

**ANÁLISIS GEOQUÍMICOS DE LA CUARZODIORITA DE MISTRATÓ (Ecdm),
EN EL MUNICIPIO DE MISTRATÓ (RISARALDA).**

ANDRÉS FELIPE SALAZAR RÍOS

**UNIVERSIDAD DE CALDAS
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES
PROGRAMA DE GEOLOGÍA
MANIZALES
2011**

**ANÁLISIS GEOQUÍMICOS DE LA CUARZODIORITA DE MISTRATÓ (Ecdm),
EN EL MUNICIPIO DE MISTRATÓ (RISARALDA).**

ANDRÉS FELIPE SALAZAR RÍOS

Tesis de grado para optar al título de Geólogo

**Presidente
M Sc. Luz Mary Toro Toro**

**UNIVERSIDAD DE CALDAS
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES
PROGRAMA DE GEOLOGÍA
MANIZALES
2011**

NOTA DE ACEPTACIÓN

LUZ MARY TORO TORO
Directora del Trabajo.

DEDICATORIA

“A mi familia, en especial a mi madre Rosalba Ríos, sin ellos esto nunca hubiera podido ser. Una dedicatoria especial a la memoria del Geólogo José Ever Marín, cuyos estudios en esta región fueron truncados por su muerte intempestiva”.

Andrés Felipe Salazar Ríos

AGRADECIMIENTOS

Al ya Geólogo **Diego Felipe Vallejo Hincapié**, por ser el iniciador de esta investigación, y mi compañero durante la fase de campo de este trabajo. A toda su familia, en especial a su madre, **Margarita Vallejo**, por su constante y desinteresada atención en mi estancia en Mistrató.

A la geóloga M. Sc. **Luz Mary Toro Toro**, por su constante colaboración en la realización de este trabajo. El amor por las ciencias es algo que se me fue inculcado en gran medida por su labor.

A la **Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH)** y al Ph. D. **Andrés Pardo Trujillo**, por el apoyo a esta investigación.

A los profesores **Mauricio Alvarán Echeverri**, **Elvira Cristina Ruiz**, **Gustavo Hincapié Jaramillo** por sus aportes sobre distintos aspectos de los estudios petrográficos, estructurales y geoquímicos, además de las cartografía de campo.

Al geólogo **Luis Evelio Marín** por su compañía en las primeras fases de campo, y su apoyo e interés en este trabajo.

A **Susana Osorio Ocampo**, geóloga y gran amiga, por su compañía durante las fases finales de campo, y los aportes que realizó durante esta.

A las personas que en Mistrató de una u otra forma me colaboraron y acompañaron.

A mis amigos de carrera, mis, con quienes compartí todo este tiempo, y de quienes obtuve gran parte de mis conocimientos.

A mis maestros, por compartir su conocimiento de esta ciencia.

INDICE

RESUMEN	14
ABSTRACT	15
INTRODUCCIÓN	16
LOCALIZACIÓN Y VIAS DE ACCESO	18
OBJETIVOS	19
METODOLOGÍA	20
1. GEOMORFOLOGÍA	21
2. CLIMA E HIDROGRAFIA	22
3. ANTECEDENTES	24
4. GEOLOGÍA REGIONAL	26
4.1. COMPLEJO QUEBRADAGRANDE – ALAO	26
4.2. COMPLEJO ARQUÍA-GUAMOTE	26
4.3. COMPLEJO AMAIME-CHAUCHA	27
4.4. COMPLEJO CORDILLERA OCCIDENTAL	27
4.5. COMPLEJO PANAMÁ-CHOCÓ	28
4.6. EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE LOS COMPLEJOS ESTRUCTURALES	28
5. GEOLOGÍA LOCAL	32
5.1 . ROCAS METAMÓRFICAS: Ultramáfico de Puente Umbría – La Isla (Kuspi)	33
5.2. ROCAS VULCANOSSEDIMENTARIAS: Formación Barroso (Grupo Cañasgordas; Kvb)	33
5.3. ROCAS IGNEAS PLUTÓNICAS	35
5.4. SECUENCIAS SEDIMENTARIAS: Sedimentitas de Puente Umbría	35
5.5. ROCAS PORFIRÍTICAS	37

6. CUARZODIORITA DE MISTRATÓ: PETROGRAFÍA Y EVIDENCIAS CARTOGRÁFICAS.	38
6.1. ROCAS BÁSICAS (GABRO DE MISTRATÓ; Magmatismo Cretácico)	38
6.1.1. Descripción de Minerales Esenciales	38
6.2. ROCAS ÁCIDAS (TONALITA DE MISTRATÓ; Magmatismo Paleógeno?)	39
6.2.1. Descripción de Minerales Esenciales	40
6.3. GRANULITAS DE MISTRATÓ	41
7. GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS DE MISTRATÓ: ELEMENTOS MAYORES.	43
7.1. ALTERACIÓN DE LAS MUESTRAS	44
7.2. MINERALES NORMATIVOS Y SATURACIÓN DE SÍLICE	46
7.3. DIAGRAMAS DE CLASIFICACIÓN Y CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA	49
7.4. SERIES MAGMÁTICAS	52
7.5. DIAGRAMAS DE VARIACIÓN	54
8. GEOQUÍMICA DE MISTRATÓ: ELEMENTOS TRAZA Y DIAGRAMAS DE DISCRIMINACIÓN TECTÓNICA	57
8.1. DIAGRAMAS DE DISCRIMINACIÓN TECTÓNICA	57
8.2. DIAGRAMAS MULTIELEMENTALES Y DE TIERRAS RARAS	64
8.2.1. Rocas Básicas	65
8.2.2. Rocas Ácidas	72
9. DISCUSIÓN Y EVOLUCIÓN GEOLÓGICA	75
9.1. ORIGEN Y SIGNIFICADO DE LAS GRANULITAS DE MISTRATÓ	75

9.2. ORIGEN Y SIGNIFICADO DE LAS ROCAS BÁSICAS DE MISTRATÓ	76
9.3. ORIGEN Y SIGNIFICADO DE LAS ROCAS ÁCIDAS DE MISTRATÓ	80
10. CONCLUSIONES	85
11. RECOMENDACIONES	86
BIBLIOGRAFÍA	87

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1. Mapa de localización de la zona de estudio	18
Figura 1.1. Mapa de unidades geomorfológicas del municipio de Mistrató	22
Figura 4.1. Reconstrucciones paleogeográficas del Occidente colombiano para el Cretácico tardío	30
Figura 4.2. Reconstrucciones paleogeográficas del Occidente Colombiano para el Cenozoico.	31
Figura 5.1. Propuesta cartográfica para la zona de estudio	32
Figura 5.2. Cantera abandonada en el carreteable entre Mistrató y Anserma (Caldas). El ultramáfico de Puente Umbría – La Isla	34
Figura 5.3. A. Afloramiento en carreteable al Norte del sector de Puente Umbría. B. Brechas volcánicas de la Formación Barroso; Quebrada Arrayanal.	34
Figura 5.4. A. Afloramiento de las rocas máficas y ultramáficas de Belén de Umbría – Anserma. B. Contacto intrusivo de rocas félsicas la cuarzodiorita de Mistrató (Ecdm) sobre los gabros de Anserma (K ₂ gban).	36
Figura 5.5. Paquete de areniscas y areniscas conglomeráticas de las sedimentitas de Puente Umbría.	36
Figura 5.6. Textura de la masa fundamental (M.F) rica en cuarzo (Qz) y Microcristales de anfíboles.	37
Figura 6.1. Clasificación modal para las rocas del Cuerpo Básico de Mistrató.	40
Figura 6.2. Clasificación modal de las rocas del Cuerpo Ácido.	42
Figura 7.1. Diagrama según Miyashiro (1974) para la discriminación entre rocas alteradas y rocas frescas, basados en los valores de álcalis (Na ₂ O y K ₂ O).	45
Figura 7.2.A Diagrama propuesto por Barron (1980). B. Diagrama de Minerales Normativos (Anortita-Albita-Ortoclasa) de Trondjhemitas y rocas asociadas de O'Connor (1965)	48
Figura 7.3. TAS para rocas plutónicas de Cox et al. (1979)	50
Figura 7.4. Diagrama de Winchester & Floyd (1977)	51

Figura 7.5. Gráfica propuesta Shand (1943) de clasificación de las rocas según la saturación de aluminio.	52
Figura 7.6. Diagrama AFM propuesto por Irvine & Baragar (1971) para discriminar entre rocas toleíticas y calcoalcalinas	53
Figura 7.7. Diagrama de Peccerillo & Taylor (1976) de SiO ₂ vs K ₂ O para la determinación de series magmáticas.	54
Figura 7.8. Diagramas Harker para las rocas básicas de la zona	55
Figura 7.9. Diagramas Harker para el Cuerpo Ácido de Mistrató.	56
Figura 8.1. Diagrama TiO ₂ -K ₂ O-P ₂ O ₅ propuesto por Pearce et al. (1975) para discriminar entre ambientes continentales y oceánicos.	57
Figura 8.2. Diagramas propuestos por Pearce et al. (1984) para la discriminación tectónica de granitoides.	59
Figura 8.3. Diagramas de discriminación tectónica para basaltoides propuestos por Pearce y Cann (1973).	60
Figura 8.4. Diagrama de discriminación tectónica de Wood (1980).	61
Figura 8.5. Diagrama de Arcullus & Powel (1986).	61
Figura 8.6. Diagrama Ta/Yb vs Th/Yb de discriminación, según Pearce (1983).	62
Figura 8.7. Diagrama de Discriminación tectónica Nb/Yb vs Th/Yb propuesto por Pearce (2008).	63
Figura 8.8. Diagramas de discriminación entre N-MORB, E-MORB y OIB propuesto por Freydier et al. (2000).	64
Figura 8.9. Diagramas “Spider” para las rocas básicas de Mistrató. A. Diagrama de normalización de tierras raras a Condrita, según Nakamura (1974); B. Diagrama multielemental normalizado a Manto Primitivo de Sun & McDonough (1989); C Diagrama de normalización a MORB según Pearce (1983).	68
Figura 8.10. Normalización de Tierras raras a rocas de seis ambientes tectónicos conocidos. A) Normalización a N-MORB valores según Sun & McDonough (1989); B) Normalizado a E-MORB, datos de Sun y McDonough (1989); C) Normalización a OIB, toleítas de Mauna Loa, según Watson (1993); D) Composición Promedio del Plateau de Ontong Java, según Neal (1997); E) Normalización a Toleítas de Arco de Isla con 54% de SiO ₂ , arco de Tonga, según Gill (1981); F) Normalización a T-MORB de acuerdo a Schilling et al. (1983).	69

Figura 8.11. A. Diagrama de normalización a condrita de elementos de tierras raras, según Nakamura (1974). B. Diagrama multielemental normalizado a manto primitivo, de acuerdo a Sun & McDonough (1989). C. Diagrama de normalización a MORB, según Pearce (1982).	73
Figura 9.1. Microfotografía de roca granulítica de Mistrató.	75
Figura 9.2. Diagrama de normalización a manto primitivo según Sun & McDonough para las rocas básicas HR-HR-2, HR-24 y HR-14, y su comparación con otros ambientes tectónicos.	78
Figura 9.3. Diagramas normalizados de Tierras raras para diversos Arcos de Isla.	79
Figura 9.4. Diagrama de normalización geoquímica a manto primitivo según Sun & McDonough (1989) de la muestra HR-41 comparda con ambientes MORB y el Plateau de Ontong Java.	80
Figura 9.5. A. Evolución geológica de la zona Occidental de Colombia durante el Cretácico (100-90 Ma aproximadamente). B. Reconstrucción de la misma área para el Cretácico superior (aproximadamente 75 Ma), donde se da la generación de un Arco Intraoceánico.	83
Figura 9.6. A. Evolución geológica de la zona Occidental Colombiana durante el Paleoceno (Edad de acreción. B. Evolución geológica para la zona durante el Eoceno (Intrusión del Cuerpo Ácido de Mistrató). Reconstrucción con base en la evidencia geoquímica y geocronológica.	84

LISTA DE TABLAS

	Pág.
Tabla 1. Análisis Modal del Plutón Básico de Vallejo (2011).	39
Tabla 2. Análisis modal del Cuerpo Ácido. Según Vallejo (2011).	41
TABLA 3. Análisis geoquímicos para el Plutón de Mistrató.	43
TABLA 4. Norma CIPW para las rocas de la Cuarzodiorita de Mistrató y el Gabro de Anserma.	46
TABLA 5. Relaciones elementales normalizadas a Condrita para las rocas de Mistrató.	46
TABLA 6. Cálculo de anomalías de algunos elementos con respecto al manto primitivo para la totalidad de rocas analizadas.	65

RESUMEN

La Cuarzodiorita de Mistrató es una unidad plutónica definida en el flanco Oriental de la Cordillera Occidental de Colombia, entre los municipios de Mistrató y Belén de Umbría, y estructuralmente ubicada entre la Falla Cauca Almaguer y la Falla de Mistrató (Falla Cali – Patía). La unidad conocida como Cuarzodiorita de Mistrató en realidad puede dividirse en tres unidades de acuerdo a sus características petrográficas y geoquímicas: Dos cuerpos plutónicos, uno de composición predominantemente básica (gabros) y otro de composición ácida (tonalitas); En la parte central se identifica un cuerpo metamórfico de alto grado (granulitas). La sección más occidental de estos cuerpos se encuentra altamente milonitizada, observándose una franja de deformación en sentido N-S.

Geoquímicamente se observa que las rocas básicas tienen un marcado carácter toleítico con una asociación clara hacia ambientes oceánicos, con características de un basalto tipo MORB, aunque está emparentado a un Arco de Islas. Las rocas ácidas son claramente calcoalcalinas, geoquímicamente asociadas a ambientes de zonas de subducción en márgenes continentales. Ambas unidades se encuentran intruidas por rocas porfiríticas de composición dacítica de carácter toleítico, asociados a arcos volcánicos. Su carácter toleítico permite diferenciarlo como una actividad magmática independiente genéticamente de las rocas plutónicas de la cuarzodiorita de Mistrató.

De acuerdo a las dataciones existentes las rocas básicas estarían estratigráficamente ubicadas en el Cretácico superior (aproximadamente entre 71 – 76 Ma); La edad de acreción de las rocas básicas está posiblemente en el Paleoceno. Mientras tanto, la edad de las rocas ácidas es considerada en el Eoceno (46 Ma aproximadamente). Las evidencias presentadas en este trabajo permiten hacer una reevaluación estratigráfica para la unidad conocida como la Cuarzodiorita de Mistrató, llevando a la posibilidad de una nueva nomenclatura estratigráfica.

Palabras clave: Cuarzodiorita de Mistrató, Toleítas de Arco de Isla, MORB, Arcos de margen Continental, Geoquímica, PLOCO, intrusión.

ABSTRACT

The Mistrato Quartzdiorite is a plutonic unit defined in the western flank of the Occidental Cordillera of Colombia, between towns of Mistrato and Belen de Umbria, and structurally located between Cauca Almaguer and Mistrato faults. The unit known as Quartzdiorite of Mistrato can be divided in three units, from their petrographic and geochemical characteristics: Two plutonic events, one of basic composition (gabbro) and other of acid composition (tonalite); located in the center of the unit it is identified metamorphic rocks of high grade (basic granulite). The western portion of these rocks is highly deformed (mylonites) approximately in North-South direction.

Geochemically the basic rocks are tholeiitic, associated clearly to oceanic environments although with characteristics between MORB and Island Arc. The acid rocks are clearly calcalkaline, associated to continental environment, in subduction of continental margin. The basic and acid units are intruded by porphyritic rocks of dacitic composition, geochemically tholeiitic, associated to volcanic arc. Its affinity to tholeiitic composition differences these rocks of the plutonic rocks of Mistrato Quartzdiorite.

Geochronology of basic rocks is associated with late Cretaceous (between 76-71 Ma). The age of accretion of these rocks is probably during Paleocene. The age of acid rocks is considered in Eocene (46 Ma approximately). The evidences presented in this research allows to reassess for stratigraphic unit known as Mistrato Quartzdiorite, considering the possibility of a new stratigraphic nomenclature.

Keywords: Mistrato Quartzdiorite, Island arc Tholeiites, MORB's, Continental margin Arc, Geochemistry, PLOCO, intrusion.

INTRODUCCIÓN

La Cuarzodiorita de Mistrató (*sensu* González, 2002), corresponde a un cuerpo plutónico de rocas básicas hasta ácidas elongado en dirección aproximada Norte-Sur, ubicado en el flanco Oriental de la Cordillera Occidental, aflorando principalmente entre los municipios de Mistrató y Belén de Umbría (departamento de Risaralda), y en un sector local del municipio de Riosucio (departamento de Caldas; González *op. cit.*).

Las rocas plutónicas ubicadas en este sector de la Cordillera Occidental se encuentran relacionados espacialmente con las rocas volcánicas básicas del Occidente de Colombia (Provincia Litosférica Oceanica del Cretácico Occidental o PLOCO *sensu* Nivia, 2001); se sugiere además una relación genética entre los cuerpos plutónicos del cretácico de la cordillera occidental con las rocas volcánicas de PLOCO. De esta manera se interpreta a las rocas gabroicas como fundidos que cristalizaron a partir de la misma fuente que generó las rocas volcánicas, y las rocas graníticas félsicas en este sector como fluidos de esta fuente con mayor diferenciación (estas consideradas como trondhjemitas; ver Aspden & McCourt, 1986; Nivia, 2001.; González, 2010).

La petrografía de las rocas félsicas muestra rocas de composición tonalítica, y las rocas básicas varían entre noritas hornbléndicas, gabronoritas hornbléndicas y gabros hornbléndicos (González, 2002; Vallejo, 2011); las rocas félsicas varían en tamaños de medios a grueso, a menudo presentando biotita y hornblenda, mientras las rocas máficas tienen hornblenda, piroxeno y plagioclasa como minerales predominantes, y tamaños de grano medio. Se han realizado dataciones radiométricas para estas rocas, las cuales por el método K/Ar arrojaron una edad de 46 ± 7 ma en roca total, (Maya, 1992; González & Londoño, 1998); sin embargo, los estudios más recientes específicos en esta unidad (González, 2002; González, 2010) no reseñan información geoquímica que confirme la naturaleza geoquímica de las rocas plutónicas de la denominada Cuarzodiorita de Mistrató.

El presente estudio suministra la información geoquímica sumado a la información cartográfica obtenida de la cuarzodiorita de Mistrató, y está enfocado a la caracterización geoquímica y proposición del ambiente tectónico de formación de estas rocas a partir de la evidencia geoquímica.

De acuerdo a la propuesta cartográfica presentada en este trabajo, además de las evidencias geoquímicas, las rocas plutónicas de Mistrató se pueden dividir en tres unidades: dos plutónicas (Cuerpo Básico y Cuerpo Ácido) y una metamórfica (Granulitas de Mistrató). Dentro de las rocas plutónicas ambas unidades se consideran metaluminosas. El Cuerpo Básico tiene un marcado carácter toleítico, contrastando con el Cuerpo Ácido que es calcoalcalino. El cuerpo básico tiene similitudes con un magmatismo entre MORB y Arcos de Isla, mientras que el Cuerpo Ácido, de acuerdo a los diagramas de discriminación

tectónica y firmas geoquímicas está asociado a una zona de subducción en un margen continental.

