falla se encuentra al sur de la Serranía de Simarúa con buzamiento hacia el sur. La falla en superficie no es clara, pero se deduce por el corte rectilíneo en sentido NW-SE de las unidades aflorantes en este sector (Esquistos de Ipanaruhú, Neis de Macuira, Neis de Jojoncito, Formación Cuisa y Formación Cheterló).

Tabla 8-3. Compilación de las principales características del Sistema de fallas E-W (Modificado de Zuluaga *et al.*, 2009).

Falla	Descripción
Sistema Cosinas E-W	Esta estructura se localiza en la parte este de la Serranía de Cosinas con una extensión aproximada de 60 Km., está compuesto por fallas subparalelas con tendencia general hacia el este, Este sistema es agrupado por Rodríguez & Londoño (2002) y se encuentra limitado por la Falla de Puralapo al Oeste y la Falla Cuisa al Norte.
Falla Cuisa	La Falla Cuisa se ubica al norte de las Serranía de Cosinas y en la parte media de la Serranía de Simarúa, extendiéndose en dirección E-W. El trazo de la falla tiene una extensión aproximada de 80 Km en la zona de estudio. Álvarez (1967) sugiere dos movimientos, uno de rumbo lateral derecho, con un desplazamiento de 28 Km y otro a lo largo del buzamiento, donde el bloque sur se levantó con respecto al bloque norte. Gómez (2001) interpreta la presencia de una flor positiva en el sector de la Serranía de Cosinas. La falla presenta un trazo bien definido formando un escarpe de línea de falla.

9. Geología de la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta (Jri)

Radelli (1960) propuso este nombre informal, el cual fue retomado por Rodríguez & Londoño (2002) para agrupar las lavas riodacíticas que afloran al Norte de Ipapure y en el cerro La Teta (sur de la Serranía de Cosinas).

Actualmente se considera la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta como una unidad que reúne un conjunto de elementos litológicos de origen volcánico, de poca extensión cartográfica, asociados en tiempo, espacio y origen, que composicionalmente conservan grandes similitudes. Esta nomenclatura es de carácter “informal” ya que su definición aún dista de cumplir los parámetros para ser tenida en cuenta como unidad formal y esto, no constituye un objetivo de este informe.

9.1 Afloramientos

La Riodacita de Ipapure - Cerro La Teta aflora en el cerro La Teta (en la frontera Colombo – Venezolana), en remanentes en el cerro Warule, Maruayán, Parrari, Troncoso y Wososopo, en cerros menores al norte de la ranchería Ipapure, a pocos kilómetros al norte de la frontera Colombo – Venezolana, y en el flanco Sur de la Serranía de Cosinas. (**Figura 9-1**). La **Tabla 9-1** resume la ubicación de las estaciones donde se colectó información geológica, estratigráfica y estructural para este proyecto.

Figura 9-1. Geología local de la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta (JKri). En recuadro: Marco geológico generalizado de la Alta Guajira. Códigos de las unidades: Pcnj: Neis de Jojoncito TJrg: Formación Ranchogrande Jsch: Formación Chinapa Jsc: Formación Cuisa Jcsc: Biosparitas de la Formación Cuisa Kgi: Granodiorita de Ipapure Kp: Formación Palanz Km: Formación Moína Qc: Abanicos y Coluviones Qlli: Depósitos de Llanura de Inundación Qca: Depósitos de Cauze Aluvial Qe: Depósitos Eólicos.

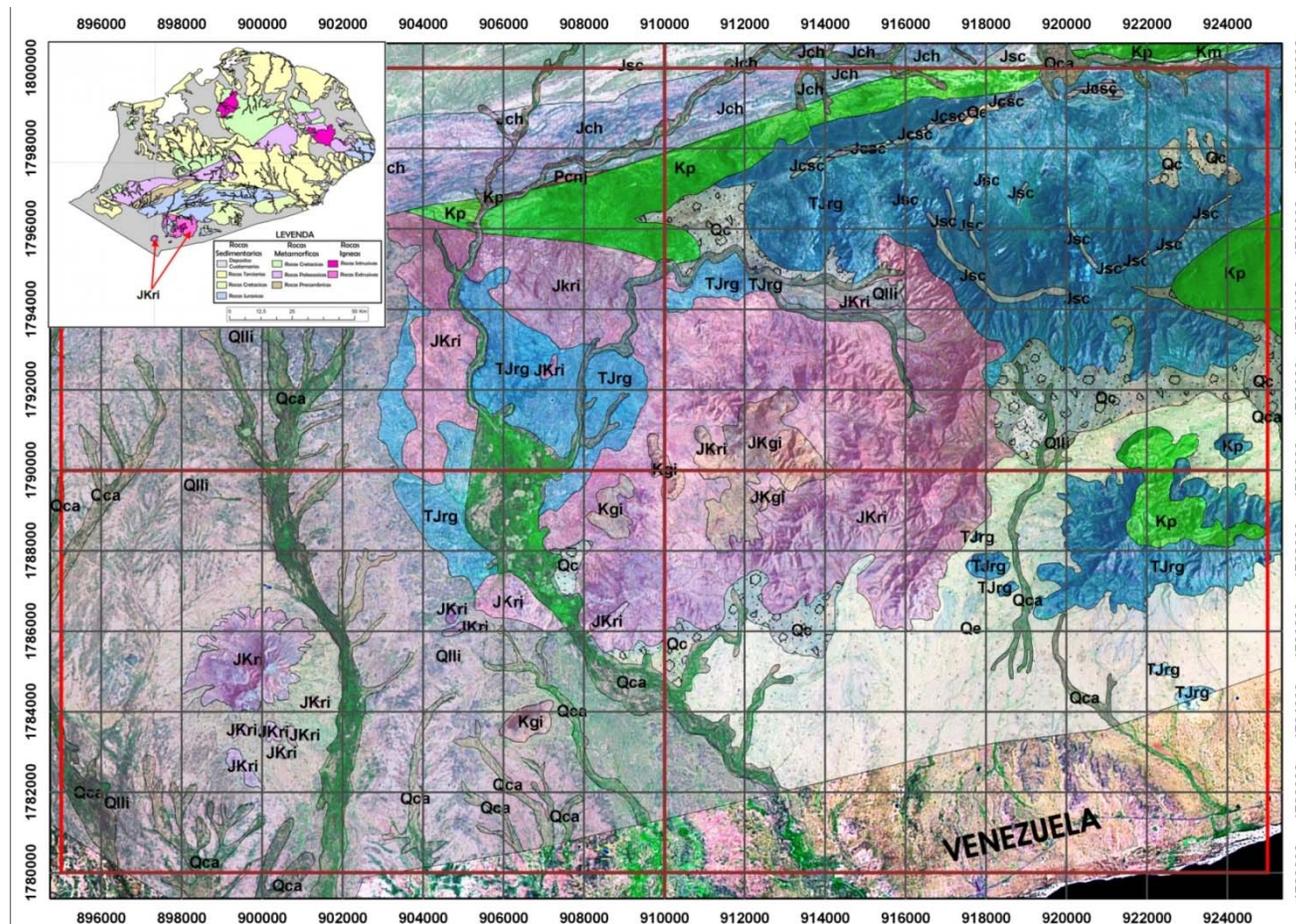


Tabla 9-1.Listado de las localidades visitadas en este estudio.

Estación	Localidad	X	Y
PCPR 013	Norte del Arroyo Maluwayan	1788535	908816
AP10IIA04	Arroyo Kepejerai	1793771	912685
PR10ID005	Loma La Isla	1786540	906.923
AP10IIA09	Cerro Apiash	1793087	914269
PR10ID003A	Cerro La Teta	1785280	900225
AP10IIA001.	Base del Cerro Apiash	1795060	913359
AP10ID27	Loma la Isla.	1786537	906459
AP10IIA08	cerro Maruayán	1790757	911050
PCPR 010	Cerro al sur de la loma La Isla	1786939	906459
PAR238	Norte del Cerro Patajash	1792775	912514
PAR 270	Cerro La Teta	1785152	899359
PR10IIC009	Cabecera Arroyo Palaceo	1788291	911151
AP10IIC35	Cerro sin nombre en la esquina SW de la plancha	1789899	910259
PR10IIC015	Cerro aislado al NW del Cerro Palaceo	1788898	911428
CGM10IIA422B	Cerros al sur del Arroyo Kolotoua	1792564	910143
AP10IIA016	Ranchería Wawariou	1796116	916034
PCPR09	Cerro menor al norte de la Loma Ipapure	1746646	906709
PAR 195	Cerro Patajash	1792348	913219
AP10IIA006	Arroyo Apiash	1794927	910758
AP10IIA10	Antigua explotación de Barita	1794115	916370
AP10IIA13	Sector NE de ranchería Apiash	1795165	914163
AP10IIA11	Arroyo que corre por el flanco sur de la serranía de Cosinas.	1794415	916699
PCPR053	Cerro Parrari.	1788087	911781
AP10IIA14	Sector SE de ranchería Apiash	1795659	914283
PR10ID08	Cerro menor aislado en ranchería Maruayán	1790426	909972
PR10IIC010	Arroyo Maruayan	1786434	910481
PR10IIC009	Margen derecha aguas debajo de un afluente del arroyo Maulualu o Palaceo	1788291	911151
PR10IB008	Vía que del cerro Maruayan conduce a la ranchería Ipapure	1790426	909971
PR10ID004	Arroyo localizado en la margen izquierda aguas abajo del arroyo	1786646	906708

	Meitchimana,		
PCPR077	Cerro Patajash	1790360	911636
PCPR080	Cerro Patajash	1790461	911467
AP10IIA13	Sector Ne de rancheria Apiash	1795165	914163
AP10ID28	Cerro menor, aislado (Nombre desconocido)	1788489	907106
PAR229	Afluente del arroyo Kepejerai	1792760	914039
PR10ID014B	Cerro aislado al sur del Cerro La Teta	1782921	899362
PR003F2	Cerro la Teta	1785933	899979

9.2 Geomorfología

La riodacita desarrolla cerros de bases relativamente reducidas, de formas semicirculares y alturas que no sobrepasan los 400 m. En los cerros se reconocen cimas puntiagudas o redondeadas (**Figura 9-2**), con pendientes altas y laderas rugosas de coloraciones diversas que cambian desde blanquecinas hasta rojizas o violáceas que ofrecen confusión con algunos estratos de la Formación Ranchogrande.

Debido a que la unidad se observa en superficie generalmente en estado meteorizado, la descripción detallada de la meteorización de la unidad permite reconocer los diferentes aspectos en que se puede encontrar la misma en campo.

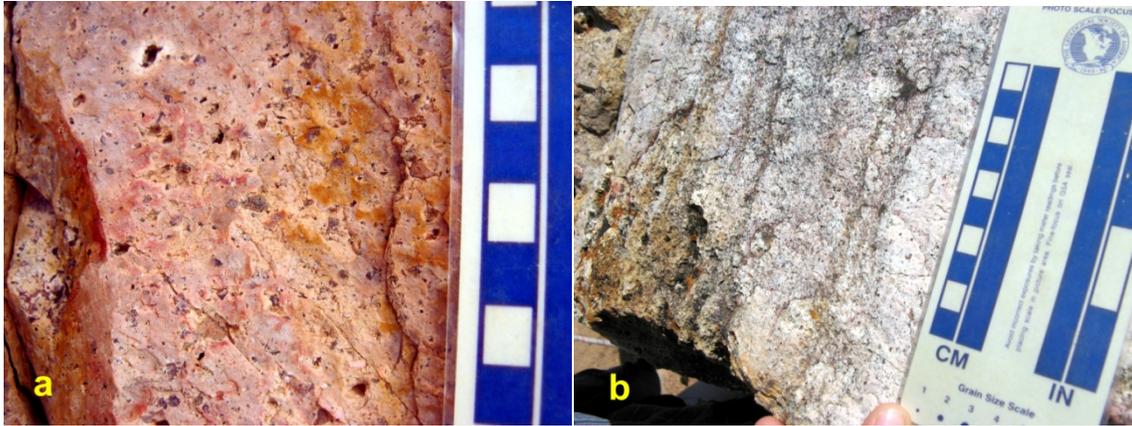
Usualmente la unidad se encuentra de un color rojizo, o violáceo que es más intenso cerca a las venillas milimétricas de minerales opacos (generalmente pirolusita). Eventualmente la roca se encuentra totalmente alterada y las venillas aumentan su densidad o su espesor hasta un centímetro. Cuando las venillas presentan una densidad menor, el patrón de alteración se observa ortogonal.

Figura 9-2. Aspecto general de la morfología de la riodacita en el Cerro La Teta. Nótese las pendientes abruptas de las laderas hacia la parte alta que se van suavizando hacia las partes más bajas. La fotografía está orientada sur – norte (Estación PCPR 013).



Cuando la meteorización está muy avanzada, la riodacita se reconoce de menor densidad, y de un tono blanquecino que semeja a un depósito de caída piroclástica o de flujo piroclástico. Además, se aprecian las oquedades dejadas por la disolución de minerales cúbicos, los cuales se infiere que eran pirita. También se debe mencionar que la manera cómo actúa la meteorización en la unidad no es igual en todos los sectores donde la misma aflora. En inmediaciones de la ranchería Maruayán (Estación PR10IB008) el material no es tan incompetente respecto al cerro Warule y el cerro La Teta (sin ser incompetente en sentido absoluto). Allí, el tono de la alteración es naranja pero también conserva las oquedades por disolución de pirita (**Figura 9-3**). El diaclasamiento por lo general es ortogonal y con diferente densidad de fractura por unidad de área. Varía desde una por cada cuatro centímetros hasta una cada 74 cm.

Figura 9-3.a. Aspecto de las rocas de la riodacita en la ranchería Ipapure. Esta es la apariencia predominante de la unidad. b. Apariencia de la riodacita cuando está afectada intensamente por procesos meteóricos.



Es importante resaltar que en las imágenes satelitales la unidad se observa dividida en polígonos delimitados por contraste en sus características. La variación en los tonos verdes corresponde generalmente a variaciones en la densidad de la vegetación que puede estar relacionada a cambios en la competencia de la roca.

9.3 Descripción

La descripción de la “Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta” consta de tres elementos principales: Descripción general de afloramiento, descripción macroscópica de la unidad y descripción microscópica. Debido a la complejidad se decidió discriminar la unidad a partir de las observaciones microscópicas en:

- Andesitas
- Dacitas
- Riolitas
- Tobas
- Diques
- Enclaves

Los diferentes tipos de roca fueron cartografiados con la ayuda de imágenes de satélite en las cuales se aprecian contrastes en la respuesta espectral de las litologías; así, los polígonos que discriminan los diferentes conjuntos de rocas se trazaron siguiendo estos contrastes. En la **Figura 9-4** se aprecian los cuerpos que tienen extensión cartografiable, los diques y los enclaves no aparecen en esta figura, pero aparecen relacionados en la clasificación individual de las muestras analizadas.

Los diferentes conjuntos de rocas tienen relación espacial, temporal y genética muy compleja pero con diferencias composicionales y texturales que se describen a continuación.

9.3.1 Andesitas

Las andesitas de la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta agrupan andesitas y andesitas basálticas de poca extensión areal que afloran en la Loma Aipiash, en un arroyo de nombre desconocido en el flanco Sur de la Serranía de Cosinas.

En campo estas rocas presentan textura porfirítica, color que varía de gris oscuro a gris verdoso, el cual toma coloraciones rosadas, rosadas amarillentas, amarillentas o blancas por alteración. Esporádicamente tienen alto grado de diaclasamiento.

Macroscópicamente posee textura porfirítica inequigranular seriada, con cristales no orientados que van desde tamaño fino a grueso (1 a 8 mm), euhedrales a subhedrales, con relación matriz: cristales variable entre 55:45 a 90:10 respectivamente (**Figura 9-5**). La matriz tiene un tamaño de grano muy fino, casi afanítico hasta fino con distribución modal o seriada eventualmente bandeada. La **Tabla 9-2** resume los resultados de los análisis petrográficos.

Figura 9-4. Discriminación de los cuerpos rocosos cartografiables de la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta. Esta discriminación se soporta en la clasificación petrográfica individual. Los puntos ubicados por fuera de la unidad representan diques que cortan unidades sedimentarias adyacentes a la riodacita. Estas muestras se tienen en cuenta solamente para caracterizar los diques. No tienen fines interpretativos de la unidad.

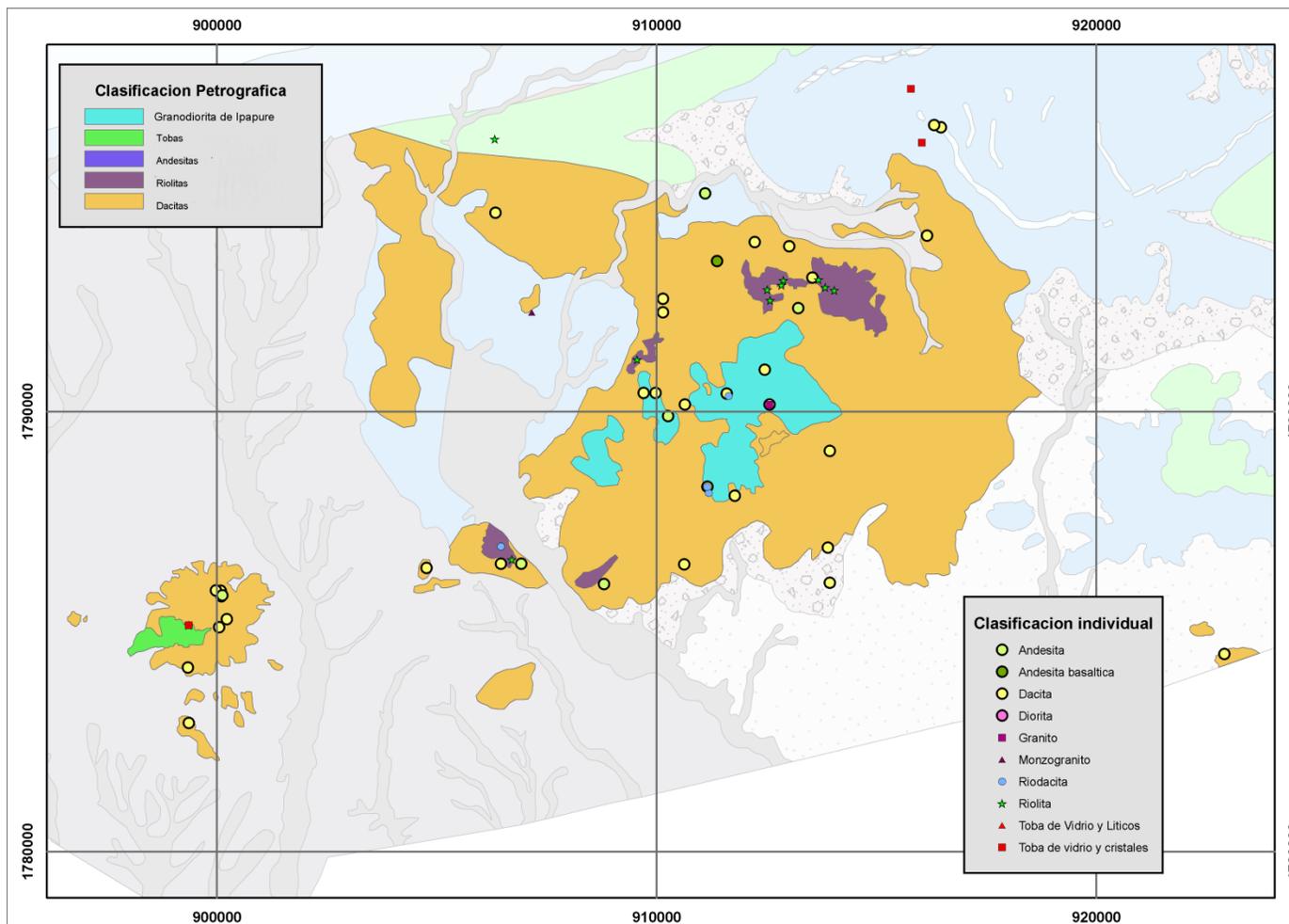


Figura 9-5.a. Aspecto general de las andesitas en un arroyo en el flanco sur de la serranía de Cosinas. **b.** Detalle de la textura porfírica de la roca, en el sector del Arroyo Kepejerai (Estación AP10IIA04).



Tabla 9-2. Compilación de los resultados de los análisis petrográficos de las andesitas.

Sección delgada	Clasificación	Porcentaje (%)								
		Cuarzo	Plagioclasa	Líticos	Sericita	Sausurita	Clorita	Epidota	Opacos	Otros
AP10IIA05	Andesita	11,9048	52,7952	6,6	2,7	1,6			7,2	17,2
PCPR -023	Andesita	2,223	16,777		31		6	10	18	16
PR 003G	Andesita	2,268	9,732		42		6		20	20
PR-003F	Andesita	2,736	16,264		31		6	10	18	16
pr005	Andesita	9,85	40,15		10		10		20	10

Los cristales son principalmente de plagioclasa (localmente zonada), con formas anhedrales y cuarzo (lechoso o hialino). En menor proporción se observan minerales máficos como biotita y hornblenda de 2 a 3 mm de tamaño, que eventualmente se encuentran cloritizados, y pirita. Como accesorios se observan también localmente turmalina, líticos, epidota y nudos de biotita (Cerro Patajash, Estación PR10ID005). En los planos de diaclasamiento hay desarrollo de pirolusita (**Figura 9-6**).

Microscópicamente es una roca de textura porfídica, de color café claro con un aspecto sucio y rugoso. La relación matriz y fenocristales generalmente es 60:40% aunque puede variar desde 55:45 hasta 80:20. El tamaño de cristal de la matriz es muy fino, casi criptocrystalino, lo que hace difícil la diferenciación de minerales, sin embargo se pueden identificar cuarzo, vidrio volcánico y en menor proporción plagioclasa sericitizada. La textura general es porfídica, hialocristalina inequigranular bimodal y seriada (**Figura 9-7**).

Figura 9-6.Detalle de una muestra de mano de las andesitas. Cerro Aipiash (Estación AP10IIA09).



Figura 9-7.Roca hialocristalina porfídica con fenocristales de plagioclasa maclada (PI), feldespatos zonados y sericitados, óxidos de hierro y clorita (Chl).



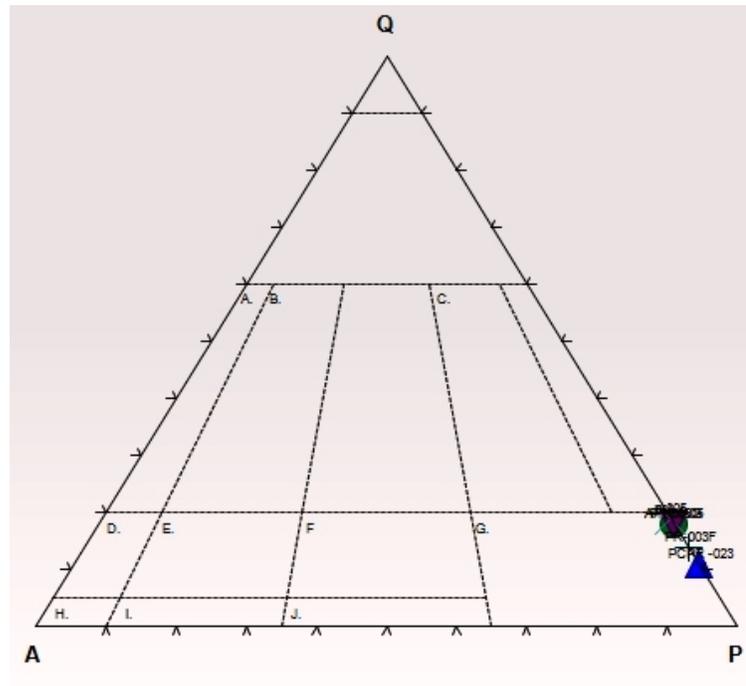
El cuarzo se reconoce en cristales subhedrales, inequigranulares seriados, con tamaño de grano variable desde muy fino (matriz) hasta fenocristales gruesos, localmente con bordes corroídos. La plagioclasa (labradorita) se presenta en cristales subhedrales, generalmente con formas tabulares, alterados en grados variables a sericita o con inclusiones de minerales opacos. Tiene maclas tipo Carlsbad y periclina. También se reconocen texturas esqueléticas.

La sericita se encuentra como cristales anhedrales producto de la alteración de las plagioclasas tanto en los fenocristales como en la matriz cuyo tamaño de grano es muy fino. Algunas de ellas tienen extinción ondulante y agregados finogranulares con hábito radial. La sausruta se reconoce en micro agregados cristalinos producto de alteración de la matriz de la roca. La clorita se encuentra como cristales tabulares de formas subhedrales de color verde - amarillento claro, como producto de alteración de biotita. Estos cristales son de tamaño de grano de fino a medio con relación a los cristales de cuarzo y plagioclasa.

La epidota se encuentra en cristales anhedrales de color pardo amarillento (con aspecto mugroso), con tamaño de grano más fino que el de las plagioclasa y el cuarzo. Se considera como un mineral secundario. Los líticos se reconocen con cristales de tamaño grueso y bordes redondeados. Algunos cristales se encuentran zonados de manera concéntrica y extinción ondulante.

La **Figura 9-8** corresponde a un triángulo de QAP de Streckeisen (1976) para rocas volcánicas en la que se encuentran los resultados de la clasificación petrográfica de las muestras analizadas de las andesitas. El recalcu de las proporciones de cuarzo, feldespato y plagioclasa indica que la composición de las muestras analizadas corresponde al campo número tres de este triángulo el cual corresponde a andesitas.

Figura 9-8. Triángulo QAP de Streckeisen (1976). El campo en donde se ubican las muestras es “Andesitas”.



9.3.2 Dacitas

Las dacitas de la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta son dacitas de amplia extensión areal los cuales afloran en el Cerro La Teta, Loma La Isla Cerros al W de la ranchería Maruayán, arroyo Kepejerai Cerro Palaceo, Cerro Apiash y la Loma Ipapure. En campo estas rocas se reconocen por su textura porfírica de color gris verdoso rosado rojizo, amarillento, con proporción variable de diaclasamiento y meteorización.

Macroscópicamente presentan textura porfírica inequigranular seriada, con relación matriz: cristales variable entre 60:40 y 90: 10. Los cristales son de tamaño fino a grueso (1 a 8 mm), euhedrales a subhedrales. Están compuestos principalmente por cuarzo, plagioclasa, biotita, epidota, minerales opacos y óxidos indiferenciados de brillo iridiscente. Se encuentran cubiertos con patinas rojizas y violácea con presencia de venillas de minerales opacos sin diferenciar. En algunos sectores se reconoce bandeamiento en la matriz (**Figura 9-9**).

Figura 9-9. Afluente del arroyo Apiash (Estación PAR229) a. Roca ígnea de color gris muy claro, rica en cuarzo, tanto en matriz como cristales. b. Muestra de mano de las dacitas.



Microscópicamente tiene una textura hialocristalina inequigranular bimodal y seriada porfídica. Está compuesta por matriz y fenocristales con una relación 60: 40. La matriz es de tamaño de grano muy fino, casi criptocristalina, alcanzándose a diferenciar cuarzo y vidrio volcánico y en menor proporción plagioclasa (sericitizada). Su textura general es porfirítica.

Los cristales son subhedrales a xenomorfos describiendo una textura hipidiomórfica. Eventualmente se aprecian texturas de flujo. Agregados de cuarzo que forman una textura en mosaico, cuarzos con bahías y bandeamiento en la matriz que marca zonas con distribución modal en los tamaños de grano (**Figura 9-10** y **Figura 9-11**). La **Tabla 9-3** resume los resultados del análisis petrográficos de las dacitas.

Tabla 9-3. Compilación de los resultados de los análisis petrográficos de las dacitas.

Sección delgada	Clasificación	Porcentaje (%)											
		Cuarzo	Plagioclasa	Líticos	Biotita	Sericita	Sausurita	Clorita	Epidota	Calcita	Opacos y hierro	Vidrio	Accesorios
PR10ID014B	Dacita	10,53	15,47		2	23		4			20	8	17
PR10IB007B	Dacita	25,728	38,272		2,3	19					7	7,7	
PR-007(C)	Dacita	15,91	21,09		1	28				2	7	23	2
PCPR -014C	Dacita	19,292	33,708		3	32		1		2	4	4	1
PR10IIC019	Dacita	32,3	36		4	10		4,4	12		0,3		1
PR004B	Dacita	20,745	24,255		2	26		6			21		
PR10IIC025-2	Dacita	11,189	22,211			20					10,8	17,8	18
PR10IB008A	Dacita	13,867	42,733		12,4	19,8					2,3	4,7	4,2
PC PR 025-A	Dacita	31	29,5		2	16					5	13	3,5
PC PR 025-B	Dacita	35	36			15					1	10	3
PCPR053	Dacita	9,87	25,13		4	21			6	7	20		7
PR003E	Dacita	18,045	26,955			17		8	4	3	5		18
PR-003F2	Dacita	11,703	35,297			24					29		
PR009A	Dacita	18,906	27,094		2	40				3	7		2
par223B	Dacita	7,6638	16,4362	3,7		29,3	0,7	2,3	0,7	0,7		37,5	1
AP10IIA27	Dacita	10,5472	10,0528	7,3		25	1,6		0,9	1,1	10,4	31,3	1,8
GM10IIB547A	Dacita	9	22	6,3		32,7	2,3	3	0,3	4,7	3,3	14,4	2
par202B	Dacita	4,437	10,863			4			1,7		5	69	5

Figura 9-10. Fenocristales de cuarzo (Qz), labradorita (lb) y alteradas a sericita que cortan la matriz con textura fluidal (Estación PR10ID014B)

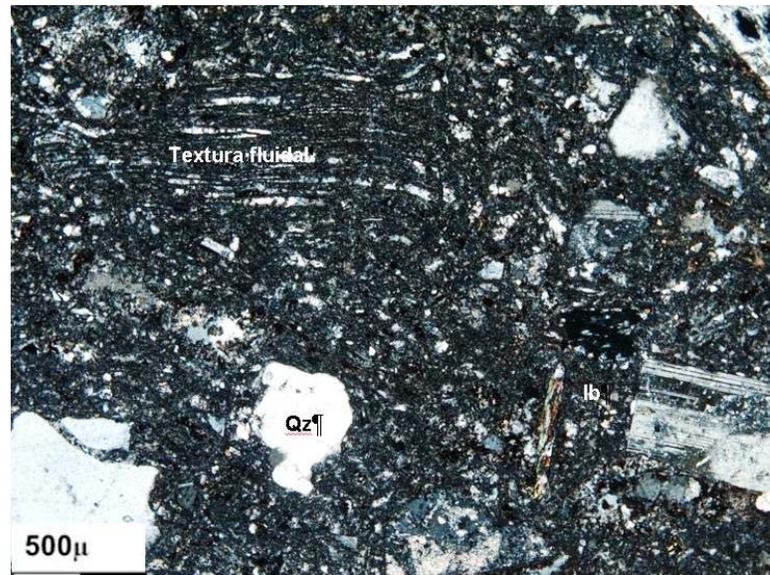
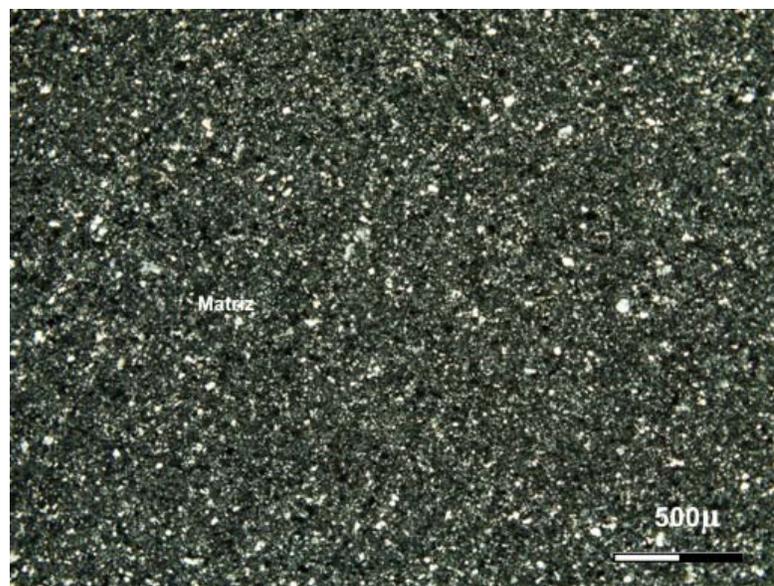


Figura 9-11. Aspecto general de la matriz que compone las dacitas, con tamaño de grano fino, compuesta por cristales de cuarzo, vidrio y plagioclasa sericitizada.



El cuarzo se reconocen cristales aislados dentro de la roca con texturas en bahías de diferentes proporciones de ancho y profundidad respecto al cristal. Son euhedrales y eventualmente anhedrales, equigranulares, de tamaño de grano medio a grueso.

Eventualmente se encuentran en agregados minerales dentro de algunos fragmentos líticos. La distribución del tamaño de grano es modal. Se encuentra como fenocristal y en la matriz. Presenta contactos puntuales.

La sericita se encuentra en cristales de tamaño muy fino o agregados microcristalinos que hacen parte de la matriz y se reconoce como producto de alteración de la plagioclasa. La clorita se reconoce como un mineral de alteración, con hábito hojoso conservando la mayoría de las veces la forma de los minerales parentales (biotita, hornblenda). La epidota es de color amarillo verdoso, con formas a anhedrales y ocasionalmente, hábito tabular. Presenta color verde claro. Generalmente son de tamaño fino (mucho más pequeño que la clorita). Se reconoce como mineral de alteración.

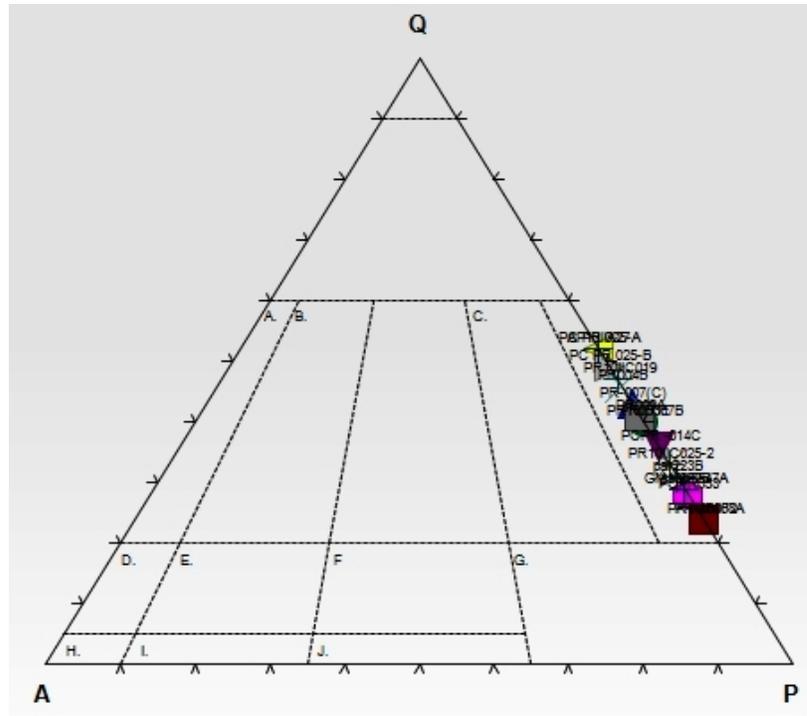
Se reconocieron algunos circones como cristales prismáticos cortos con algunos bordes corroídos con colores rosados tenues. Se encontraron moscovitas en cristales individuales y como agregados.

La plagioclasa. (Labradorita y en menor proporción, andesina) Se encuentra en cristales aislados, de tamaño de grano medio a grueso, euhedrales a subhedrales. Se reconocen maclas de Carsbald, microclina, periclina, con mezcla carsbald - microclina y carsbald – periclina y eventualmente desarrolla zonación en parches. Los cristales frecuentemente se encuentran alterados a sericita y muchos de los bordes de los cristales se encuentran corroídos o alterados y en algunos de ellos hay inclusiones de minerales opacos.

Eventualmente tienen agregados microcristalinos de cristales subhedrales tabulares que se encuentran sericitizados. La biotita es de color marrón intenso, relieve moderadamente alto y forma tabular o pseudohexagonal con bordes corroídos y abiertos. Frecuentemente se encuentra alterada y eventualmente plegada. Eventualmente se encuentra hornblenda como cristales tabulares de color verde que se están alterando a clorita. Se encuentra incluida en la matriz de la roca, acentuando la textura fluidal. Generalmente se encuentra alterando a clorita.

La **Figura 9-12** es un triángulo de QAP de Streckeisen (1976) para rocas volcánicas en la que se encuentran los resultados de la clasificación petrográfica de las muestras analizadas. Estas se ubican en el campo “Dacitas”.

Figura 9-12. Triángulo QAP de Streckeisen (1976). El campo en donde se ubican las muestras es “Dacitas”.



9.3.3 Riolitas

Las riolitas afloran principalmente en inmediaciones del arroyo Kepejerai. Macroscópicamente son rocas de tonalidad oscura, generalmente violáceas y textura porfirítica. La matriz es afanítica, félsica con procesos de alteración sobreimpuesta y presencia de xenolitos centimétricos de tonalidades claras y oscuras, subangulares y subredondeados. Generalmente están compuesta por cuarzo, líticos, plagioclasa, vidrio y minerales máficos (**Figura 9-13**). Se observa que los minerales de alteración se encuentran en menor proporción y corresponden a óxidos de hierro en venillas, o en patinas rojizas y violáceas (asociadas con la liberación de hierro). En campo se

clasificaron como riolitas y riodacitas. Se encuentran altamente diaclasadas y atravesadas por diques porfíricos de color gris (**Figura 9-14**).

Figura 9-13. Afloramiento de las riolitas en el cerro Warule. Los minerales de color blanco son cuarzo y plagioclasa. Las tonalidades rosa claras son agregado microgranulares de feldespato potásico. Las venillas violáceas oscuras corresponden a óxidos de hierro. Estación PR10ID003A, ubicada en el Cerro La Teta. b. Aspecto general de las riolitas en el sur del cerro Apiash, estación AP10IIA001. Nótese el típico color rojizo de las riolitas en la región.

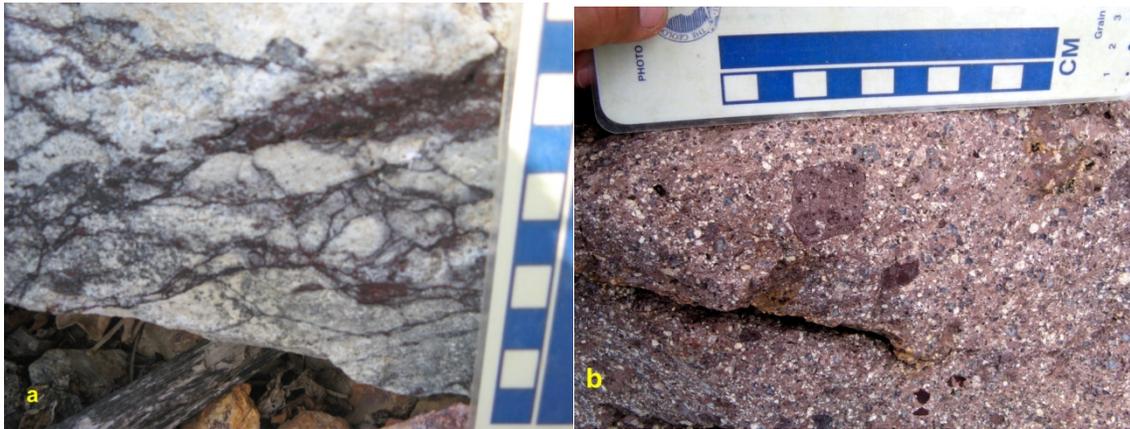
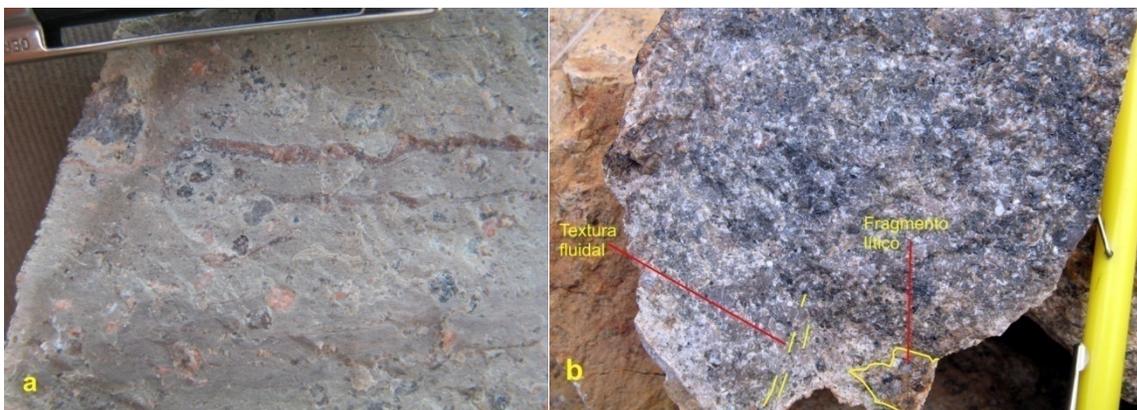


Figura 9-14. a. Estación AP10ID27 Loma la Isla. Aspecto general de las riolitas. Las líneas rojizas son venillas ricas en hierro. b. Muestra de mano de riolitas de la estación AP10IIA08 (tope del cerro Maruayán). Las líneas amarillas segmentadas destacan la textura fluidal expresada por minerales orientados y levemente alargados.



Microscópicamente corresponden a rocas ígneas de textura inequigranular modal que en algunos sectores exhibe variaciones en la proporción de vidrio en la matriz lo que resalta

la textura fluidal. La relación matriz respecto a cristales es 85:15. Los fenocristales son generalmente de cuarzo de tamaño de grano es medio a fino.

Puntualmente se puede desarrollar textura microlítica y vitrofídica. Se reconocen cristales de cuarzo, líticos, biotita, clorita, labradorita y fragmentos líticos. Presenta procesos de alteración y xenolitos subangulares y subredondeados de tonalidades claras y oscuras. La **Tabla 9-4** compila los resultados de los análisis petrográficos. Un ejemplo es la sección delgada PCPR 010 la cual se reconoce en la **Figura 9-15**.

El cuarzo se encuentra en cristales subhedrales, inequigranulares seriados, con tamaño de grano variable desde muy fino (en la matriz) hasta grueso. Frecuentemente tienen bahías y algunos bordes corroídos. Estos cristales se reconocen también en agregados finogranulares con textura en mosaico, observada en los fragmentos líticos (**Figura 9-16**).

La plagioclasa (Oligoclasa - Andesina) se reconoce como cristales subhedrales, generalmente con formas tabulares, de bordes corroídos, texturas esqueléticas y alteración variable a sericita. Se reconocen maclas de albita, periclina y Carlsbad y se reconocen inclusiones de minerales opacos. Los líticos se encuentran como cristales de tamaño grueso, aspecto rugoso y bordes redondeados. Los anfíboles se encuentran cloritizados o epidotizados. Se desarrollan en cristales principalmente anhedrales, aunque en algunos casos se distinguen subhedrales, o con formas hexagonales. Son de color verde amarillento y generalmente tienen sus bordes corroídos.

La sericita se encuentra como cristales anhedrales producto de la alteración de las plagioclasas, tanto en los fenocristales como en la matriz son de tamaño muy fino. La clorita se reconoce en cristales tabulares de formas subhedrales, color verde - amarillento claro. Su tamaño es fino a medio con relación a los cristales de cuarzo y plagioclasa. Es un producto de alteración de biotita.

Tabla 9-4. Compilación de los resultados de los análisis petrográficos de las riolitas.

SECCIÓN DELGADA	Clasificación	Porcentaje (%)												
		Cuarzo	Plagioclasa	Sanidina	Biotita	Hb	Sericita	Sausurita	Clorita	Epidota	Calcita	Opacos y hierro	Vidrio	Accesorios
PAR232	Riolita	14,973	10,827	20,7	0,3	0,6	1,7					0,7	46,5	3,7
PAR231B	Riolita	14	12,7	19,7	0,4		4,6		1	2		1,7	43,9	
PAR238	Riolita	11,7	6,3	19,3			10		2	2,3	1	2,7	40,4	4,3
PAR236A	Riolita	14	5,7	16,7			7,7		2,7	3,3	0,3	1,3	46,7	1,6
PAR231A	Riolita	3,1423	0,4958	3,0619				18,3		6	0,3		65,3	3,4
CGM10IB317A	Riolita	18,7	16,0777	10,9223		0,3	18,3	4			10,3	10	10,1	1,3
GM10IB309B	Riolita	18,3	0	29,2			18,7		6,7	1,5		0,3	13,3	12
CGM10IB299	Riolita	12,7	0	13,3			32,3		2,7	2		1,3	20,7	15
PAR229	Riolita	7,722	5,3	21,578			30,4	5,4		2,3		1,3	20	6
PAR226	Riolita	16,3	4,7	21			24,3	2,3		3		4	22,5	1,9
PAR266B	Riolita	7,3	0	13,3			17					21,7	34,7	6
PAR225	Riolita	14,3	2	28,7	1		35,4	1,6	1	1,7		9,5	1,8	3

Figura 9-15. Fotografía de sección delgada de una muestra de riodacita del cerro Maruayán. Se observa una roca ígnea con textura de flujo evidenciada por la orientación de minerales félsicos como cuarzo y oligoclasa. a) PPL b) PPX. Sección delgada PCPR 010.

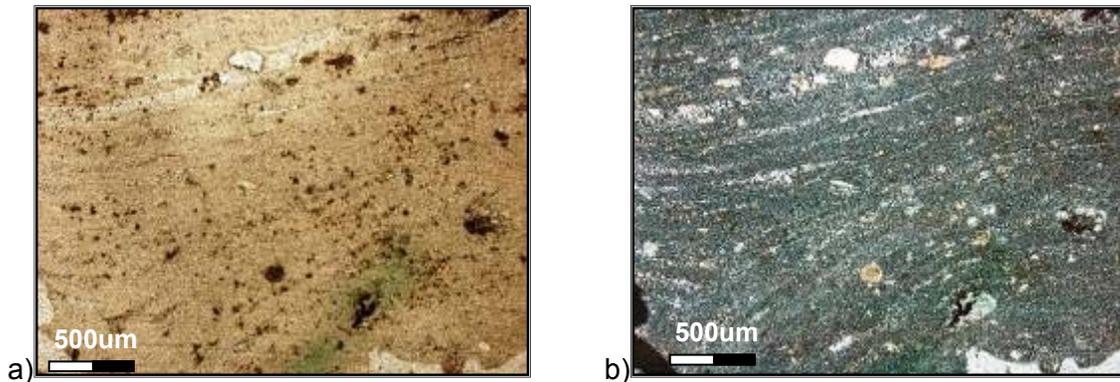
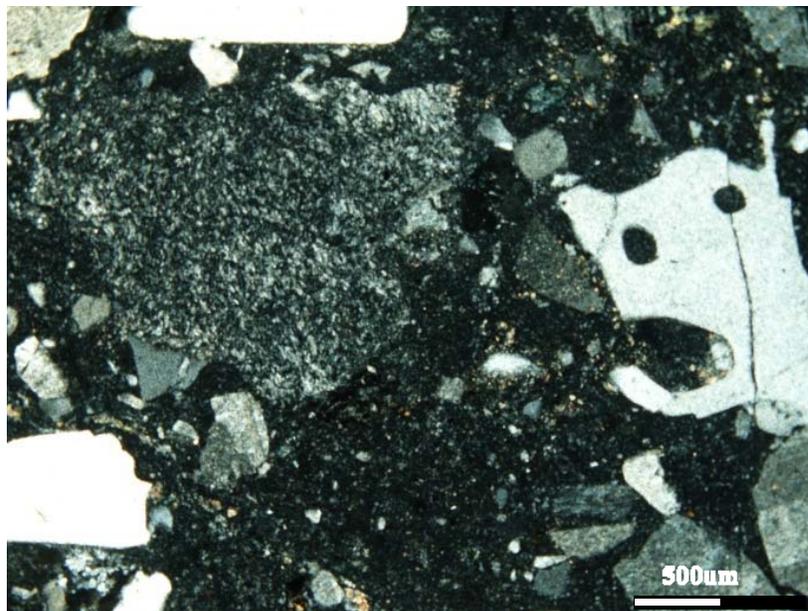


Figura 9-16. Roca hialocristalina porfídica con fenocristales de cuarzo con bahías, fragmentos líticos, plagioclasa maclada y moscovita (Estación PAR238).



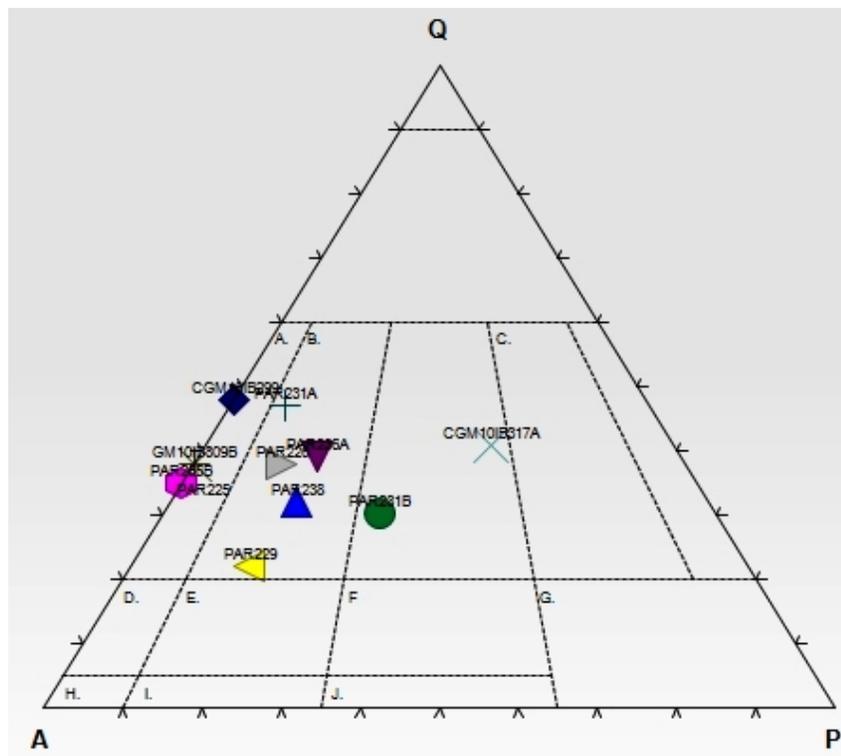
La epidota se reconoce como cristales anhedrales de color pardo amarillento (con aspecto rugoso), y tamaño fino con respecto a la plagioclasa y el cuarzo. Es un producto de alteración de anfíboles y biotita. Los carbonatos se encuentran en cristales

anhedrales, con tamaño de grano muy fino los cuales están en el relleno de venillas y como alteración incipiente sobre cristales de plagioclasa.

Los minerales opacos (hematita) están dispuestos en cristales anhedrales, finos, los cuales se encuentran en venas, como patinas e incluyendo otros minerales como producto del alto grado de alteración que está sufriendo la roca.

La **Figura 9-17** es un triángulo de QAP de Streckeisen (1976) para rocas volcánicas en la que se encuentran los resultados de la clasificación petrográfica de las muestras analizadas. Estas se ubican en el campo “Riolitas y Riolitas alcalinas”.

Figura 9-17. Triángulo QAP de Streckeisen (1976). El campo en donde se ubican las muestras es “Riolitas”.

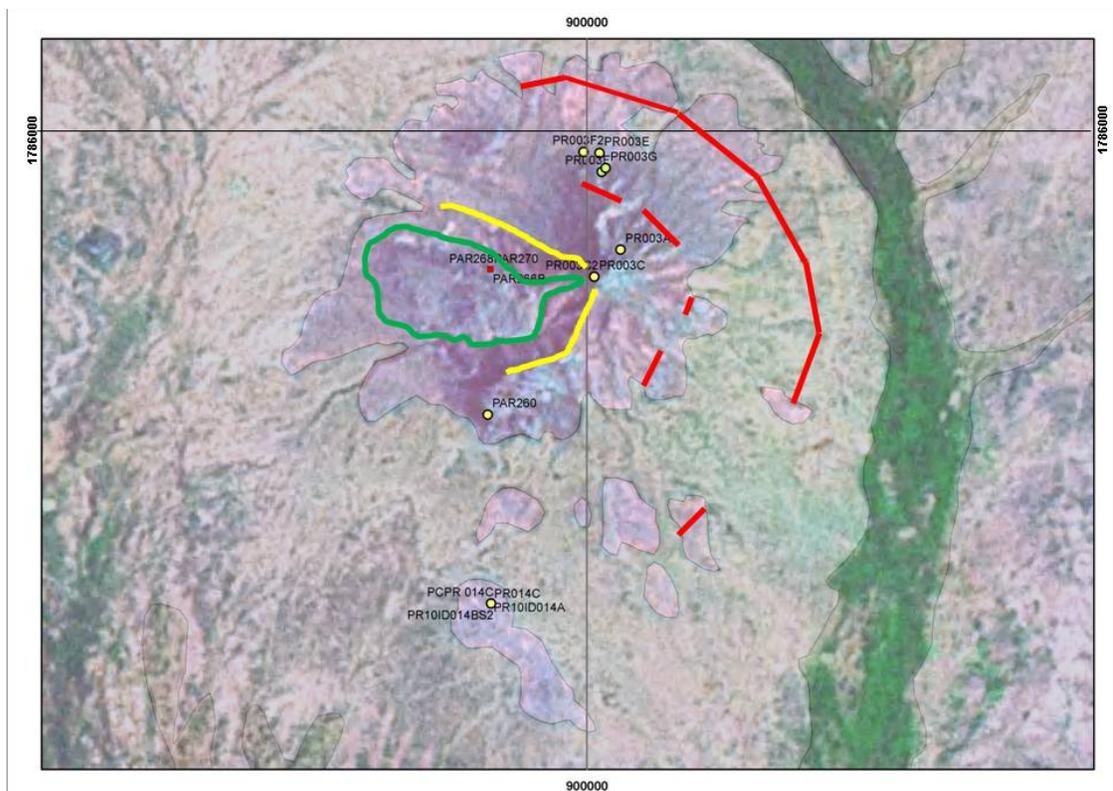


9.3.4 Tobas

Las tobas de la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta afloran en sectores Sur y Oeste del Cerro La Teta, al Este de la ranchería Maruayán y en el flanco Sur de la Serranía de Cosinas.

En el Oeste del Cerro La Teta se reconocen por su baja densidad y su aspecto en los afloramientos que semejan flujos de escombros, además de su alteración color café oscuro (**Figura 9-18**) y se encuentran delimitadas dentro de una zona deprimida topográficamente, la cual se representa en la imagen de satélite mediante líneas amarillas.

Figura 9-18. Imagen satelital del Cerro La Teta, en el centro, con tonalidades azules. El polígono verde delimita el área donde afloran las rocas tobáceas. Las líneas amarillas señalan el escarpe de un antiguo colapso de sector de la estructura volcánica y las líneas rojas delimitan estructuras concéntricas de destrucciones sucesivas de un antiguo volcán.



En cercanías a la ranchería Maruayán y en el flanco sur de la serranía de Cosinas tiene un aspecto muy similar a las riolitas. Son rocas de tonalidad amarillo crema, con textura porfirítica. La matriz es afanítica, félsica con procesos de alteración sobreimpuesta y no se reconocen xenolitos. Generalmente están compuestas por cuarzo, sanidina, plagioclasa, vidrio y eventuales minerales máficos. Se observa que los minerales de alteración se presentan en menor proporción y corresponden a óxidos de hierro en venillas, o en patinas rojizas y violáceas (asociadas con la liberación de hierro).

Macroscópicamente es una roca ígnea de color blanco, café, con densidad y porosidad variable, tamaño de cristal muy fino, rica en fragmentos subangulares, de origen volcánico explosivo. Tienen alto grado de alteración y vetilleo de hematita, liberación de óxidos de hierro (Goethita) y se encuentran intruidas por diques de 3 cms de espesor.

Microscópicamente es una roca ígnea volcánica, de origen explosivo cuya relación matriz: cristales es cercana a 85:15, rica en vidrio volcánico, cristales y fragmentos líticos con formas angulares y algunos bordes rotos. Los cristales son de cuarzo, labradorita (eventualmente oligoclasa) y en menor proporción andesina y sanidina. Los fragmentos de líticos son agregados de diferentes tamaños compuestos principalmente por cuarzo en contactos borde-borde que frecuentemente describen texturas en mosaico.

Estos fragmentos líticos se encuentran en diversas concentraciones en las rocas, no obstante en los conteos petrográficos siempre fue mayoritario el vidrio volcánico por lo que se clasificó este conjunto de rocas como tobas o como flujos piroclásticos de vidrio y cristales o toba de vidrio, cristales y líticos (**Figura 9-19**). La **Tabla 9-5**compila los resultados de los análisis petrográficos.

El cuarzo se encuentra en cristales subhedrales, inequigranulares seriados, con tamaño de grano variable desde muy fino (en la matriz) hasta grueso, caracterizado por desarrollar bahías y algunos bordes corroídos. Estos cristales están dispuestos en agregados finogranulares que generan una textura en mosaico, observada en los fragmentos líticos.

Figura 9-19. Toba de vidrio, cristales y líticos. (Qtz) Cuarzo, (Op) Minerales Opacos (Estación PAR 270).

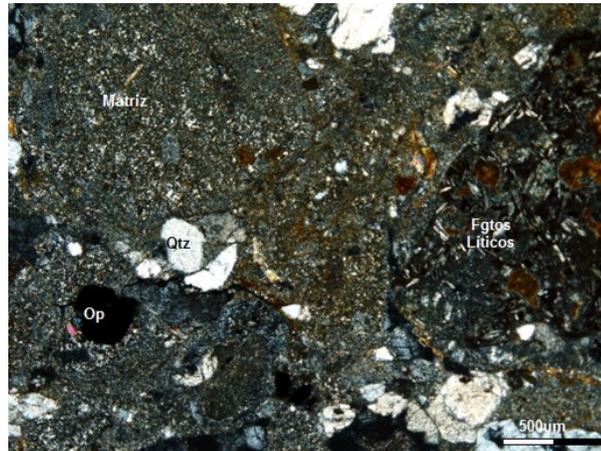


Tabla 9-5. Compilación de los resultados de los análisis petrográficos de las tobas.

Sección delgada	Clasificación	Porcentaje (%)				
		Vidrio	Cristales	Líticos	Opacos y hierro	Sumatoria
AP10iiA16	Toba	47,3	41,3	6,7	4,7	100
par270	Toba	54	33,3	12,7		100
Cosinas	Toba	64,1	30,7	3,2	2	100
GM10IIA460B	Toba					0

La sericita se encuentra como cristales de tamaño muy fino que hacen parte de la matriz como producto de alteración de la plagioclasa. Los minerales opacos (hematita) son cristales anhedrales con tamaño de grano fino, los cuales se encuentran en venas, como patinas e incluyendo otros minerales como producto del alto grado de alteración que está sufriendo la roca. Se clasifica como hematita porque tiene color pardo rojizo, brillante y translucido.

El vidrio volcánico es incoloro, isotrópico y hace parte de la matriz, el cual se presenta en parches de tamaño variable. La moscovita se encuentra en cristales de formas tabulares cortas, subhedrales, incoloros y con bordes corroídos. Se encuentra como agregados minerales formando nidos. Los fragmentos líticos son agregados de vidrio y cristales generalmente redondeados, compuestos principalmente por agregados de cuarzo que exhiben una textura en mosaico (tamaño de cristal fino a medio), esporádicos y fragmentos angulares de vidrio y cuarzo (subangulares).

9.3.5 Diques

Los diques que afectan la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta afloran en casi toda la unidad por lo que cortan todos los tipos de rocas de la unidad y a la Formación Ranchogrande. Sus espesores varían desde decenas de centímetros hasta un metro, con geometría recta o sinuosa. Macroscópicamente son rocas ígneas grises compuestas por matriz vítrea y cristales inequigranulares seriados. La relación matriz: cristales es 70:30. Los cristales tienen tamaño fino a medio y formas euhedrales. La textura predominante es porfirítica, no orientada y localmente afanítica (Ranchería Ipapure, **Figura 9-20**).

Figura 9-20. Aspecto general de los diques andesíticos con tendencia 320/85W cerro Parrari (Estación PR10IIC015) y 310/85E dirección de buzamiento (Estación PR10IIC009).



Los cristales son de cuarzo, andesina, sanidina, hornblenda, piroxenos y nidos de pirita. No se encuentran orientados. Eventualmente los cristales tienen contacto puntual entre sí. Generalmente se encuentran con alto grado de meteorización y procesos de epidotización sobreimpuestos. Se clasifican como dacitas y en menor proporción andesitas (**Figura 9-21**).

Figura 9-21. Dique dacítico emplazado en la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta en el cerro Maruayán (Estación AP10IIC35).



Localmente se encuentran diaclasados, con alteración hidrotermal sobreimpuesta. Estos diques fueron emplazados aprovechando planos de debilidad preexistentes cuya orientación es 32/57E y 114/65W. (Estación AP10IIC35) y es intrusiva en la Estación AP10IIA016. Se desconoce si en la región se han presentado diferentes eventos de diques.