Las rocas porfiríticas, pequeños cuerpos que se observan intruyendo a las demás unidades, son de afinidad toleítica, y por esta razón corresponden a un evento magmático posterior, apoyado además por la ausencia de milonitas en estos cuerpos, que contrastan con la deformación milonítica en el resto de unidades.

LOCALIZACIÓN Y VIAS DE ACCESO

La Cuarzodiorita de Mistrató aflora desde el Nacimiento del Río Risaralda, hasta el Río Guarne (en el municipio de Belén de Umbría) al Sur, entre las coordenadas X= 1'090.000 a 1'070.000 y Y= 1'140.000 a 1'131.000 con origen Chocó del Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC; Ver Figura I y Anexos 1 y 2).

El principal acceso a la zona de estudio es por la vía Pereira – Belén de Umbría – Mistrató, habiendo también una carretera secundaria desde el municipio de Anserma (Caldas). La zona de estudio se concentra esencialmente en el Municipio de Mistrató y sus veredas, aunque también abarca parte del municipio de Belén de Umbría.

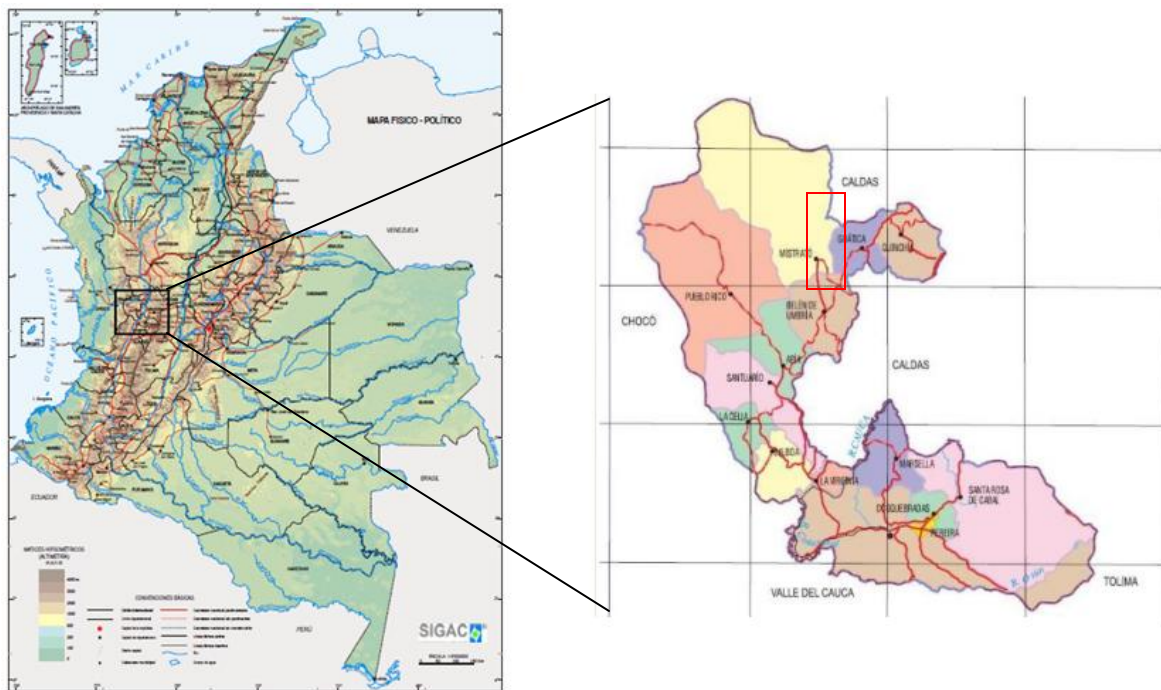


Figura I. Mapa de localización de la zona de estudio. El municipio de Mistrató se ubica al Norte del departamento de Risaralda (en negro, mapa inferior derecho), la zona de cartografía (recuadro rojo) se encuentra entre los municipios de Mistrató y Belén de Umbría y Guática. Modificado de mapas nacionales del Instituto Geográfico Agustín Codazzi.

OBJETIVOS

General:

- Realizar análisis geoquímicos de las rocas plutónicas de Mistrató, en el municipio de Mistrató y a los alrededores del municipio de Belén de Umbría y Guática estableciendo la afinidad tectónica y posibles similitudes o diferencias geoquímicas para las diferentes composiciones de esta unidad (Cuerpo Ácido y Cuerpo Básico), así como la relación de estas rocas con las rocas volcánicas del Occidente Colombiano.

Específicos:

- Caracterizar geoquímicamente las rocas que conforman la unidad denominada Cuarzodiorita de Mistrató con base en las clasificaciones utilizadas mundialmente.
- Establecer el ambiente tectónico de formación de las rocas plutónicas de Mistrató.
- Establecer un modelo tectónico de evolución para la zona de estudio con base en las nuevas evidencias presentadas.

METODOLOGÍA

En primera instancia se realiza una revisión bibliográfica acerca de los estudios que tienen como temática las rocas plutónicas alrededor del municipio de Mistrató o de la evolución de la Cordillera Occidental.

Posteriormente se realizan 4 campañas de campo hacia el municipio de Mistrató (principalmente) y al municipio de Belén de Umbría, siendo la primera fase de reconocimiento en campo, y las tres posteriores de elaboración del mapa geológico-estructural de la zona de estudio; Se realiza la descripción de afloramientos en canteras abandonadas, drenajes o vías a manera de estaciones, teniendo una numeración consecutiva de estaciones desde HR-01, realizando el muestreo sistemático de cada estación.

La primera fase de la caracterización de las rocas plutónicas de Mistrató la constituye un análisis petrográfico detallado (ver Vallejo, 2011); con base en la información obtenida de los análisis petrográficos se procede a seleccionar las muestras que por su estado de meteorización y relación de campo se consideren aptas para la realización de análisis geoquímicos.

Las muestras seleccionadas se envían a un laboratorio certificado internacionalmente para análisis geoquímicos de rocas, en este caso ACME Labs., en Vancouver (Canadá).

Los resultados posteriormente son analizados. El cálculo de los elementos en base anhidra se hace por medio del programa SINCLAS desarrollado por Verma *et al.* (2002). La mayor parte de las gráficas y los resultados normativos son calculados por medio del programa GCDkit de Janoušek *et al.* (2006) y las interpretaciones geoquímicas resultantes son compiladas en un informe final, entregado al departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Caldas.

1. GEOMORFOLOGÍA

El terreno que compone el municipio de Mistrató se encuentra en el flanco oriental de la Cordillera Occidental, ubicándose el casco urbano a aproximadamente 1500 m. de altura sobre el nivel del mar. La zona de estudio es montañosa, especialmente en el sector Norte, donde se encuentran alturas de más de 2000 m. sobre el nivel del mar. Al sur son comunes las colinas bajas y semiredondeadas (rocas plutónicas de Mistrató meteorizadas de considerable espesor) y sedimentos aluviales recientes del Río Risaralda (barras y terrazas).

Un total de 7 unidades geomorfológicas de extensión considerable han sido identificadas en el municipio de Mistrató (CARDER, 2002; ver Figura 1.1), consistiendo en general en relieves montañosos que varían en orientación, elongación de vertiente, nivel de disección y unidades litológicas asociadas.

Los relieves planos o semiplanos producidos por terrazas aluviales, llanuras aluviales, abanicos aluviales y depósitos de flujos de lodo se encuentran localizados y asociados a los ríos y quebradas que drenan la zona.

El relieve asociado a la falla de Mistrató es claro, evidenciado por la deflexión de drenajes (e.g. Quebrada Arrayanal y Quebrada Barcinal); la falla separa claramente dos bloques litológicos, el occidental conformado por las rocas volcánicas de la formación Barroso, mientras al oriente se encuentran las rocas plutónicas que conforman la unidad denominada Cuarzodiorita de Mistrató. El casco urbano del municipio se ubica sobre sedimentos aluviales de aproximadamente 0,5 Km², asociados a inundaciones del Río Risaralda.

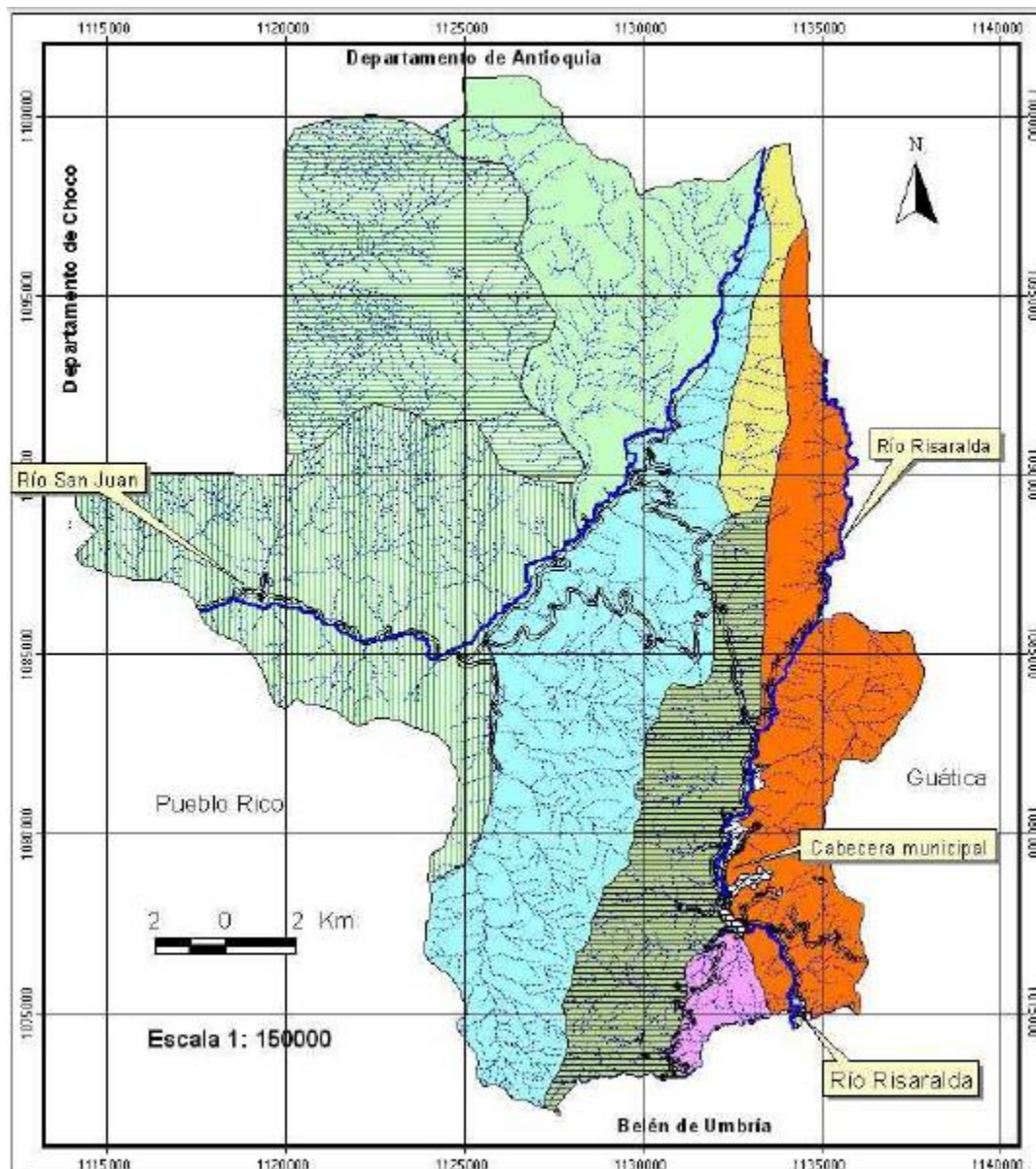


Figura 1.1. Mapa de unidades geomorfológicas del municipio de Mistrató, tomado de CARDER (2002).

2. CLIMA E HIDROGRAFÍA

La precipitación promedio en el casco urbano del municipio de Mistrató es de 1702,1 mm/año; estas varían considerablemente de acuerdo a la ubicación, puesto que en las zonas más altas ubicadas al norte la precipitación puede alcanzar los 2300 mm/año, mientras que en la zona suroriental, más baja y cálida, puede llegar a los 1600 mm/año. Las lluvias varían también de acuerdo al mes, con picos de precipitación entre abril-mayo y octubre-noviembre y mínimos entre diciembre-febrero y julio-agosto (CARDER, 2002).

Los cambios en precipitación y altura hacen variar igualmente la vegetación existente. La vegetación puede asociarse desde bosque muy húmedo premontano en las zonas bajas hasta bosque pluvial montano y páramo pluvial montano en las zonas más altas (CARDER, 2002).

Dentro de las cuencas hidrográficas de mayor importancia se encuentran la del Río Risaralda (Cuenca del Río Cauca) al oriente y la cuenca del Río San Juan al occidente del municipio. El Río San Juan nace en el nudo de Paramillo, al Nororiente del corregimiento de San Antonio del Chamí; sus aguas desembocan en el Océano Pacífico, con un recorrido por el municipio de 34 Km en dirección NE-SW, sus mayores afluentes son los Ríos Chamí, Mistrató, Atarraya, Aribató, Humacas, Sutú, La Cementeria, entre otras. El Río Risaralda nace en el alto Morro Plancho, en los límites con Caldas y Antioquia, sobre los 3.200 m.s.n.m. y desemboca en el río Cauca, sus aguas fluyen en sentido NW-SE; sus principales afluentes son las Quebradas Juntas, Mampay, La Robada, Nacederos y Arrayanal (EOT, 1999).

3. ANTECEDENTES

A continuación se presenta la reseña histórica de las investigaciones que han tenido como objeto la unidad conocida como Cuarzodiorita de Mistrató, aunque existen muchos trabajos de interpretación regional sobre la Cordillera Occidental, de las cuales surgen hipótesis demostrables con la información geoquímica específica en esta unidad:

Guarín (1971), en su trabajo sobre Ocurrencias Minerales del Municipio de Risaralda, es el primero en describir un cuerpo de dimensiones batolíticas entre los municipios de Belén de Umbría y Mistrató, sin darle una nomenclatura específica, asociado a intrusiones básicas y ultrabásicas, donde no se encuentra ninguna mineralización de interés. No reporta información geoquímica o contactos bien definidos.

Posteriormente Kassem (1972) delimita el cuerpo plutónico a los alrededores de Mistrató en sus trabajos, realizando un análisis fotogeológico, describiendo un cuerpo Cuarzodiorítico y Diorítico, sin darle una nomenclatura formal.

Calle y González (1982) realizan la primera cartografía de la Cuarzodiorita de Mistrató y descripción petrográfica del cuerpo, adicionando el cuerpo Gabroico ubicado al Norte como la parte no diferenciada de la Cuarzodiorita. Además, lo denominan como Stock de Mistrató, denominación que por cambios en la nomenclatura internacional pasó a tener como prefijo la composición dominante, pasando así a llamarse Cuarzodiorita de Mistrató. No se reporta información geoquímica de la unidad.

González & Londoño (1998), presentan la primera datación radiométrica de la Cuarzodiorita de Mistrató; mediante el método K/Ar se obtuvo la edad de 46 ± 7 Ma, la cual ha sido considerada como la edad real del cuerpo (Paleógeno), o como un evento de calentamiento posterior a la cristalización (entonces se interpreta una edad Cretácica superior). Sin embargo no se publica información geoquímica petrotectónica de estas rocas plutónicas.

Nivia (2001) propone un modelo de evolución geológica de la Cordillera Occidental; en este, plantea que la Cuarzodiorita de Mistrató, junto a otros cuerpos intrusivos, hace parte de la Provincia Litosférica del Cretácico Occidental colombiano (PLOCO), debido a la relación espacial íntima entre la Cuarzodiorita con las grandes extensiones de Basaltos Cretácicos. Se propone entonces que las rocas félsicas del Occidente Colombiano (incluyendo la cuarzodiorita de Mistrató) corresponde a plagiogranitos (trondhjemitas) de afinidad oceánica, generados por diferenciación en un Plateau Oceánico de grandes dimensiones, aunque para el caso de la Cuarzodiorita de Mistrató no hay evidencia geoquímica que los sustente.

A pesar de esto Moreno *et al.* (2002), en su estudio paleontológico, reportaron el contacto intrusivo entre el Plutón de Mistrató con los Basaltos y Gabros Cretácicos del Occidente Colombiano, sobre las cuales existen sedimentitas con fósiles del Campaniano-Maastrichtiano. Con esta evidencia, se propone que este Plutón sea de edad paleógena, y que la datación Eocena de esta unidad propuesta por Maya (1992) y González y Londoño (1998) es efectivamente la edad de cristalización magmática.

González (2002) recopila la información existente sobre las descripciones petrográficas, dataciones radiométricas e hipótesis planteadas sobre la Cuarzodiorita, apoyando especialmente la hipótesis de una edad cretácica con un evento posterior de calentamiento. No se reportan análisis geoquímicos para la unidad.

Otras hipótesis acerca de las rocas plutónicas entre las Cordilleras Central y Occidental (Álvarez, 1983; Aspden *et al.*, 1987) incluyendo las rocas plutónicas de Mistrató, sugieren que estas rocas son granitoides calcoalcalinos de tipo I en el sentido de Chappel & White (1974), generados en márgenes activas a partir de cuñas de manto localizadas por encima de placas subducentes, la cual es apoyada también por Toussaint *et al.*, 1978 y Toussaint & Restrepo, 1993. Sin embargo, por la ausencia de análisis geoquímicos, el carácter calcoalcalino y afinidades de márgenes continentales de estas rocas no ha sido demostrado debido a la ausencia de análisis geoquímicos en estas rocas (González, 2002).

Vallejo (2011), reporta las nuevas evidencias cartográficas de la unidad (trabajo cartográfico conjunto a este estudio) y realiza la petrografía detallada de la cuarzodiorita de Mistrató. Conjunto a este trabajo geoquímico se muestran nuevas evidencias que conducirían a una modificación estratigráfica de la unidad conocida como Cuarzodiorita de Mistrató.

4. GEOLOGÍA REGIONAL

Se han realizado diversas propuestas de subdivisión estratigráfica del occidente colombiano y su evolución geológica con base a la información petrológica y cronoestratigráfica disponible (desde el flanco Occidental de la Cordillera Central hasta la sección más Occidental de Colombia). Se consideran en este trabajo la subdivisión propuesta por Moreno-Sánchez & Pardo-Trujillo (2003), donde se consideran cinco complejos estructurales alineados en dirección aproximada N-S, extendidos a lo largo del Occidente Colombiano y Ecuatoriano, y limitados por fallas regionales: Complejo Quebradagrande-Alao, Complejo Arquía-Guamote, Complejo Amaime-Chaucha, Complejo Cordillera Occidental y Complejo Panamá-Chocó.

4.1. COMPLEJO QUEBRADAGRANDE-ALAO.

Es un conjunto de rocas ofiolíticas, con rocas ultramáficas, gabros, basaltos, chert, areniscas, conglomerados y rocas piroclásticas afectadas por metamorfismo dinámico. Basados en fósiles hallados en la unidad, se le asigna una edad entre el Berrasiano y el Albiano (140 – 100 ma) es propuesta (González, 1980; Botero & González, 1983; Etayo-Serna, 1985; Gómez *et al.*, 1995).