Microscópicamente es una roca hialocristalina, con textura porfídica, fluidal y una relación matriz: fenocristales 90:10. La matriz es hialocristalina, con tamaño muy fino y cristales anhedrales. Los fenocristales son formas subhedrales a anhedrales, textura hipidiomórfica y una distribución inequigranular seriada. La **Tabla 9-6** compila los resultados de los análisis petrográficos.

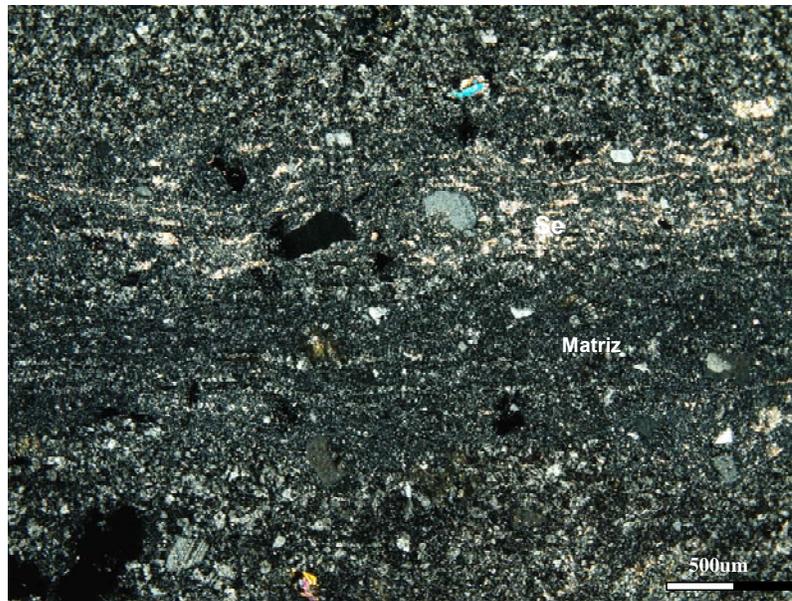
El cuarzo tiene formas subhedrales, de tamaño fino a medio y textura en bahías. La plagioclasa (Andesina) se reconoce en cristales tabulares, de bordes rectos e irregulares. Se encuentran maclas Carlsbad-periclina. La mayoría de los fenocristales de plagioclasa se encuentran alterados a sericita.

Tabla 9-6. Compilación de los resultados de los análisis petrográficos de las muestras tomadas a los diques.

Sección delgada	Clasificación	Porcentaje (%)											
		Cuarzo	Plagioclasa	Sanidina	Biotita	Sericita	Sausurita	Clorita	Epidota	Calcita	Opacos y hierro	Vidrio	Accesorios
CGM10IIA422A	dacita	25	1,38	6,49		22,21	6,11	6,11			7,7	12,5	12,5
CGM10IIA422B	dacita	19,6	2,56			39,03	2,85	1,7			5,2	28,49	0,57
GM10IB316A	dacita	30,7	3,22	5,27		41,66	2,63	6,74	0,58	1,76	3,89		3,55
GM10IIA428A	dacita	24,32	4,09	3,18		41,2	1,82	4,32	0,41		2,95	8,4	9,31
PR005	andesita	13	40			10		10		7	20		

La clorita se aprecia en cristales subhedrales a anhedrales, tabulares, y con tamaño de grano medio a fino. Los fragmentos líticos se observan con formas redondeadas, corresponden a una roca con textura porfírica, hialocristalina, tamaño fino, compuesta por cristales de cuarzo, vidrio y sericita. Los minerales opacos y óxidos de hierro se encuentran en cristales subhedrales a anhedrales, con tamaño de grano fino. La sericita y sausruta son producto de la alteración de minerales primarios como la plagioclasa y feldespato. La sericita es incolora, con tamaño de grano muy fino, mientras que la sausruta se presentan como una pátina de color café que le otorga a la roca un aspecto sucio (**Figura 9-22**).

Figura 9-22. Dique reportado en la estación CGM10IIA422B (Cerros al sur del Arroyo Kolotoua). Sutextura es porfírica con matriz hialocristalina y textura fluidal. Su composición es vidrio y sericita.



En inmediaciones de la Ranchería Wawariou, se observa que los diques también intruyen a la Formación Ranchogrande. Se encuentran cortando las areniscas conglomeráticas basales con aporte volcánico de la formación (**Figura 9-23** y **Figura 9-24**), a las riolitas (**Figura 9-25**) y a las andesitas.

Figura 9-23.a. Contacto intrusivo entre las rocas sedimentarias de la Formación Ranchogrande y los diques andesíticos. (Estación AP10IIA13). La orientación del plano es 262/78E. **b.** Cerro aislado menor de las riolitas en el que se aprecian varios remanentes aislados (en la base y el tope del cerro) de areniscas conglomeráticas de la Formación Ranchogrande. Nótese la presencia de fragmentos líticos de riodacita y guijos de composición silíceosa (Estación AP10ID28).

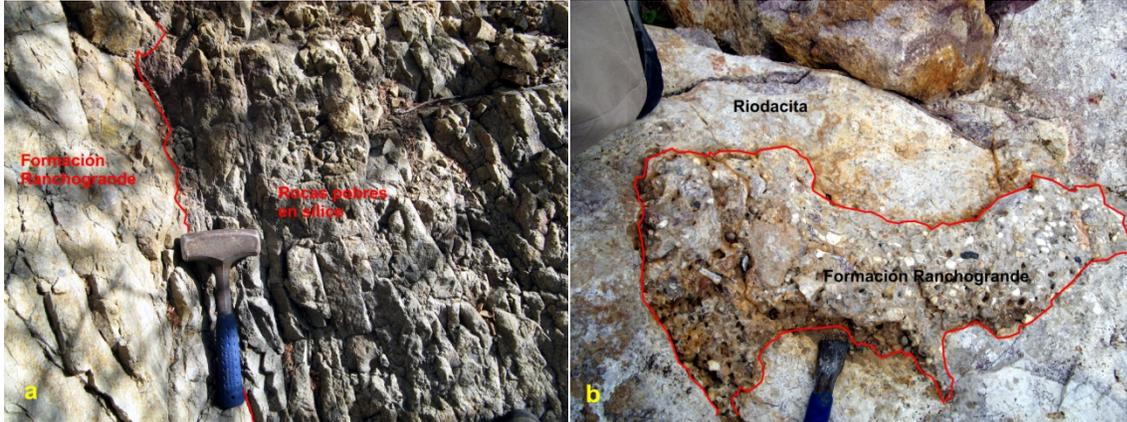


Figura 9-24. Diques de tres centímetros intruyen la Formación Ranchogrande. Afloramiento observado en un cauce de un arroyo que nace en la Serranía de Cosinas, en la Ranchería Wawariou. Su orientación es 165/88E (Estación AP10IIA016).

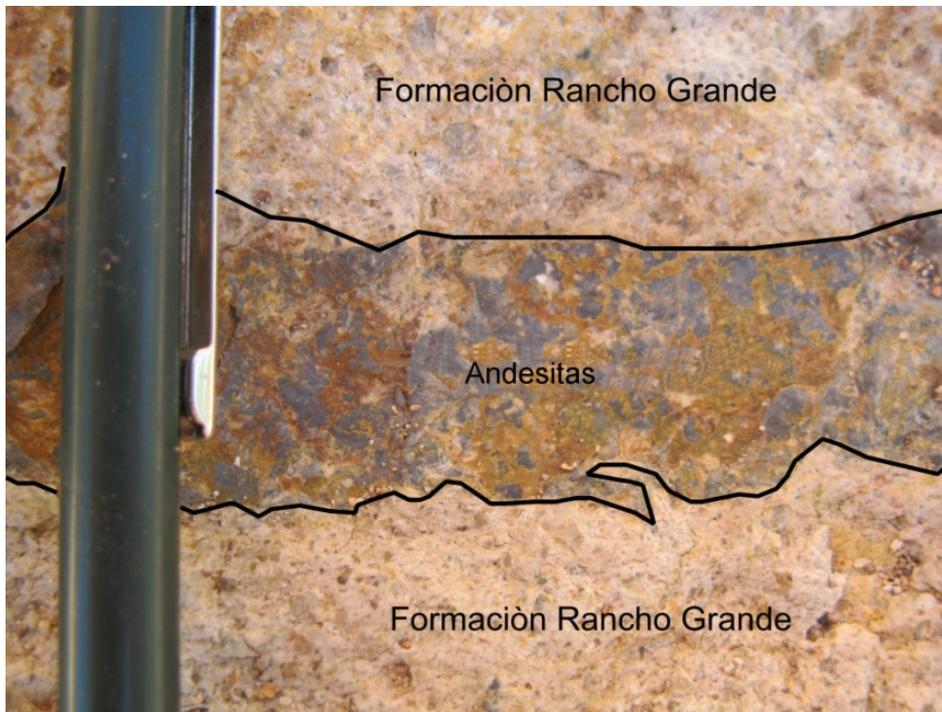
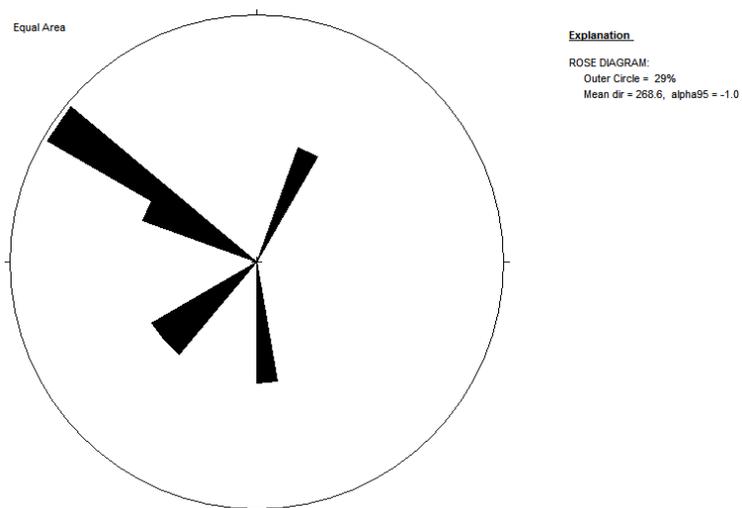


Figura 9-25. Aspecto general de los diques que atraviesan las riolitas. Se clasifican como andesitas (Estación PCPR09).



Las tendencias reconocidas en los diques son 320/85W (Cerro Parrari, Estación PR10IIC015) 310/85E (Estación PR10IIC009), 20/65 - 32/75 (Estación AP10IIA01) y 114/2 (cerro Maruayán). La **Figura 9-26** es un diagrama rosa en el que se representan las tendencias reconocidas en campo de los diques que afectan la unidad. La tendencia predominante es 308°.

Figura 9-26. Diagrama rosa de las tendencias espaciales de los diques.



9.3.6 Enclaves

Los enclaves reportados en la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta se encuentran diseminados en la mayoría de afloramientos de la unidad. Macroscópicamente son rocas de color gris, textura porfírica, compuesta por matriz de tamaño fino y fenocristales de cuarzo, plagioclasa y feldespato como componentes principales.

Microscópicamente son rocas hialocristalinas, con textura porfírica y con relación matriz: cristales de 55:45 a 70:30, La matriz tiene tamaño de cristal muy fino. Los fenocristales son inequigranulares seriados o con distribución modal, con formas principalmente subhedrales a anhedrales. Su tamaño es variable desde muy fino hasta grueso. Los minerales que se reconocen son de cuarzo, plagioclasa (Oligoclasa), feldespato (Sanidina), fragmentos líticos, biotita, clorita, sericita y minerales opacos y óxidos de hierro. Se clasifican como andesita y dacitas. La **Tabla 9-7** resume los resultados de los análisis petrográficos realizados a las muestras tomadas en los enclaves.

Tabla 9-7. Compilación de los resultados de los análisis petrográficos realizados a las muestras tomadas en los enclaves.

Sección delgada	Clasif.	Porcentaje (%)									
		Cuarzo	Plagioclasa	Sanidina	Biotita	Sericita	Sausurita	Clorita	Opacos y hierro	Vidrio	Accesorios
PAR20 8 X3	Granito	32,31	1,42	32,31		12,74	9,44	1,42	8,7		1,66
PAR 195A	Dacita	21,95	6,72	1,46	2,33	19,9		1,75	1,16	30,9 9	13,74
PAR 195B	Andesita	14,2	0,63		3,8	55,6	4,76	2,85	14,66		3,5

El cuarzo se encuentra en cristales incoloros, con tamaño de grano variable, desde fino hasta grueso, con formas subhedrales a anhedrales y texturas en bahías. La plagioclasa (Oligoclasa - Andesina) se reconoce en cristales subhedrales de formas tabulares cortas con tamaño fino a medio. Incluye maclas de Carlsbad, Carlsbad + albita y Carlsbad + periclina. Se encuentran alterando a sericita.

El feldespato (Sanidina) se encuentra en cristales subhedrales a anhedrales cubiertos por una pátina café que le da un aspecto sucio a la superficie del cristal que corresponde

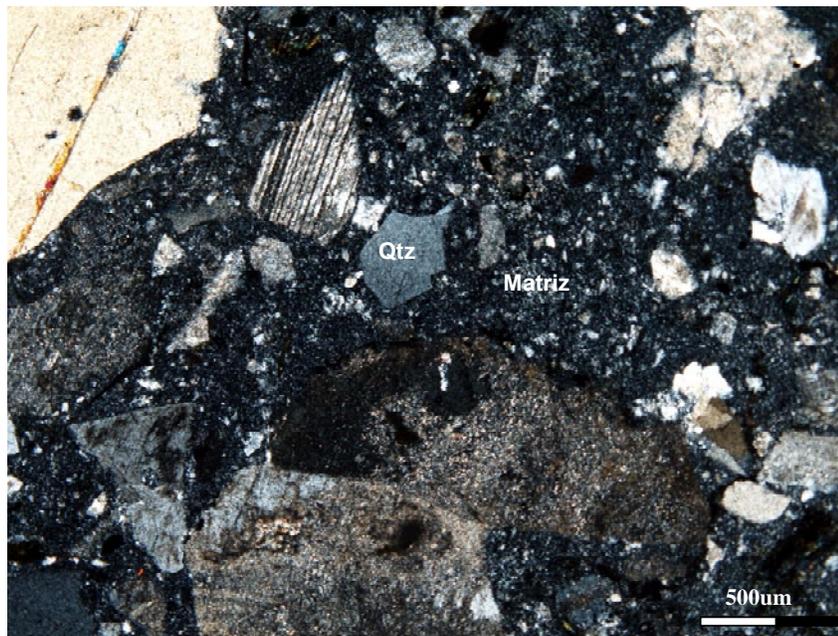
posiblemente a caolinita. Su tamaño de cristal es variable desde medio hasta grueso, además exhibe líneas internas que podrían asociarse con planos de clivaje. Se reconocen venillas rellenas posiblemente de carbonatos y otras rellenas por cuarzo (**Figura 9-27**).

Los fragmentos líticos son de formas anhedrales y diferentes composiciones:

- Fragmentos compuestos por vidrio y sericita: Desarrollan tamaño de cristal muy fino y algunos bordes son redondeados y otros rectos. Su textura general es hialocristalina.
- Fragmentos con textura porfídica, hialocristalina: Tienen matriz fina casi criptocristalina, compuesta por vidrio y sericita. Los fenocristales son de cuarzo, minerales opacos, óxidos de hierro. Se reconoce una textura fluidal incipiente.
- Fragmentos compuestos por agregados microcristalinos, de cuarzo que generan una textura en mosaico.
- Fragmentos compuestos por cristales anhedrales con textura hialocristalina porfídica, con matriz fina que muestra textura fluidal con fenocristales de plagioclasa sericitizada.
- Fragmentos formados por agregados de plagioclasa: Los cristales son de formas tabulares con alto grado de alteración a sericita y además se encuentran maclados. Dentro de estos agregados se reconocen inclusiones de minerales opacos.

La biotita se observa en cristales de formas tabulares, con tamaño de grano fino, bordes alterados y corroídos. Generalmente tiene inclusiones de minerales opacos. La clorita se aprecia en cristales con formas tabulares (subhedrales a anhedrales) con bordes corroídos y con inclusiones de minerales opacos. Las cloritas son producto de la alteración de las biotitas.

Figura 9-27. Roca hialocristalina porfídica con fenocristales de cuarzo, sanidina alterada y plagioclasa (oligoclasa) maclada. (Estación PAR 195 A, Flanco sur del Cerro Aipiash).



Los minerales opacos y óxidos de hierro se encuentran dispuestos en cristales subhedrales, de tamaño fino, distribuidos de manera aleatoria sobre la roca. Están asociados generalmente a las biotitas. Los óxidos de hierro, se reconocen como patinas de color pardo amarillento, que cubren algunos minerales. La sericita se encuentra como producto de alteración de las plagioclasas, incolora y relieve bajo.

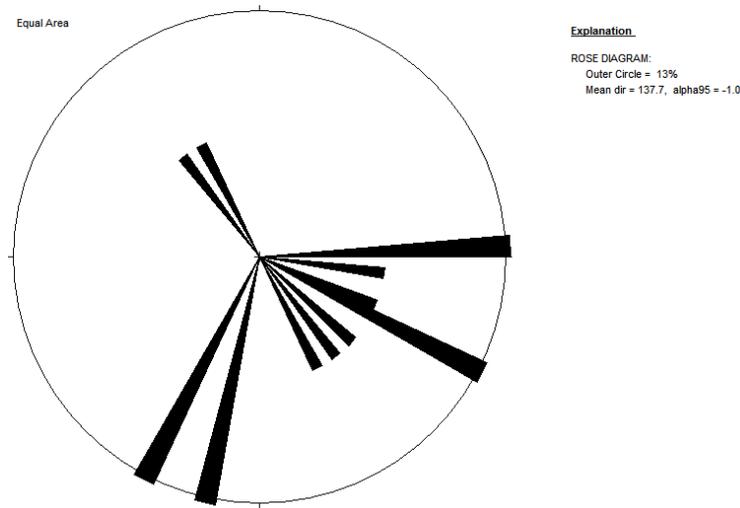
9.4 Elementos estructurales y eventos hidrotermales

Los elementos estructurales y los eventos hidrotermales registrados en la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta se describen de manera conjunta debido a que los eventos hidrotermales se encuentran contenidos en los planos estructurales preexistentes. Los elementos estructurales reconocidos en diaclasas y diques de la riodacita registran las tendencias en azimuth de buzamiento que se resumen en la **Tabla 9-8**. Los promedios de estas tendencias se grafican en el diagrama rosa de la **Figura 9-28**. En esta se observa que las tendencias 52/79 y 60/80, 206/69 y 200/80 son las más frecuentes en la Riodacita de Ipapure - Cerro La Teta.

Tabla 9-8. Resumen de los datos estructurales tomados en la riodacita.

Estación	Elemento estructural	Azimut de buzamiento	Buzamiento
PR10IIC015	Diaclasa + dique	320	85
PR10IIC009	Diaclasa + dique	310	85
AP10IIC35	Diaclasa + dique	32	57
AP10IIC35	Diaclasa + dique	310	85
AP10IIA01	Diaclasa + dique	20	65
AP10IIA01	Diaclasa + dique	32	75
AP10IIA01	Diaclasa + dique	114	20
AP10IIA13	Falla	262	78
AP10IIA016	Diaclasa + dique	165	88
AP10IIA06	Vetillas	206	69
AP10IIA06	Vetillas	200	80
PR10ID08	Falla con deformación de cristales	176	75
PR10ID08	Diaclasa con inyección de fluido hidrotermalizante	282	85
PCPR077	Diaclasa	299	85
AP10IIA07	Venillas de cuarzo	222	61
PR10ID004	Diaclasa	242	71
PR10IIC010	Diaclasa + dique	320	85
AP10IIA10	Falla+Barita	282	69
PR10IB008	Diaclasa	188	79
PCPR080	Diaclasa	52	79
PR10IIC009	Diaclasa	60	80
PCPR080	Diaclasa	206	69
PCPR080	Diaclasa	200	80
AP10IIA11	Diaclasa+barita	242	71

Figura 9-28. Diagrama rosa con las tendencias de orientación de los diques y diaclasas que se presentan en la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta.



Esta unidad registra varios eventos hidrotermales sobreimpuestos que se manifiestan en planos de debilidad preexistentes en las rocas. En un cerro sin nombre al oeste de la rancharía Maruayán se reconocen dos eventos que se superponen entre sí. El primero desarrolla alteración argílica (Su espesor es variable entre 5 y 6 m) con una orientación 200/80, el cual continua hasta el cerro Aipiash, donde tiene una dirección 206/69 (**Figura 9-29**). Esta dirección puede estar relacionada con una fractura regional identificada en la mayoría de la unidad con tendencia 176/75. El segundo evento tiene una dirección 282/85 y corta a la anterior. Esta asocia venillas de cuarzo y barita esporádica con minerales opacos posiblemente ilmenita y venillas de cuarzo con malaquita. No se observan otros sulfuros diseminados, ni carbonatos (**Figura 9-30**).

Algunos planos de debilidad orientados 282/69 y 188/79 se ven aprovechados por venas de barita. La segunda tendencia corta a la primera y tiene menor espesor (Estación AP10IIA10. **Figura 9-31** y **Figura 9-32**). En la estación AP10IIA13, las venas de barita registran tendencias 52/79 y las venas de cuarzo 60/80. La tendencia estructural 176/75 corta (no deforma) enclaves máficos presentes en la unidad.

Figura 9-29.Aspecto general del vetilleo de cuarzo en el arroyo Apiash, estación AP10IIA006. La tendencia del vetilleo es 206/69.



Figura 9-30.Afloramiento donde se aprecia venilla de cuarzo con barita contenida dentro de dique de 40 cm de espesor, de composición andesítica, de espesor milimétrico. Tendencia: 222/61 (Estación AP10IIA07).



Figura 9-31. Antigua explotación de barita en vetas de 30 a 60 cm de espesor con tendencia 282/69 (Estación AP10IIA10).



Figura 9-32. Vena de Barita en arroyo del flanco sur de la serranía de Cosinas. Su espesor varía entre 10 y 30 cm. Tendencia 242/71 (Estación AP10IIA11).



Todos los elementos estructurales registrados en la riodacita son de tipo frágil (Passchier & Trouw, 1996), lo cual se puede evidenciar en las brechas de falla de esta unidad y no registra efectos metamórficos o deformativos que registren recalentamiento posterior al emplazamiento de la unidad.

La tendencia 320/85 no solo afecta a la riodacita, también afecta a la Granodiorita de Ipapure (Estación PR10IIC010). Esta unidad tiene una relación intrusiva con la riodacita y fue datada en 120 ± 4 M.a. (K/Ar en roca total, MacDonald & Opdyke, 1972). Los planos orientados con esta tendencia se encuentran rellenos con venas de cuarzo y están asociados con diques porfiríticos emplazados con igual tendencia. Esto permite inferir que el evento que dio origen a los diques y el relleno de cuarzo de estas venas es posterior al Cretácico (**Figura 9-33**).

Figura 9-33. Venillas de cuarzo desarrolladas en planos de debilidad de la Granodiorita de Ipapure en el punto de control PCPR053, base del cerro Parrari. En el tope del mismo aflora la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta. Estas se asocian con diques de tendencia 320/85 (Estación PR10IIC010).



9.5 Límites y contactos

La Riodacita de Ipapure - Cerro La Teta se encuentra dispuesta como un conjunto de remanentes aislados entre sí, que según las observaciones de campo se pueden asociar con una serie de domos volcánicos, con actividad explosiva, cubiertos de manera discordante por depósitos cuaternarios eólicos y aluviales recientes.

Algunos de estos remanentes se encuentran intruidos por la Granodiorita de Ipapure. La relación estratigráfica entre la riodacita y la Formación Ranchogrande no se reconoció en campo. En la estación AP10IIA14 se pudo reconocer un contacto fallado entre estas dos unidades, específicamente entre las areniscas conglomeráticas que infrayacen a las capas rojas de la Formación Ranchogrande y las andesitas de la unidad.

También se apreció que algunos guijos de la formación sedimentaria son de origen volcánico, lo cual permite inferir que cuando se estaban depositando los conglomerados, la riodacita estaba expuesta en la superficie y podía sufrir erosión por las corrientes fluviales que formaron los depósitos conglomeráticos (**Figura 9-23**).

9.6 Edades reportadas

MacDonald & Opdyke (1972) reportaron dos valores de edades K/Ar (en roca total) de 125 y 95 Ma que posteriormente fueron revisados y recalculados a 143 ± 7 Ma. (MacDonald & Opdyke, 1984), estas edades ubican a la Riodacita de Ipapure-Cerro La Teta en el Berriasiano (Cretácico Inferior).

Sin embargo, las observaciones de campo respecto a la Formación Ranchogrande indican que esta unidad debe ser más antigua que estas edades. En el capítulo Isotopía se reevalúa la edad de la unidad. La relación de la riodacita respecto a la Granodiorita de Ipapure fue objetivo de numerosos recorridos de campo.

En estos no fue posible determinar de manera concluyente su carácter. Zuluaga *et al.*, (2009) ratifican esta circunstancia. Estos autores mencionan que Radelli (1962) reporta

entre las granodioritas y las riodacitas una corona algo irregular de microgranodioritas y localmente suprayacida de manera discordante por Depósitos Aluviales recientes lo cual le daría un carácter intrusivo a la granodiorita respecto a la riodacita.

MacDonald & Opdyke (1972) determinaron para la granodiorita una edad de 120 ± 4 M.a. (K/Ar en roca total) correspondiente al Cretácico temprano lo cual es congruente con la edad propuesta para ambas unidades.

10. Geoquímica

La composición (mineralógica, geoquímica e isotópica) y distribución de estas rocas depende de las características de la fuente (corteza y/o el manto), los procesos posteriores de evolución magmática (diferenciación y/o contaminación, etc.) y del ambiente geológico en el cual fueron formadas (Pearce 1982; Pearce, 1996; Faure, 2001; Whalen *et al.*, 2006).

10.1 Métodos analíticos

Se seleccionaron 20 muestras de roca total, sin meteorización significativa, que previamente habían sido analizadas petrográficamente. Estas muestras son representativas de las andesitas, dacitas y riolitas. Algunas o presentaban alguna variación textural de cada pertenecen a algunas muestras que ofrecían dificultad en su agrupación de No se requirió ninguna preparación especial, solamente partición manual. El pulverizado y homogenizado de la muestra los realizo el laboratorio. Los análisis geoquímicos (elementos mayores y trazas) fueron llevados a cabo mediante ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) en los laboratorios ACME (Vancouver, Canadá, **Tabla 10-1**).

Se obtuvo información de 58 elementos: SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, TiO₂, P₂O₅, MnO, Cr₂O₃, Ni, Sc, Ba, Be, Co, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, V, W, Zr, Y, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Mo, Cu, Pb, Zn, Ni, As, Cd, Sb, Bi, Ag, Au, Hg, Tl, Se.

Los valores umbrales de detección del equipo para algunos de los elementos son: Cr₂O₃: <0.002%, Ni: <0.01%, MgO: <1%, MnO: <1%, Be: <1ppm, Sn: <1ppm, V: <8 ppm, Co:

<0.2 ppm, Cs: <0.1 ppm, W: <0.5 ppm, Cu: <0.1 ppm, Zn: <1 ppm, As: <0.5 ppm, Cd: <0.1 ppm, Sb: <0.1 ppm, Bi: <0.1 ppm, Ag: <0.1 ppm, Au: <0.5 ppm, Hg: <0.001 ppm, Tl: <0.1 ppm, Se: <0.5 ppm. Los valores iguales o menores a esas cantidades en los elementos anteriormente listados no se consideran confiables.

Según Morata & Aguirre (2003) es casi imposible que no haya pérdidas por calcinación en rocas volcánicas de esta edad, por lo que los valores de LOI (en inglés, *Loss On Ignition*) no deben superar el 3.5% para que los análisis no presenten modificaciones significativas al momento de hacer los recálculos. Por tal razón se excluyen de los cálculos las muestras PAR 260 (9.3%) PAR 262 (12.7%) PAR 266B (6.0%) PAR 268 (6.0%) AP-10ID-26 (17.1%) y AP-10ID-30 (9.7%).

10.2 Elementos mayores

De acuerdo con el contenido de SiO₂ (58.18% - 77.69% en base anhidra) las rocas analizadas son principalmente Riolitas (13 muestras) Andesitas (2 muestras) y Dacitas (1 muestra) (**Figura 10-1**). En el diagrama R1 – R2 de De la roche *et al.* (1980) solamente una muestra se clasifica como Riodacita y el resto corresponden a riolitas (**Figura 10-2**). El valor de álcalis total muestra una tendencia rectilínea aproximadamente con valores mínimos de 4.84 y máximos de 8.01, lo que permite clasificarla, mayoritariamente, como rocas de la serie calcoalcalina rica en potasio. Tres muestras caen en el campo calcoalcalino, estas muestras tienen una buena correlación positiva entre los dos óxidos (**Figura 10-3** y **Figura 10-4**) pero en el diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) todas caen dentro de la serie calcoalcalina.

Tabla 10-1. Resultados de los análisis geoquímicos de la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta.

	PAR-260	PAR-262	PAR-268	PAR-270	PAR-266-B	PR-018	AP-10ID-26	AP-10ID-27	PR-009-B	PR-019	PC-PR-010	AP-10ID-30	AP-10IIC-35	AP-10IIC-35®	AP-10IID-27®	AP-10IIA-34	PAR-236 ^a	PAR-225	PAR-016C	PAR-208 ^a	PAR-192	PAR-238
SiO ₂	67.70	52.84	76.88	72.85	71.56	73.75	65.03	75.63	71.04	74.39	75.85	66.67	58.00	58.17	75.21	63.70	73.83	70.87	72.05	72.72	69.53	72.47
TiO ₂	0.31	0.39	0.23	0.30	0.29	0.26	0.25	0.12	0.42	0.23	0.09	0.22	0.86	0.88	0.12	0.61	0.25	0.28	0.28	0.25	0.41	0.28
Al ₂ O ₃	22.31	33.01	14.32	13.99	13.98	13.22	12.23	12.77	14.14	12.64	12.74	21.50	16.96	16.74	12.50	15.65	13.21	14.77	13.69	13.69	13.55	13.58
Fe ₂ O ₃	0.12	0.09	2.43	2.75	7.90	2.02	1.81	1.14	3.55	2.39	1.24	1.36	7.55	7.52	1.24	5.26	2.21	2.52	2.62	2.20	4.06	2.72
MnO	0.01	0.01	0.01	0.06	0.01	0.05	0.01	0.04	0.07	0.08	0.04	0.01	0.17	0.17	0.04	0.14	0.08	0.12	0.09	0.09	0.09	0.08
MgO	0.01	0.01	0.01	0.64	0.01	0.68	0.01	0.28	1.16	0.47	0.19	0.04	3.41	3.56	0.32	1.91	0.56	1.20	0.91	0.58	1.70	0.67
CaO	0.05	0.11	0.02	0.29	0.03	0.86	0.05	0.42	1.09	1.23	0.62	0.13	6.81	6.12	1.02	3.91	1.18	1.55	1.28	1.36	2.12	1.13
Na ₂ O	0.01	0.03	0.02	3.66	0.01	3.58	0.74	2.98	2.77	3.36	3.04	0.05	2.89	2.99	3.05	3.50	3.60	3.59	3.61	3.59	3.02	3.73
K ₂ O	0.02	0.03	0.11	3.12	0.14	4.24	1.91	4.33	3.58	3.82	4.90	0.10	1.90	1.92	4.20	3.07	4.01	3.74	3.98	4.34	3.79	3.91
P ₂ O ₅	0.09	0.35	0.03	0.08	0.05	0.07	0.66	0.03	0.13	0.07	0.01	0.06	0.22	0.22	0.04	0.18	0.09	0.10	0.08	0.08	0.09	0.08
S	0.06	0.22	0.03	0.05	0.01	0.02	4.27	0.02	0.06	0.02	0.02	0.06	0.32	0.11	0.05	0.08	0.01	0.03	0.03	0.05	0.42	0.02
Ba	125.00	162.00	30.00	1794.00	70.00	1149.00	1010.00	908.00	1081.00	1051.00	948.00	91.00	680.00	512.00	2320.00	933.00	1128.00	1219.00	1029.00	1017.00	978.00	1060.00
Rb	0.60	0.40	5.10	61.20	4.60	84.00	3.00	99.30	96.20	81.20	110.90	2.80	45.40	44.90	92.20	67.30	74.60	79.80	83.70	87.50	66.60	75.20
Sr	330.70	2886.60	43.20	171.80	39.80	159.60	525.00	49.10	211.90	176.40	51.90	170.10	417.40	372.80	78.40	331.80	182.60	223.40	180.90	178.80	203.50	188.00
Zr	164.80	156.30	144.40	186.60	153.10	175.10	182.30	75.00	228.40	155.60	70.00	159.20	172.10	157.00	71.50	193.30	162.40	179.90	164.20	154.80	148.80	161.20
Nb	12.50	8.60	8.90	8.90	10.40	10.20	9.40	8.40	11.20	10.50	9.00	10.80	6.40	6.80	9.10	8.30	9.90	10.80	9.70	11.50	9.10	9.60
Ni	21.00	19.00	19.00	19.00	19.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	19.00	19.00	19.00	19.00	19.00	19.00	19.00	19.00	19.00
Co	0.10	0.10	0.10	3.30	0.20	2.00	0.20	1.20	4.60	2.00	0.40	0.40	17.30	11.70	1.50	8.70	2.80	3.20	3.10	1.20	7.50	2.50
Zn	0.09	0.09	0.09	36.00	2.00	48.00	3.00	13.00	45.00	28.00	15.00	583.00	43.00	45.00	10.00	49.00	37.00	159.00	47.00	24.00	60.00	42.00
La	27.00	69.00	22.50	27.50	26.60	25.40	20.50	17.90	27.10	27.50	17.80	24.40	16.90	17.30	17.70	22.50	26.90	28.60	26.40	28.50	25.20	27.00
Ce	56.00	115.40	43.90	54.20	52.50	49.90	41.90	35.80	57.60	57.00	37.90	50.30	37.50	38.40	38.10	47.50	55.00	59.80	53.30	57.50	50.00	52.50
Pr	6.19	11.43	4.73	6.82	6.10	6.17	4.95	4.46	7.02	6.57	4.72	5.73	5.01	5.22	4.82	6.16	6.60	7.22	6.41	6.87	6.16	6.32
Nd	18.90	41.20	16.10	25.30	21.30	23.00	17.70	14.80	27.40	22.50	18.30	19.40	20.40	22.00	18.00	24.90	24.60	27.20	23.50	25.40	23.70	24.20
Sm	2.30	6.38	1.80	4.27	3.01	3.91	3.18	3.09	4.98	4.11	3.25	3.05	4.41	4.34	3.35	4.84	4.01	4.39	4.10	4.54	4.23	3.98
Eu	0.39	1.06	0.28	0.89	0.54	0.74	0.53	0.47	1.12	0.72	0.50	0.66	1.30	1.30	0.51	1.25	0.82	0.84	0.87	0.81	0.88	0.84
Gd	1.33	2.86	0.91	3.37	1.74	3.29	1.82	2.67	4.46	3.41	2.88	1.91	4.25	4.25	2.92	4.44	3.52	3.67	3.43	3.99	3.66	3.44
Tb	0.10	0.17	0.11	0.44	0.17	0.55	0.18	0.50	0.78	0.57	0.51	0.17	0.71	0.58	0.43	0.61	0.49	0.51	0.46	0.55	0.63	0.59
Dy	0.57	0.71	0.78	2.87	1.14	3.18	0.84	2.71	4.38	3.18	2.88	0.79	4.01	4.12	3.07	4.02	3.38	3.54	3.33	3.98	3.63	3.35
Ho	0.13	0.13	0.22	0.60	0.27	0.67	0.16	0.61	0.95	0.65	0.58	0.15	0.77	0.83	0.60	0.82	0.69	0.72	0.68	0.77	0.77	0.68

Figura 10-1.Diagrama TAS de Le Bas *et al.*, 1986 (en base anhidra). Se grafican las muestras en el campo de las riolitas, dacitas y andesitas, en la serie Subalcalina – Toleítica.

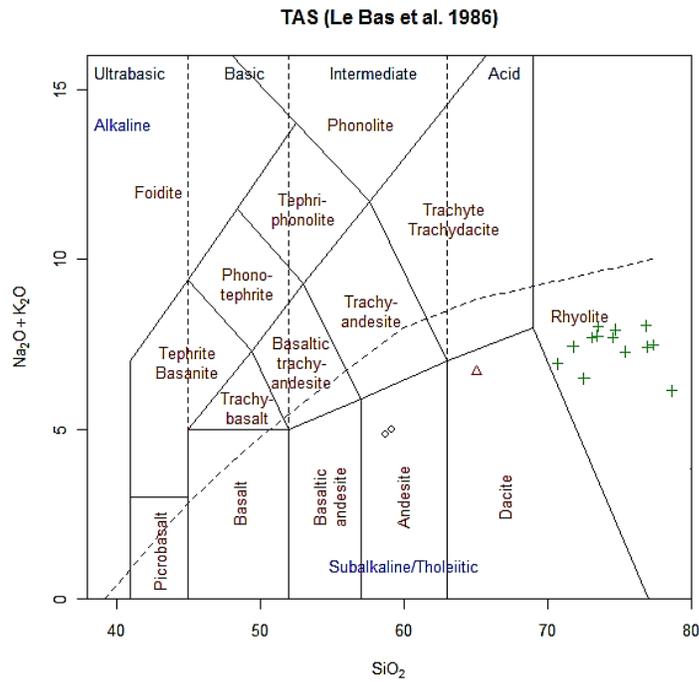


Figura 10-2.Diagrama R1 – R2 de De la Roche *et al.*, (1980) en el que una muestra se ubica en el campo de las riolitas. El resto se ubican en el campo de las riodacitas.

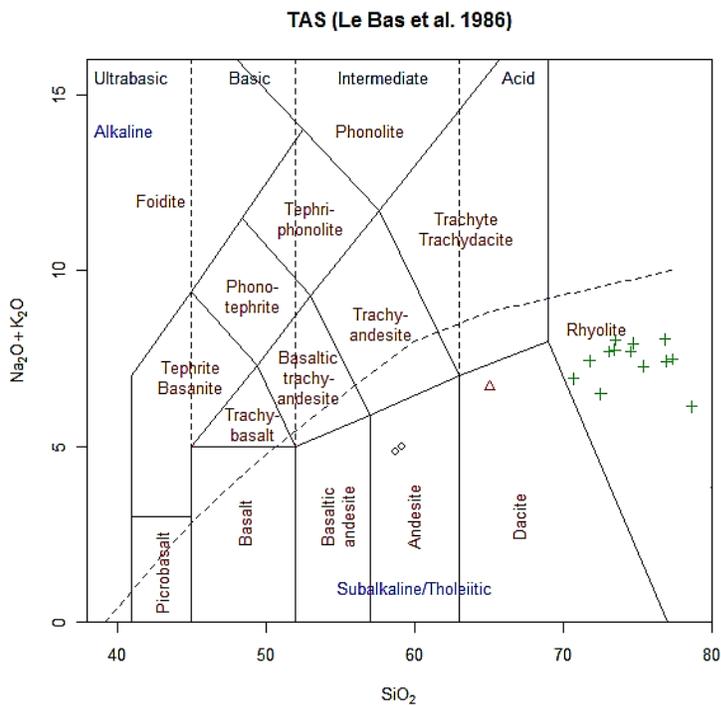


Figura 10-3. Gráfica SiO₂ versus K₂O (en base anhidra) recomendada para clasificación de rocas volcánicas Cretácicas (Peccerillo & Taylor, 1976).

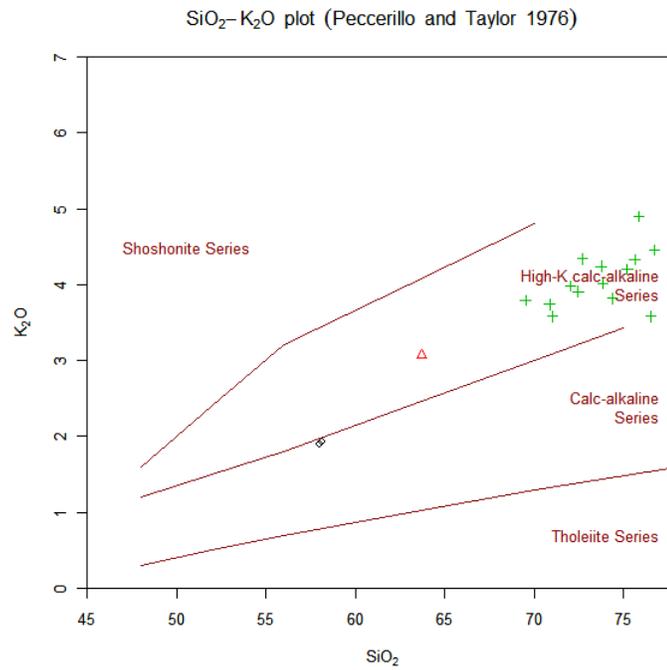
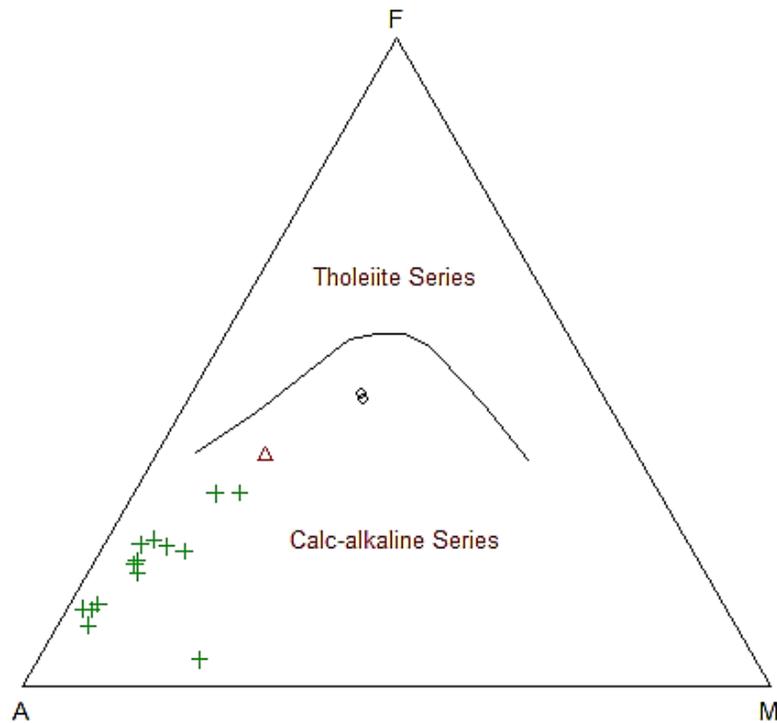


Figura 10-4. Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971). Todas las muestras de la unidad pertenecen a la serie calcoalcalina.



La fuerte afinidad con la serie “Rica en Potasio” y la existencia de unas pocas muestras en la serie “Calcoalcalina” o “Media en Potasio” es consistente con las características de rocas volcánicas evolucionadas i. e., refleja cierto grado de contaminación cortical (Wilson, 1989; p. 208). La mayoría de ellas es de carácter peraluminoso (**Figura 10-5**).

Las variaciones de los elementos mayores con respecto al contenido de SiO_2 son exhibidas en la **Figura 10-6**. A pesar de la incipiente alteración de las rocas ($\text{LOI} \leq 2.5\%$), que siempre se encuentra en este tipo de rocas, se aprecia una buena correlación negativa con una tendencia casi linear con Al_2O_3 , MgO , TiO_2 , Fe_2O_3 , CaO y P_2O_5 y una pobre correlación con Na_2O . El contenido de elementos alcalinos (4.84 – 8.04) es relativamente alto y se considera no afectado por el contenido de volátiles ya que se observan contenidos similares de K y Na en rocas con diferentes valores de LOI.

Figura 10-5. Clasificación Shand (1943) de las muestras de la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta en la que se aprecia una fuerte tendencia peraluminosa de la unidad.

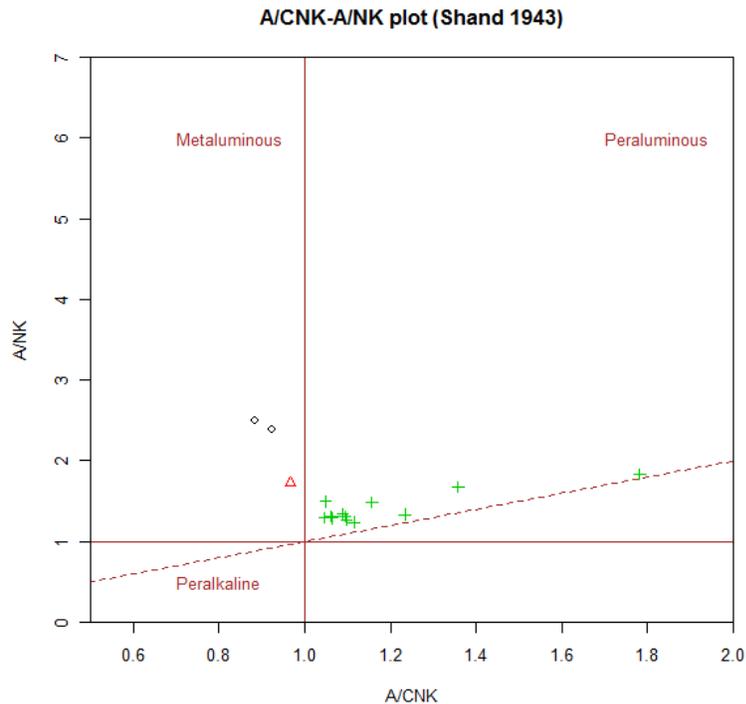
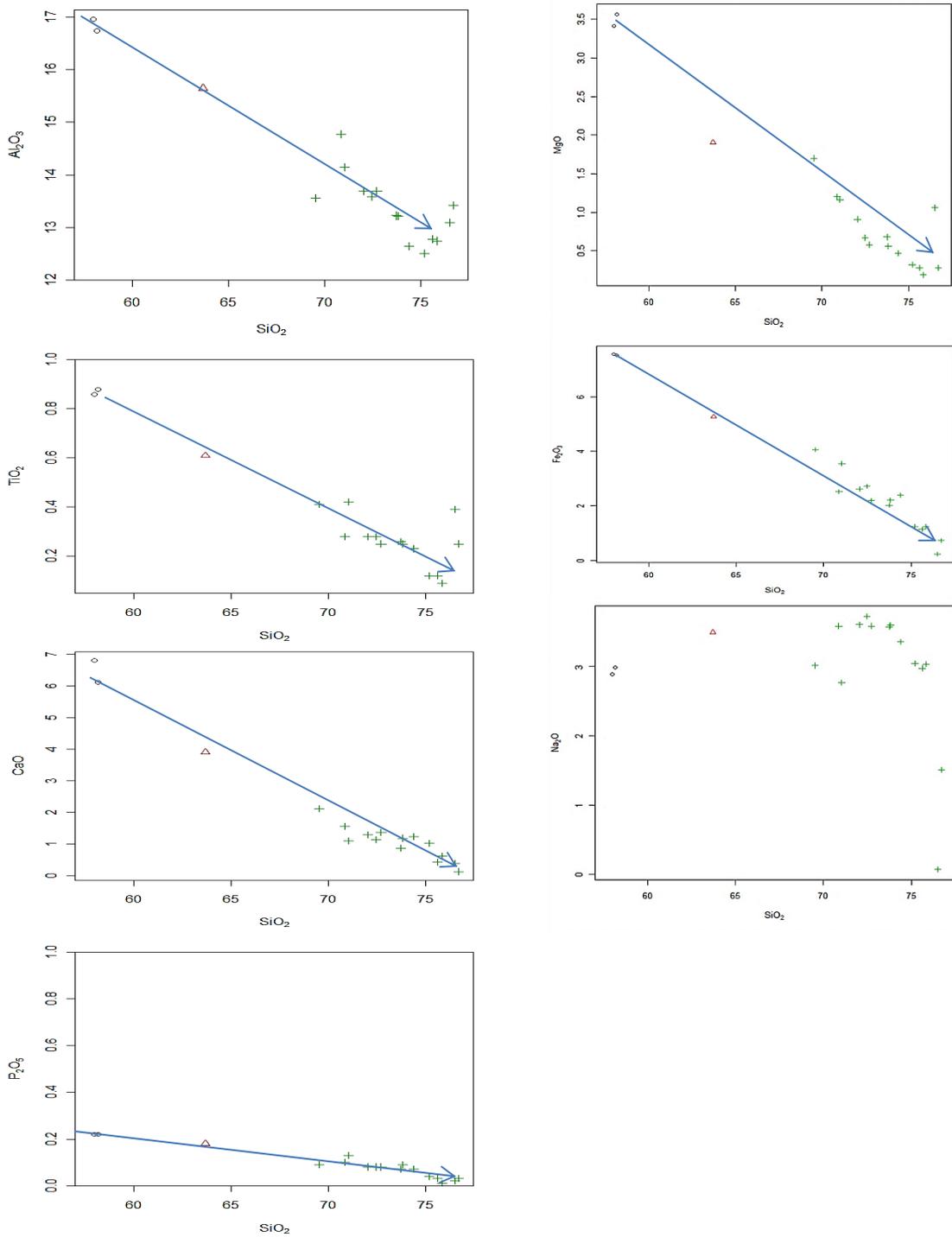


Figura 10-6. Variación de los elementos mayores respecto al contenido de SiO₂ (en base anhidra).



No parece existir correlación entre los valores de LOI versus SiO_2 y LOI versus $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ (**Figura 10-7** y **Figura 10-8**)

Figura 10-7. Diagrama de variación LOI versus. SiO_2 . Se insinúa una correlación positiva entre las muestras.

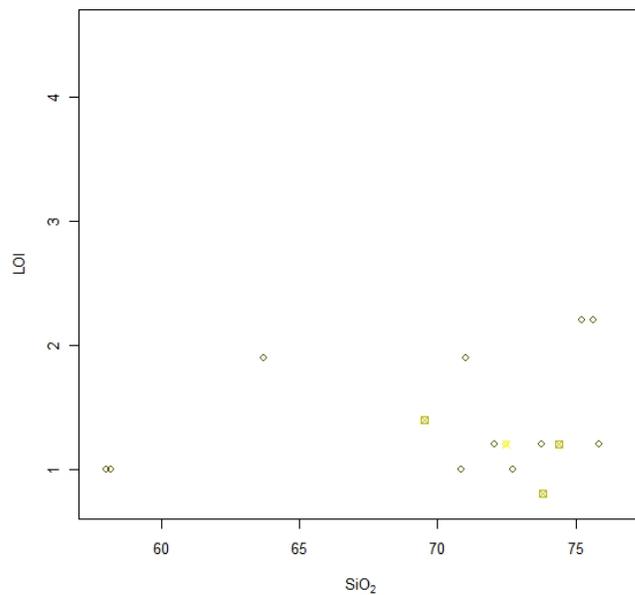
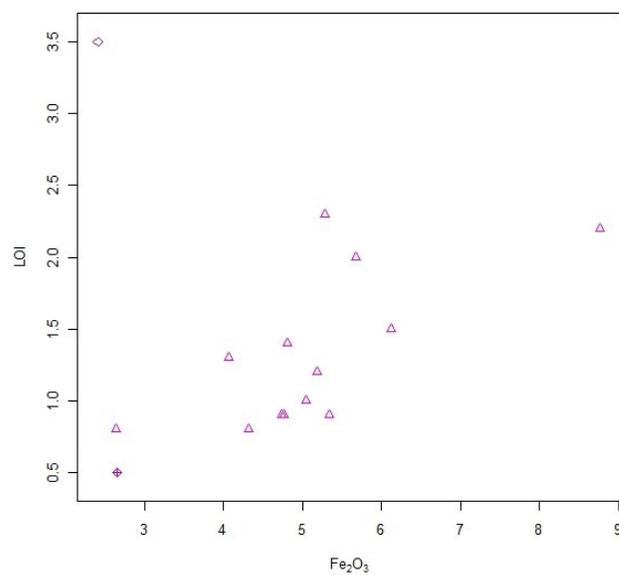


Figura 10-8. Diagrama de variación LOI versus Fe_2O_3 . Se insinúa una correlación positiva entre estos dos elementos.



En términos de variaciones de elementos mayores, todas las muestras analizadas conforman una única tendencia sin mayores contrastes entre afloramientos de la unidad. Según Rollinson (1993) la mayoría de las tendencias en los diagramas de variación en rocas ígneas son el resultado de procesos de mezcla (de dos magmas), adición o substracción de fases solidas durante contaminación o cristalización fraccionada o por mezcla debido a la adición de fundidos parciales. Esto se discute en el numeral 11.3 (Asimilación – Cristalización fraccionada del magma) soportado en conjunto con los resultados de los análisis isotópicos.

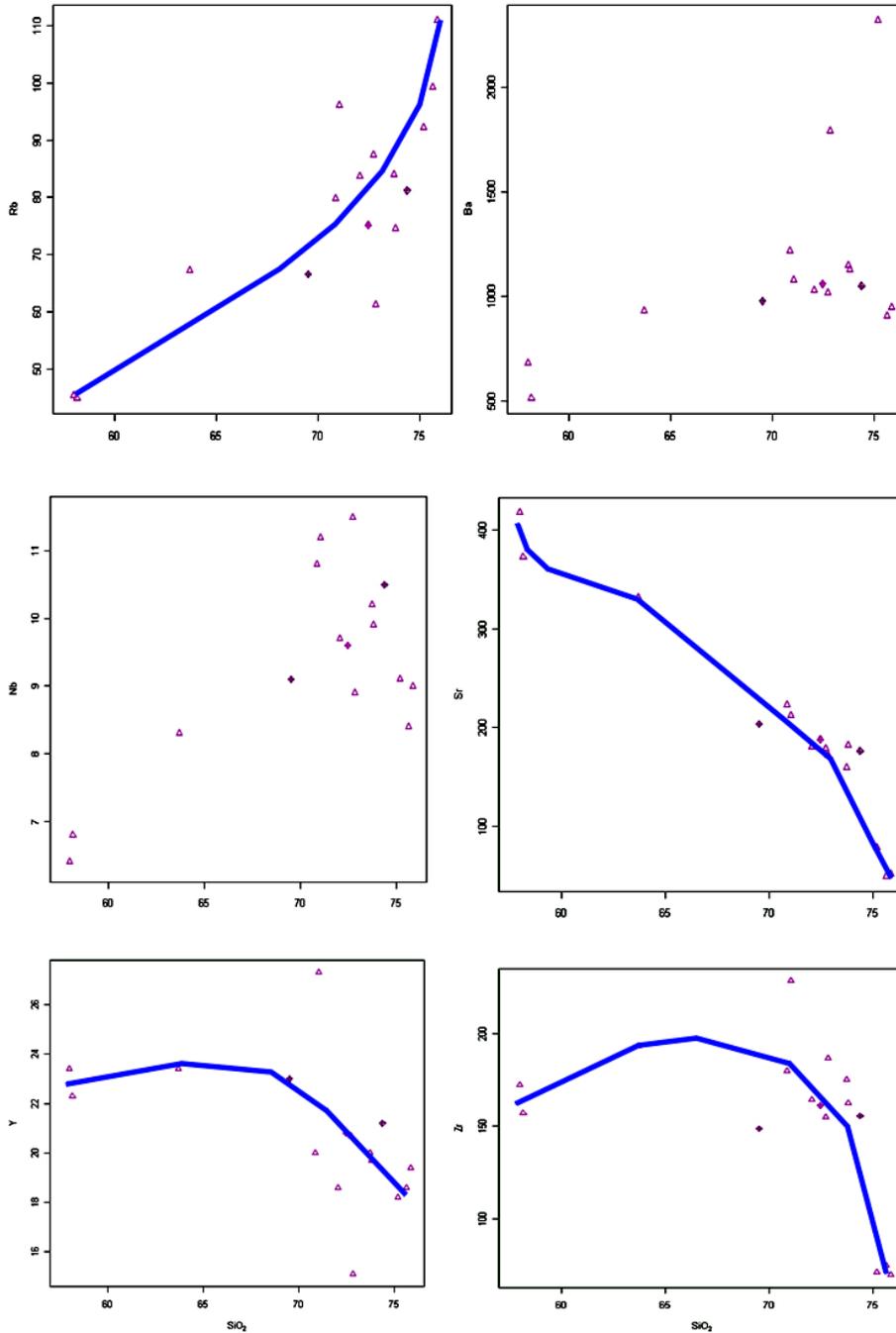
10.3 Elementos traza

En la composición de los elementos traza (**Tabla 10-1**) se observa que la unidad registra valores altos en Ba (512 – 2320. Promedio: 1112), Y (15.1 – 27.3. Promedio: 20.731) y Zr (70 – 228.4. Promedio: 153.49) y valores bajos de Sr (49.1 – 417.4. Promedio: 198.64) y Ni (19 – 20. Promedio 19.5, **Figura 10-9**):

En los diagramas de variación Harker de elementos traza se aprecian tendencias curvilíneas con dispersión de los datos para Rb, Sr, Y y Zr, desarrollada a medida que se presenta enriquecimiento en SiO₂. El par HFS (Zr, Y) muestra una tendencia cóncava, a medida que aumenta el SiO₂. El-Bialy (2009) explica que este comportamiento está asociado con la concentración de Y en minerales accesorios como el circón. El Sr tiene una tendencia negativa pronunciada respecto al aumento de la sílice.

La proporción Rb/Sr tiene un amplio rango de dispersión (0.108 – 2.136) con un promedio de 0.393. La mayoría de los valores son mucho mayores que el de la corteza inferior y corteza promedio, los cuales tienen valores de 0.12 y 0.22 (Rudnick & Fountain, 1995; Wedepohl, 1995). Según Wilson (1989) este valor indica un papel significativo de la corteza continental en la génesis de estas rocas, puesto que la corteza continental está zonada verticalmente en la proporción Rb/Sr, la cual aumenta hacia arriba. La proporción Y/Nb de las rocas analizadas varía entre 1.69 – 3.656 (Promedio 2.166). La relación Zr/Hf varía entre 22.580 – 41.97 y un promedio de 32.706. La relación Nb/Ta oscila entre 13.857 – 25.5, con promedio 16.

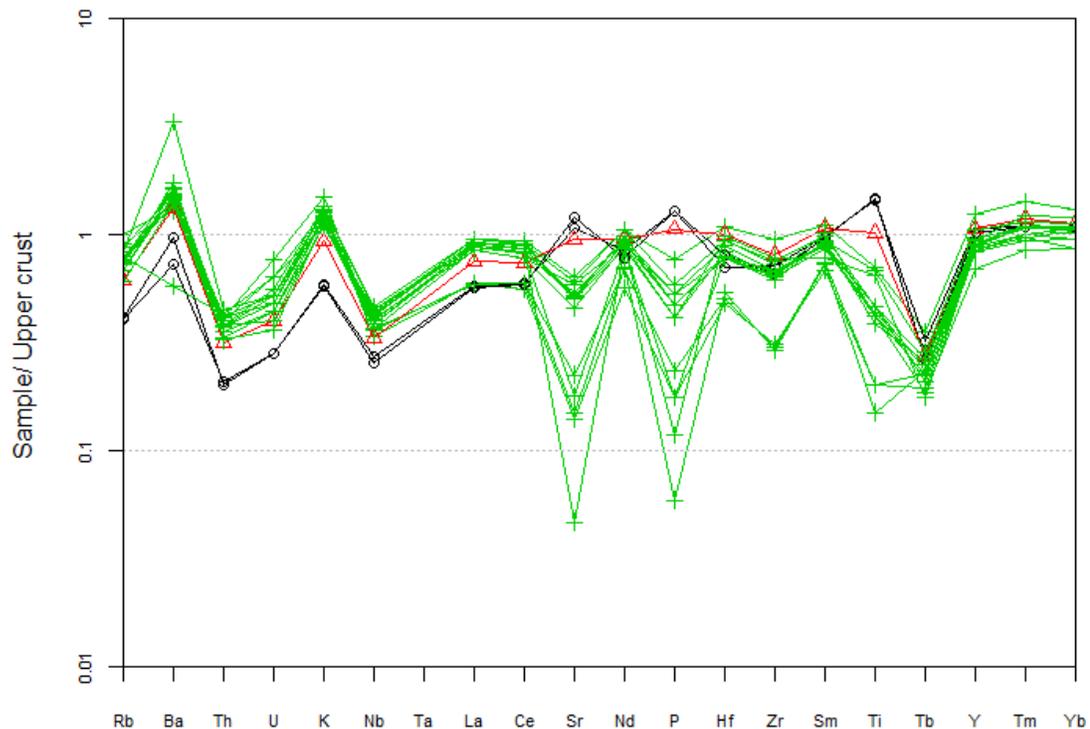
Figura 10-9. Diagramas de variación Harker de elementos traza (en ppm) respecto a SiO₂ (porcentaje en peso, en base anhidra) de la Riodacita Ipapure – Cerro La Teta



Según Jochum *et al.* (1986) y Dostal & Chatterjee (2000) el valor promedio de la relación Zr/Hf \approx 33 representa a la mayoría de las rocas ígneas, incluidos los condritos por lo cual este tipo de rocas se puede analizar referidas a condritos. Además se construyó para

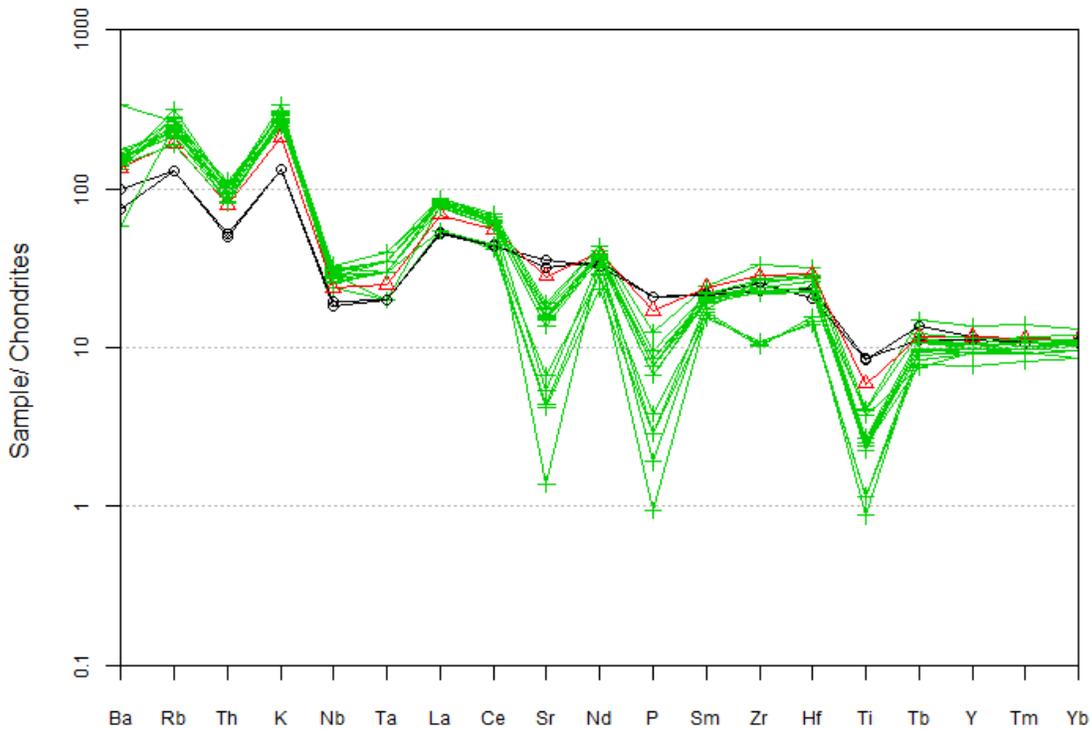
efectos comparativos y de discusión el aracnograma normalizado a corteza continental superior de Taylor & McLennan (1985). El comportamiento variado en el Sr y Ti puede ser atribuido al fraccionamiento de la plagioclasa y de la ilmenita respectivamente durante la petrogénesis (**Figura 10-10**).