Se observan en general dos dominios: el dominio oriental es clástico, asociados a un margen continental; el dominio occidental tiene un predominio volcánico. Nivia *et al.* (1996) demostró que los basaltos del dominio occidental fueron generados en un ambiente geoquímico asociado a arcos volcánicos en suelo oceánico, independiente de la Provincia Ígnea Cretácica Colombiana del Caribe (CCCIP *sensu* Kerr *et al.*, 1997).

El Complejo Quebradagrande-Alao está afectado por un sistema de fallas trenzado en dirección Norte-Sur, conformada por bloques apilados subverticales o inclinados hacia el Este. Se encuentra afectado por intrusiones cretácicas-paleocenas (e.g. Granodiorita-Tonalita de Manizales) o cuerpos hipoabisales del Mioceno tardío – Oligoceno, y cubierta parcialmente por sedimentos vulcanosedimentarios del Plioceno al Holoceno Moreno-Sánchez & Pardo-Trujillo (*op. cit.*).

4.2. COMPLEJO ARQUÍA-GUAMOTE.

Constituye un bloque de rocas con metamorfismo de media y alta presión (esquistos con glaucófana-lawsonita y eclogitas) con protolitos sedimentarios o ígneos oceánicos (gabros, rocas ultramáficas y ocasionalmente cuarcitas). Contrastando con el Complejo Quebradagrande-Alao, las rocas del Complejo Arquía-Guamote se encuentran mucho más tectonizada, donde pueden encontrarse rocas adyacentes con grados de metamorfismo y protolitos diferentes limitados por fallas.

Un rango de edad desde 127 a 94 ma ha sido propuesto para el metamorfismo. Los protolitos tendrían edades paleozoicas (ζ) y mesozoicas. Se encuentra intruido por plutones cretácicos (e.g. Stock de Cambumbia y Diorita de Pueblito) y rocas hipoabisales del Mioceno – Plioceno. Se propone que se trate de represente una zona de deformación con múltiples etapas, afectada por subducción, magmatismo y zonas de deformación (Moreno-Sánchez & Pardo-Trujillo, 2003).

4.3. COMPLEJO AMAIME-CHAUCHA.

El Complejo Amaime posee un conjunto de complejos ofiolíticos (Complejos de Ginebra, Los Azules y Venus y Gabro de Anserma; ver Nivia, 2001); no existe un límite claro entre las rocas de este complejo con las del Complejo Cordillera Occidental.

Se encuentran Pillow lavas y basaltos masivos que geoquímicamente muestran características de basaltos de Plateau oceánico (Nivia, 1989); sin embargo, con base en los mismos análisis de Nivia (*op. cit.*) otros autores proponen que estas rocas tienen una clara afinidad con rocas de MORB de tipo N, así como el Macizo Ofiolítico de Ginebra (Ossa-Meza & Concha-Perdomo, 2007). El complejo Amaime-Chaucha se encuentra intruido por el Batolito de Buga, la Diorita de Pueblito, el Stock de Támesis y el Batolito de Sabanalarga. La información radiométrica sugiere una edad Jurásica (ζ) – Cretácica temprana para las rocas volcánicas (De Armas, 1984). Esta edad sugiere según Nivia (2001) con respecto a la de las rocas de la Formación Barroso (Cretácico superior) como las rocas más antiguas del plateau, las cuales se acrecionan primero al borde Noroeste de Suramérica.

Secuencias sedimentarias cenozoicas cubren parcialmente las rocas del Complejo Amaime-Chaucha (e.g. Formación Amagá en Antioquia o Formación Cartago en el Valle del Cauca), inclusive rocas volcanoclásticas (e.g. Formación Combia).

4.4. COMPLEJO CORDILLERA OCCIDENTAL.

Incluye las Formaciones Barroso, Cisneros, Penderisco, el grupo Diabásico y la Formación Volcánica. Está compuesto de basaltos masivos, Pillow lavas, intruidos por plagiogranitos (Aspden & McCourt, 1986) y gabros; presenta también rocas ultramáficas; en ocasiones estas rocas se encuentran altamente deformadas por fallamientos. Se observan también secuencias sedimentarias pelágicas, hemipelágicas y terrígenas. Nivia (2001) considera que las rocas gabroicas, relacionadas siempre con las rocas volcánicas, pueden ser interpretadas como fluidos que cristalizan a cierta profundidad, siempre relacionados al plateau del Caribe, así como los cuerpos félsicos, considerados como trondhjemitas.

Con base en las edades tanto radiométricas como paleontológicas del complejo se encuentran en el rango Albiano (¿) a Maastrichtiano, entre algunos autores es más precisa la edades entre Cenomaniano – Maastrichtiana (Barrero, 1979; Etayo-Serna *et al.*, 1980; Nivia, 1996).

El contacto oriental es difuso con las rocas del Complejo Amaime, debido a su similaridad (Moreno-Sánchez & Pardo-Trujillo, 2003). El Complejo Cordillera Occidental ha sido interpretado como la parte de la placa del Caribe que se acreciona al borde occidental de Colombia durante el Cretácico tardío.

4.5. COMPLEJO PANAMÁ-CHOCÓ.

Compuesto por bloques de intrusivos tonalíticos, rocas ígneas oceánicas, y rocas sedimentarias pelágicas, hemipelágicas y terrígenas. Pueden encontrarse también rocas ultramáficas (e.g. Complejo Ultramáfico zonado del Alto condoto). El límite Oriental considerado para este complejo es la falla Uramita (Duque-Caro, 1990), extendiéndose hasta el sector Este del canal de Panamá.

Se ha sugerido que estas rocas están asociadas a un arco volcánico. Sin embargo Kerr *et al.*, 1997 sugieren que este complejo hace parte de un fragmento de la placa Caribe, cuyas edades varían entre 76 – 70 ma, que progresivamente se fue deformando contra el borde occidental de Colombia hasta levantarse en el Mioceno medio (Duque-Caro, 1990).

4.6. EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE LOS COMPLEJOS ESTRUCTURALES.

A continuación se presenta un breve resumen de las consideraciones en la evolución geológica del Occidente de Colombia según Moreno-Sánchez & Pardo-Trujillo (2003) y según los diferentes pisos y/o periodos. Se toma en consideración los tiempos en los que pueden haberse formado las rocas de la zona de estudio. Las reconstrucciones paleogeográficas para el Cretácico pueden observarse en la Figura 4.1; para el Cenozoico en la Figura 4.2.

Barremiano: Hay un cambio en la zona de subducción que empieza a subducir la corteza del Proto-Caribe; el Proto-Caribe se consume, y por tanto el arco de islas formado al occidente (sector occidental del Complejo Quebradagrande-Alao) se acerca al borde Noroeste de Suramérica.

La acreción de estas rocas de arco y del piso oceánico del Caribe empieza diacrónicamente en Ecuador durante el albiano, en Colombia llega hasta el campaniano, produciéndose una convergencia oblicua dextral (Kennan & Pindell, 2009).

El cierre de la cuenca oceánica (Proto-Caribe) causa cabalgamientos de las rocas sedimentarias, básicas y ultrabásicas hacia el basamento de la Cordillera Central, produciéndose en el Borde continental un levantamiento. Esto explica la ausencia de rocas del Cretácico superior en el Complejo Quebradagrande-Alao.

Durante el Campaniano-Maastrichtiano (75-65 ma) algunos sectores de la placa Caribe están emergidos (islas con vegetación y corales biohermos; ver Moreno *et al.*, 1993). Por otro lado, la sedimentación turbidítica y pelágica fue el proceso dominante (rocas sedimentarias de Apía, Formación Espinal y miembro Urrao de la Formación Penderisco).

En el intervalo Campaniano-Paleoceno (70-60 ma) el movimiento Norte-Noreste de la placa Caribe produce movimientos dextrales en las rocas de los Complejos Cajamarca, Quebradagrande-Alao y Amaime-Chaucha. El Complejo Arquía-Guamote refleja la mezcla tectónica que resulta de este importante movimiento transcurrente.

Durante el Paleoceno-Eoceno (50 ma) la placa Caribe se movió hacia el Este. Durante este tiempo parte del plateau oceánico del Caribe colisionó con el borde Noroeste de Suramérica, incrementando el levantamiento de los Andes colombianos. El cabalgamiento del piso del Caribe es la que comienza el proceso de levantamiento de la Cordillera Occidental. El vulcanismo y plutonismo tienen lugar mayormente al Norte de Colombia (Batolitos de Santa Marta, Mandé y el Cuerpo Ácido de Mistrató para este trabajo), en contraste con la ausencia de estos fenómenos en la parte central de Colombia, probablemente por la obstrucción de la subducción con la llegada de una corteza engrosada como el plateau del Caribe. Sin embargo, si las dataciones de la zona publicadas por Maya (1992) y González & Londoño (1998) corresponden a la edad de cristalización de la Cuarzodiorita de Mistrató (46 +/- 7 Ma), indicaría que el magmatismo Paleoceno-Eoceno se extendería hacia el Sur, al menos hasta la posición de la Cuarzodiorita de Mistrató.

En el Mioceno, la subducción de la placa Nazca produce vulcanismo (e.g. Formaciones Combia y La Paila en el Occidente colombiano; Grupo Honda en la Cordillera Central). Esta actividad volcánica se inicia en la Cordillera Occidental, migrando progresivamente hasta su posición actual, en el eje de la Cordillera Central.

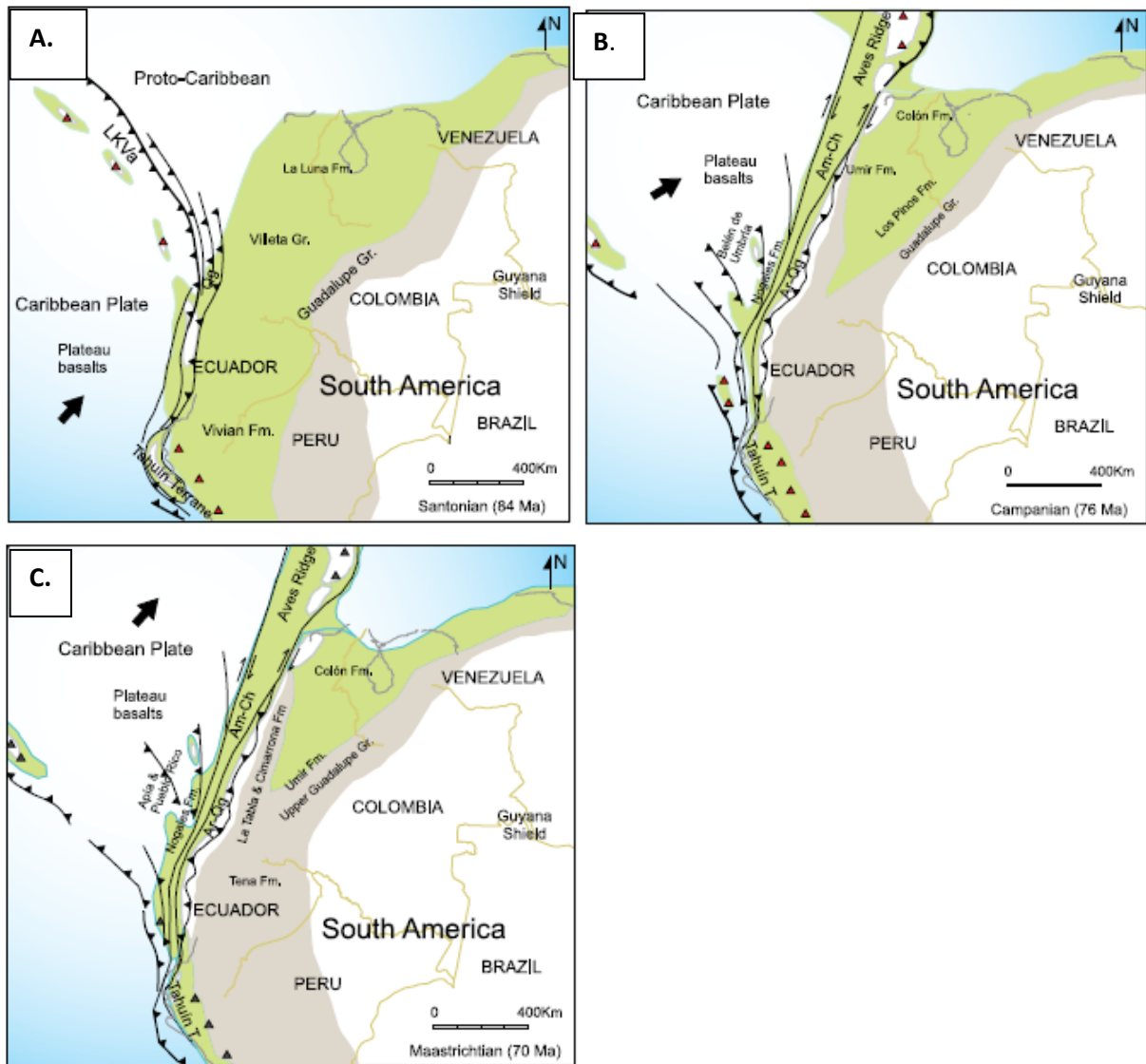


Figura 4.1. Reconstrucciones paleogeográficas del Occidente colombiano para el Cretácico tardío. **A.** Santoniano (84 ma) Qg: Quebradagrande-Alao . **B.** Campaniano (76 ma) Am-Ch = Amaime- Chaucha; Ar-Qg = Arquía-Guamote y Quebradagrande- Alao. **C.** Maastrichtiano (70 ma) Abreviaciones como en B. Tomado de Moreno-Sánchez & Pardo-Trujillo (2003).

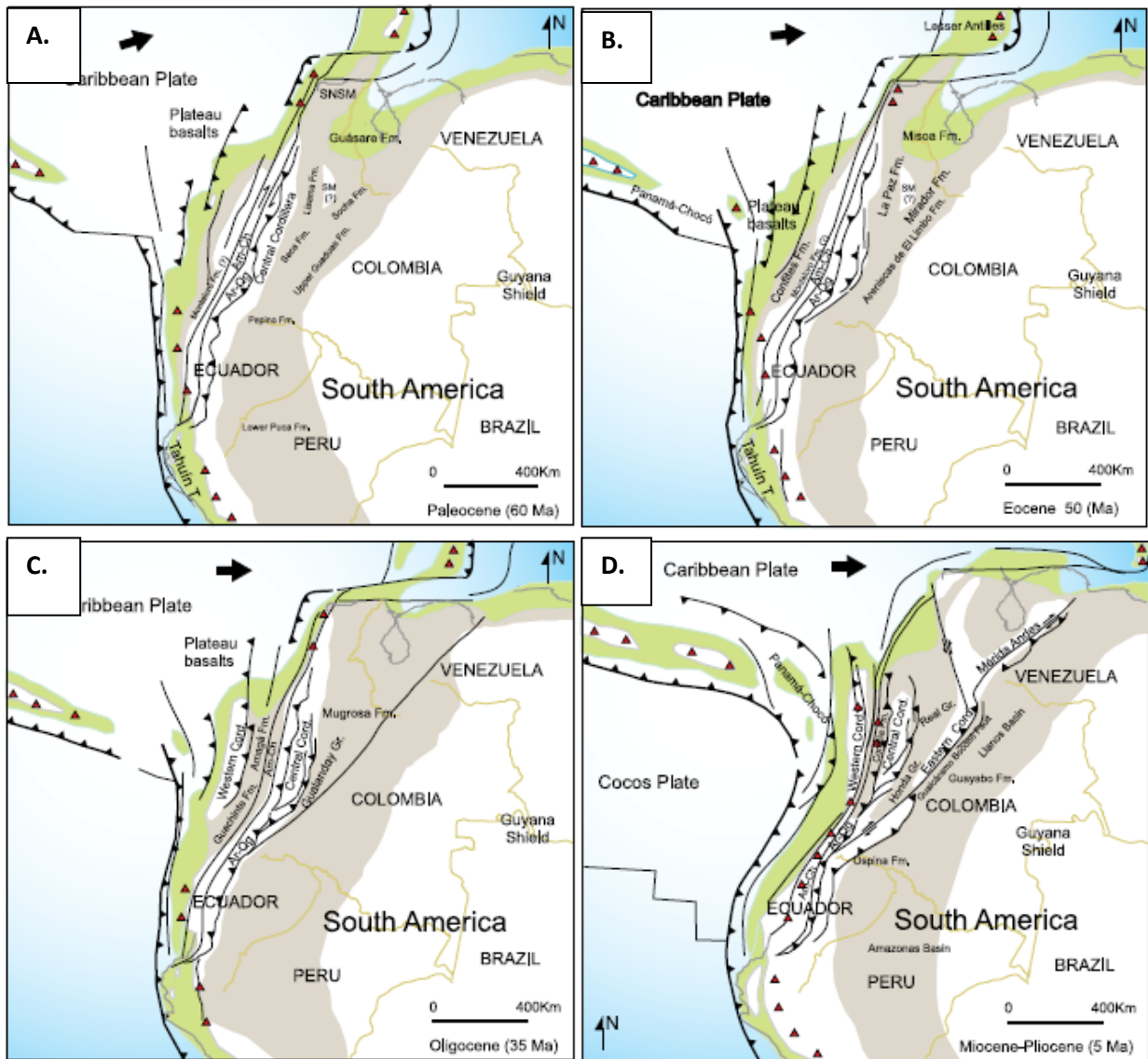


Figura 4.2. Reconstrucciones paleogeográficas del Occidente Colombiano para el Cenozoico. **A.** Paleoceno (60 ma). **B.** Mioceno medio (50 ma). **C.** Oligoceno temprano (35 ma). **D.** Mioceno tardío (5 ma). Ar-Qg: Arquia- Guamote y Quebradagrande- Alao; Am-Ch: Amaime-Chaucha basements; SNSM: Sierra Nevada de Santa Marta; SM: Santander Massif. Tomado de Moreno-Sánchez & Pardo-Trujillo (2003).