Figura 10-10. Aracnograma de elementos traza de la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta normalizado a corteza promedio (Taylor & McLennan, 1985).



El aracnograma de elementos traza de la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta normalizado a corteza promedio (Taylor & McLennan, 1985) registra una patrón horizontal con tendencias en zig – zag en el que hay un enriquecimiento leve en elementos del sector izquierdo como LIL, Th, U y LREE, sobre los más compatibles, a la derecha de la figura (Y, HREE). El aracnograma normalizado a condrito (Thompson, 1982; Rollinson, 1993) muestra una pendiente fuerte en la que hay un enriquecimiento en elementos del sector izquierdo como LIL, Ba, Rb y Th. El-Bialy (2009) establece que el empobrecimiento en Nb se considera una característica de las rocas volcánicas relacionadas con subducción o de las rocas típicas de la corteza continental (**Figura 10-11**).

Figura 10-11. Aracnograma de Tierras Raras de la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta normalizado a condrito (Valores de Thompson, 1982).



El Ba, U y La son elementos móviles que aumentan su proporción cuando entran fluidos enriquecidos relacionados con la subducción. En la **Figura 10-11** se aprecia que el Ba, Rb y K aumentan su proporción más de 100 veces respecto al valor normalizado. Por tal razón se considera que esta unidad ha sufrido aporte de fluido relacionados con la subducción. El Zr se considera menos móvil, por tal razón, su enriquecimiento es controlado por la química de la fuente, lo cual sugiere que la fuente de las rocas analizadas está relacionada con la corteza continental.

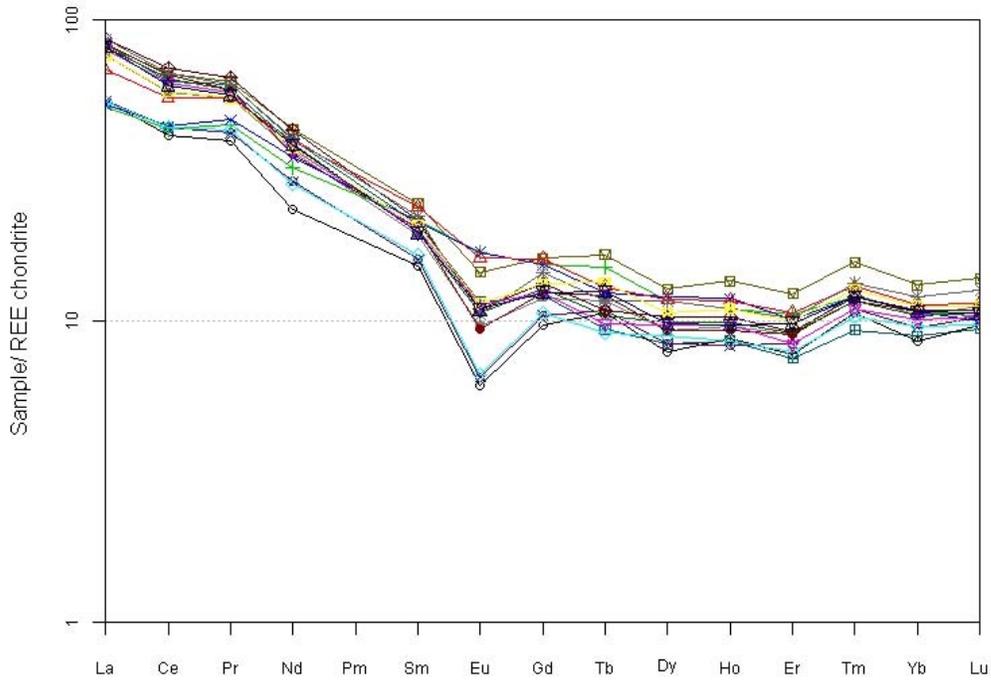
Las concentraciones de Elementos de Tierras Raras (REE) (**Tabla 10-2**) de la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta son analizadas comparativamente respecto a los valores normalizados de Nakamura (1974). Estas se caracterizan por un moderado grado de fraccionamiento: $(La/Yb)_N = 4.7 - 9.35$. El grado de fraccionamiento de las tierras raras livianas $(La/Sm)_N = 2.35 - 4.12$ tiene un grado mayor de fraccionamiento que las tierras raras pesadas $(Gd/Yb)_N = 1.09 - 1.44$ las cuales están poco fraccionadas y tienen una tendencia relativamente plana (**Figura 10-12**).

Tabla 10-2. Normalización de los elementos de Tierras Raras de la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta respecto a los valores de Nakamura (1974).

Muestra	LaN	CeN	PrN	NdN	SmN	EuN	GdN	TbN	DyN	HoN	ErN	TmN	YbN	LuN
PAR-270	83.33	62.66	60.89	40.16	21.03	11.56	12.21	9.36	8.37	8.57	7.51	9.33	8.91	9.41
PR-018	76.97	57.69	55.09	36.51	19.26	9.61	11.92	11.70	9.27	9.57	9.02	12.33	10.41	11.18
AP-10ID-27	54.24	41.39	39.82	23.49	15.22	6.10	9.67	10.64	7.90	8.71	7.69	10.67	8.59	9.71
PR-009-B	82.12	66.59	62.68	43.49	24.53	14.55	16.16	16.60	12.77	13.57	12.31	15.67	13.14	13.82
PR-019	83.33	65.90	58.66	35.71	20.25	9.35	12.36	12.13	9.27	9.29	9.02	11.67	10.73	10.59
PC-PR-010	53.94	43.82	42.14	29.05	16.01	6.49	10.43	10.85	8.40	8.29	8.36	11.00	9.50	10.29
AP-10IIC-35	51.21	43.35	44.73	32.38	21.72	16.88	15.40	15.11	11.69	11.00	10.53	12.00	10.82	10.29
AP-10IIC-35(R)	52.42	44.39	46.61	34.92	21.38	16.88	15.40	12.34	12.01	11.86	10.04	12.00	10.68	10.00
AP-10IID-27	53.64	44.05	43.04	28.57	16.50	6.62	10.58	9.15	8.95	8.57	7.87	10.33	9.59	9.71
AP-10IIA-34	68.18	54.91	55.00	39.52	23.84	16.23	16.09	12.98	11.72	11.71	10.67	13.00	11.27	11.47
PAR-236A	81.52	63.58	58.93	39.05	19.75	10.65	12.75	10.43	9.85	9.86	9.11	11.67	10.45	10.59
PAR-225	86.67	69.13	64.46	43.17	21.63	10.91	13.30	10.85	10.32	10.29	9.20	12.00	10.86	10.88
PAR-016C	80.00	61.62	57.23	37.30	20.20	11.30	12.43	9.79	9.71	9.71	8.36	11.00	10.14	10.29
PAR-208A	86.36	66.47	61.34	40.32	22.36	10.52	14.46	11.70	11.60	11.00	10.22	13.33	12.05	12.65
PAR-192	76.36	57.80	55.00	37.62	20.84	11.43	13.26	13.40	10.58	11.00	9.96	12.67	11.18	11.18
PAR-238	81.82	60.69	56.43	38.41	19.61	10.91	12.46	12.55	9.77	9.71	9.82	12.00	10.73	10.59

Muestra	Eu/Eu*	LaN/YbN	LaN/SmN	CeN/YbN	CeN/SmN	EuN/YbN	Sum	(Gd/Yb)N						
PAR-270	0.72	9.35	3.96	7.03	2.98	1.30	130.51	1.37						
PR-018	0.63	7.39	4.00	5.54	3.00	0.92	121.88	1.15						
AP-10ID-27	0.50	6.31	3.56	4.82	2.72	0.71	87.28	1.13						
PR-009-B	0.73	6.25	3.35	5.07	2.71	1.11	142.39	1.23						
PR-019	0.59	7.77	4.12	6.14	3.25	0.87	131.31	1.15						
PC-PR-010	0.50	5.68	3.37	4.61	2.74	0.68	93.97	1.10						
AP-10IIC-35	0.92	4.73	2.36	4.01	2.00	1.56	100.72	1.42						
AP-10IIC-35(R)	0.93	4.91	2.45	4.16	2.08	1.58	103.65	1.44						
AP-10IID-27®	0.50	5.59	3.25	4.59	2.67	0.69	94.02	1.10						
AP-10IIA-34	0.83	6.05	2.86	4.87	2.30	1.44	122.70	1.43						
PAR-236A	0.67	7.80	4.13	6.08	3.22	1.02	131.07	1.22						
PAR-225	0.64	7.98	4.01	6.36	3.20	1.00	141.68	1.22						
PAR-016C	0.71	7.89	3.96	6.08	3.05	1.11	127.27	1.23						
PAR-208A	0.59	7.17	3.86	5.52	2.97	0.87	138.69	1.20						
PAR-192	0.69	6.83	3.66	5.17	2.77	1.02	124.32	1.19						
PAR-238	0.70	7.63	4.17	5.66	3.10	1.02	128.19	1.16						

Figura 10-12. Aracnograma de Tierras Raras de la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta normalizado a condrito (Valores de Nakamura 1974).



Casi todos los patrones de las muestras analizadas tienen anomalías negativas de Eu y debido a que las tierras raras pesadas no están por debajo de los valores normalizados, incluso un poco más enriquecido que las tierras raras medias se puede inferir que no hay presencia de granate en la fuente (Wilson 1989). La relación Eu/Eu^* tiene valores amplios: 0.5 – 0.93. Rollinson (1993) relaciona estas anomalías negativas con la remoción de feldespato del fundido por el fraccionamiento de los cristales. Ahora bien, aclara que proponer lo anterior es una sobre simplificación de la realidad porque otros minerales aparte de los feldespatos también desempeñan un papel menor para producir anomalías negativas de Eu. Por otra parte el fraccionamiento de la hornblenda puede contribuir parcialmente a la reducción de la anomalía negativa de Eu, debido a que aunque las Tierras Raras son compatibles en la hornblenda en líquidos félsicos e intermedios, el Eu tiene un coeficiente de partición mucho menor respecto a la mayoría de tierras raras medias y pesadas.

10.4 Fuente del material: Cortical o mantoderivado?

El carácter peraluminoso (**Figura 10-5**), enriquecimiento en álcalis (**Figura 10-3**) Ba (**Figura 10-10** y **Figura 10-11**) el empobrecimiento en Nb (**Figura 10-10** y **Figura 10-11**) los patrones de los elementos traza normalizados a corteza promedio muestran anomalías de Nb, lo cual según El-Bialy (2009) sugiere una derivación de una fuente cortical o contaminación cortical relacionada con diferentes grados de diferenciación. Con base en los anteriores elementos se propone que la fuente del material que dio origen a las rocas estudiadas está relacionado muy probablemente con fuentes corticales, con poca contribución del manto, el cual pudo haber actuado principalmente como una fuente de calor requerida para la fusión del material de la corteza (ver por ejemplo El-Bialy, 2009).

La relación Rb/Sr presenta un rango amplio de dispersión (0.108 – 2.02. Promedio 0.393). Los materiales manto derivados tienen relaciones Rb/Sr de 0.1 – 0.001 (Taylor & McLennan, 1985; Hoffmann, 1988) mientras que la corteza inferior y media tienen relaciones Rb/Sr 0.12 y 0.22 respectivamente (Rudnick & Fountain, 1995; Wedepohl, 1995). Teniendo en cuenta la relación Rb/Sr de la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta se descarta la contribución de material manto derivado, estas proporciones indican que los componentes son de génesis cortical.

La proporción Y/Nb de las rocas analizadas varían entre 1.69 y 3.65. Esto (Según El-Bialy, 2009) es una evidencia fuerte de que las rocas se derivan exclusivamente de material cortical, ya que las fuentes mantélicas tienen proporciones Y/Nb menores a 1.2 (Eby, 1990, 1992). Esta línea de evidencia entonces también soporta la interpretación que la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta es de origen cortical.

11. Isotopía

Además de proporcionar las edades exactas de los eventos geológicos, la desintegración radiactiva es importante porque proporciona trazadores naturales de los procesos geológicos y porque proporciona información sobre las proporciones y rutas de la evolución geológica (White, 2005).

11.1 Métodos analíticos

Los análisis isotópicos fueron realizados posteriormente a la obtención de resultados de los estudios geoquímicos, puesto que para los procedimientos isotópicos se requieren las concentraciones en ppm de Sm, Nd, Rb y Sr. Para tal fin, se seleccionaron dos muestras de la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta las cuales fueron analizadas isotópicamente para Sm/Nd y Rb/Sr en roca total. Estos análisis se realizaron en el *Centro de Pesquisas Geocronológicas* de la Universidad de São Paulo mediante técnicas de espectrometría de masas dedicadas a cada una de las técnicas solicitadas. Los análisis produjeron resultados sobre las relaciones $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ y de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, con las que se hicieron cálculos geocronológicos y se restringieron algunos aspectos evolutivos de las mismas.

El laboratorio expresa que el error de la relación isotópica $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ fue calculado a partir de la propagación de los errores de análisis de las variables utilizadas en la ecuación. Las proporciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se normalizaron al valor de $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$. Durante el período en que se realizaron los análisis el valor promedio de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del patrón NBS-987 fueron de 0.710269 ± 0.000057

11.2 Análisis Rb/Sr

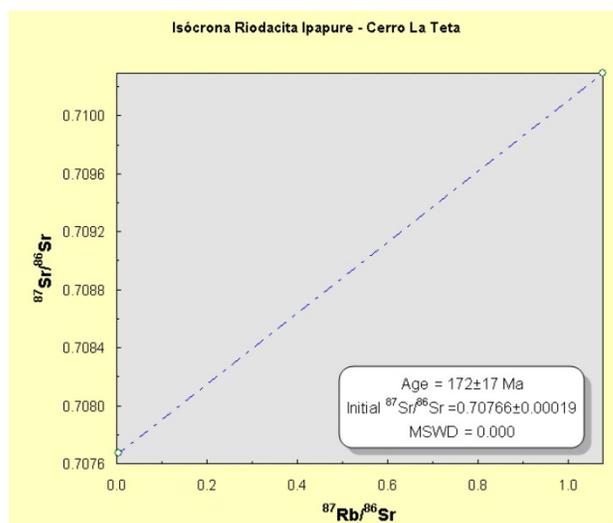
Los análisis realizados mediante el sistema Rb/Sr en dos rocas de la Riodacita Ipapure – Cerro La Teta que constituyen una buena muestra de la unidad en estudio. Estas muestras registraron variadas cantidades de Rb (0,600 y 75,200) produciendo relaciones $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ igualmente variadas (**Tabla 11-1**). Con estos datos se obtuvo una edad isocrónica de 172 ± 17 Ma y un valor $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de 0,707661401 partiendo de la Ecuación de la Isócrona (11-1):

$$\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} = \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)_0 + \frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}} \lambda t \quad (11-1)$$

Tabla 11-1. Resultados de los análisis Rb-Sr de la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta.

MUESTRA	MATERIAL	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	error (1 σ)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	error (2 σ)
PAR-260	Roca Total /Riodacita	0,600	330,700	0,005	0,001	0,707674	0,000022
PAR-238	Roca Total /Riodacita	75,200	188,000	1,077	0,078	0,710293	0,000021

El alto valor en la relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sugiere que las rocas analizadas tienen origen cortical o un largo tiempo de residencia en la corteza desde el momento de su formación y se establece una edad de 172 ± 17 M.a. para la riodacita de Ipapure –Cerro La Teta. (**Figura 11-1**). La edad Aaleniana (Jurásico medio, piso inferior) es incongruente con las edades propuestas para la Formación Ranchogrande por Rollins (1965) quien considera esta formación de edad Triásica por correlación con la Formación La Quinta. Mac Donald & Opdyke (1972) reportaron dos valores de edades K/Ar de 125 y 95M.a. que posteriormente fueron revisados y recalculados a 143 ± 7 M.a. es decir en el Berriasiano del Cretácico Inferior. (Mac Donald & Opdyke, 1984). Sin embargo, proponen a partir de las relaciones estratigráficas con la Formación Ranchogrande que estas lavas deben ser más antiguas que las edades radiométricas que se han reportado. No obstante, no describen como son tales relaciones para hacer tales consideraciones.

Figura 11-1. Isócrona Rb/Sr de la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta.

La **Tabla 11-2** resume la ubicación de las estaciones de muestreo de estos autores las cuales se ubican en 11.70°N - 11.80°N y 71.86°W – 71.90°W, que referidas a las unidades litoestratigráficas delimitadas en este trabajo, corresponden a la Riodacita de Ipapure, Formación Ranchogrande y Granodiorita de Ipapure, de edad Cretácica. (**Figura 11-2**). Eso permite pensar que los datos de MacDonald & Opdyke (1972) relacionan diferentes unidades litológicas.

Tabla 11-2. Estaciones de muestreo de MacDonald & Opdyke (1972)

Estación MacDonald & Opdyke (1972)	N	W
1	11.78°N	71.86°W
2	11.71°N	71.93°W
3	11.76°N	71.93°W
54	11.75°N	71.91°W
55	11.78°N	71.91°W
56	11.80°N	71.87°W
57	11.77°N	71.91°W
59	11.70°N	71.86°W
58	11.74°N	71.90°W

fragmentos líticos de la riodacita, lo cual permite interpretar que la actividad de la riodacita influía en la dinámica de depósito de la Formación Ranchogrande, por lo menos, en sus capas superiores. Es decir, la edad radiométrica de la riodacita indica una relación más cercana con la Formación Ranchogrande que con las rocas de edad Cretácica de la Alta Guajira. Además en el aparte Asimilación - Cristalización fraccionada del magmase menciona otro elemento que soporta la validez de esta edad.

11.3 Análisis Sm/Nd

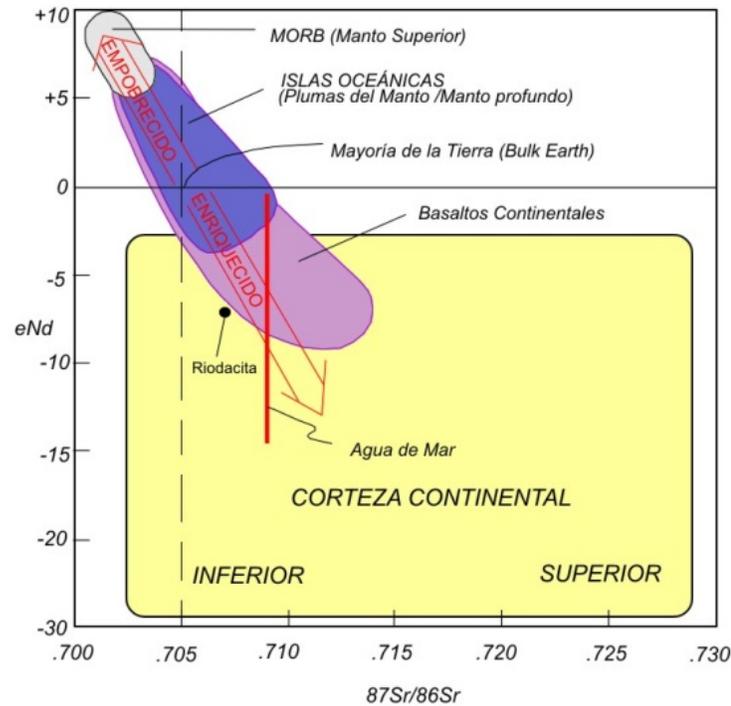
Se realizaron análisis isotópicos Sm-Nd para dos muestras de la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta. Para el cálculo de la edad modelo T_{Dm} (interpretada como la edad de residencia cortical para un material) las proporciones de isótopos $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ se normalizaron al valor de $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ (De Paolo, 1981). El parámetro final (0) corresponde al valor actual ($t = 0$) que se calculó mediante la fórmula: = $\{[(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{am} / 0.512638] - 1\} * 104$ donde $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{CHUR} = 0.512638$ (Hamilton *et al*, 1983.). El valor promedio de la relación de la norma $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{JNDI} = 0.512110 \pm 0.000011$ (Tabla 11-3).

Tabla 11-3. Resultados Sm-Nd de la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta.

Muestra	Material	Sm (ppm)	Error	Nd (ppm)	Error	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Error	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Error	T_{DM} (Ma)	Error	$\epsilon_{Nd}(0)$
PAR-260	Roca Total /Riodacita	2,300	0,102	18,9	0,629	0,0736	0,0041	0,512270	0,000010	848,1	26,1	-7,2
PAR-238	Roca Total /Riodacita	3,980	0,177	24,2	0,806	0,0995	0,0055	0,512277	0,000010	1025,0	48,8	-7,0

Las edades T_{Dm} de 848.1 y 1025 Ma indican que el material que originó la Riodacita es tan antiguo como 1025 Ma. Los valores negativos de ϵ_{Nd} indican que el material parental de la riodacita tenía (en el momento de formación de la unidad) un origen cortical, posiblemente inferior, asociado con un reservorio enriquecido en elementos incompatibles (Figura 11-3).

Figura 11-3. Proporciones de Sr y Nd de la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta respecto a los principales reservorios geoquímicos. La composición isotópica de la mayoría de la Tierra cae en la intersección de la línea horizontal $\epsilon_{Nd} = 0$ y la línea vertical segmentada en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705$ (Se dibuja la línea segmentada porque la proporción $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de la mayoría de la Tierra es un tanto incierta). Las flechas con los etiquetas “Enriquecido” y “Empobrecido” discriminan las proporciones de elementos incompatibles en los reservorios.



12. Interpretación y Discusión de resultados

En este capítulo se presenta una interpretación de los resultados de la cartografía geológica, petrografía, análisis geoquímicos e isotópicos obtenidos en este estudio. Se discuten las implicaciones de estos resultados dentro de los procesos de:

- Asimilación – Cristalización fraccionada del magma.
- Ambiente tectónico y contexto geodinámico de emplazamiento
- Contexto geodinámico local
- Contexto geodinámico regional

12.1 Asimilación - Cristalización fraccionada del magma,

De acuerdo con Sigurdsson (2000) se asume que las riolitas evolucionan a partir de magmas basálticos primitivos precursores mediante el fraccionamiento de cristales. Rollinson (2009) indica que es muy probable que el fraccionamiento de los cristales esté relacionado con la asimilación de material cortical, lo cual es discutido a continuación.

La variación del contenido de elementos mayores y trazas de la riolita puede ser interpretada cualitativamente en términos de cristalización fraccionada. Wilson (1989) argumenta que la cristalización fraccionada es indicada por las tendencias curvilíneas de algunos elementos en los diagramas Harker, especialmente Zr y Y, y mediante el habitual cambio en la pendiente de la tendencia de la mayoría de los elementos incluyendo Al_2O_3 , TiO_2 , Ba, Sr y Nb respecto a SiO_2 (**Figura 10-10** y **Figura 10-11**).

La cristalización fraccionada es también interpretada a partir de las abundancias de los elementos mayores y trazas y las variaciones de sus pendientes a lo largo de las

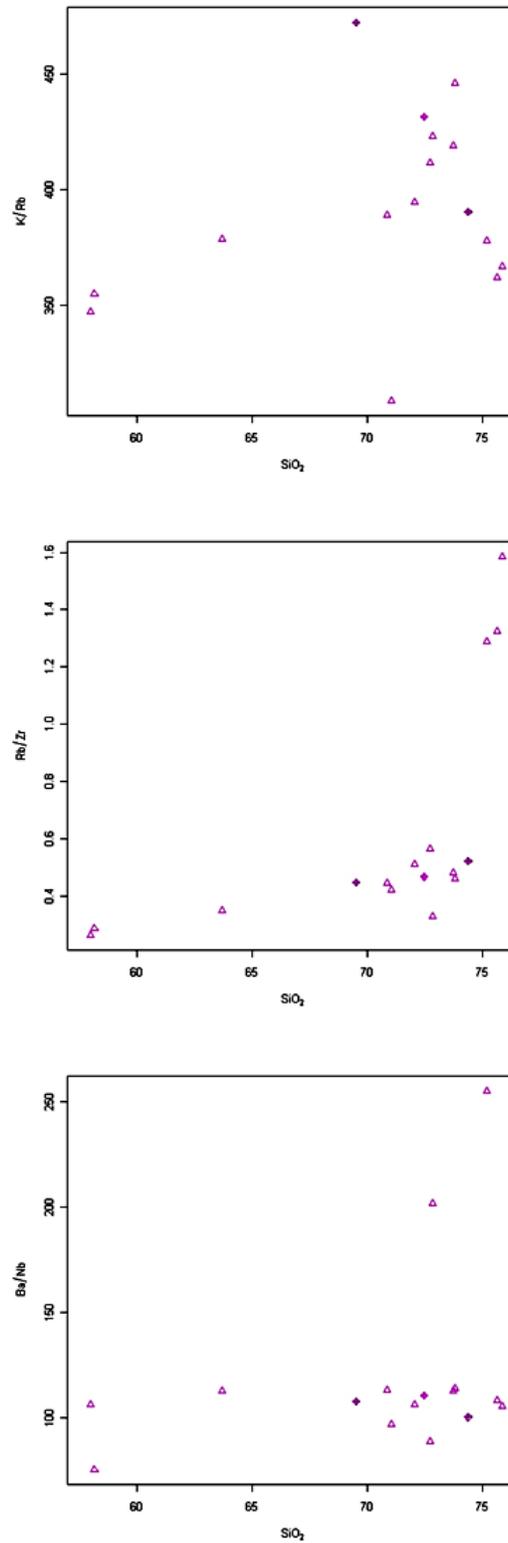
tendencias generales en las gráficas de Al_2O_3 , CaO , MgO , P_2O_5 , TiO_2 , Sr, Y y Zr, en las cuales la pendiente es negativa. Este autor presume que la mayoría de la dispersión reconocida en estos diagramas se puede atribuir a procesos de asimilación de material cortical, al igual que el leve aumento de HREE respecto a MREE en el aracnograma. No obstante, la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta, como se aprecia en las **Figura 10-10** y **Figura 10-11** aunque tiene tendencias negativas Al_2O_3 , CaO , MgO , P_2O_5 , TiO_2 , Sr, Y y Zr, no registra cambios pronunciados en la pendiente de la tendencia general de la gráfica.

La petrografía muestra oligoclasas y andesinas fuertemente zonadas, y enclaves máficos (autolitos o xenolitos) lo que se interpreta como evidencia de desequilibrio y posible asimilación de material cortical. Por lo cual, se hace difícil establecer el papel que ha desempeñado la cristalización fraccionada en la petrogénesis de la unidad, por lo menos, bajo el punto de vista de El-Bialy (2009).

La totalidad de las rocas pertenecientes a la riodacita tiene una textura porfirítica (Ver capítulo petrografía) lo cual indica que ellas deben haber residido en una cámara magmática antes de la erupción y deberían haber tenido la oportunidad adecuada para interactuar con la corteza continental. Wilson (1989) propone que mientras un sistema se mantenga cerrado, los elementos incompatibles y moderadamente incompatibles mantienen una proporción constante o un poco elevada, mientras que durante el proceso de fusión parcial, esta proporción aumenta dramáticamente a medida que el grado de fusión aumenta. Davidson *et al.* (1988) argumenta que relaciones de K/Rb, Ba/Nb y Rb/Zr no cambian significativamente por el proceso de cristalización fraccionada, mientras que las variaciones en estas proporciones están relacionadas con asimilación de material cortical mediante procesos asimilación – Cristalización fraccionada (AFC).