5. GEOLOGÍA LOCAL

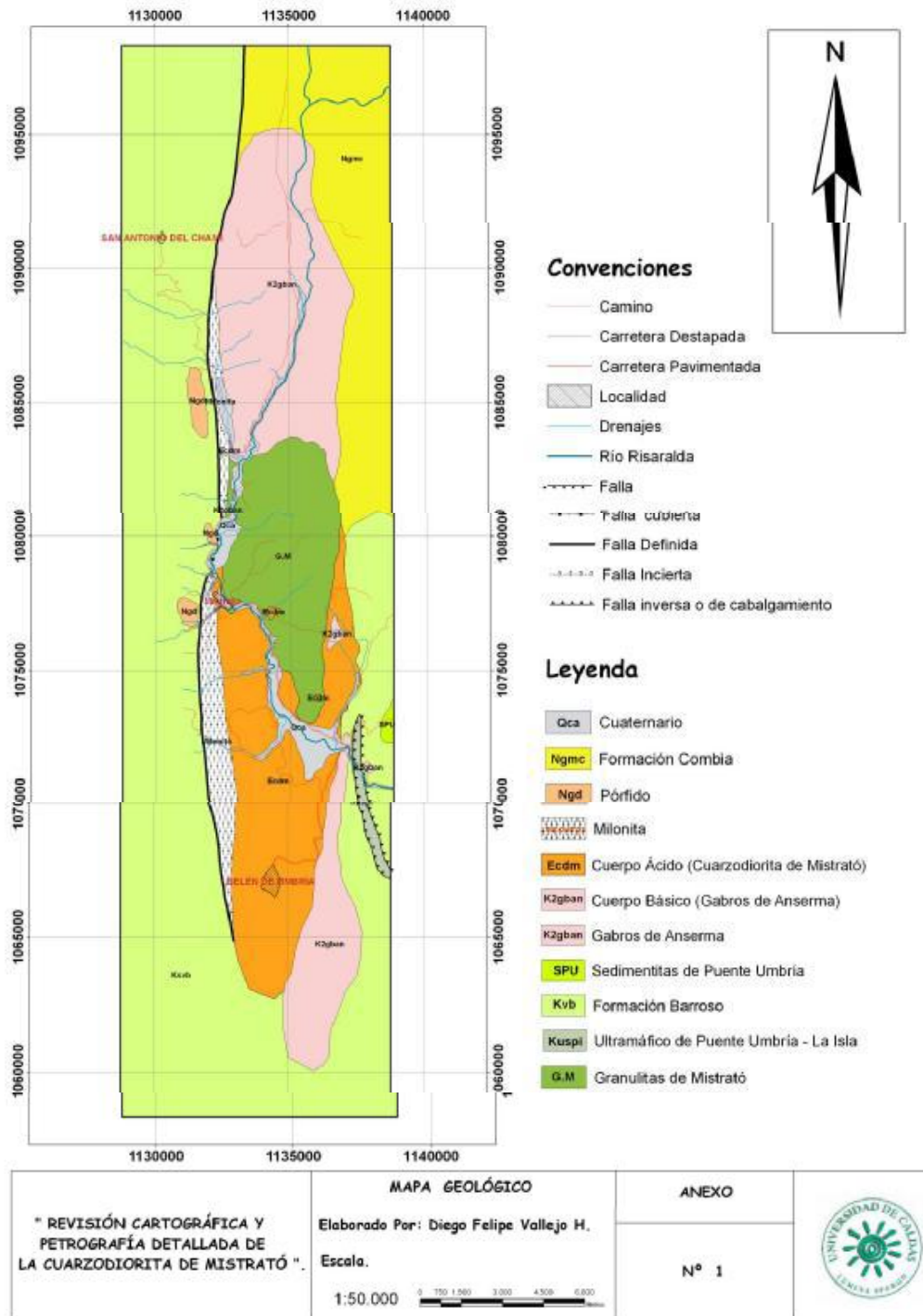


Figura 5.1. Propuesta cartográfica para la zona de estudio. Tomado de Vallejo (2011).

5.1. ROCAS METAMÓRFICAS: Ultramáfico de Puente Umbría – La Isla (Kuspi)

Corresponde a rocas ultramáficas serpentinizadas de coloraciones verdosas y negras ubicadas en el sector de Puente Umbría (Figuras 5.1 y 5.2); buenos afloramientos pueden observarse en el carretable que comunica al municipio de Mistrató con el de Anserma (Caldas). Zonas deformadas a manera de cizallas en las cercanías al contacto de las rocas basálticas y gabroicas contiguas sugieren un contacto fallado (Moreno-Sánchez *et al.*, 2002; Estrada & Viana, 1998).

La asociación de estas rocas ultramáficas con rocas volcánicas y paquetes sedimentarios permite interpretar estas rocas como parte de un complejo ofiolítico desmembrado tectónicamente (González, 1993).

5.2. ROCAS VULCANOSEDIMENTARIAS: Formación Barroso (Grupo Cañasgordas; Kvb).

Definido por Álvarez & González (1978). La formación es esencialmente volcánica, compuesta de basaltos y andesitas (Figura 5.3.A.), con texturas afaníticas y porfiríticas y coloraciones verdes producto de uralitización, epidotización y cloritización de los minerales máficos, con interestratificaciones de sedimentos silíceos de colores oscuros; son comunes las texturas amigdalares, así como flujos de lava almohadilladas, indicando condiciones de extrusiones submarinas (González, 2001).

En la realización de la cartografía geológica se encuentran diferentes características en esta unidad, encontrándose rocas conglomeráticas, diversos tipos de chert, en las variedades pedernal, prasio y jaspe que por sus características macroscópicas son similares a los jaspes con manganeso descritos por Ossa & Pardo (1989) en el municipio de Apía.

Pueden observarse también brechas volcánicas (Figura 5.3.B.), con clastos de basaltos y jaspes con alta angulosidad. La polaridad de la formación no pudo ser establecida en la zona; las estratificaciones donde se observan intercalaciones entre rocas basálticas y cherts siguen disposiciones como N62°W/58°NE o N20°E/36°SE; estas variaciones en la estratificación sugiere deformación tectónica posterior en estas rocas.

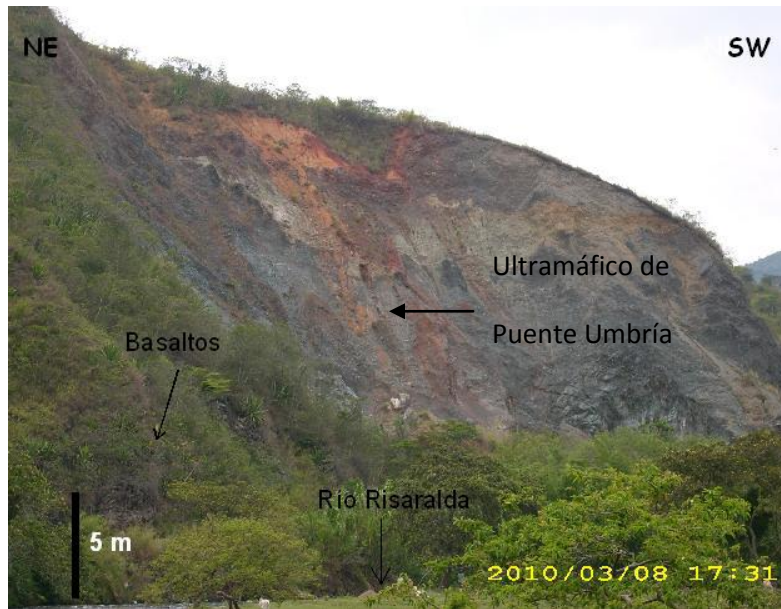


Figura 5.2. Cantera abandonada en el carreteable entre Mistrató y Anserma (Caldas). El ultramáfico de Puente Umbría – La Isla presenta un mayor grado de deformación conforme se acerca al contacto con rocas basálticas y microgabroicas.

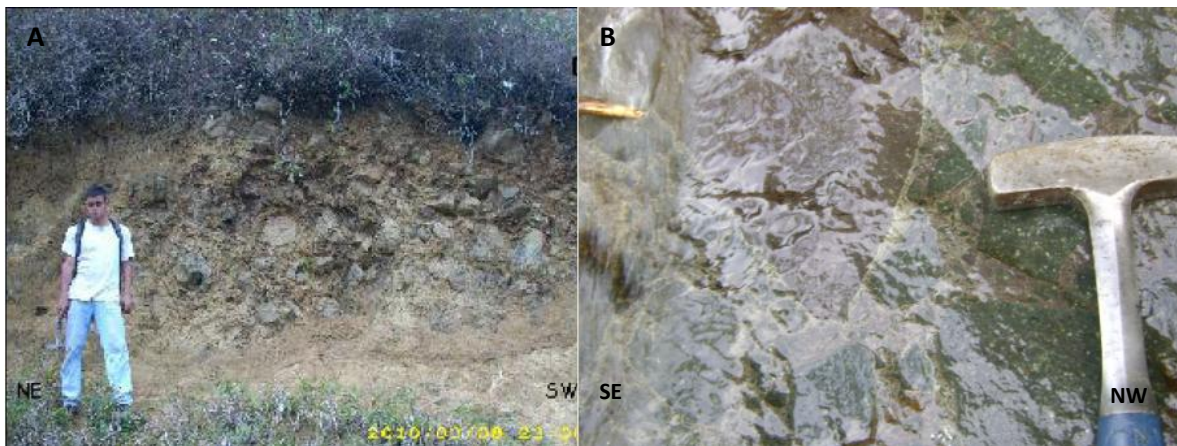


Figura 5.3. A. Afloramiento en carreteable al Norte del sector de Puente Umbría. Se observan rocas basálticas con zeolitas y familias de fracturas perpendiculares, que como resultado dejan bloques relativamente frescos (fenómeno de meteorización esférica). B. Brechas volcánicas de la Formación Barroso; Quebrada Arrayanal.

5.3. ROCAS IGNEAS PLUTÓNICAS

Gabro de Anserma (K₂gban)

Definido por González (1993). Posee una composición promedio de gabronorita olivínica, y hasta ahora no posee información geoquímica (González y Londoño, 2002). La cartografía y diferenciación del gabro de Anserma, el gabro de Belén de Umbría (ver Estrada y Viana, 1993) y las rocas volcánicas e hipoabisales de la formación Barroso es muy compleja en el campo, debido a que ambas unidades presentan rocas con tamaño de cristales parecidos; Estrada & Viana (1993) proponen que estas rocas se denominen como conjunto: Rocas máficas y ultramáficas de Anserma-Belén de Umbría. En este trabajo se considera a la muestra con análisis geoquímico del gabro de Anserma conjunto a los análisis del Cuerpo Básico de Mistrató, debido a que no hay una relación clara o tajante entre estas unidades, por ejemplo, en el Sector de Puente Umbría, y a las similitudes geoquímicas y petroectónicas entre estas unidades. Vallejo (2011), igualmente encuentra similitudes en la petrografía del Cuerpo Básico de Mistrató y el Gabro de Anserma.

Maya (1992) hace referencia a una muestra de gabro en la vía Anserma-La Virginia, cuya datación por el método de K/Ar arrojó una edad de 71 ± 2.7 ma. Estrada (1995) obtuvo edades de 76 ± 1.7 y 76 ± 1.6 por el mismo método. De acuerdo a Toussaint (1996) estas dataciones corresponden a un evento térmico claro durante el cretácico tardío, y no la edad de cristalización de los gabros y microgabros.

Este conjunto de gabros, microgabros y basaltos se encuentran en el extremo oriental de la zona de estudio; se observan rocas de color negro a ligeramente verdoso (ver Figura 5.4.A), con tamaños de cristales muy finos (basaltos), finos (microgabros) y medios (gabros). Los minerales predominantes son plagioclasa y minerales máficos (piroxenos y hornblendas). Sobre estas rocas reposan rocas sedimentarias clásticas denominadas sedimentitas de Puente Umbría por Moreno-Sánchez *et al* (2002). El gabro de Anserma infrayace a las Sedimentitas de Puente Umbría (Moreno-Sánchez *et al.*, 2002), se observa como las rocas del Cuerpo Ácido de la unidad denominada Cuarzodiorita de Mistrató intruyen a las rocas gabroicas y microgabroicas en el sector de Puente Umbría (Figura 8.B).

5.4. SECUENCIAS SEDIMENTARIAS: Sedimentitas de Puente Umbría.

Ubicadas al Suroriente de la zona de estudio en el sector de Puente Umbría, en la vía que comunica con la vereda Maira y sedimentadas sobre rocas basálticas con zeolitas se observa un paquete localizado de rocas sedimentarias con alta meteorización, que le da coloraciones rojizas (Figura 5.5), definido por Moreno-Sánchez *et al* (2002) como sedimentitas de Puente Umbría.



Figura 5.4. A. Afloramiento de las rocas máficas y ultramáficas de Belén de Umbría – Anserma; se observan rocas de color oscuro con tamaños muy finos (rocas hipoabisales) y rocas faneríticas de tamaño medio. B. Contacto intrusivo de rocas félsicas la cuarzodiorita de Mistrató (Ecdm) sobre los gabros de Anserma (K2gban). Tomado de Vallejo (2011).

La secuencia sedimentaria está formada por conglomerados y areniscas conglomeráticas matrizsoportados, pueden observarse también areniscas de grano medio y areniscas lodosas. Los fósiles encontrados pertenecen a cuatro comunidades: supramareal, intermareal, submareal y pelágica; la presencia del género *Pachydiscus* permite asignar a estas rocas una edad campaniana-maastrichtiana (Moreno-Sánchez *et al*, 2002), incluso restringirse hasta el maastrichtiano (Moreno, *pers. Comm.*, 2010).



Figura 5.5. Paquete de areniscas y areniscas conglomeráticas de las sedimentitas de Puente Umbría. Nótese la coloración rojiza de estas rocas debido a su alta meteorización y oxidación.

5.5. ROCAS PORFIRÍTICAS.

Intruyendo las unidades volcánicas y plutónicas se observan cuerpos Porfiríticos de composición andesítica y dacítica. Estos cuerpos pueden aflorar en la Vereda Mampay, en la vía Mistrató – San Antonio del Chamí y en la bocatoma del acueducto del municipio de Mistrató, en la Quebrada Arrayanal.

Pueden observarse a manera de diques, o como cuerpos de aproximadamente 2 Km², a ambos lados de la Falla de Mistrató, es decir que intruye tanto a las rocas de la Formación Barroso como a los cuerpos Ácido, Básico y Granulítico de la unidad denominada Cuarzodiorita de Mistrató. Las rocas porfiríticas de composición ácida tienen una textura holocristalina, con fenocristales de tamaño medio a fino y una masa fundamental de tamaño fino a muy fino. Los fenocristales son plagioclasa (60%), cuarzo (8%), hornblenda (25%) y clorita + epidota (7%; para mayor detalle ver Vallejo, 2011). Dentro de la masa fundamental pueden observarse texturas de deformación en los microcristales de cuarzo, observándose principalmente texturas de extinciones ondulatorias.

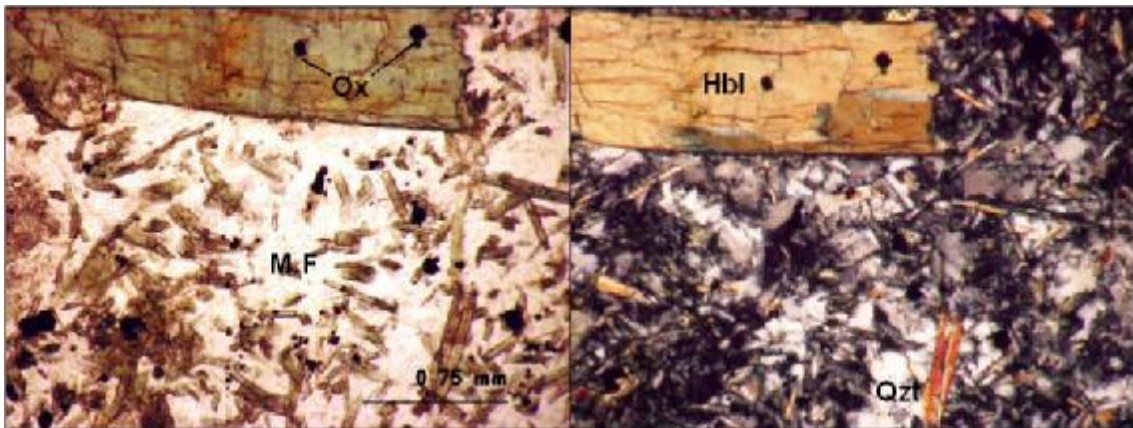


Figura 5.6. Textura de la masa fundamental (M.F) rica en cuarzo (Qz) y microcristales de anfíboles. En la parte superior de la imagen se observan fenocristales de hornblenda (Hbl) e inclusiones de Óxidos de Fe-Ti (magnetita y/o ilmenita). Los cristales de cuarzo en la masa fundamental presentan deformación.

6. CUARZODIORITA DE MISTRATÓ: PETROGRAFÍA Y EVIDENCIAS CARTOGRÁFICAS.

Con base en la petrografía y las evidencias de campo, sumadas a las evidencias geoquímicas, se propone que las rocas de la unidad denominada Cuarzodiorita de Mistrató es dividida en tres unidades cartográficas, las cuales en este trabajo fueron denominadas informalmente como: Cuerpo Básico, Cuerpo Ácido y Granulitas de Mistrató. Todas estas rocas están dentro del Complejo Estructural Cordillera Occidental (ver Geología Regional), en el sentido de Moreno & Pardo (2003).

6.1. CUERPO BÁSICO (GABRO DE MISTRATÓ; Magmatismo Cretácico)

Ubicada en el norte de la zona de estudio, en las vías que conducen a la vereda Río Arriba y al corregimiento de San Antonio del Chamí; pueden hallarse también afloramientos de estas rocas en la quebrada Mampay, La Cementeria y sobre el Río Risaralda. También se observa al Sur un cuerpo gabroico de menor extensión con características petrográficas similares, en la vía entre Mistrató y Belén de Umbría, con un contacto difuso con las Rocas Básicas del Gabro de Anserma (o Gabro de Belén de Umbría). Son rocas con tonalidades verdes y negras, donde se observan plagioclasa, piroxenos y algunas veces anfíboles como minerales macroscópicos. Petrográficamente las rocas presentan una textura holocristalina fanerítica inequigranular, se observa una asociación de minerales dominantes: plagioclasa (labradorita) + ortopiroxeno + clinopiroxeno. La petrografía revela además la presencia de minerales uralíticos, esfena, clorita y epidota (ver Tabla 1; para mayor detalle ver Vallejo, 2011). Este cuerpo lo conforman rocas plutónicas e hipoabisales con tamaños de grano finos a medio-grueso (microgabros, cuarzogabros y gabros). Al occidente esta unidad cartográfica encuentra su límite en la falla de Mistrató, produciéndose una zona de deformación milonítica, con una consecuente lineación mineral y disminución del tamaño de los cristales.

La clasificación petrográfica de estas rocas varía entre gabro hornbléndico, gabronorita hornbléndica y norita hornbléndica (Figura 6.1).

6.1.1. Descripción de Minerales Esenciales.

Piroxeno.

Comúnmente con una alteración parcial a minerales uralíticos (?). Se observan cristales en general subhedrales a anhedrales, con colores de interferencia de segundo orden, clivaje bien desarrollado en los cortes basales de los minerales, en ocasiones con maclas (Textura Schiller?) o lamelas de exsolución. Se observan tanto clinopiroxenos como ortopiroxenos

en las rocas. Sin embargo, por su grado de alteración, la proporción precisa de piroxenos no puede ser establecida.

Plagioclasa

De hábitos tabulares generalmente conformando cristales euhedrales, algunos de ellos altamente alterados a saussurita. Son comunes las maclas periclina, albita y albita Carlsbad. Algunos cristales presentan también zonación normal.

Tabla 1. Análisis Modal del Plutón Básico de Vallejo (2011). ¹ Minerales del grupo del anfíbol (uralita y/o actinolita); ² Se incluyen ortopiroxenos y clinopiroxenos; ³ La hornblenda es considerada como mineral de alteración de los piroxenos; C. & G., 1982: Trabajo de Calle & González (1982).

% MINERALES	HR-14	HR-19	HR-41	HR-41 A	C. & G., 1982
Plagioclasa	22,8	34,3	37	19	58,74
Piroxeno ²	1	11		26	20
Hornblenda ³	50	23	28	20	20,11
Minerales Fibrosos ¹	12	22			
Cuarzo	8,3	1,6	15		
Esfena	TR	4,17			
Clorita	3			10	
Sausurita	TR				
Opacos	1,5	3,93	17	6	1,15
Apatito			TR		
Epidota			3	19	
An Plagioclasa	54	62	56		52

6.2. CUERPO ÁCIDO (TONALITA DE MISTRATÓ; Magmatismo Paleógeno)

Aflora al sur un cuerpo de aproximadamente 57.8 Km², su asociación mineralógica es cuarzo + plagioclasa (andesina) + biotita + hornblenda + feldespato potásico?. Entre los minerales accesorios fueron observados opacos (magnetita?), esfena y apatito. Los minerales de alteración son clorita, sericita, epidota y calcita (ver Tabla 2). La clasificación petrográfica puede observarse en la Figura 6.2.

El contacto intrusivo de las rocas ácidas sobre las básicas es una evidencia cartográfica de dos eventos magmáticos; Vallejo (2011) no encuentra evidencia petrográfica que demuestre esta afirmación, sin embargo, las evidencias geoquímicas indican con claridad la diferencia entre el Cuerpo Básico y el Cuerpo Ácido de Mistrató.

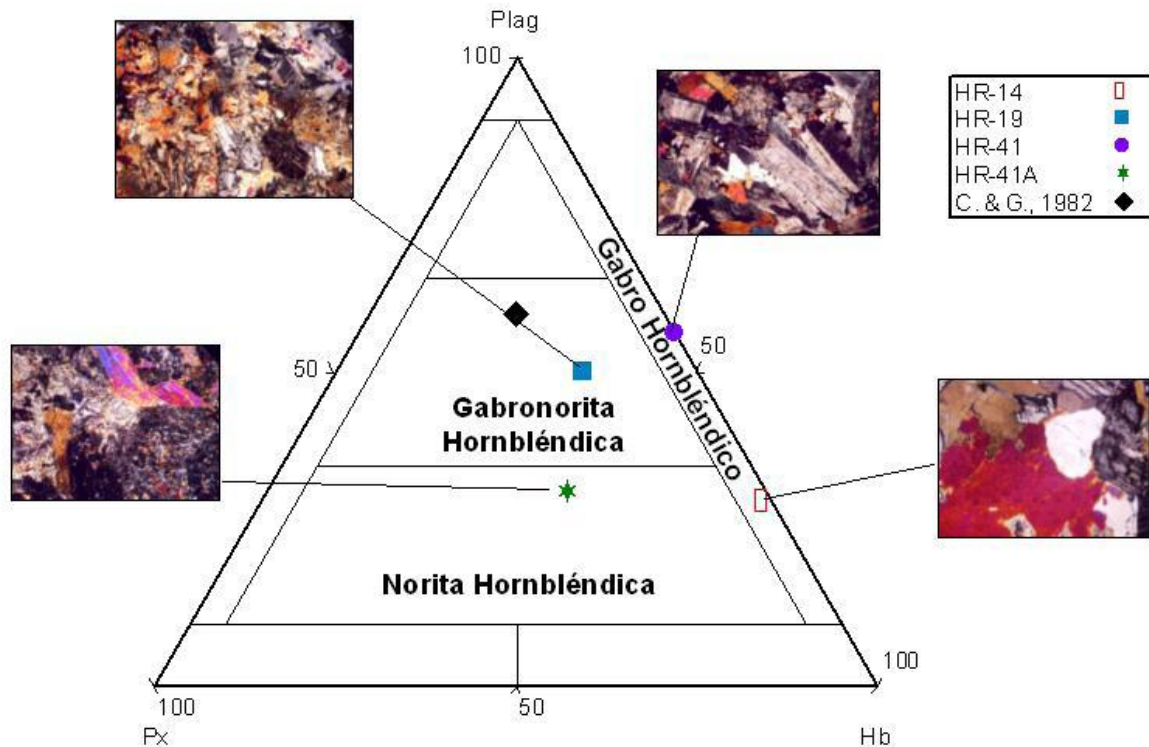


Figura 6.1. Clasificación modal para las rocas del Cuerpo Básico de Mistrató. Tomado de Vallejo (2011).

6.2.1. Descripción de Minerales Esenciales.

Cuarzo

De hábitos anhedrales. Comúnmente se encuentran texturas de deformación: en tablero de ajedrez o en extinción ondulante. El color de interferencia en general es gris de primer orden. Pueden encontrarse fracturas rellenas de cuarzo secundario.

Plagioclasa

Mineral predominante en estas rocas, de formas subhedrales a euhedrales. Se observa una considerable sericitización en algunos cristales. Las maclas de albita son las más comunes, existiendo también albita-carlsbad. A diferencia de los minerales máficos, la plagioclasa raramente contiene inclusiones de minerales opacos.

Hornblenda y Biotita

La presencia de biotita es un criterio de discriminación entre las Rocas Básicas y las Rocas Ácidas. La hornblenda tiene un promedio de 25% en las rocas, generalmente de tamaños gruesos, con numerosas inclusiones de minerales opacos y hábitos bien desarrollados, tanto

en corte basal como longitudinal, presentado clorita como principal mineral de alteración. La biotita presenta una extinción paralela y en “ojo de pájaro”, ligeramente cloritizadas y con contornos irregulares por la deformación tectónica.

Tabla 2. Análisis modal del Cuerpo Ácido. Según Vallejo (2011).

% MINERALES	HR-60	HR-75	HR-HR	G.&L., 1998	Ing. Medellín
Cuarzo	15	16	11	8,9	15,7
Plagioclasa	30	34	34	65,3	65
Feldespatos Potásico		TR		1	2
Hornblenda	18	14	28	21,3	16,3
Biotita	7	8	4	0,9	1
Esfena			3	0,1	
Clorita	7	7	5	0,9	
Sausurita		11	8		
Sericita	10			0,2	
Opacos	5	6	7	1,3	
Apatito				0,1	
Epidota	8	4			
An Plagioclasa	43			44	40

6.3.GRANULITAS DE MISTRATÓ.

Estudios realizados previamente señalan que las rocas de apariencia máfica en la vía Mistrató Belén de Umbría corresponden a gabros y cuarzogabros que constituirían facies del borde de la cámara magmática de la cuarzodiorita de Mistrató. Sin embargo, en el análisis petrográfico (ver Vallejo, 2011) se determinó que estos no son gabros sino Granulitas Piroxénicas, con texturas granoblásticas poligonales y algunas texturas de retrogradación.

El cuerpo granulítico, de aproximadamente 31 Km² de extensión, se ubica en la parte central de la Cuarzodiorita de Mistrató. Las implicaciones tectónicas de esta unidad pueden ser de gran importancia en el entendimiento de la geología del Occidente Colombiano, porque el metamorfismo de relativamente alto grado de esta unidad contrasta con las rocas volcánicas de la formación Barroso donde se puede presentar metamorfismo de bajo grado (ver Nivia 2001). Esto implicaría que las granulitas de Mistrató son rocas más antiguas, y constituirían la primera evidencia de las rocas cretácicas más antiguas o incluso precretácicas en la Cordillera Occidental. La propuesta de un nuevo mapa geológico para la zona puede observarse en la Figura 9, con base en las evidencias cartográficas y petrográficas (para mayor detalle, ver Vallejo, 2011).

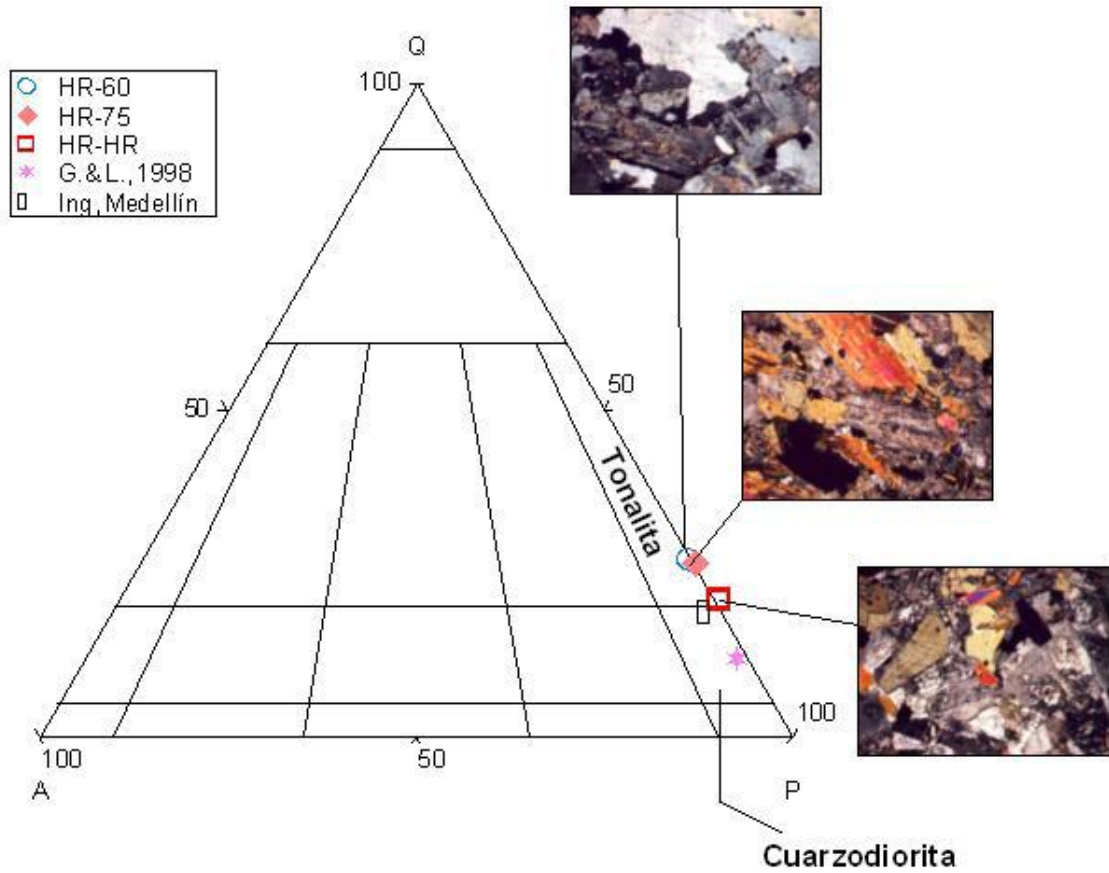










Figura 6.2. Clasificación modal de las rocas del Cuerpo Ácido. G. & L., 1998: González & Londoño (1998); Ing, Medellín: Ingeominas Medellín. Las rocas en el análisis petrográfico se clasifican en su mayoría como tonalitas según Vallejo (2011).

7. GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS DE MISTRATÓ: ELEMENTOS MAYORES

Los análisis geoquímicos que constituyen esta investigación tratan de cubrir espacial y litológicamente lo mejor posible las rocas plutónicas de Mistrató. Los resultados de los análisis geoquímicos son mostrados en la Tabla 3.

TABLA 3. Análisis geoquímicos para el Plutón de Mistrató. Los símbolos Rojos pertenecen al Cuerpo Básico (Gabro de Mistrató), el símbolo verde al Gabro de Anserma, los símbolos azules al Cuerpo Ácido (Tonalita de Mistrató) y el símbolo gris a las Rocas Porfíricas.

Muestra	Unidades	HR-HR-2	HR-12	HR-14	HR-41	HR-60	HR-75	HR-87	HR-31-D
Óxido		gabro	gabro	gabro	Gabro	tonalita	Tonalita	tonalita	dacita
Símbolo									
SiO ₂	% wt	48,55	53,38	55,28	50,96	64,32	64,26	69,46	61,08
Al ₂ O ₃	% wt	15,2	14,2	15,33	13,44	14,67	13,81	13,64	13,65
Fe ₂ O ₃	% wt	7,43	11,79	10,35	17,49	6,8	6,53	4,34	7,89
MgO	% wt	10,14	5,75	5,54	4,19	2,76	2,55	1,65	3,64
CaO	% wt	13,79	9,91	9,99	7,78	5,81	5,09	3,84	8,11
Na ₂ O	% wt	1,6	1,86	1,58	2,81	2,58	2,64	2,95	1,99
K ₂ O	% wt	0,09	0,25	0,06	0,06	1,01	1,15	2,49	0,13
TiO ₂	% wt	0,53	0,46	0,37	1,66	0,19	0,24	0,35	0,22
P ₂ O ₅	% wt	0,04	0,04	0,02	0,07	0,07	0,07	0,06	0,07
MnO	% wt	0,13	0,18	0,18	0,1	0,12	0,11	0,08	0,12
Cr ₂ O ₃	% wt	0,153	0,005	0,01	0,006	0,005	0,007	0,004	0,011
LOI	% wt	2,1	2,1	1,2	1,3	1,4	3,3	0,8	3
Sum	% wt	99,79	99,88	99,89	99,85	99,75	99,79	99,7	99,91
Ni	ppm	195	29	29	64	<20	<20	<20	<20
Sc	ppm	44	39	35	40	25	23	14	33
Ba	ppm	17	49	20	15	453	765	1122	55
Be	ppm	<1	<1	<1	<1	2	<1	<1	<1
Co	ppm	33,6	35,8	29,4	42,3	17,1	15	8,7	17,7
Cs	ppm	<0,1	0,3	<0,1	<0,1	0,4	0,6	1,7	0,5
Ga	ppm	12	11,9	10,7	15,6	15,2	13,1	13,3	13
Hf	ppm	0,7	0,6	0,7	1,8	1,1	1,1	2,6	1,2
Nb	ppm	1,4	2	1	3,9	0,8	0,9	3,9	0,7
Rb	ppm	1,7	4,4	1,1	0,6	19,5	19,7	50,5	2,2
Sn	ppm	<1	<1	<1	<1	14	<1	9	<1
Sr	ppm	81,5	106	84,1	95	410,4	419,2	190,8	233,6
Ta	ppm	<0,1	0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	0,2	<0,1
Th	ppm	<0,2	0,3	0,2	0,4	1,6	1,9	4,4	1,7
U	ppm	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	0,4	0,4	0,8	0,5
V	ppm	201	191	104	521	176	162	114	151

W	ppm	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0,5	<0.5	<0.5
Zr	ppm	30,3	23,9	30,8	57,6	41,4	43,6	104,3	38,6
Y	ppm	11	10	5,1	19,9	4,6	4,8	13	4,6
La	ppm	1,5	2,2	1,2	4	6,5	7,3	10,5	5,7
Ce	ppm	3,5	5,1	2,8	9,3	14,5	14,4	20,9	11,9
Pr	ppm	0,52	0,71	0,32	1,39	1,86	1,75	2,34	1,6
Nd	ppm	3,2	3,7	1	7,6	7,8	6,4	9	7,9
Sm	ppm	0,88	1,16	0,47	2,02	1,7	1,66	2,12	1,5
Eu	ppm	0,39	0,47	0,31	0,88	0,53	0,49	0,53	0,43
Gd	ppm	1,5	1,45	0,75	2,84	1,25	1,22	1,86	1,14
Tb	ppm	0,3	0,27	0,13	0,51	0,17	0,18	0,33	0,17
Dy	ppm	1,65	1,68	0,88	3,23	0,75	0,87	2,01	0,88
Ho	ppm	0,42	0,35	0,19	0,71	0,16	0,15	0,43	0,17
Er	ppm	1,16	1,04	0,56	2,12	0,38	0,45	1,32	0,41
Tm	ppm	0,17	0,16	0,1	0,33	0,07	0,08	0,22	0,07
Yb	ppm	1,16	1,09	0,6	1,99	0,5	0,54	1,57	0,44
Lu	ppm	0,19	0,17	0,11	0,33	0,08	0,09	0,25	0,08
Mo	ppm	0,1	<0.1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,5	<0.1
Cu	ppm	106,8	1,2	12	7,8	9	6,9	32,3	3,6
Pb	ppm	0,3	0,3	0,2	0,7	1,5	2,1	2,5	0,4
Zn	ppm	18	12	21	13	32	34	21	14
Ni	ppm	62,8	11,9	7,5	18	6,6	7,6	6,2	6,5
Ag	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	0,2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Au	ppm	4,7	<0.5	1,2	1,4	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5

7.1. ALTERACIÓN DE LAS MUESTRAS.

Muchos fenómenos (hidrotermales o de meteorización) pueden alterar las rocas, modificando las concentraciones que estas tienen de ciertos elementos, principalmente aquellos que tienen un comportamiento más móvil (e.g. Potasio, K). Esto puede conllevar a que la información contenida en los análisis geoquímicos sea errónea con respecto a la roca original. Para esto Miyashiro (1974) propuso un gráfico en el que se discriminan las rocas frescas de las rocas alteradas (Figura 7.1).

El total de las muestras en este estudio se encuentran dentro del campo de roca fresca. Esto indica que no hay excesiva movilidad en los elementos que componen las rocas, y por tanto, los valores para los elementos encontrados y las proporciones de estos en las rocas pueden asumirse en un estado inicial de cristalización.

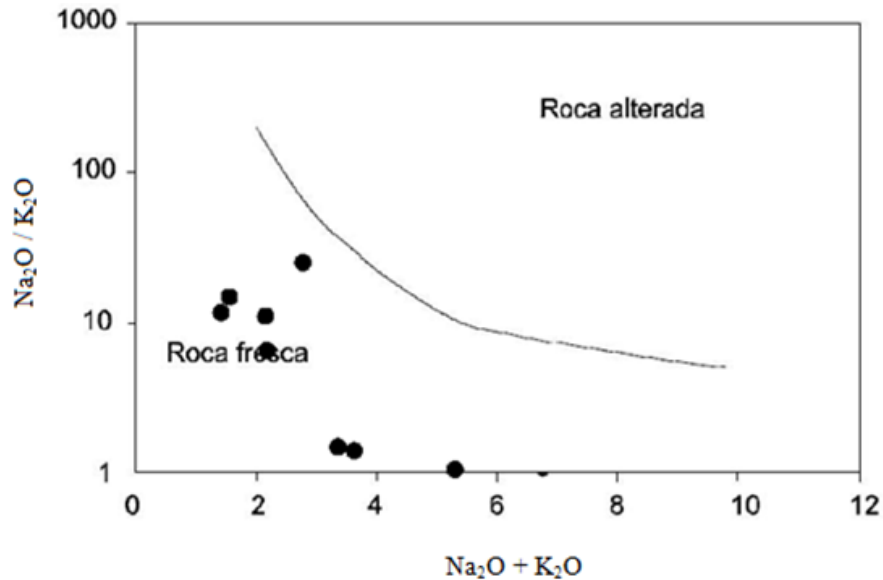


Figura 7.1. Diagrama según Miyashiro (1974) para la discriminación entre rocas alteradas y rocas frescas, basados en los valores de álcalis (Na_2O y K_2O). Las muestras de estudio se encuentran en el campo de roca fresca. Las unidades cartográficas corresponden al Cuerpo Ácido, Cuerpo Básico y Rocas Porfiríticas.