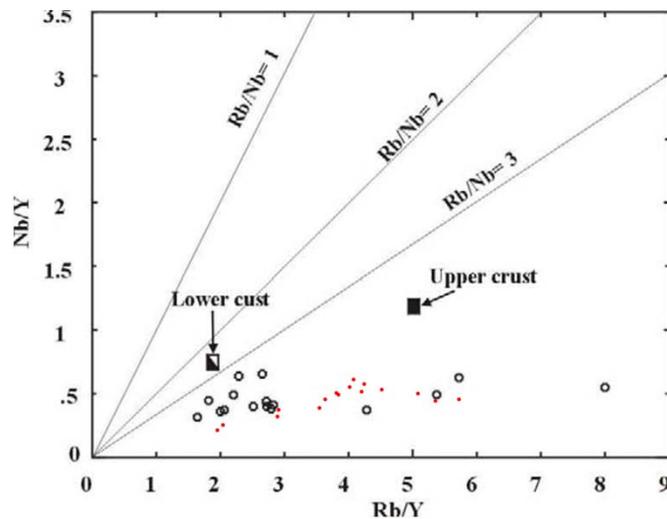
La **Figura 12-1** muestra que hay una variación importante entre las muestras en estas relaciones, las cuales incluso alcanzan tres órdenes de magnitud (Rb/Zr respecto Ba/Nb). Según Wilson (1989) esta tendencia implica que la asimilación de material cortical desempeña un papel importante en la evolución del material. En el caso de la riodacita, además de la tendencia, las muestras presentan anomalía negativa de Nb (**Figura 10-12**) lo cual también se relaciona con material y contaminación cortical.

Figura 12-1. Diagramas divariados K/Rb, Rb/Zr y Ba/Nb respecto a SiO₂ (Chazot & Bertrand, 1995)



Otro índice usado para diferenciar entre cristalización fraccionada y contaminación cortical son las relaciones entre Nb/Y respecto a Rb/Y (Chazot & Bertrand 1995). (**Figura 12-2**). En este diagrama las composiciones y fundidos corticales se reconocen porque la relación $Rb/Nb > 1$. En la gráfica Nb/Y respecto a Rb/Y todas las muestras de la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta exceden los valores $Rb/Nb > 6$ (6.06 – 12.32) por lo que se propone que la asimilación de material proviene de la corteza superior.

Figura 12-2. Diagrama divariado entre Nb/Y respecto a Rb/Y (Chazot & Bertrand 1995) para diferenciar entre cristalización fraccionada y contaminación cortical.

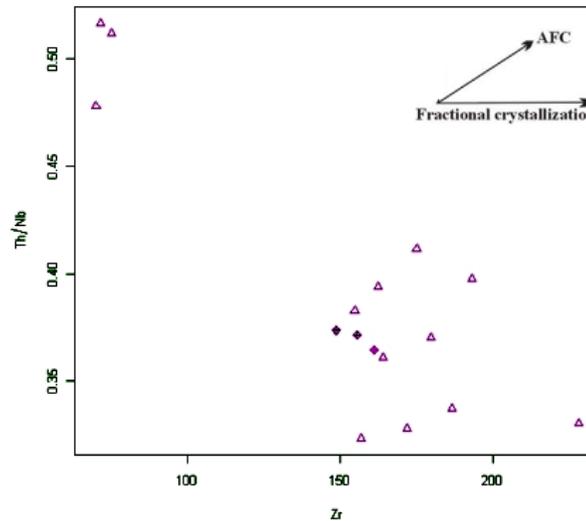


Por lo tanto es más probable que la asimilación cortical se haya superpuesto al fraccionamiento de cristales en la evolución de la riodacita. Además, esta posible contribución de la corteza a las composiciones del magma mediante procesos de Asimilación – Cristalización fraccionada se pueden calificar mediante la gráfica Th/Nb respecto a Zr (**Figura 12-3**).

En este diagrama la relación entre un LILE/HfSE (Th/Nb) se grafica contra un elemento traza incompatible (Zr) cuya abundancia aumenta directamente proporcional al aumento del fraccionamiento y que según este autor no debe ser afectada de manera significativa por la cristalización fraccionada. Este diagrama permite la discriminación entre evoluciones magmáticas controladas por cristalización fraccionada simple en sistemas

cerrados, la cual produce una tendencia casi horizontal a medida que el fraccionamiento aumenta, de los demás procesos que tienen influencia de elementos adicionales

Figura 12-3. Diagrama divariado Th/Nb respecto a Zr para evaluar el predominio de la Cristalización fraccionada en la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta (Modificado de El-Bialy, 2009).



De acuerdo con la **Figura 12-3** las rocas de la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta definen una tendencia caracterizada por relaciones de Th/Nb bastante elevadas, lo que según El-Bialy (2009) implica que la asimilación – Cristalización fraccionada han jugado un papel importante durante la evolución de la riodacita.

Para cuantificar el comportamiento de los elementos traza e isotópicos cuando la asimilación de la roca caja actúa de manera combinada con la cristalización fraccionada se utilizan las ecuaciones de DePaolo (1981). Estas ecuaciones constituyen un modelo útil para establecer si la evolución de una cámara magmática ha sido afectada por cristalización fraccionada, asimilación de la roca caja, o ambos.

En este modelo los valores del coeficiente de distribución de Sr (D_{Sr}) discriminan el carácter compatible o incompatible del Sr en el material fundido. La relación entre la proporción de material asimilado (M_a) respecto a la proporción de magma cristalizado (M_c/M_c) está discriminada mediante curvas teóricas aplicadas para modelos de mezcla

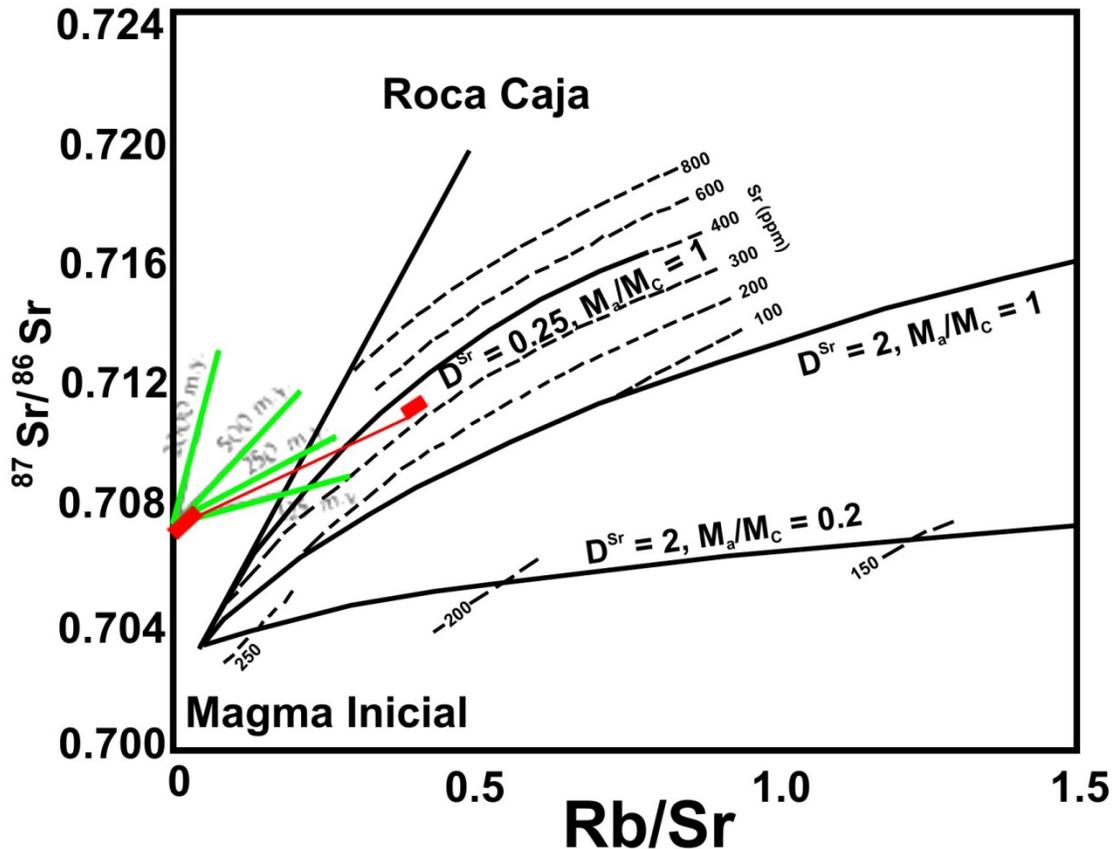
simple es decir, cuando $D_{Sr} = 1$. En este caso la proporción de Sr que entra de la roca caja al magma es igual a la proporción de Sr que se cristaliza. El autor propone que variaciones pequeñas en $^{87}Sr/^{86}Sr$ producen cambios muy pronunciados en Rb/Sr y variaciones pequeñas en D_{Sr} pueden producir variaciones significativas en la trayectoria de la mezcla magmática.

Si la proporción M_a/M_c tiende a 0, las aproximaciones tienden a un modelo de cristalización fraccionada pura y a medida que la proporción M_a/M_c aumenta acercándose a 1 se acerca a un modelo de mezcla simple, es decir, hay un equilibrio entre la tasa de asimilación con la tasa de cristalización fraccionada. Si la proporción M_a/M_c es aproximadamente 0.2 los cambios en $^{87}Sr/^{86}Sr$ del magma son suprimidos en comparación a los cambios en la concentración de Sr traza. Si D_{Sr} es pequeño el Sr en el magma aumenta rápidamente aun con pequeños cambios en $^{87}Sr/^{86}Sr$. Cuando D_{Sr} está en el rango de 0.7 – 1.0 la trayectoria de la evolución del magma es muy sensible al valor D_{Sr} . Cuando D_{Sr} es significativamente mayor que 1 la concentración de Sr traza cambia rápidamente en comparación a $^{87}Sr/^{86}Sr$.

La **Figura 12-4** registra las trayectorias de mezcla (línea negra gruesa) teóricas, las curvas de concentración de Sr traza para el caso donde $M_a/M_c = 1$ y una indicación separada para el caso donde $M_a/M_c = 0.2$. Las muestra analizadas de la Riodacita de Ipapure en esta gráfica exhibe una evolución cercana a la curva $D_{Sr} = 0.25$ con un $M_a/M_c = 1$ (Para simpleza se asume que $D_{Rb} = 0$) por lo que se interpreta que los cambios en la proporción de Sr traza son mayores que los desarrollados por $^{87}Sr/^{86}Sr$.

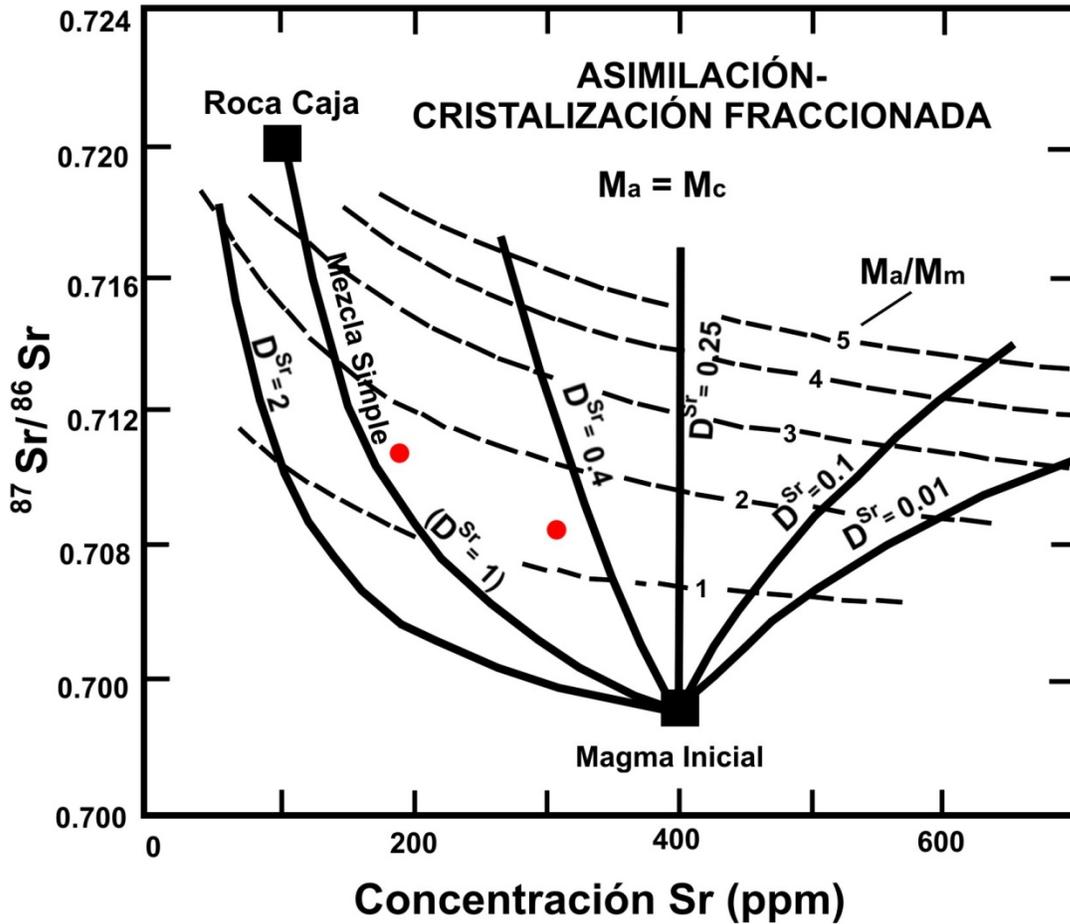
Según DePaolo (1981) estos cambios están preferencialmente asociados con la cristalización de la plagioclasa. La proporción de $^{87}Sr/^{86}Sr$ aumenta relativamente poco respecto con el aumento significativo de Rb/Sr y asociado con un D_{Sr} pequeño. Las líneas verdes corresponden a la relación entre la pendiente de la evolución del magma y la edad. Esta porción de la figura muestra una relación del magma de la Riodacita con una pendiente asociada con una edad menor a 200 Ma y mayor a 125 Ma. Lo cual concuerda con el resultado de la isócrona Rb/Sr de 172 ± 17 Ma.

Figura 12-4. Gráfica que relaciona $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ respecto a Rb/Sr . Las líneas negras gruesas representan tendencias evolutivas del magma. La tendencia recta entre un magma inicial y la roca caja es generada por procesos de asimilación pura. Las modificaciones en la pendiente se asocian con controles en los parámetros físicos. La relación entre pendiente y edad es ilustrada por las líneas verdes (Modificado de DePaolo, 1981).



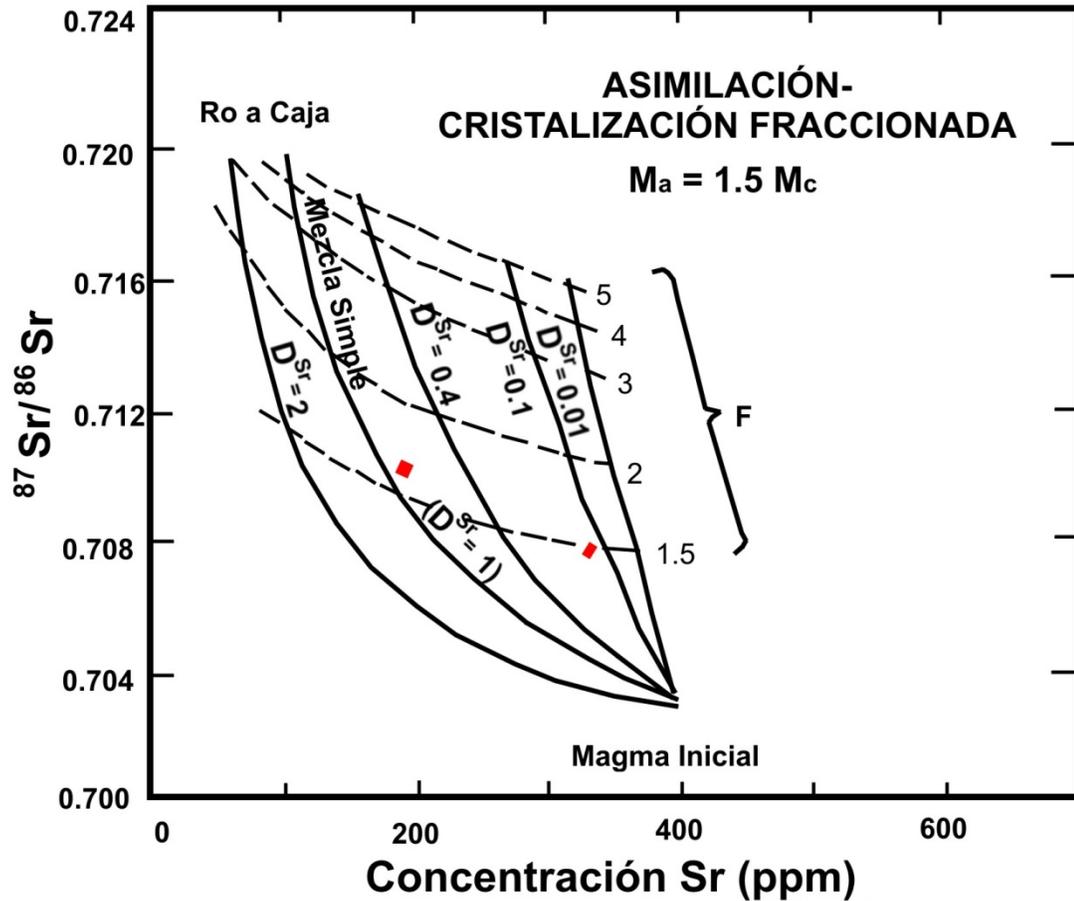
La **Figura 12-5** ilustra una condición en la que la proporción de asimilación de magma es similar a la cristalización del magma ($M_a=M_c$). Las líneas punteadas corresponden a proporciones teóricas entre Masa de Magma Asimilado respecto a la Masa Total de Magma. Las muestras registran una tendencia acorde con magmas que tienen un D_{Sr} cercano a 1 y una relación magma asimilado respecto a masa total de magma aproximada de 1.5. Por lo que en términos generales se puede evidenciar una proporción alta de asimilación respecto al volumen total del magma y en comparación con la **Figura 12-4** se nota un cambio en el valor D_{Sr} , lo cual permite inferir que el Rb posiblemente está controlando el valor D_{Sr} .

Figura 12-5. Gráfica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ respecto a la concentración de Sr como traza. Las líneas negras gruesas registran tendencias evolutivas del magma modificada por diferentes valores de D_{Sr} . Las líneas punteadas corresponden a trayectorias teóricas controladas por diferentes tasas de magma asimilado respecto a magma inicial (M_a/M_m) Modificado de DePaolo (1981).



La **Figura 12-6** es un modelo de asimilación – cristalización fraccionada cuando la proporción de asimilación es 1.5 veces la proporción de cristalización del magma. En estas condiciones las muestras de la Riodacita insinúan una tendencia aproximada con $D_{\text{Sr}} = 1$ y una relación entre la masa inicial y final de magma (F) de 1.5, lo cual ratifica el papel importante de la asimilación de material cortical en la evolución del magma.

Figura 12-6. Gráfica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ respecto a la concentración de Sr como traza. Las líneas negras gruesas significan tendencias evolutivas del magma modificada por diferentes valores de D_{Sr} . Las líneas punteadas corresponden a trayectorias teóricas controladas por diferentes tasas de masa de magma final respecto a masa de magma inicial (M_m/M_{om}) Modificado de DePaolo (1981).



De Paolo (1981) menciona que las rocas que exhiben proporciones elevadas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ podrían ser resultado de asimilación cortical o de fuentes mantélicas enriquecidas. Las características generales de los datos Rb-Sr son explicables en términos de un modelo Asimilación – Cristalización Fraccionada (AFC). En el modelo de De Paolo (1981) la asimilación de un gramo de roca caja inicialmente a 150°C en un magma a 1150°C podría ser termalmente balanceado mediante la cristalización de 3.25 g de cristales, por lo que un valor límite superior de (M_a/M_c) para estas condiciones, es de cerca de 0.3 (~1/3.25).

Un cálculo análogo para una roca caja a 1000°C (corteza inferior en regiones de vulcanismo activo y flujo de calor intenso) deberían producir límites superiores para M_a/M_c por encima de 1. Además, es posible que las fases que están cristalizando no se puedan separar de un magma altamente silíceo debido a la convección en la cámara magmática y o el aumento en la viscosidad causada por la cristalización y el enriquecimiento en SiO_2 .

En este caso el valor de M_a/M_c puede ser mucho mayor como consecuencia de que el calor latente aún está disponible, pero la cristalización fraccionada está suprimida. Para que el modelo sea aplicable para la plagioclasa, la mayoría de sus cristales deben mantener el equilibrio con el fundido residual. Si este no fuera el caso entonces la heterogeneidad entre los elementos traza e isotópicos intercristalinos debería observarse en la roca producto.

En el caso de la Riodacita de Ipapure Cerro – La Teta la mayoría de las plagioclasas presentan zonaciones concéntricas que se asocian con condiciones de desequilibrio entre los cristales y la fase fundida. Con base en esto se propone que la evolución Riodacita está controlada por un modelo de asimilación – cristalización fraccionada que ha sido controlada por factores físicos internos como es un valor D_{Sr} variable entre 0.3 (?) y cercano a 1. La relación M_a/M_c se infiere cercana a un valor 1.5 teniendo como consecuencia una relación entre la masa inicial y final del magma aproximada entre 1.5 y 1.7, lo que concuerda con la proporción significativa de asimilación de material cortical dentro del magma de la unidad.

12.2: Ambiente tectónico y contexto geodinámico de emplazamiento

Los datos de campo, petrografía, análisis geoquímicos de óxidos mayores y elementos traza, análisis isotópicos Sm/Nd y Rb/Sr muestran que la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta es una unidad compleja de la cual se desconoce el contexto geodinámico en el que se generaron estas rocas, lo cual introduce la necesidad de generar un modelo de ambiente tectónico coherente con las características observadas en el estudio de la unidad.

Partiendo de elementos como:

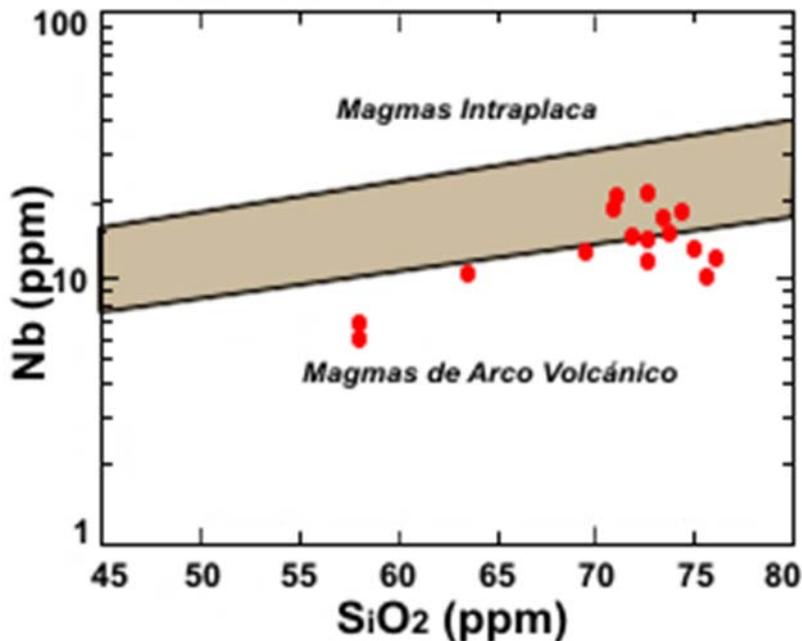
- La cartográfica muestra que la riodacita está dispuesta en remanentes aislados en dirección ENE – WSW, es decir como una serie de domos en dirección similar con la Granodiorita de Siapana, Tonalita de Cosinas y la Granodiorita de Ipapure, unidades ígneas de la Alta Guajira de edad precretácica (Cardona *et al.*, 2006; MacDonald & Opdyke, 1972; Lockwood, 1965; Zuluaga *et al.*, 2009).
- La unidad tiene una gran variedad de tipos de rocas: andesitas, dacitas, riolitas y tobas (emplazadas en un ambiente subaéreo).
- Las relaciones de campo indican que la unidad se emplazó en un ambiente continental.
- La interpretación de los análisis químicos de óxidos mayores indica que estas rocas son evolucionadas, y no muestran evidencia de mezcla de magmas.
- La proporción Rb/Sr tiene valor promedio de 0.393 que se considera mucho mayor que el de la corteza inferior y promedio (0.12 y 0.22; Rudnick & Fountain, 1995; Wedepohl, 1995) lo cual indica un papel significativo de la corteza continental en la génesis de estas rocas.
- El arcnograma normalizado a condrito (Thompson, 1982) muestra una pendiente fuerte inclinada en la que hay un enriquecimiento en elementos del sector izquierdo como LIL, Ba, Rb y Th en el que se observa empobrecimiento en Nb, (El-Bialy, 2009).
- En el arcnograma de Tierras Raras normalizado a condrito se aprecia que el Ba, Rb y K aumentan su proporción más de 100 veces respecto al valor normalizado, por lo que se considera que esta unidad ha sufrido aporte de fluidos relacionados con la subducción.
- La interpretación de los análisis isotópicos sugiere que el reservorio del material parental del cual evolucionó la riodacita pertenece a la corteza continental inferior.

Se propone que la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta tiene características petrográficas, químicas e isotópicas de magmas que se formaron en ambientes relacionados con zonas de subducción. La afinidad calco-alcalina rica en K apoya la idea de que la riodacita se emplazó en el continente.

Las muestras de la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta fueron graficadas en una serie de diagramas de discriminación tectónica que El-Bialy (2009) indica como apropiados para rocas de composición félsica. Este autor sostiene que el Nb es uno de los elementos más efectivos para identificar si una roca ígnea ácida tiene un carácter intraplaca (High Nb) o de arco volcánico (bajo Nb). La **Figura 12-7** muestra que la riodacita de Ipapure - Cerro La Teta se emplazó en un ambiente de arco volcánico.

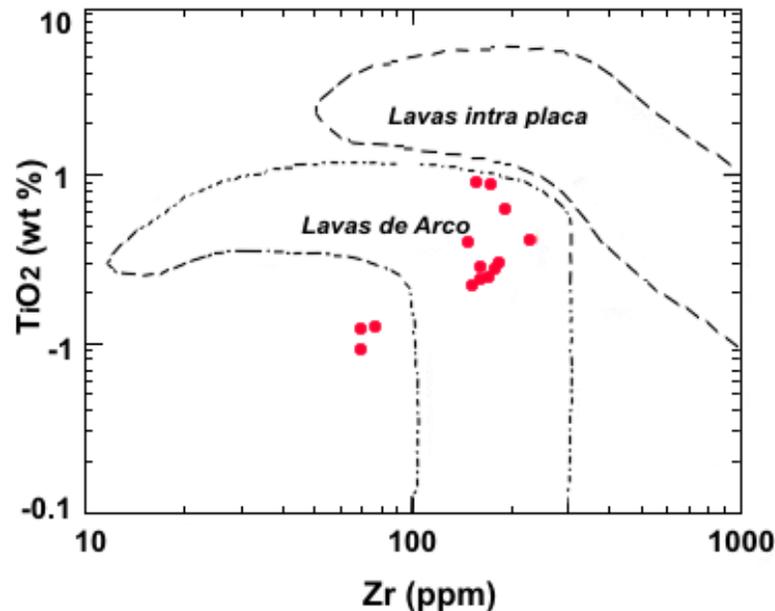
Pearce (1982) sugirió el uso de una gráfica divariada simple de Ti respecto Zr en rocas intermedias y ácidas discriminar rocas de arco de vulcanismo intraplaca. También estableció que las lavas de arco nunca alcanzan el contenido mayor de Ti que tiene el vulcanismo intraplaca para cualquier concentración de Zr, como consecuencia de la cristalización de la magnetita.

Figura 12-7. Diagrama de discriminación Nb respecto SiO_2 que ilustra el ambiente tectónico de la riodacita de Ipapure – Cerro La Teta. Se plotean mezclas entre la interfase de los campos y los magmas de Arco Volcánico. El diagrama es de Pearce & Gale (1977).



La **Figura 12-8** muestra la relación de estos dos elementos inmóviles, donde las rocas de la riodacita de Ipapure – Cerro La Teta se encuentran en el campo de las lavas de arco, excepto para tres muestras que no caen en ningún campo.

Figura 12-8. Diagrama de discriminación TiO_2 respecto Zr que ilustra el ambiente tectónico de la riodacita de Ipapure – Cerro La Teta. (Puntos rojos) comparado con las riolitas de Kid-Malhak DokHan (El-Bialy 2009). La riodacita se plotea en el campo de las lavas de arco. El diagrama es de Pearce (1982).



En los diagramas que relacionan $\text{Y} - \text{Yb} - \text{Ta} - \text{Nb} - \text{Rb}$ de Pearce *et al.* (1984) las rocas de la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta se grafican en el campo Granitos de Arco Volcánico + Sincolisionales (**Figura 12-9**).

En la gráficas de Batchelor & Bowden (1985) se muestra que las rocas son mayoritariamente syn-colisionales orogénicas (**Figura 12-10**). En los diagramas de Shandl & Gorton (2002) las muestras caen casi simétricamente entre los campos Margen Continental Activo y Vulcanismo Intraplaca (**Figura 12-11**). Este comportamiento no es excluyente entre sí ya que es coherente con rocas asociadas con un arco volcánico continental asociado a una margen continental activa.

Figura 12-9. Diagrama de discriminación TiO_2 respecto Zr que ilustra el ambiente tectónico de la riodacita de Ipapure – Cerro La Teta (Triángulos violeta). La unidad se plotea en el campo de los granitos de Arco + sincolisionales. El diagrama es de Pearce *et al.* (1984). WPG: Granitoides intraplaca. ORG: Granitoides de Ridge Oceánico. VAG: Granitoides de Arco Volcánico. SynCOLG: Granitoides sincolisionales.

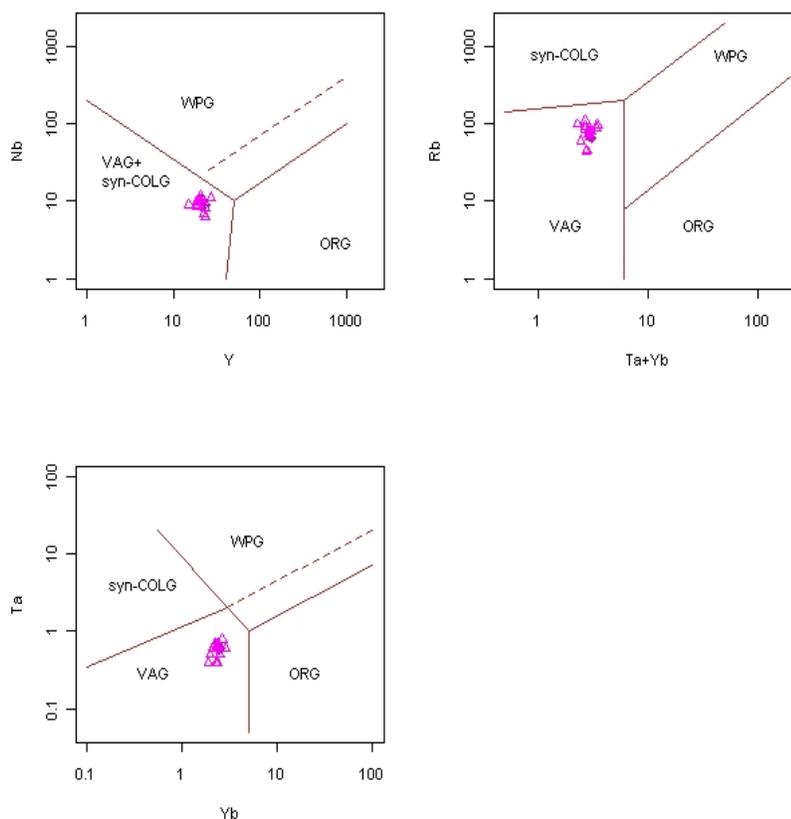


Figura 12-10. Diagramas de discriminación geotectónica de Batchelor & Bowden (1985).

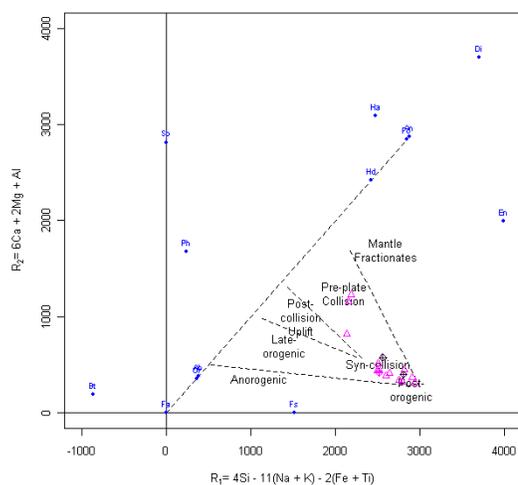
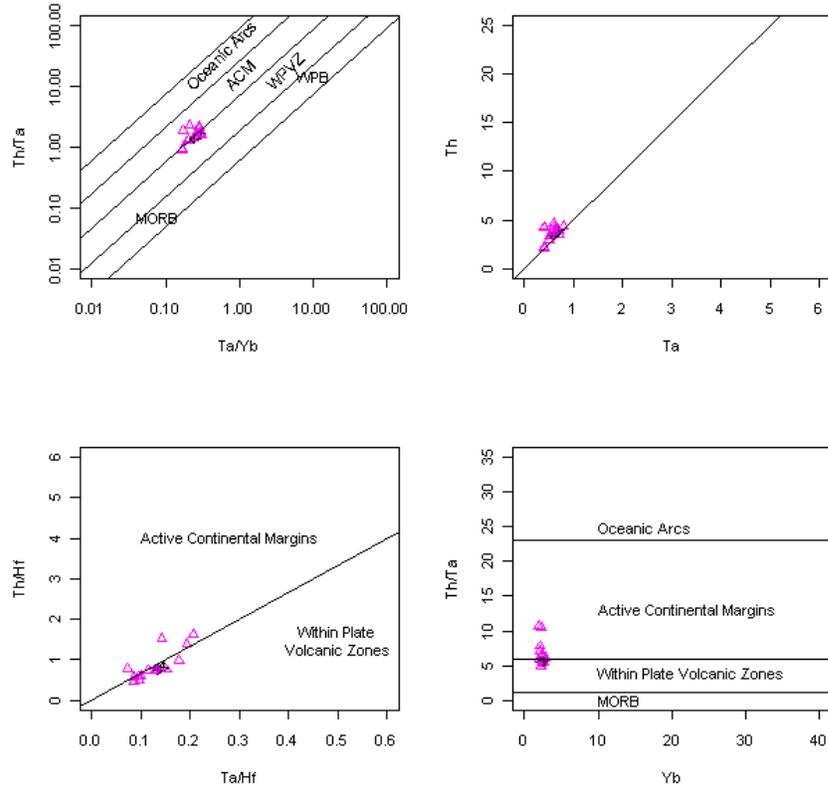
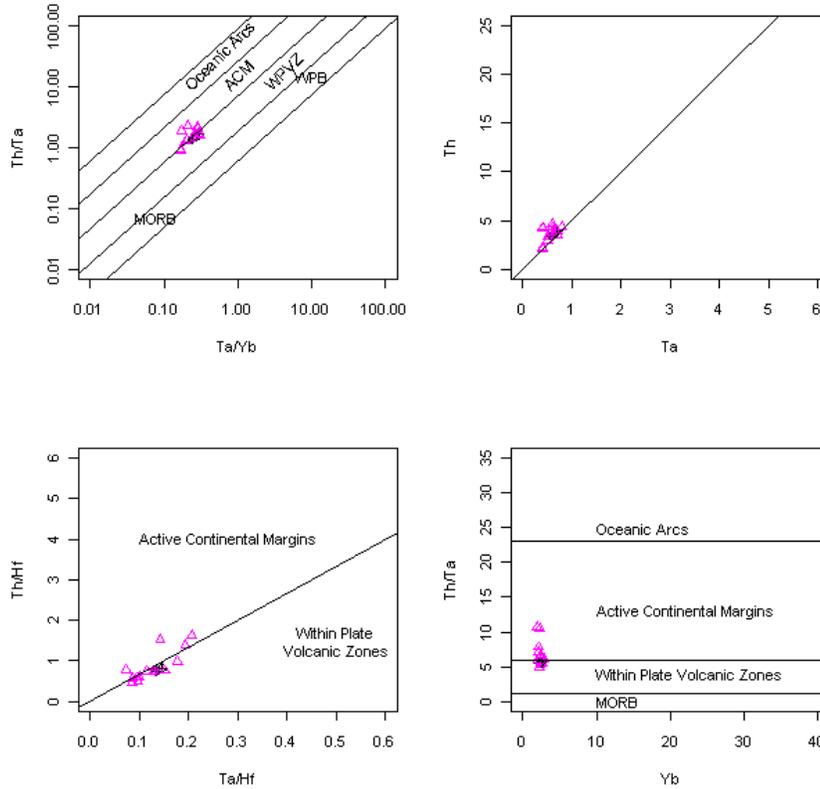


Figura 12-11. Diagrama de discriminación que ilustra el ambiente tectónico de la riodacita de Ipapure – Cerro La Teta (Triángulos violeta). Los elementos relacionados son Th – Ta – Yb - Hf La unidad se plotea tanto en el campo ACM: Margen continental activa como en el WPVZ: Zona Volcánica Intraplaca. La siglas restantes significan: WPB: Basaltos Intraplaca. MORB: Basaltos de Ridge Meso oceánico. El diagrama es de Shandl & Gorton, 2002.





12.3 Contexto geodinámico local

De acuerdo con los resultados de las anteriores gráficas se propone que la Riodacita de Ipapure Cerro La Teta está relacionada con lavas de arco continental dentro de un margen continental activo, concordante con un vulcanismo intraplaca, para el Jurásico Temprano a Medio.

Cardona *et al.* (2006) reportan que la Granodiorita de Siapana (al noreste de la zona de estudio) tiene una edad 167 ± 9.4 Ma. Zuluaga *et al.* (2009) precisan que el magma de esta roca es de carácter calco alcalino y está relacionada con un ambiente compresivo. La cercanía en tiempo entre la riodacita (172 ± 17 Ma) y la granodiorita, sumado a su afinidad geoquímica, permiten pensar que estas dos unidades se formaron en eventos magmáticos próximos en el tiempo y cercanas espacialmente. Simultáneamente en las zonas topográficas bajas se dio el depósito de las formaciones Jurásicas Uipana y Grupo Cosinas (Compuesto por las Formaciones Cheterló, Cajú, Chinapa y Cuisa) sucedidas

por las formaciones Cretácicas Poschachi, Palanz, Moina, Yuruma Superior y La Luna las cuales actualmente se encuentran replegadas y falladas.

La deformación de estas unidades sedimentarias Jurásicas se explica como consecuencia de la acreción de unidades afines con corteza oceánica relacionadas con el emplazamiento de la placa Caribe (Conjunto metamórfico de Etpana, Cuarcitas de Carpintero, Serpentinitas del Cabo de la Vela, Formación Paraúinkrein, y Esquistos de Ipanaruhú).

Cardona *et al.* (2009) menciona que la Alta Guajira conformó un solo terreno con La Sierra Nevada de Santa Marta y a su vez este terreno estaba unido a las rocas que actualmente conforman la Cordillera Central. En el Jurásico Medio – Tardío, la Sierra Nevada de Santa Marta y la Alta Guajira no tenían la forma actual. Debieron tener una forma más amplia y los eventos metamórficos las han ido acortando en sentido Este – Oeste (actual). En este esquema la falla de Romeral tendría continuidad en la Sierra Nevada de Santa Marta, y posiblemente en la Alta Guajira. Lo que introduce la posibilidad de considerar que la subducción ocurrida en este bloque pudo ser la misma que la desarrollada en la Cordillera Central. Según este autor, la porción de la Alta Guajira que hacía parte de la Sierra Nevada de Santa Marta era una parte saliente, relativamente pequeña respecto al área de la Sierra Nevada, que estaba en contacto con las rocas cristalinas y sedimentarias de la parte central. Por tal razón, se considera que las unidades pre-Paleógeno de estos dos sectores son posiblemente correlacionables.

Respecto a la Ubicación de la Alta Guajira – Sierra Nevada de Santa Marta, Montes (2010) propone que la rotación sufrida por este bloque es de 17° en sentido horario y la traslación es de aproximadamente 150 km en sentido Sur – Norte (actual). Cardona *et al.* (2009) plantean que este bloque se movió como una sola entidad hasta el Eoceno. En este período cambió la dirección del vector de desplazamiento, lo que provocó el desprendimiento de la Alta Guajira, su segmentación en bloques menores (Serranía de Jarara, Serranía de Macuira) y el inicio de la actividad de la falla de Cuisa.

Cardona *et al.* (2009) también consideran que el marco litológico de la Alta Guajira es diferente a la Media y Baja Guajira porque en estas últimas no se reportan unidades más

antiguas del Neógeno. En la Sierra Nevada de Santa Marta y en la Alta Guajira sí se reconocen rocas más antiguas, por lo que se considera que la Media y Baja Guajira constituyen una cuenca que se abre e inicia su relleno en el Neógeno.

Entonces la relación entre los dos terrenos está dada por la falla de Oca y la falla Orocho (Extremo sur de la Serranía de Simarúa). La Falla Orocho es interpretada con movimiento rumbodeslizante y de separación en sentido Norte Sur. La falla de Oca según Cardona *et al.* (2009) no sería más antigua que el Neógeno y tampoco sería tan profunda. Como consecuencia de la actividad de estas fallas, la Alta Guajira se desprendió, ya que tuvo un movimiento más rápido que la Sierra Nevada de Santa Marta y posteriormente cambió la dirección de su movimiento. El orden cronológico de las principales fallas existentes en el extremo norte de Colombia sería Oca, Orocho (cubierta localmente por la Formación Castilletes, de edad Mioceno – Plioceno), Cuisa, Jarara – Macuira y Huimatirra.

12.4 Contexto geodinámico regional

El origen de la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta se ha relacionado directamente con la formación de la placa Caribe por su edad y ubicación en la esquina noroccidental de la placa Suramericana. Por tal razón varios autores han involucrado la Alta Guajira con ambientes distensivos, *rifting* continental o cuencas de retroarco (Mojica *et al.*, 1996; Pindell *et al.*, 2005; Kennan & Pindell, 2009; Pindell & Kennan, 2001; 2009; Tschanz *et al.*, 1974; Pindell & Dewey, 1982; Maze, 1984; McCourt *et al.*, 1984; Aspden *et al.*, 1987; Ross & Scotese, 1988; Pindell & Erikson, 1993; Toussaint 1995; Pindell & Tabbutt, 1995; Meschede and Frisch, 1998; Cediél *et al.*, 2003). Esta variedad de hipótesis ha surgido como consecuencia del desconocimiento de la ubicación, edad y ambiente tectónico de sus unidades litológicas, especialmente, las ígneas.

Los modelos de formación de la placa Caribe y su relación con la placa Suramericana se han ido refinando y con ellos, se ha corregido el contexto regional en el cual se encontraba la Alta Guajira en el Jurásico Medio (Pindell, 1993; Pindell & Tabbutt, 1995; Pindell, 1991; Pindell & Barret, 1990; Pindell & Dewey, 1982; Pindell & Erikson, J., 1993; Pindell & Kennan, 2001; Pindell *et al.*, 2006; Pindell & Kennan 2009; Kennan & Pindell,

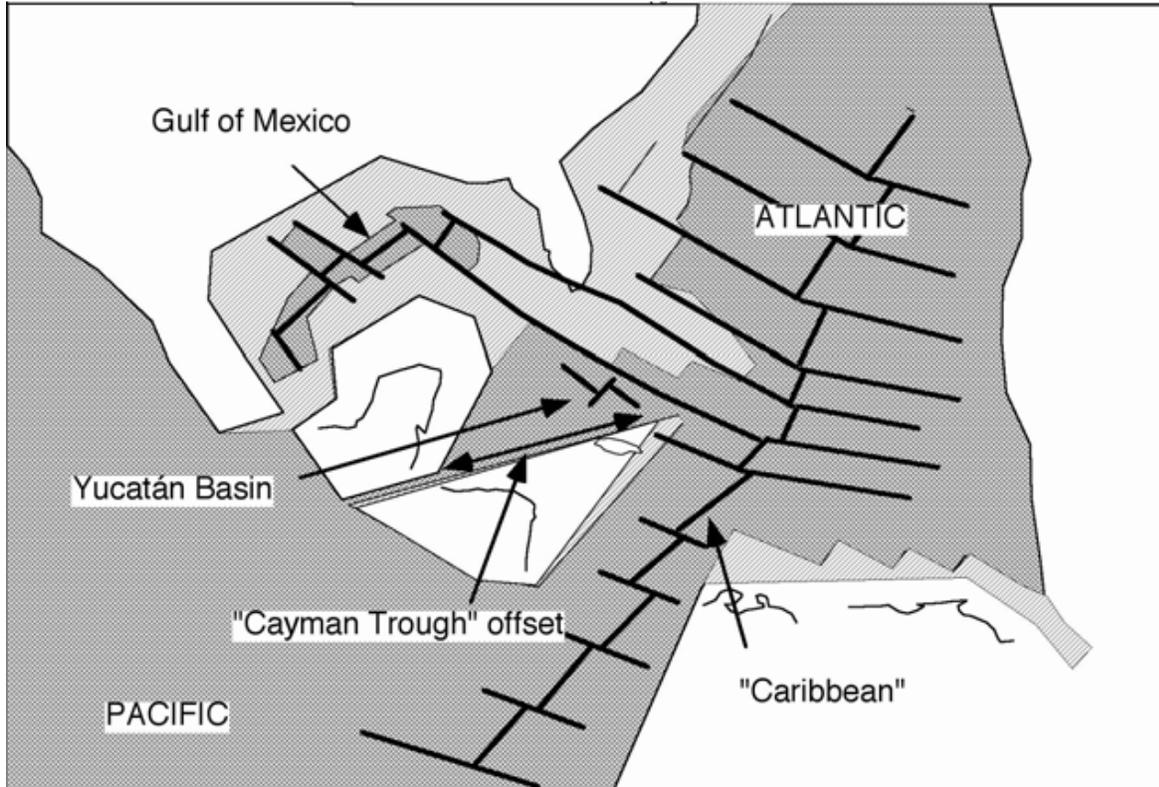
2009; James, 2004; 2006; James *et al.*, 2009; Meschede & Frisch, 1998; Giunta. *et al.*, 2006. Escuder Viruete, *et al.*, 2006; 2007; 2008). No obstante la interpretación del contexto geodinámico local de la riodacita es difícil de explicar en un ambiente distensivo a escala regional.

James (2004; 2006) y James *et al.* (2009) proponen que en la margen noroccidental de la placa suramericana para el Jurásico Medio – Tardío se estaba desarrollando un estado *syn rift*, asociado con la formación de una placa oceánica engrosada como consecuencia de un evento tipo súper pluma mantélica que se desarrolló desde el terreno que conformará la costa este de los Estados Unidos hasta el terreno que corresponderá a Ecuador y Perú. Además, controvierten la existencia del Gran Arco del Caribe (Pindell & Kennan 2009; Kennan & Pindell, 2009) ya que, según estos autores, es dudosa su continuidad hacia México y Norteamérica por extensión y geometría. No obstante, en su modelo de formación de la placa caribe *in situ* no explican la presencia de rocas ígneas, de edad Jurásica, genéticamente relacionadas a un arco continental (Pindell & Kennan 2009; Kennan & Pindell, 2009; Altenberger & Concha, 2005; Bayona *et al.*, 2010; Cardona *et al.*, 2009) y asociados con un evento de *rifting* coetáneo.

En este modelo se reconoce que la forma de Suramérica es muy similar a la actual (**Figura 12-12**). Por lo tanto la península de la Guajira, Sierra Nevada de Santa Marta, Batolito de Ibagué y el Macizo de Garzón se encontraban en una posición muy afín a la actual. Esto desconoce las reconstrucciones paleomagnéticas (traslacionales y rotacionales) paleogeográficas y las afinidades geoquímicas entre estos cuerpos rocosos de edad Jurásica (Altenberger & Concha, 2005, Bayona *et al.*, 2006; Cardona, 2009; Montes *et al.*, 2010).

Según James *et al.* (2009) en la Cordillera Central colombiana los plutones granitoides de edad Cretácica (124 – 168 Ma, edades K – Ar; en roca total. Aspden *et al.*, 1987) son interpretados como relacionados con un *rift*. Un ejemplo sería el Batolito de Antioquia. Aspden *et al.* (1987), Cooper *et al.* (1995), y Pindell & Kennan (2007) plantean que este evento es asociado con un proceso de subducción a pesar de su patrón geoquímico no concluyente.

Figura 12-12. Reconstrucción desde el Caloviano hasta el Berriasiano de la apertura de la placa Caribe. La corteza oceánica se forma en el Golfo de México, la Cuenca Yucatán y el área del Caribe, relacionando el Atlántico y el Pacífico. La corteza continental se extiende a lo largo de la costa norte de Suramérica y en la costa del Golfo Florida – Bahamas y la costa oriental de Norteamérica. Para esta época no se reporta la existencia de un arco volcánico (Tomado de James, 2004).



Los plutones Cretácicos son coetáneos con los depósitos marinos superficiales suprayacentes (Cooper *et al.*, 1995; González 2001), indicando que el plutonismo ocurrió en una cuenca subsidente que James (2004; 2006) y James *et al.* (2009) interpreta como un *rift*, de forma similar como lo sugirió Aspden *et al.* (1987) para algunos plutones Jurásicos a partir de análisis geoquímicos. La interpretación de un ambiente de margen pasivo para esta región (Pindell & Dewey 1982; Pindell & Tabbutt, 1995) requiere que el batolito de Antioquia se interprete como formado en el sur y transportado cientos de km hacia el norte hasta su posición actual (Pindell & Kennan 2001; Pindell & Kennan, 2007).

Las evidencias aportadas en este trabajo están en conflicto con el modelo de formación de la placa Caribe *in situ* a partir de un proceso de *rifting* simple, porque en ese contexto

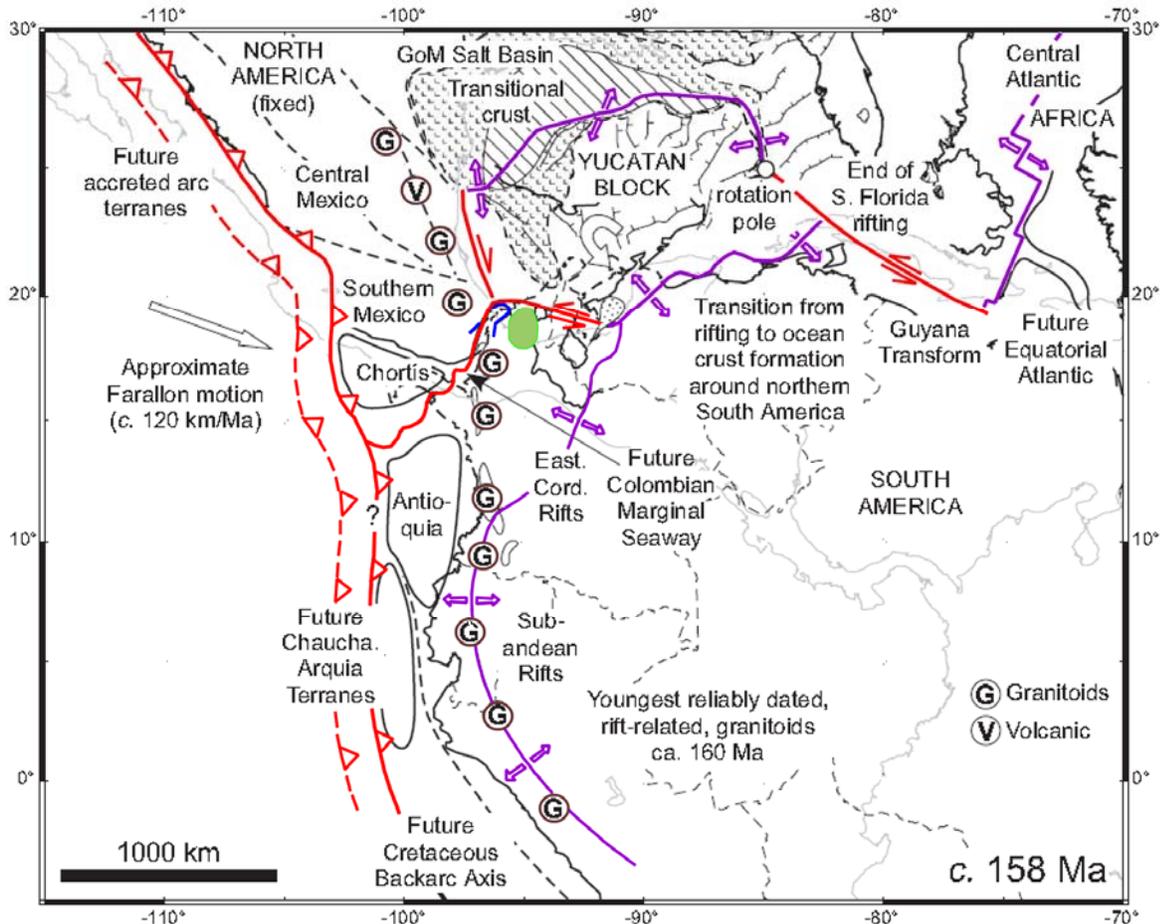
no se explica la afinidad de esta unidad, de la Granodiorita de Siapana, de los Batolitos de Atanques y de Bolívar (Cardona *et al.*, 2009), del Batolito de Ibagué, (Altenberger & Concha, 2005), y del Macizo de Garzón (Bustamante *et al.*, 2010) con un arco volcánico continental de extensión regional.

Por otra parte, el modelo *in situ* desconoce las rotaciones y traslaciones de los terrenos desarrollados al norte de la Cordillera Central, tales como Sierra Nevada de Santa Marta y la Guajira (Bayona *et al.*, 2010; Cardona *et al.*, 2009). Además de que los análisis geoquímicos realizados en este estudio no permiten confirmar el desarrollo de un *rift* o un ambiente distensivo (más bien se asocian con un contexto compresivo), en la Alta Guajira no se registran elementos típicos de un *rifting* tales como:

- Magmatismo alcalino.
- Grandes extensiones de cuerpos basálticos.
- Registro litoestratigráfico que involucre rocas mantélicas
- Evidencia de adelgazamiento cortical en la Alta Guajira para el Jurásico.
- Existencia de lamprófiro o granófiro.

Kennan & Pindell (2009) proponen que las rocas que actualmente conforman la Alta Guajira se encontraban en el Jurásico Inferior – Medio relacionadas con el Gran Arco del Caribe (**Figura 12-13**) en el momento de la formación de la placa Caribe. Según estos autores, el origen de la placa Caribe se remonta hasta antes de los 200 Ma cuando el Gran Arco del Caribe empieza a nuclearse por una zona de fractura asociada con el desprendimiento del protocaribe.

Figura 12-13. Contexto geodinámico de la esquina noroccidental de la placa suramericana y la que actualmente se conoce como placa Caribe. La línea azul delimita la ubicación en ese contexto de las rocas que en este momento conforman la Alta Guajira. Nótese la cercanía con el Gran Arco del Caribe (modificado de Kennan & Pindell, 2009).



Kennan & Pindell (2009) y Pindell & Kennan (2009) proponen que entre el Jurásico Medio – Superior se desarrolló un proceso de *rifting* en una zona que en el Jurásico abarcó desde las Guayanas hasta Perú. En el terreno que corresponderá a Colombia estos autores escriben que el *rifting* ocurrió entre Arauca y Norte de Santander en dirección al Huila y posteriormente hacia el Ecuador y sostienen que la apertura del espacio en el que se emplazará la placa caribe se explica mediante un modelo de cizalla dextral que favorece la acreción sucesiva de bloques alóctonos provenientes del sur. Además consideran que en el borde occidental de la placa Suramericana existía un arco volcánico continental que se extendía hasta Norteamérica (El Gran Arco del Caribe) que no puede ser más antiguo de 190 Ma. Esta interpretación es más acorde con los datos reportados

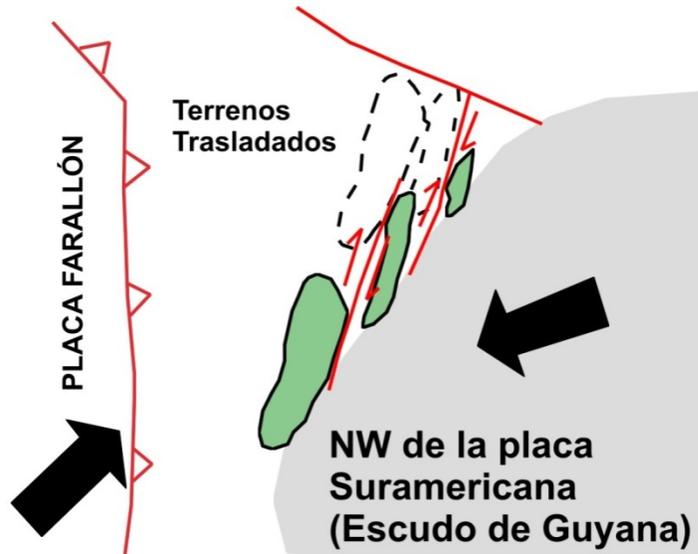
por Altenberger & Concha (2005), Bayona *et al.* (2006), Cardona *et al.* (2009) y con el ambiente tectónico propuesto aquí para la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta

En la Alta Guajira las formaciones Jurásicas Uipana y Grupo Cosinas (compuesto por las Formaciones Cheterló, Cajú, Chinapa y Cuisa) se encuentran actualmente al norte de la riodacita. De acuerdo con el modelo de Kennan & Pindell (2009), en el Jurásico inferior estas formaciones estuvieron ubicadas hacia el Atlántico, por lo que, lógicamente, estuvieron relacionadas con la apertura del Protocaribe; sin embargo este modelo no aporta evidencias claras que soporten el desarrollo de un *rift* que favorezca el desarrollo de la placa Caribe.

Altenberger & Concha (2005) y Bustamante *et al.* (2010) plantean a partir de resultados geoquímicos y geocronológicos que las unidades ígneas del Jurásico en el sur de Colombia están relacionadas con un margen continental activo Jurásico y la construcción de un arco continental. Altenberger & Concha (2005), Bayona *et al.* (2006), y Cardona *et al.* (2009) reportan edades de diversos cuerpos graníticos los cuales se pueden agrupar en un evento magmático ocurrido entre 180 – 167 Ma dentro de un bloque autóctono que en Colombia, comprende a la Alta Guajira (incluyendo la Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta), la Sierra Nevada de Santa Marta, el Batolito de Ibagué, y el Macizo de Garzón. Estos cuerpos se pueden considerar como remanentes del gran arco del caribe en Colombia (Kennan & Pindell, 2009; Pindell & Kennan, 2009).

En este trabajo se acoge el modelo de acreción de terrenos en la margen noroccidental de la placa Suramericana propuesto por Bayona *et al.* (2010) y Bustamante *et al.* (2010) para el Jurásico – Cretácico. En este modelo se sugiere que la subducción de la placa Farallón está relacionada con una margen tectónica, que genera un arco continental en la placa Suramericana, pero desarrollada a partir de terrenos Jurásicos desplazados originados al sur de su posición actual (**Figura 12-14**). El modelo discute además la existencia de un *rift* típico para este período, argumentando que en un ambiente relacionado con un *rift* típico, es característico encontrar elementos autóctonos de la margen, los cuales deberían estar localizados al este del *rift* (Bayona *et al.*, 2006) y estos hasta el momento no han sido reconocidos.

Figura 12-14. Modelo conceptual de Bayona *et al.*, (2006) para la esquina noroccidental de la placa Suramericana que ilustra el desplazamiento hacia el norte de los terrenos en una margen de subducción oblicua.



Bustamante *et al.* (2010) plantean otra idea que se opone al desarrollo del *rift* típico para este período. Estos autores sostienen que en las reconstrucciones paleogeográficas regionales elaboradas anteriormente (Kroonenberg (1982); Toussaint (1993); Restrepo-Pace *et al.* (1997); Cordani *et al.* (2005); y Ordóñez-Carmona *et al.* (2006) queda demostrado que los bloques en donde se desarrollaron el Macizo de Garzón, Sierra Nevada de Santa Marta y la Guajira fueron desarrollados en una margen continental activa que asocia un gran arco continental.

Bayona *et al.* (2006) sostienen que los granitoides del Valle Superior del Magdalena fueron emplazados y formados al sur de su ubicación actual y constituyen el dominio cortical. (a partir de datos paleomagnéticos) Estos granitoides, junto con otros fragmentos magmáticos alóctonos, se formaron entre 190 – 172 Ma y se extendieron a lo largo del margen Colombiano (Aspden *et al.*, 1987) haciendo parte de una margen activa más amplia formada a lo largo del occidente de Suramérica durante el Jurásico (Jaillard *et al.*, 2000; Kramer *et al.*, 2005; Oliveros *et al.*, 2006; 2007; Hervé *et al.*, 2007; Mpodozis & Ramos, 2008). Son una serie de bloques alóctonos asociados con la subducción oblicua de la placa Farallón.

Las anteriores ideas tienen como objetivo reforzar dentro de marco regional la existencia de un arco volcánico continental desarrollado en el intervalo de tiempo que corresponde con el emplazamiento de la riodacita. No solo en unidades cercanas a esta, sino también que trasciende hacia el sur hasta lo que actualmente corresponde al Valle Superior del Magdalena. También sirve para contextualizar de manera amplia el ambiente geodinámico regional en el que se emplazó la riodacita respecto a las demás unidades volcánicas similares en el tiempo.