Por otra parte, los bajos valores de LOI (<3%) y P_2O_5 (<0.13%) indican una baja alteración del agua de mar en las rocas oceánicas (en este caso, los gabros del Cuerpo Básico).

Para calcular el efecto de removilización y alteración de las rocas en los elementos más susceptibles de movilización (Elementos LIL, por ejemplo, K, Rb, Ba), Se comparan las concentraciones de elementos contra otros de una baja movilidad, como los elementos HFS (*e.g.* Nb, Zr, Hf, Ti) y Tierras raras pesadas (*e.g.* Yb, Lu).

Estas relaciones de ser altamente variables en rocas oceánicas indica que los elementos LIL han sido afectados por procesos de alteración de aguas oceánicas (Timm *et al.*, 2011). Las muestras del Cuerpo Básico muestran ciertas variaciones, en especial la muestra HR-41, la cual presenta la menor concentración de elementos LIL con respecto a los elementos HFS y Tierras Raras; Sin embargo por sus características geoquímicas se considera que esta muestra debe ser considerada independiente de las otras tres del Cuerpo Básico (ver Capítulos 8 y 9). Puede observarse que las muestras HR-HR-2 y HR-14 tienen relaciones elementales muy similares, a pesar de encontrarse relativamente distantes (Ver anexos 1 y 2), mientras que la muestra HR-12 muestra un enriquecimiento con respecto a las dos muestras anteriormente mencionadas en estas relaciones, que se mantiene constante alrededor de un valor de 2 veces. Esto indica que los elementos LIL no han sido fuertemente afectados por procesos de alteración hidrotermal y de aguas oceánicas, y que sus concentraciones en las rocas básicas reflejarían la de la composición original de las rocas básicas. Para las rocas del Cuerpo Ácido, se observan variaciones en las relaciones

generalmente de hasta una proporción 1:2; La muestra HR-87 (considerada como la más diferenciada, es la que presenta más bajos valores de elementos LIL con respecto a elementos HFS y REE que las otras dos muestras de cuerpo ácido, las cuales a su vez presentan valores similares de Rb y K con respecto a Nb e Yb. Esto indicaría que la muestra HR-87 ha sufrido removilización (pérdida) de concentración en elementos LIL; se interpreta que al menos en las muestras HR-60 y HR-75 no existe una excesiva alteración de elementos LIL, considerándose que la concentración en estos elementos es la original en la formación de las rocas del Cuerpo Ácido.

TABLA 4. Relaciones de algunos elementos LIL, con respecto a elementos HFS y Tierras raras Pesadas.

	Muestra	Ba/Nb	Rb/Nb	Ba/Yb	Rb/Yb	K/Nb	K/Yb
Cuerpo Básico	HR-HR-2	12.14	1.21	14.66	1.47	546.49	659.56
	HR-12	24.50	2.20	44.95	4.04	1060.76	1946.35
	HR-14	20.00	1.10	33.33	1.83	504.60	841.00
	HR-41	3.85	0.15	7.54	0.30	129.57	253.94
Cuerpo Ácido	HR-60	566.25	24.38	906.00	39.00	10658.10	17052.96
	HR-75	850.00	21.89	1416.67	36.48	10997.10	18328.50
	HR-87	287.69	12.95	714.65	32.17	5361.09	13317.36

7.2. MINERALES NORMATIVOS Y SATURACIÓN DE SÍLICE.

Con base en los análisis geoquímicos realizados, se determinó la norma CIPW con el programa GCDkit desarrollado por Janoušek *et al.* (2006) (Tabla 5).

TABLA 5. Norma CIPW para las rocas de la Cuarzodiorita de Mistrató y el Gabro de Anserma. Concentraciones en porcentaje en peso.

Convención	HR-HR-2	HR-12	HR-14	HR-31-D	HR-41	HR-60	HR-75	HR-87
<i>Q</i>	0	10,54	14,59	26,42	7,14	27,26	28,79	31,38
<i>Or</i>	0,55	1,53	0,36	0,8	0,37	6,1	7,08	14,93
<i>Ab</i>	13,98	16,25	13,66	17,48	24,47	22,31	23,28	25,33
<i>An</i>	35,12	30,61	35,31	29	24,57	26,03	23,38	16,87
<i>Dy</i>	28	16	12	10	12	2	2	2
<i>Hy</i>	13,14	19,96	19,57	12,44	22,15	12,65	12,19	7,28
<i>Ol</i>	6,11	0	0	0	0	0	0	0
<i>Mt</i>	1,7	3,75	3,26	3,14	5,55	2,67	2,61	1,69
<i>Il</i>	1,04	0,90	0,72	0,43	3,24	0,37	0,48	0,67
<i>Ap</i>	0,1	0,1	0,05	0,17	0,17	0,17	0,17	0,14
Suma	100	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

El estudio normativo sobre los análisis geoquímicos muestra que se trata de rocas en su mayoría sobresaturadas en SiO_2 ($Q \geq 7,14$), con hiperstena y diópsido, y ausencia de feldespatoides (nefelina); sólo la muestra del cuerpo Básico HR-HR-2 se considera insaturada en cuarzo, en su lugar presenta $Ol+Dy+Ab+An+Hy$ como minerales normativos principales.

Las rocas básicas varían en Q entre 0 – 14,59%. Las concentraciones de diópsido varían entre el 12 y el 28% y el hipersteno entre 13,14 y 22,15%. Mientras tanto las rocas ácidas (HR-60, HR-75, HR-87) presentan concentraciones de cuarzo normativo entre 27,26 y 31,38%; el diópsido normativo en estas rocas es de 2%, mientras que el hipersteno varía entre 7,28 a 12,65%.

Por medio del diagrama triangular $Or-Ab-An$ de Barron (1980), puede determinarse la existencia de determinado feldespato modal (Figura 7.2). La necesidad de este análisis recae en que sobre la vereda Sitguía afloran rocas con minerales de coloración rosada (HR-87) la cual tiene análisis geoquímico pero no sección delgada. Las muestras son ploteadas en el diagrama, arrojando 7 de ellas únicamente plagioclasa como mineral modal. Sin embargo la muestra HR-87 posee coexistencia de feldespato potásico – plagioclasa. Barron (*op. cit.*) manifiesta también que la existencia de feldespato potásico puede determinarse a través del porcentaje normativo de Ortoclasa (Or), donde valores desde 14% implican la existencia de este mineral; con esto se puede soportar preliminarmente la existencia de este mineral, bajo la confirmación de análisis petrográficos de las rocas pertenecientes a la Tonalita de Mistrató en la cuenca de la Quebrada Sitguía (ver Anexo 1: Mapa de estaciones). La demostración de la presencia de feldespato potásico modal demuestra que las rocas del Cuerpo Ácido de Mistrató no son plagiogranitos o trondhjemitas, como se sugiere en Nivia (2001) y González (2010).

Para verificar dicha evidencia, se construye el diagrama $An-Ab-Or$ de O'Connor (1965), el cual demuestra que según las concentraciones de minerales normativos las muestras de rocas ácidas están asociadas a Tonalitas y Granitos (ver Figura 7.2.B). Así se constata que el Cuerpo Ácido de Mistrató no corresponde a plagiogranitos (trondhjemitas), y por tanto no es de esperar que estos cuerpos félsicos sean el producto de fluidos diferenciados a partir de las rocas volcánicas básicas del Occidente Colombiano, es decir, que estas rocas no están relacionadas a la actividad magmática de un plateau oceánico o una dorsal oceánica, como lo plantean Nivia (2001) y González (2010).

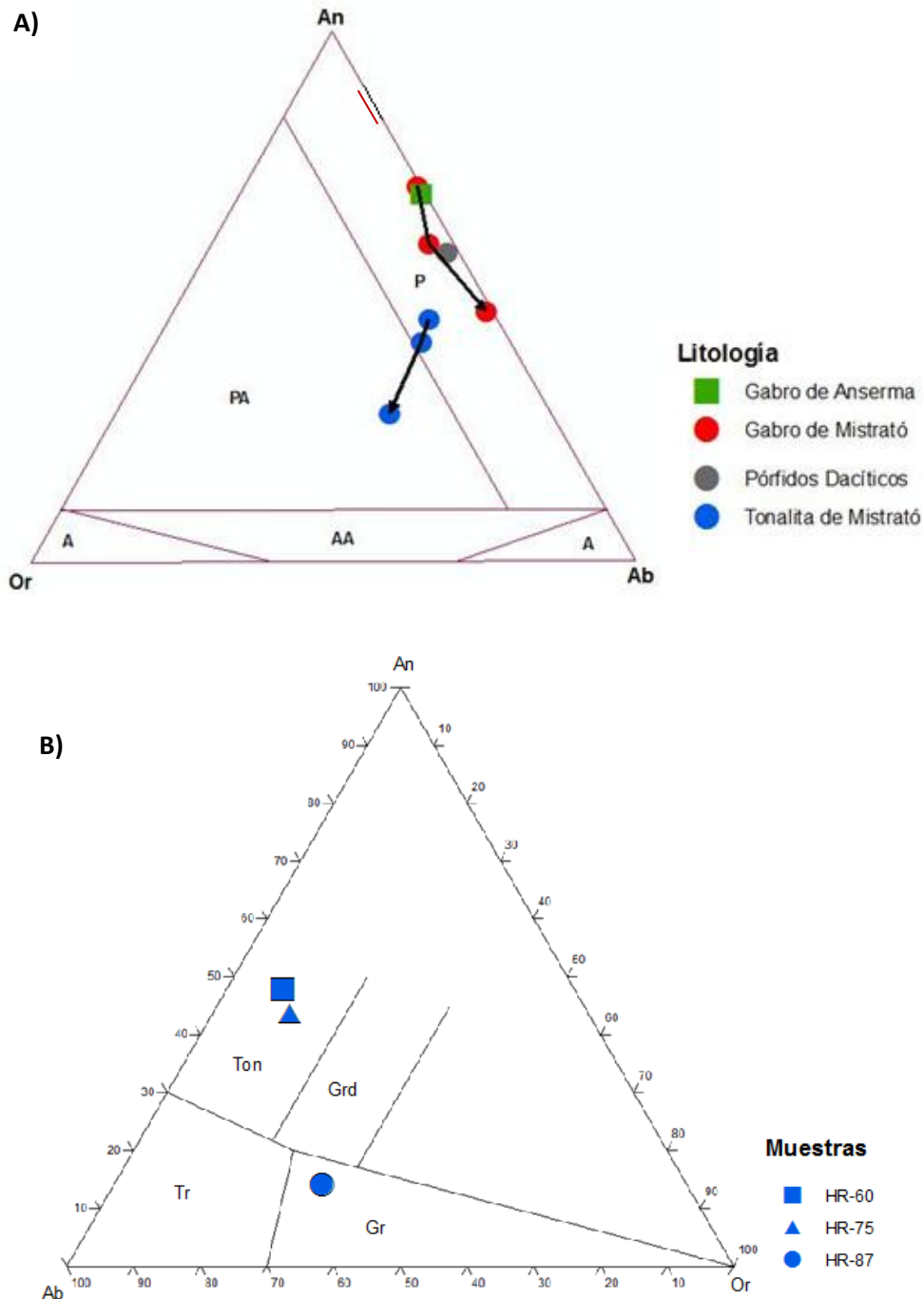


Figura 7.2.A Diagrama propuesto por Barron (1980) donde la proporción An-Ab-Or, muestra la existencia (o coexistencia de feldspatos). P: Plagioclasa; PA: Coexistencia Plagioclasa y feldespato potásico; A: Existencia de un feldespato alcalino (albita u ortoclasa); AA: Coexistencia de feldspatos alcalinos. **B.** Diagrama de Minerales Normativos (Anortita-Albita-Ortoclasa) de Trondjhemitas y rocas asociadas de O'Connor (1965); Gr: Granito; Grd: Granodiorita; Ton: Tonalita; Tr: Trondhjemitas.

7.3. DIAGRAMAS DE CLASIFICACIÓN Y CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA.

Es de gran importancia reseñar que de acuerdo a las evidencias cartográficas, petrográficas y geoquímicas en este caso se considera al Cuerpo Ácido y al Cuerpo Básico como cuerpos Independientes. Además, dentro del Cuerpo Básico se observan características geoquímicas contrastantes entre las muestras, de tal manera que dentro de este cuerpo se subdivide un grupo con afinidades a Plateaus Oceánicos? (Muestra HR-41) y otra a Arcos de Isla (HR-HR-2, HR-12 y HR-14).

La nomenclatura de las rocas estudiadas de acuerdo a su geoquímica fue realizada de acuerdo a los diagramas TAS propuestos por Cox *et al.* (1979) para rocas plutónicas (Figura 7.3).

Las rocas plutónicas en este diagrama muestran ciertas diferencias entre las litologías: las tres muestras del Cuerpo Básico muestran un empobrecimiento en álcalis conforme aumenta la sílice; estas rocas varían de gabro a diorita; si consideráramos al gabro de Anserma como genéticamente relacionado al Cuerpo Básico (hipótesis considerada en este trabajo, ver Vallejo, 2011), esta unidad estaría en el campo de rocas gabroicas, con un incremento inicial en álcalis, que posteriormente da paso al empobrecimiento progresivo en álcalis mencionado anteriormente.

El comportamiento de las muestras analizadas del Cuerpo Ácido poseen un comportamiento diferente a las del Cuerpo Básico de Mistrató, donde las rocas clasificadas como cuarzodioritas (granodioritas) tienen un enriquecimiento progresivo en álcalis conforme aumenta la concentración de SiO₂. Nótese también que la muestra más diferenciada del cuerpo tonalítico (clasificada como granito) posee un incremento fuerte de sílice y álcalis con respecto a las otras dos muestras de este cuerpo; es posible que esto se deba a una asimilación de la roca caja, o a una diferenciación mayor de la cámara magmática.

Para las rocas porfiríticas, la clasificación del diagrama les asigna el nombre de Diorita-Cuarzodiorita. Cabe notar que todas las muestras del estudio se clasifican según el TAS como rocas subalcalinas, de acuerdo a la propuesta de Irvine & Baragar (1971).

De acuerdo a la clasificación absoluta de sílice, donde basándose en el contenido de sílice de las rocas se establecen 4 categorías de clasificación (Winter, 2001; ver Figura 12): ácidas (> 66% wt. SiO₂), intermedias (52-66% wt. SiO₂), básicas (45-52% wt. SiO₂), y ultrabásicas (<45% wt. SiO₂).

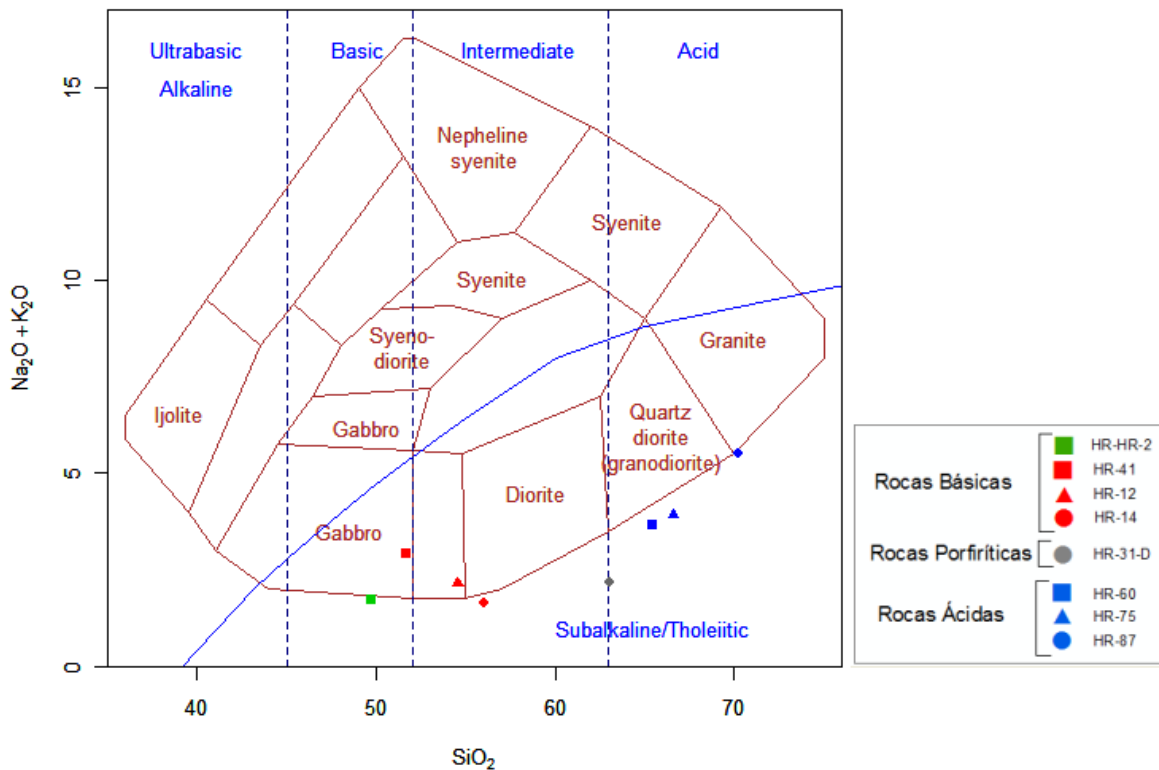


Figura 7.3. TAS para rocas plutónicas de Cox et al. (1979). El gabro de Anserma puede considerarse como un Gabro; el gabro de Mistrató varía entre gabro y diorita gabroica; la Tonalita de Mistrató es clasificada como Granodiorita. La línea que separa el campo alcalino del subalcalino es la propuesta por Irvine & Baragar (1971).

Puede notarse que existe un amplio espectro para las rocas de la Cuarzodiorita de Mistrató, desde rocas básicas (Cuerpo Básico), intermedias (Cuerpo Básico y Rocas Porfíricas) hasta tres muestras clasificada como ácidas perteneciente al Cuerpo Ácido, siendo la muestra HR-87 en la cuenca de la Quebrada Sitguía la más ácida en el estudio. También es de importancia observar que el Cuerpo Básico y el Cuerpo Ácido tienen una diferencia en la concentración de SiO₂ relativamente pronunciada, indicando la posibilidad de que se trate de dos cuerpos independientes, y no de un cuerpo que progresivamente se va diferenciando.

El diagrama de Winchester & Floyd (1977) constituye una herramienta de clasificación geoquímica confiable, debido a que tiene en cuenta elementos de baja movilidad en las rocas plutónicas (Nb, Y, Zr, Ti; ver Guo et al., 2007). Para la clasificación de las rocas de Mistrató (Figura 7.4), el Cuerpo Básico (en conjunto con el Gabro de Anserma) posee dos rocas en el campo de Basalto Subalcalino, y dos muestras en el campo Andesita/Basalto.

La muestra correspondiente a las Rocas Porfíricas se clasifica como Andesita, al igual que dos muestras del Cuerpo Ácido. La muestra más diferenciada del cuerpo ácido (HR-87) se clasifica como Riodacita/Dacita, de esta manera este diagrama muestra el mismo patrón que el TAS de Cox *et al.* (1979), donde se observa claramente una muestra más ácida, además del carácter subalcalino para la totalidad de las muestras.

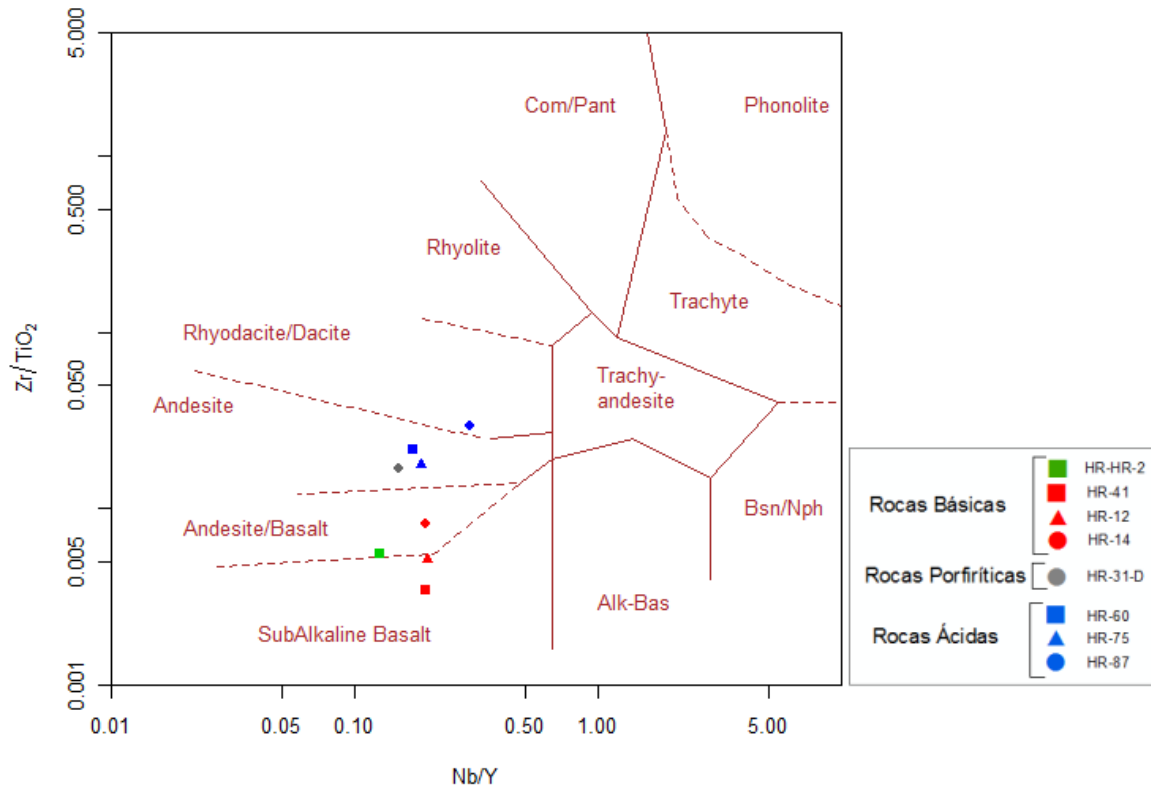


Figura 7.4. Diagrama de Winchester & Floyd (1977) con base a elementos inmóviles para la clasificación geoquímica de rocas volcánicas.

El índice de saturación de aluminio y la clasificación de las rocas según este parámetro fue desarrollada por Shand (1943). El diagrama propuesto se calcula mediante las siguientes ecuaciones:

Eje x: $A/CNK = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$

Eje y: $A/NK = Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$

La totalidad de las rocas en este estudio son caracterizadas como metaluminosas (Figura 7.5), donde la deficiencia en aluminio de las rocas se manifiesta por la presencia de minerales como hornblenda y biotita pobre en aluminio (Best, 2003). Existen además del diagrama propuesto otros indicadores del índice de saturación de aluminio (Best, op cit.):

Mineralogía Modal: La fuerte presencia modal de hornblenda, en ocasiones de biotita, así como la ausencia de feldespatoideos y minerales alumínicos (*e.g.* moscovita) son indicativos de rocas metaluminosas.

Mineralogía normativa: Otra manera de identificar el índice de saturación de aluminio es por medio de la mineralogía normativa. Si las rocas presentan Corindón normativo es indicativo de rocas Peraluminosas; mientras tanto, la presencia de Acmita normativa (*Ac*). Las rocas metaluminosas no tienen estos minerales, encontrándose *Dy*, *Hy*, *Ab* y *An*.

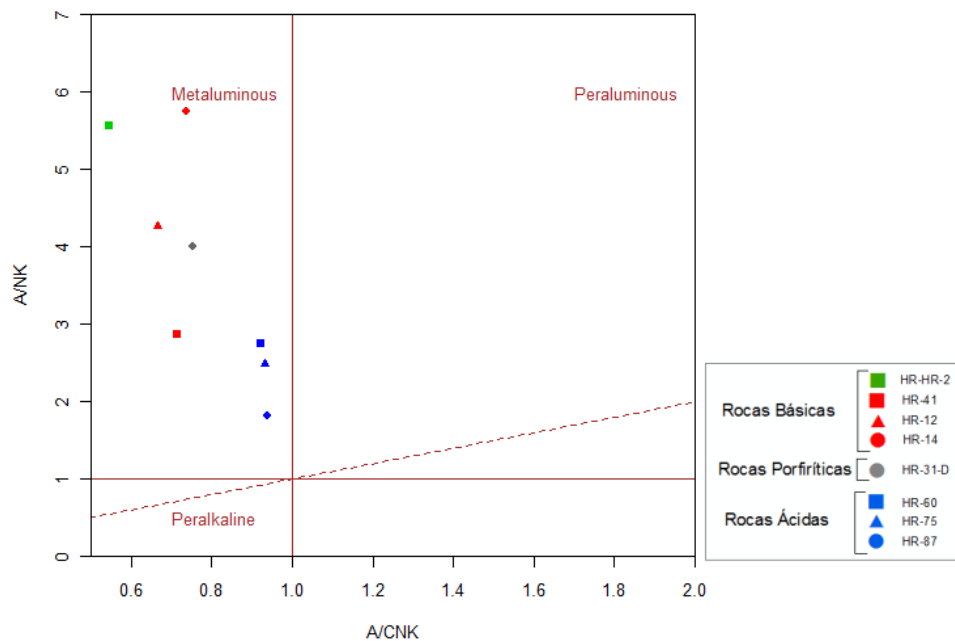


Figura 7.5. Gráfica propuesta Shand (1943) de clasificación de las rocas según la saturación de aluminio.

7.4. SERIES MAGMÁTICAS.

La totalidad de las muestras estudiadas entran en el rango de rocas subalcalinas (Figura 7.3). Así, se construye el diagrama de clasificación AFM propuesto por Irvine & Baragar (1971, ver Figura 7.6) para discriminar entre las series magmáticas de las rocas subalcalinas (series calcoalcalina/toleítica). Las Rocas Básicas y el evento ígneo tardío de los pórfidos dacíticos son eventos toleíticos, es decir, rocas con poca álcalis, que se van enriqueciendo en Fe con respecto al Mg; la Tonalita de Mistrató muestra un carácter claramente calcoalcalino, con un progresivo enriquecimiento en álcalis. El carácter calcoalcalino del Cuerpo Ácido y su progresivo enriquecimiento en álcalis claramente contrasta con el carácter toleítico del Cuerpo Básico y las Rocas Porfíricas. Esto sumado a la relación intrusiva de este cuerpo diferenciado con las rocas gabroicas y microgabroicas datadas del Cretácico Superior (Maya, 1992; Estrada, 1995)

En cuanto a las rocas porfíricas existentes en el área (Dacitas), su carácter toleítico (diferente de las rocas tonalíticas), y la relación intrusiva de estos cuerpos con las rocas cretácicas básicas e incluso con el Cuerpo Ácido sugiere que los cuerpos porfíricos son un evento magmático posterior (no relacionado con los cuerpos ácidos o básicos).

Para la confirmación de los resultados del diagrama AFM se hace el diagrama SiO_2 vs K_2O de Peccerillo & Taylor (1976). Las rocas básicas de Mistrató y las rocas porfíricas se reafirman como toleíticas. Las rocas ácidas de Mistrató están en la serie Calcoalcalina baja en potasio (HR-87), aunque las rocas menos diferenciadas de esta unidad cartográfica (HR-60 y HR-75) se encuentra cerca del límite con el campo toleítico (Figura 7.7).

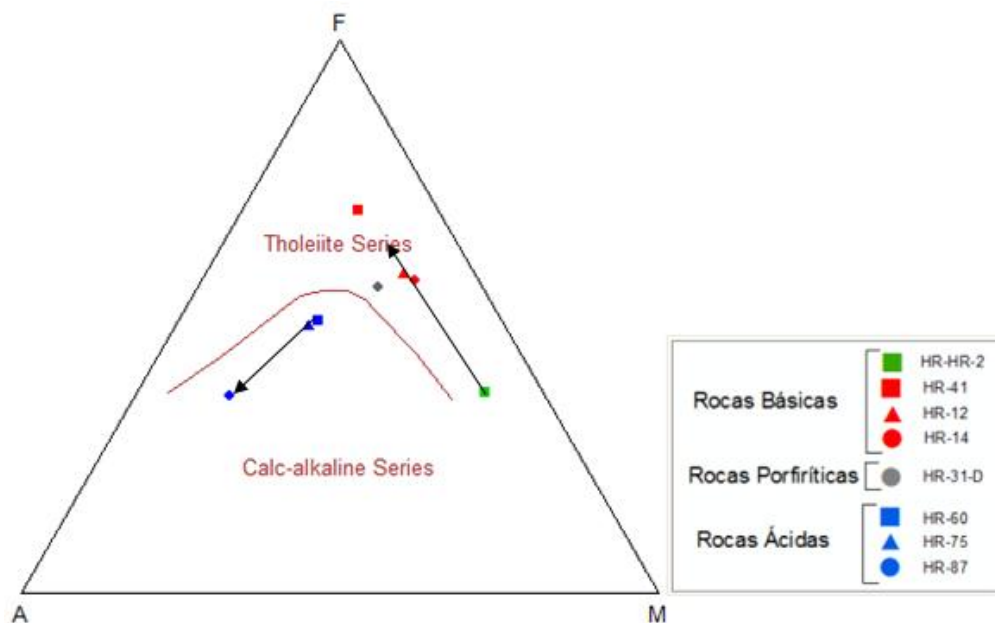


Figura 7.6. Diagrama AFM propuesto por Irvine & Baragar (1971) para discriminar entre rocas toleíticas y calcoalcalinas. Los cuerpos porfíricos, que cortan todas las estructuras serían un evento toleítico posterior. A diferencia de las anteriores litologías que sólo muestran un progresivo enriquecimiento en Fe, el Cuerpo Ácido muestra un alto enriquecimiento en Alcalis, y su carácter claramente calcoalcalino es evidencia para afirmar que se trata de otro evento magmático del que constituye las rocas básicas del Occidente Colombiano.

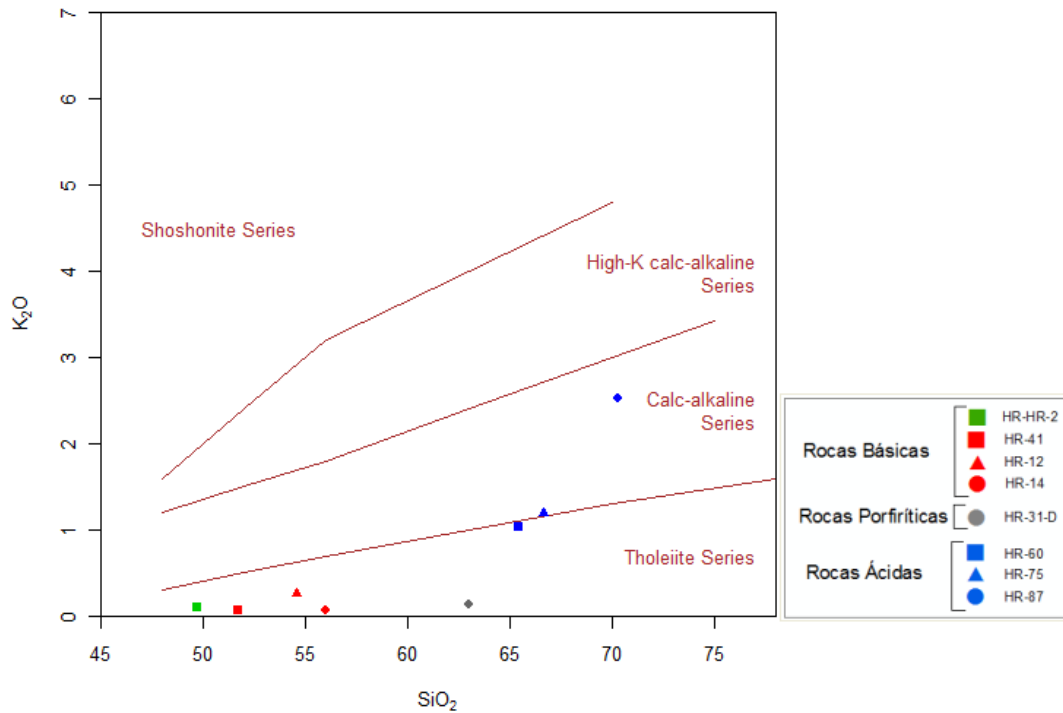


Figura 7.7. Diagrama de Peccerillo & Taylor (1976) de SiO_2 vs K_2O para la determinación de series magmáticas.

7.5. DIAGRAMAS DE VARIACIÓN.

Debido al contraste de series magmáticas, además de las características petrográficas que presentan las rocas de Mistrató, se construyeron dos diagramas de variación: uno para el Cuerpo Básico (Figura 7.8) y otro para las Cuerpo Ácido (Figura 7.9).

Las rocas básicas no muestran claramente las correlaciones asociadas a un mismo evento magmático, en especial la muestra HR-41, la cual presenta valores más altos de lo esperado en FeO_t , TiO_2 y Na_2O ; sin embargo si consideramos únicamente el resto de las muestras observamos que existen correlaciones esperadas, como las negativas de MgO y CaO , así como un enriquecimiento en FeO_t , que a aproximadamente a 54,5% de SiO_2 continúa con un empobrecimiento progresivo. La ausencia de correlación entre las rocas, es especialmente visible con la muestra HR-41. La correlación negativa de MgO indica la inclusión de este óxido en las primeras fases minerales (como el olivino y ortopiroxeno), siendo típica de rocas de la serie toleítica. Los patrones de los diagramas de variación en general presentan cierta complejidad como para afirmar que se trata de un mismo evento magmático.

Para el cuerpo ácido se observan correlaciones positivas de Na_2O , K_2O y TiO_2 , y negativas de Al_2O_3 , MgO , CaO y FeO_t ; el progresivo enriquecimiento de TiO_2 estaría dado por la cristalización de minerales como magnetita; la correlación negativa de P_2O_5 marcaría la

mayor cristalización de minerales como el apatito en las rocas menos diferenciadas del cuerpo Ácido (aproximadamente en 67% de SiO_2); en general estas correlaciones son típicas de diferenciación para rocas con altos valores de SiO_2 , como en este caso donde varía aproximadamente entre el 65 y 70,5%, donde claramente se observan como resultado del fraccionamiento del magma.

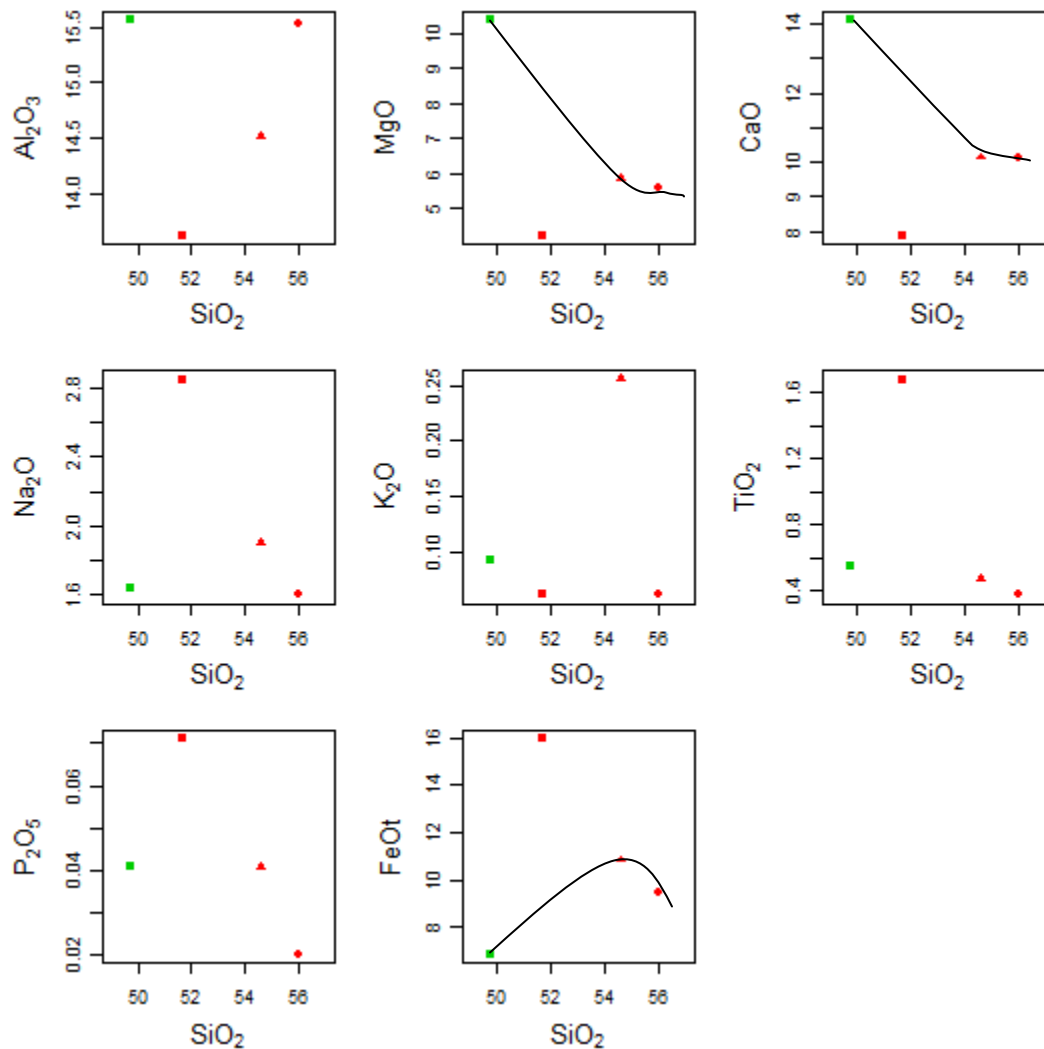


Figura 7.8. Diagramas Harker para las rocas básicas de la zona, incluyendo el Cuerpo Básico de Mistrató *sensu* Vallejo (2011) y una muestra de las rocas básicas de Anserma-Belén de Umbría.