13. Conclusiones

- La Riodacita de Ipapure – Cerro La Teta es una unidad heterogénea compuesta por andesitas, dacitas, riolitas y tobas.
- Geoquímicamente esta unidad está conformada por riolitas con fuerte afinidad con la serie calcoalcalina rica en potasio, con un relativo enriquecimiento en álcalis, con porcentajes en peso de $\text{SiO}_2 \approx 58 - 78\%$ por lo que se consideran rocas evolucionadas
- La variación composicional que en otros trabajos se apreciaba en la unidad se interpreta como consecuencia del empleo de análisis geoquímicos con LOI mayor a 3.5%, ya que en este informe no se apreció tal variabilidad en el comportamiento de los elementos químicos de la unidad.
- La proporción Rb/Sr (0.393) es mayor que el promedio de los valores de la corteza inferior y promedio (0.12 y 0.22 Rudnick & Fountain, 1995; Wedepohl, 1995). Este valor indica un papel significativo de la corteza continental en la génesis de estas rocas.
- La riodacita de Ipapure – Cerro La Teta está relacionada con rocas de la corteza continental, posiblemente superior y con procesos de subducción.
- El material fuente de la unidad está relacionado con la corteza continental, con poco aporte del manto, el cual pudo haber actuado solo como una fuente de calor para fundir el material cortical.
- La edad isocrónica (Rb/Sr en roca total) es de 172 ± 17 Ma (Aaleniano, Jurásico medio, piso inferior).
- El valor inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial (0,707661401) sugiere que las rocas analizadas tienen origen cortical o un largo tiempo de residencia en la corteza desde el momento de su formación.
- La mayoría de las plagioclasas de la Riodacita de Ipapure Cerro – La Teta tienen zonaciones concéntricas que se asocian con condiciones de desequilibrio entre

los cristales y la fase fundida. Con base en esto se propone que la evolución de la riocacita está controlada por un modelo de asimilación – cristalización fraccionada que ha sido influenciada por factores físicos internos como es un valor D_{Sr} variable entre 0.3 (?) y cercano a 1. La relación M_a/M_c se infiere cercana a un valor 1.5 teniendo como consecuencia una relación entre la masa inicial y final del magma aproximada entre 1.5 y 1.7.

- Los valores negativos de ϵ_{Nd} indican que el material parental de la riocacita tenía (en el momento de formación de la unidad) un origen cortical, posiblemente corteza inferior, asociado con un reservorio enriquecido en elementos incompatibles.
- Se propone que la Riocacita de Ipapure – Cerro La Teta registra características petrográficas, químicas e isotópicas de magmas que se formaron en ambientes relacionados con zonas de subducción. La afinidad calco-alkalina rica en K apoya la idea de que la riocacita se emplazó en el continente.
- Esta unidad no refleja afinidad directa con un proceso de *rifting*, ya sea de la apertura del protocaribe (James *et al.*, 2009) o de un rift desarrollado desde Venezuela, pasando por Arauca, Tolima, Huila y que continua hacia Ecuador (Kennan & Pindell, 2009; Pindell & Kennan, 2009).
- El contexto geodinámico regional en el que se encontraba la Alta Guajira en el Jurásico Temprano corresponde a la margen continental activa de la placa Suramericana en la que se desarrolló el Gran Arco del Caribe (Kennan & Pindell 2009; Pindell & Kennan, 2009), siendo la Riocacita de Ipapure – Cerro La Teta parte de este arco. La continuidad de este arco hacia Centro y Norteamérica no se discute en este trabajo.
- Se acoge el modelo propuesto por Bayona *et al.* (2006) y Bustamante *et al.* (2010) para explicar las traslaciones y rotaciones de los bloques Jurásicos autóctonos de la placa Suramericana.
-

14. Bibliografía

ÁLVAREZ, W., 1967. Geology of the Simarúa and Carpintero áreas. Guajira península, Colombia. Tesis Ph.D., Princeton Univ. 168 p. New Jersey.

ALTENBERGER, U. & CONCHA, A. 2005. Late Lower to early Middle Jurassic arc magmatism in the northern Ibagué-Batholith, Colombia.- GEOLOGIA COLOMBIANA, 30, pp. 87 - 97, 7 Figs., Bogotá.

ASPDEN, J. A., MCCOURT, W. J., & BROOK, M., 1987. Geometrical control of subduction-related magmatism: the Mesozoic and Cenozoic plutonic history of Western Colombia. Journal of the Geological Society London 144.893-905.

BATCHELOR, R. A. & BOWDEN, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. Chem Geol 48: 43-55. doi: 10.1016/0009-2541(85)90034-8.

BAYONA, G., RAPALINI A., & COSTANZO-ÁLVAREZ V. 2006. Paleomagnetism in Mesozoic rocks of the Northern Andes and its Implications in Mesozoic Tectonics of Northwestern South America. Earth Planets Space, Vol. 58 (No. 10), pp. 1255-1272.

BAYONA, G., JIMENEZ G, SILVA C, CARDONA A, MONTES C, RONCANCIO J, & CORDANI U. 2010. Paleomagnetic data and K–Ar ages from Mesozoic units of the Santa Marta massif: A preliminary interpretation for block rotation and translations, JSAES Vol. 29 (2010) pp. 817-831.

BÜRGL, H., 1960. Geología de la Península de La Guajira: Serv. Geol. Nac. (Colombia), Bol. Geol., v. 6, (1-3), p. 129-168.

BUSTAMANTE, C., CARDONA, A., BAYONA G., MORA A., VALENCIA V., GEHRELS G. & VERVOORT, J. 2010. U-PB LA-ICP-MS Geochronology and regional correlation of Middle Jurassic intrusive rocks from The Garzon Massif, Upper Magdalena Valley and Central Cordillera, Southern Colombia. Boletín de Geología. Vol 32, No 2 UIS. Bucaramanga.

BORTOLOTTI, V., & PRINCIPI, G., 2005. Tethyan ophiolites and Pangea break-up. The Island Arc, 14, p. 442–470.

CARDONA, A.; CORDANI, U, & MACDONALD, W., 2006. Tectonic correlations of pre-Mesozoic crust from northern termination of the Colombian Andes, Caribbean region. Journal of South American Earth Sciences 21.337-354.

CARDONA, A., CHEW, D., VALENCIA, V.A., BAYONA, G., MIŠKOVIĆ, A., & IBAÑEZ-MEJÍA, M., 2009. Grenvillian remnants in the Northern Andes: Rodinian and Phanerozoic paleogeographic perspectives, Journal of South American Earth Sciences (2009), doi: 10.1016/j.jsames.2009.07.011.

CEDIEL, F., SHAW R. P. & CÁCERES, C. 2003. Tectonic assembly of the Northern Andean Block, In C Bartollini, R. T. Buffler & J. Blickwede, eds., The circum-Gulf of Mexico and Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation and plate tectonics: AAPG Memoir 79, p. 815 – 848.

CHAZOT, G., & BERTRAND, H., 1995. Genesis of silicic magmas during Tertiary continental rifting in Yemen. Lithos 36, 69–83.

CÍRCULO DE LECTORES, 2004. Gran Atlas y Geografía de Colombia. 700 p. Bogotá.

COOPER, M.A., ADDISON, F.T., ÁLVAREZ, R., CORAL, M., GRAHAM, R.H., HAYWARD, A.B., HOWE, S., MARTÍNEZ, J., NAAR, J., PEÑAS, R., PULHAM, A.J., & TABORDA, A., 1995, Basin Development and Tectonic History of the Eastern Cordillera, Llanos Basin and Middle Magdalena Valley, Colombia. *AAPG Bull.*, V.19, p. 1421-1443.

CORDANI, U.G., CARDONA, A., JIMÉNEZ, D.M., LIU, D., & NUTMAN, A.P., 2005. Geochronology of Proterozoic basement inliers in the Colombian Andes: tectonic history of remnants of a fragmented Grenville belt. From: Vaughan, A.R.M., Leat, P.T. Pankhurst, R.J. (eds), *Terrane Processes at the Margins of Gondwana*. Geological Society, London, Special Publications, 246, 329-346.

COX K G, BELL J D & PANKHURST. 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. Allen & Unwin, London.

DAVIDSON, J. P., DUNGAN, M. A., FERGUSON, K. M., & COLUCCI, M. T., 1988. Crust-magma interactions and the evolution of arc magmas: the San Pedro-Pellado Volcanic complex, southern Chilean Andes. *Geology* 15, 443–446.

DE LA ROCHE H, LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, P. & MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2- diagram and major element analyses - its relationships with current nomenclature. *Chem Geol* 29: 183-210. doi: 10.1016/0009-2541(80)90020-0.

DePAOLO, D. J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53 (1981) 189-202.

DOSTAL, J., & CHATTERJEE, A.K., 2000. Contrasting behaviour of Nb/Ta and Zr/Hf ratios in a peraluminous granitic pluton. (Nova Scotia, Canada). *Chemical Geology* 163, 207-218.

EBY, G. N., 1990. The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos* 26, 115-134.

EBY, G. N., 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology* 20, 641–644.

EL-BIALY, M. Z., 2009, On the Pan-African transition of the Arabian-Nubian Shield from compression to extension: The post-collision Dokhan volcanic suite of Kid-Malhak region, Sinai, Egypt, *Gondwana Research* doi:10.1016/j.gr.2009.06.004

ESCUDER VIRUETE J., DÍAZ DE NEIRA, A., HERNÁIZ HUERTA P. P., MONTHEL, GARCÍA SENZ, J. JOUBERT M., LOPERA E., ULLRICH T., FRIEDMAN R., MORTENSEN J. & PÉREZ-ESTAÚN A. 2006. Magmatic relationships and ages of Caribbean Island arc tholeiites, boninites and related felsic rocks, Dominican Republic. *Lithos* 90 (2006) 161–186.

ESCUDER VIRUETE, J., PEREZ-STAUN, A. & WEIS, D. 2007. Geochemical constraints on the origin of the late Jurassic proto-Caribbean oceanic crust in Hispaniola. *Int. J. Earth Sci (Geol. Rundsch)*. DOI 10.1007/s00531-007-0253-41.

ESCUDER VIRUETE, J., JOUBERT M., URIEN P., FRIEDMAN R., WEIS, D. ULLRICH T., & PEREZ-STAUN, A. 2008. Caribbean island-arc rifting and back-arc basin development in the Late Cretaceous: Geochemical, isotopic and geochronological evidence from Central Hispaniola. *Lithos* 104 (2008) 378–404.

FAURE, G., 2001. Principles of isotope geology. John Wiley and Sons. 475 pp.

GIUNTA G., BECCALUVA L., & SIENA F., 2006. Caribbean Plate margin evolution: constraints and current problems. *Geologica Acta*, v.4, p. 265-277.

GOMEZ, I., 2001. Structural style and evolution of the Cuisa Fault System, Guajira, Colombia. Msc. Thesis University of Houston.

GONZALEZ, H. 2001. Mapa Geológico del Departamento de Antioquia, Memoria Explicativa. Ministerio de Minas y Energía, Colombia.

HAMILTON, P. J., O'NIONS R. K., BRIDGWATER, D., & NUTMAN, A. 1983. Sm-Nd studies of Archean metasediments and metavolcanics from West Greenland and their implications for the Earth's early history. *Earth Planetary Science Letters*, 62, 263-272.

HERVÉ, F., PANKHURST, R.J., FANNING, C.M., CALDERÓN, M., & YAXLEY, G.M., 2007. The South Patagonian batholith: 150 my of granite magmatism on a plate margin. *Lithos* 97, 373-394.

HOFMANN, A. W., 1988. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, V. 90, pp. 297-314.

IDEAM 2008. Servicios. Mapas gráficos del tiempo y clima. <http://institucional.ideam.gov.co/jsp/index.jsf>

IGAC. 2009. Estudio General de Suelos y Zonificación de Tierras Departamento de La Guajira. Escala 1:100.000. Bogotá, 2009

IRVINE, T. M. & BARAGAR, W. R. 1971. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Canad J Earth Sci* 8: 523-548 doi: 10.1139/e71-055

IRVING, E. M. 1971. La evolución estructural de Los Andes más septentrionales de Colombia. *Ingeominas, Bol. Geol.*, 19(2):1-90 p. Bogotá.

ITURRALDE-VINENT, M. A. & GAHAGAN L. 2002. Latest Eocene to Middle Miocene tectonic evolution of the Caribbean: Some principles and their implications for plate tectonic modeling. Inédito. Disponible en internet:

<http://www.redciencia.cu/cdorigen/arca/paper/itulit.pdf>

JAILLARD, E., HÉRAIL, G., MONFRET, T., DIAZ-MARTINEZ, E., BABY, P., LAVENU, A., & DUMON, J.F., 2000. Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and northernmost

Chile. In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz-Filho, A., Campos, D. A., Tectonic evolution of South America. Rio de Janeiro 31st International Geological Congress. 481-559.

JAMES, K. 2004. Caribbean Plate Tectonics - An in-situ Model. Available Online: Principales Modelos Tectónicos del Caribe. Responsable: M. Iturralde-Vinent, <http://www.redciencia.cu/cdorigen/arca/modpt.htm>

JAMES, K.H., 2006. Arguments for and against the Pacific origin of the Caribbean Plate: discussion, finding for an inter-American origin. *Geologica Acta*, v.4, p. 279-302.

JAMES, K. H., LORENTE, M. A. & PINDELL, J. L. (eds) 2009. The Origin and Evolution of the Caribbean Plate. Geological Society, London, Special Publications, 328.

JOCHUM, K.P., SEUFERT, H.M., SPETTEL, B., & PLAME, H., 1986. The solar-system abundances of Nb, Ta and Y and the relative abundances of refractory lithophile elements in differentiated planetary bodies. *Geochimica Cosmochimica Acta* 50, 1173-1183.

JOLLY W. T., LIDIAK E. G. & DICKIN A. P. 2008. Bimodal volcanism in northeast Puerto Rico and the Virgin Islands (Greater Antilles Island Arc): Genetic links with Cretaceous subduction of the mid-Atlantic ridge Caribbean spur. *Lithos* 103 (2008) 393–414

KERR, A. C., TARNEY, J., MARRINER, G. F., NIVIA, A., KLAVER G. T. & SAUNDERS A. D. 1996. The geochemistry and tectonic setting of late Cretaceous Caribbean and Colombian volcanism. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 9. Nos 1/2. pp. 111-120.

KERR, A. C., WHITE, R. V. THOMPSON, P. M. E. TARNEY J., & SAUNDERS, A. D. 2003, No oceanic plateau— no Caribbean plate? The seminal role of an oceanic plateau in Caribbean plate evolution, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79*, p. 126– 168

KERR, A. C. & TARNEY, J. 2005. Tectonic evolution of the Caribbean and northwestern South America: The case for accretion of two Late Cretaceous oceanic plateaus. Geological Society of America. *Geology*; April 2005; v. 33; no. 4; p. 269–272; doi: 10.1130/G21109.1; 3 figures.

KENNAN, L. & PINDELL, J. L. 2009. Dextral shear, terrane accretion and basin formation in the Northern Andes: best explained by interaction with a Pacific-derived Caribbean Plate? En: JAMES, K. H., LORENTE, M. A. & PINDELL, J. L. (eds) 2009. *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate*. Geological Society, London, Special Publications, 328.

KRAMER, W., SIEBEL, W.M., ROMER, R., HAASE, G., ZIMMER, M., & EHRLICHMANN, R., 2005. Geochemical and isotopic characteristics and evolution of the Jurassic volcanic arc between Arica (18°30'S) and Tocopilla (22°S), North Chilean Coastal Cordillera. *Chemie der Erde* 65: 47-68.

KROONEMBERG, G. S. 1982. A Grenvillian granulite belt in the Colombian Andes and its relations to the Guiana Shield. *Geologie en Mijnbouw*, 61, 325-333.

KÜNDIG, 1938. The Precretaceous Rocks of the central Venezuelan andes with some remarks about the tectonics. *Bol. Geol. y Min., (Venezuela)*, 2(2-4): 21-43.

LE BAS M J, LE MAITRE R W, STRECKEISEN A & ZANETTIN B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J Petrology* 27: 745-750.

LOCKWOOD, J. P. 1965. *Geology of the Serranía de Jarara Area. Guajira Peninsula, Colombia*. Tesis Ph.D., Princeton Univ. 167 p. New Jersey.

LÓPEZ, J., MARÍN, E, MORA, B., KHURAMA, S., & BERNAL, L. 2007. *Cartografía Geológica de las planchas 5-IV-A & 5-IV-B, Serranía de Simarúa, Alta Guajira*. INGEOMINAS, Inédito.

MACDONALD, W. D., 1964. Geology of the Serranía de Macuira Area. Guajira Peninsula, Colombia. Tesis Ph.D., Princeton Univ. 237 p. New Jersey.

MACDONALD, W. D. & OPDYKE, N. D., 1972 Tectonic Rotations Suggested by paleomagnetic results from northern Colombia, South America. *Journal of Geophysical Research*, p. 5720-5730.

MACDONALD, W. D. & OPDYKE, N. D. 1984. Preliminary paleomagnetic results from Jurassic rocks of the Santa Marta Massif, Colombia. *The Caribbean – South American Plate Boundary and Regional Tectonics. Geol. Soc. Am. Mem.* 162 p.

MALFAIT, B. T. & DINKELMAN, M. G., 1972, Circum-Caribbean Tectonic and Igneous Activity and the Evolution of the Caribbean Plate, *Geological Society of America Bulletin*, 83 (2), p. 251-271.

MAZE, W., 1984. Jurassic la Quinta Formation in the Sierra de Perijá, northwestern Venezuela: geology and tectonic environment of red beds and volcanic rocks. In: Bonini, W.E., Hargraves, R.B., Shagam, R. (Eds.), *The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics. Geol. Soc. Amer. Mem.* 162, 263–282.

MCCOURT, W., FEININGER, T., & BROOK, M., 1984. New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretions. *J. Geol. Soc. London* 141, 831–845.

MERCADO, M., 1999. Mapa geológico del Departamento de La Guajira. Memoria explicativa. INGEOMINAS. Escala 1:250.000. 89 p. Bogotá.

MESCHÉDE, M., & FRISCH, W. 1998. A plate tectonic model the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean Plate. *Tectonophysics* 296 (3–4), 269–291.

MIDDLEMOST E. A. K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Sci Rev* 37: 215-224.

MIYASHIRO, A. 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am J Sci* 274, 321-355.

MOJICA, J., KAMMER, A. & UJUETA, G. 1996. El Jurásico del Sector Noroccidental de Suramérica y Guía de la Excursión al Valle Superior del Magdalena (Nov. 1 - 4/95), Regiones de Payandé y Prado, Departamento del Tolima, Colombia. *Geología Colombiana*. No. 21, p. 3 – 40, 18 figs., 3 láminas, Santafé de Bogotá.

MONTES, C., GUZMAN G., BAYONA G., CARDONA A., VALENCIA V., & JARAMILLO C. 2010. Clockwise rotation of the Santa Marta massif and simultaneous Paleogene to Neogene deformation of the Plato-San Jorge and Cesar-Ranchería basins. *Journal of South American Earth Sciences*. Volume 29, Issue 4, October 2010, Pages 832-848

MORATA, D., & AGUIRRE, L. 2003. Extensional Lower Cretaceous volcanism in the Coastal Range (29°20' – 30°S'), Chile: geochemistry and petrogenesis. *Journal of South American Earth Sciences* 16 (2003) 459–476

MPODOZIS, C., & RAMOS, V., 2008. Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones? *Revista Asociación Geológica Argentina*, 63, 481-497.

MUÑOZ, C., WEBER, M., CARDONA, A., NIVIA, A., GOMEZ, J., JIMÉNEZ, D., & WILSON, R. 2005. Petrografía del Stock de Parashi y Diques Asociados, Serranía de Jarara, Guajira, Colombia. 10 Cong. Col. Geol. Bogotá D.C.

NAKAMURA N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim Cosmochim Acta* 38: 757-775 doi: 10.1016/0016-7037(74)90149-5

OLIVEROS, V., FÉRAUD, G., AGUIRRE, L., FORNARI, M.; & MORATA, D. 2006. The Early Andean Magmatic Province (EAMP): ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating on Mesozoic volcanic and

plutonic rocks from the Coastal Cordillera, Northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 157: 311-330.

OLIVEROS, V., MORATA, D., AGUIRRE, L., FÉRAUD, G., & FORNARI, G., 2007. Jurassic to Early Cretaceous subduction-related magmatism in the Coastal Cordillera of northern Chile (18°30'-24°S): geochemistry and petrogenesis. *Revista Geológica de Chile* 34(2): 209-232.

ORDÓÑEZ-CARMONA, O., RESTREPO, J. J., & PIMENTEL, M. M., 2006. Geochronological and isotopic review of pre-Devonian crustal basement of the Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*. 21, 372–382.

ORTIZ, A.; MANTILLA, M. & MULETT, F. A. 1993. Aproximación a la evolución tectónica de la Falla de Oca para el Terciario, área Manantiales, Guajira, Colombia. 6 Congr. Col. Geol., 80-96 p. Medellín.

OSTOS, M., YORIS, F., & AVÉ-LALLEMANT H.G, 2005. Overview of the southeast Caribbean-South American plate boundary zone. Avé-Lallemant and Simon V. eds., *Caribbean Southamerica plate interactions*, Venezuela, GSA Special Paper 394, p 53-89.

PARQUES NACIONALES NATURALES DE COLOMBIA. 2006. Parque Nacional Natural Macuira. Accessed on 13th Enero 2007. Online: <http://www.parquesnacionales.gov.co>.

PASSCHIER, C., & TROUW, R., 1996. *Microtectonics*. Berlin, Springer Verlag.

PEARCE, J.A., & GALE, G.E., 1977. Identification of ore deposition environment from trace element geochemistry. *Geological Society of London Special Publication* 7, 4-24.

PEARCE, J. A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In Thorpe R S (ed) *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. John Wiley, Chichester, pp 525-548.

PEARCE, J. A., HARRIS N.W. & TINDLE, A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J Petrology* 25: 956-983. doi:10.1093/petrology/25.4.956.

PEARCE, J.A. 1996 A User's Guide to Basalt Discrimination Diagrams. In Wyman D A (ed) *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*. Geological Association of Canada, Short Course Notes 12, pp 79-113

PECCERILLO A & TAYLOR S R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib Mineral Petrol* 58: 63-81

PINDELL, J. 1993. Regional synopsis of Gulf of Mexico and Caribbean evolution, In Pindell, J. L., and Perkins, B. F., (eds.), *GCSSEPM Foundation 13th Annual Research Conference Proceedings, Mesozoic and early Cenozoic development of the Gulf of Mexico and Caribbean region*. SEPM Gulf Coast Section, p. 251-274.

PINDELL, J. L., & TABBUTT, K. D., 1995. Mesozoic-Cenozoic Andean paleogeography and regional controls on hydrocarbon systems. In A. J., Tankard, R. Suarez and H. J. Welsink (eds.), *Petroleum basins of South America: A.A.P.G. Mem.*, 62: 101-128.

PINDELL, J. 1991. Geological arguments suggesting a Pacific origin for the Caribbean Plate. *Transactions 12th Caribbean Geological Conference*, St. Croix.

PINDELL, J. L., BARRET, S. F., 1990. Geological evolution of the Caribbean region: A plate tectonic perspective. In: G. Dengo and J Case (eds.), *The Caribbean region*, vol. H, *The geology of North America*. Geol. Soc. Am. Boulder, p. 405-432.

PINDELL, J., & DEWEY, J., 1982. Permo-Triassic reconstruction of western Pangaea and the evolution of the Gulf of Mexico-Caribbean region. *Tectonics* 1: 179-211.

PINDELL, J., & ERIKSON, J., 1993. The Mesozoic margin of northern South America. In: J. Salfity (ed.), *Cretaceous tectonics of the Andes*, Vieweg Germany, p. 1-60.

PINDELL, J & KENNAN, L. 2001. Kinematic Evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. Tectonic Analysis, Ltd. And Rice University, Houston, Texas. In press.

PINDELL, J., KENNAN, L., MARESCH, W., STANEK, K., DRAPER, G. & HIGGS R. 2005. Plate-kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arccontinent interactions: Tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins. Ave-Lallemant & Sisson (eds), 2005, Geological Society of America Special Paper 394, 7-52.

PINDELL, KENNAN, STANEK, MARESCH & DRAPER. 2006. Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: eight controversies resolved. *Geologica Acta*, Vol.4, Nº1-2, 2006, 303-341.

PINDELL, J. L. & KENNAN, L. 2007. Cenozoic kinematics and dynamics of oblique collision between two convergent plate margins: The Caribbean-South America Collision in Eastern Venezuela, Trinidad and Barbados, *Transaction of GCSSEPM 27th Annual Bob F. Perkins Research Conference*, 458 – 553.

PINDELL J. L. & KENNAN L. 2009. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. Tectonic Analysis Ltd., UK. Dept. Earth Science, Rice University, Houston, TX USA.

RADELLI, L. 1960. El basamento cristalino de la Península de La Guajira. *Serv. Geol. Nal., Bol. Geol.*, 8 (1-3):5-23 p. Bogotá.

RADELLI, L. 1962. Las dos granitizaciones de la Península de La Guajira (Norte de Colombia). *U. Nal., Geol. Col.*, (1):5-19 p. Bogotá.

RAMIREZ, V., 2007. Stratigraphic framework and petroleum system modeling, Guajira basin northern Colombia. Msc thesis, Alabama University, USA.

RENZ, O., 1956. Cretaceous in Western Venezuela and the Guajira (Colombia). 20 Congr. Geol. Internat., 11 figs, manuscrito. México.

RESTREPO-PACE, P. A., RUIZ, J., GEHRELS G., & COSCA M. 1997. Geochronology and Nd isotopic data of Grenville-age rocks in the Colombian Andes: new constraints for Late Proterozoic–Early Paleozoic paleocontinental reconstructions of the Americas. *Earth and Planetary Science Letters* 150. 427–441.

RODRÍGUEZ, G. & LONDOÑO, A. C. 2002. Memoria explicativa del Mapa Geológico del Departamento de la Guajira. Geología, Recursos Minerales y Amenazas Potenciales. 2ª Edición. Ingeominas, Publ. Geol. Esp., 259 p. Bogotá.

ROLLINS, J., 1960. Stratigraphy and structure of the Goajira unpublished Ph.D. thesis, Dept. Geol., Univ. of Nebraska, Lincon, Nebraska (Revised version in press, Univ. of Nebraska Press).

ROLLINS, J. F. 1965. Stratigraphy and structure of the Guajira Peninsula, northwestern Venezuela and northeastern Colombia. *Univ. Nebraska Studies, New Ser.*, 30: 1-1102 p. Lincoln.

ROLLINSON, H. R., 1993. Using geochemical data; evaluation, presentation, interpretation. Longman Group Ltd., London, 343pp.

ROSS, M., & SCOTESE, C. R., 1988, A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region: *Tectonophysics*, 155, 139-168.

RUDNICK, R.L., & FOUNTAIN, D.M., 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews in Geophysics* 33, 267-309.

SHAND, S. J. 1943. *Eruptive rocks*, 2nd ed. John Wiley, New York, pp 1-444.

SCHANDL, E. S. & GORTON, M. P. 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology* 97: 629-642. doi: 10.2113/97.3.629.

SHELLEY, D. (1993). *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Chapman and Hall. London,. 445p.

SIGURDSSON H. 2000. *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press. ISBN 13: 978-0-12-643140-7. 1417 p.

STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic Rock its proper name.- *Earth Science Rev.* Bd. 12 p.1-33 Amsterdam, London, New York

SUN S S, & MCDONOUGH W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D, NorryM(eds) *Magmatism in Ocean Basins*. Geological Society of London Special Publication 42, p. 313-345.

TAYLOR, S. R., & MCLENNAN S. M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, p. 1-312.

THOMPSON R. N. 1982. British Tertiary province. *Scott J Geol* 18: 49-107.

TOUSSAINT, J.F. 1993. *Evolución Geológica de Colombia - Precámbrico y Paleozoico*. Ed: Univ. Nal. Medellín. Tomo 1: pp. 229.

TOUSSAINT, J. F., 1995. *Evolución geológica de Colombia 2. Triásico Jurásico*. Contribución al IGCP 322 "Correlation of Jurassic events in South America" International Geological Correlation Programme Unesco IUGS. Univ. Nacional de Colombia. Medellín, 94p.

TSCHANZ, C.; JIMENO, A.; & CRUZ, J. 1969. a. Mapa Geológico de reconocimiento de la Sierra Nevada de Santa Marta. Escala 1:100.000. Ingeominas. Bogotá.

TSCHANZ, C.; JIMENO, A.; & CRUZ, J. 1969. b. Geology of the Sierra Nevada de Santa Marta Area. Preliminary report. Escala 1:200.000. Ingeominas, Informe 1829, 288 p. Bogotá.

TSCHANZ, C. M., MARVIN, R.F., CRUZ, J., MEHNERT, H.H., & CEBULA, G.T., 1974. Geologic evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta, Northeastern Colombia. Geological Society of America Bulletin, v. 85, 273-284.

VASCONCELOS, M. *et al.*, 2001. Diagrama Ti – V: Una nueva propuesta de discriminación para magmas básicos en cinco ambientes tectónicos. En: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. Vol. 18. N° 2. 2001. pp. 162 – 174.

WEDEPOHL, K. H., 1995. The composition of the continental crust. *Geochimica Cosmochimica Acta* 59, 1217-1232.

WHALEN, J., MCNICOLL, V., VAN STAAL, C., LISSENBERG, C., LONGSTAFFE, F., JENNER, G., & VAN BREEMAN, O., 2006. Spatial, temporal and geochemical characteristics of Silurian collision-zone magmatism, Newfoundland Appalachians: An example of a rapidly evolving magmatic system related to slab break-off. *Lithos*. 89. pags. 377-404.

WHITE, W. M. 2005. *Geochemistry*. An online text book. Online.
<http://www.geo.cornell.edu/geology/classes/geo455/Chapters.HTML>

WILSON, M., 1989. *Igneous petrogenesis*. Unwin Hyman Ltd., London, 466 pp.

ZULUAGA C., C. A. OCHOA , Y., A. MUÑOZ U., C. A. GUERRERO H., N. M. MARTÍNEZ A., A. M. MEDINA A., P. A. PINILLA O., A. RÍOS B., P. A. RODRÍGUEZ R.,

B. P. SALAZAR O., E. A. y ZAPATA P. y V. L. 2009. Proyecto de Investigación: Cartografía e historia geológica de la Alta Guajira, Implicaciones en la búsqueda de recursos minerales. Memoria de las planchas 2, 3, 5, y 6 (Con parte de las Planchas 4, 10 y 10bis). Acuerdo Específico 030/2006. UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA (SEDE BOGOTÁ) – INGEOMINAS.