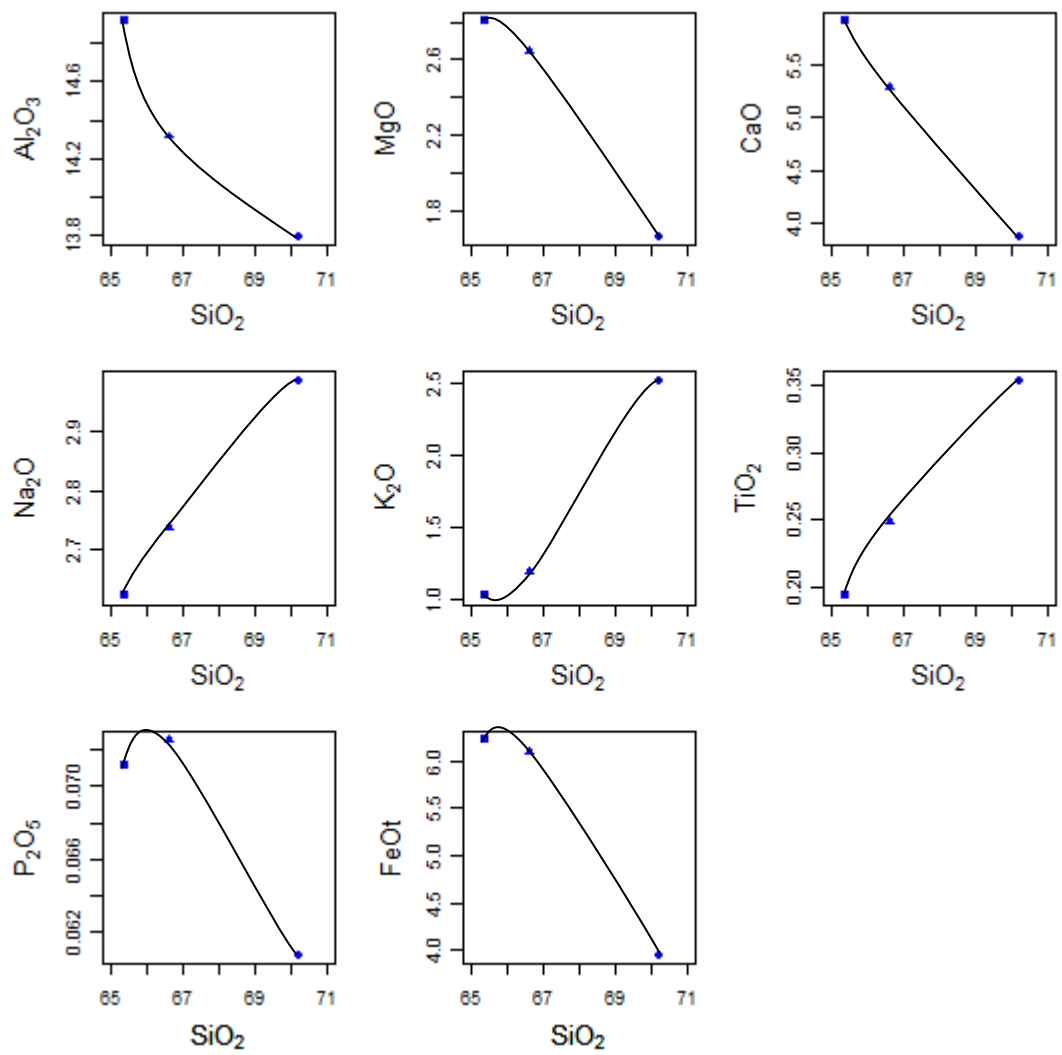


Figura 7.9. Diagramas Harker para el Cuerpo Ácido de Mistrató.

8. GEOQUÍMICA DE MISTRATÓ: ELEMENTOS TRAZA Y DIAGRAMAS DE DISCRIMINACIÓN TECTÓNICA.

8.1. DIAGRAMAS DE DISCRIMINACIÓN TECTÓNICA

Para discriminar si las rocas se generaron en un ambiente oceánico o continental se realiza el diagrama triangular TiO_2 - K_2O - P_2O_5 de Pearce (1975). Puede observarse como nuevamente existe un contraste entre los ambientes tectónicos de las rocas ácidas (asociadas a un ambiente continental) de las básicas (formadas en ambientes oceánicos); las rocas porfíricas se encuentran también asociadas a magmatismo de ambientes continentales (ver Figura 8.1). De acuerdo a Pearce (1975) en el campo Oceánico se proyectan las rocas de Arcos de Isla (IAT) y Basaltos Meso-oceánicos (MORB).

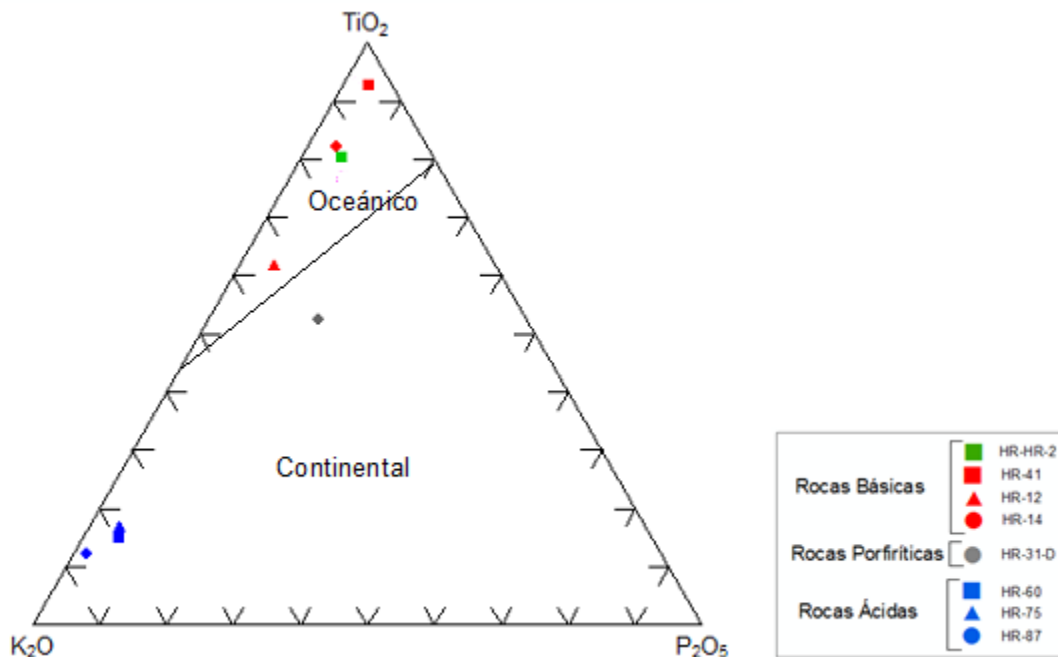


Figura 8.1. Diagrama TiO_2 - K_2O - P_2O_5 propuesto por Pearce et al. (1975) para discriminar entre ambientes continentales y oceánicos. Las granulitas y gabros están asociados a ambientes oceánicos, mientras que las rocas tonalíticas e hipoabisales a ambientes continentales.

Usando los diagramas de Pearce et al. (1984) se observa la clara asociación que las muestras de granitoides de las rocas tonalíticas de Mistrató tendrían según su contenido de Y, Nb, Rb y Ta una afinidad con magmatismo de arco volcánico (VAG; ver Figura 8.2).

La asociación con ambientes VAG en estos diagramas son en general indicativos de granitos tipo I (*sensu* Chappel & White, 1974; Pearce et al., 1984; Best, 2003). Ninguna de las muestras de rocas del Cuerpo Ácido muestran afinidad con magmatismo de Ridge

(ORG) o Intra-Placa (WPG; hipótesis de Nivia, 2001), manifiesto por las bajas concentraciones de Y+Nb y Ta+Yb.

Pearce & Cann (1973) proponen un conjunto de diagramas (uno bivariante y dos triangulares) con los elementos Zr, Ti, Y y Sr para la discriminación tectónica de rocas, en especial de composición básica. En el diagrama bivariante (Figura 8.3.A) se observa como dos muestras de las rocas básicas de Mistrató y la muestra del gabro de Anserma están claramente en el campo de Toleítas de Arco de Isla (IAT). Las rocas ácidas de Mistrató y la muestra de pórfidos dacíticos, así como una muestra del gabro de Anserma se encuentran fuera de los campos propuestos. En la Figura 8.3.B se observa una muestra de roca básica asociada a toleítas de Arco de Isla, mientras que dos de estas rocas estarían en el campo de MORB, CAB e IAT; La última muestra de gabro (HR-14) se encuentra en el campo de Basaltos Intraplaca (WPB), y las rocas ácidas de Mistrató (Tonalitas y pórfidos) se encuentran en el campo de Basaltos calcoalcalinos, o cerca a este campo. El último diagrama triangular (Figura 8.3.C) muestra como las rocas ácidas están asociados al campo de Basaltos calcoalcalinos, entretanto dos de las muestras de las rocas básicas de Mistrató se encuentran en el campo de Toleítas de Arcos de Isla y la última muestra se encuentra fuera de rango. La muestra del gabro de Anserma está asociada a basaltos tipo MORB; en general, puede inferirse claramente que las rocas tonalíticas de Mistrató corresponden a basaltos Calcoalcalinos. Las muestras de las rocas básicas no están totalmente definidas en un ambiente, pero los diagramas en conjunto muestran mayor afinidad por un ambiente de Toleítas de Arco de Isla.

En la Figura 8.4 se muestra el diagrama triangular de Wood (1980), donde se observa la clara asociación que tiene el Cuerpo Ácido de Mistrató y las rocas porfiríticas en el campo de Basaltos Calcoalcalinos (CAB); las rocas básicas muestran una dispersión en los campos en este diagrama: La muestra HR-14 se encuentra en el campo de toleítas de arco de Isla (IAT), mientras que la muestra HR-41 se encuentra en el campo de E-MORB y Basaltos Intraplaca (WPB). La muestra HR-12 no tiene un campo especificado, y muestra restante del Cuerpo Básico (HR-HR-2) presenta valores de Th por debajo del límite de detección, por lo que no fue ploteado.

Usando el diagrama La/Sm vs Ba/La de Arcullus & Powell (1986; Figura 8.5), se discriminan las rocas asociadas a Arcos de aquellas formadas en un ambiente de Ridge Mesooceánico e Intraplaca (MORB+WPB). La totalidad de las muestras según este diagrama se encuentran en el dominio de arco (IAB), debido a las altas relaciones Ba/La (ver Pei *et al.*, 2007), la cual varía entre 11-22 para el Cuerpo Básico, y 69-106 para el Cuerpo Ácido. Cabe resaltar que la relación Ba/La para la muestra HR-41 es relativamente baja comparada con el resto de rocas básicas, siendo de 3.75; Las altas relaciones Ba/La son explicadas como el enriquecimiento por fluidos ricos en Ba que son subducidos, derivados de sedimentos oceánicos (Hole *et al.*, 1984);

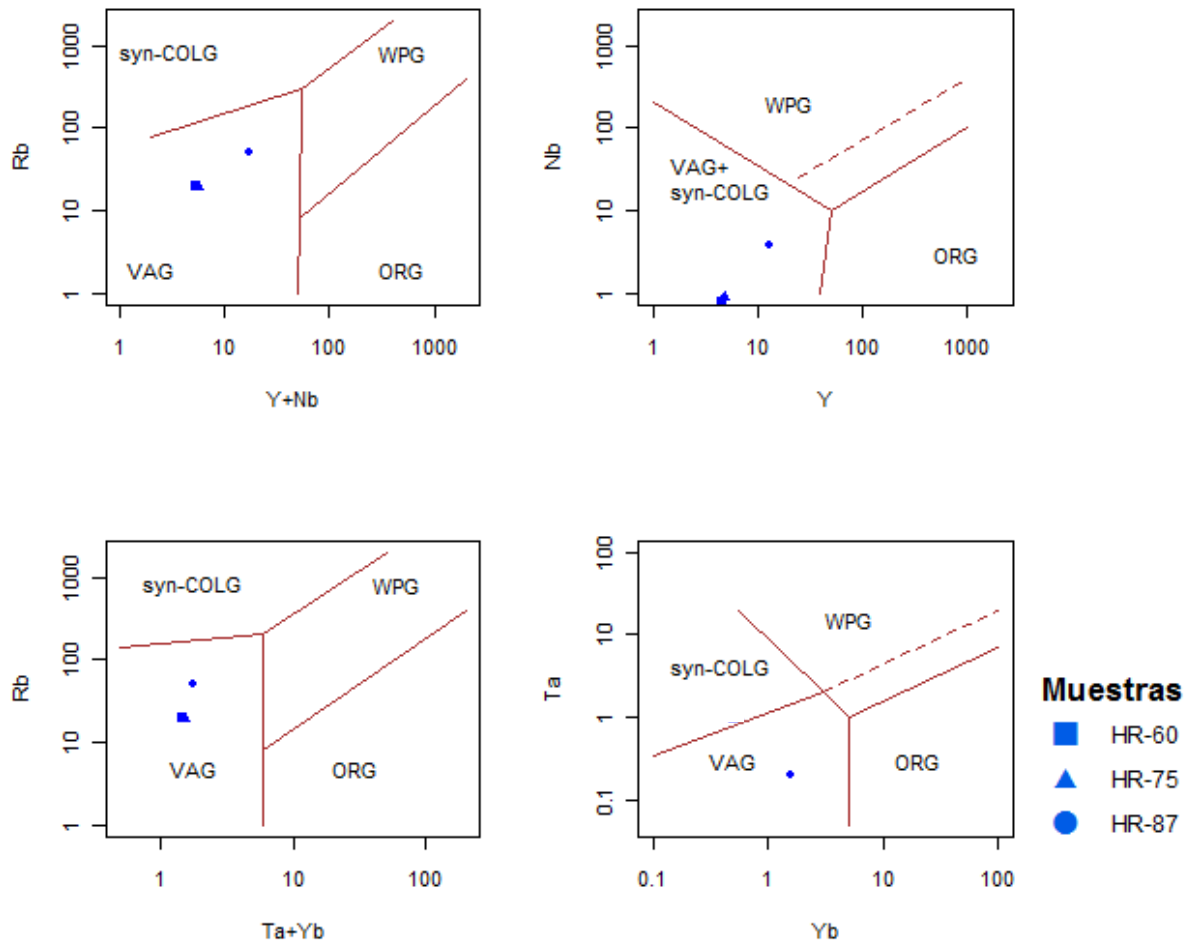


Figura 8.2. Diagramas propuestos por Pearce et al. (1984) para la discriminación tectónica de granitoides. Syn-COLG: Granitoides sin-colisionales; WPG: Granitoides Intra-placa; VAG: Granitoides de Arco Volcánico; ORG: Granitoides de Ridge Oceánico.

También usando el diagrama bivalente propuesto por Pearce (1983) se puede discriminar entre basaltos intraplaca, de ridge mesoocéanico, así como rocas de arcos de isla y márgenes continentales activas (Figura 8.6). Dos de las muestras de la Tonalita de Mistrató se encuentran en el campo de margen continental activa, así como la muestra de rocas porfiríticas. En cuanto a las rocas básicas, dos muestras (HR-41 y HR-12) se encuentran en el campo de Toleítas de arcos de Isla. Las otras dos muestras de rocas básicas presentan valores por debajo del límite de detección en Th y/o Ta. La muestra HR-87, la cual corresponde a la muestra más diferenciada del Cuerpo Ácido no se encuentra propiamente en el campo de margen continental activa, pero sí en el campo de rocas de arco.

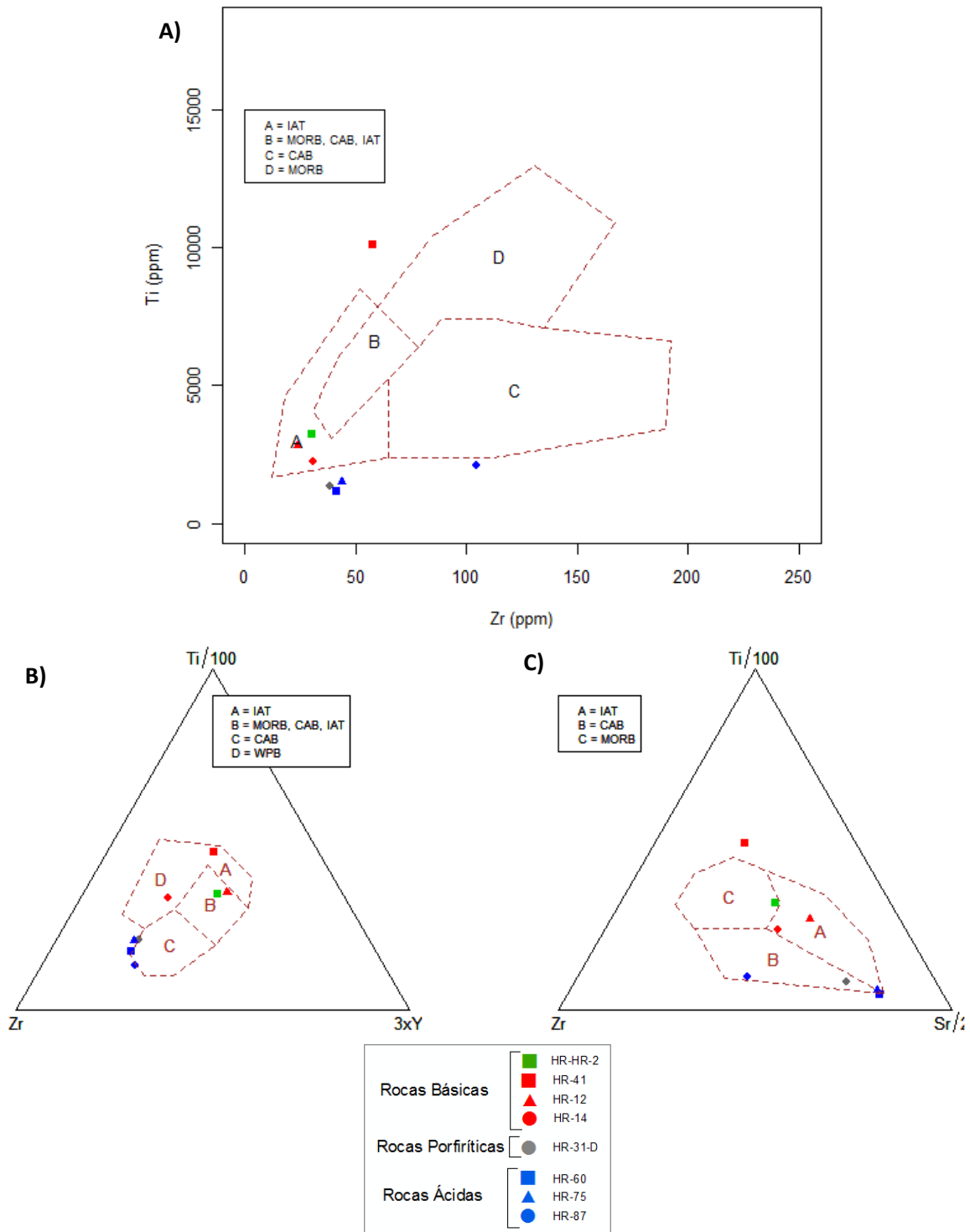


Figura 8.3. Diagramas de discriminación tectónica para basaltoides propuestos por Pearce y Cann (1973). IAT: Toleítas de Arco de Isla; MORB: Basaltos de Ridge Mesoocéánico; CAB: Basalto Calcoalcalino; WPB: Basaltos Intraplaca.

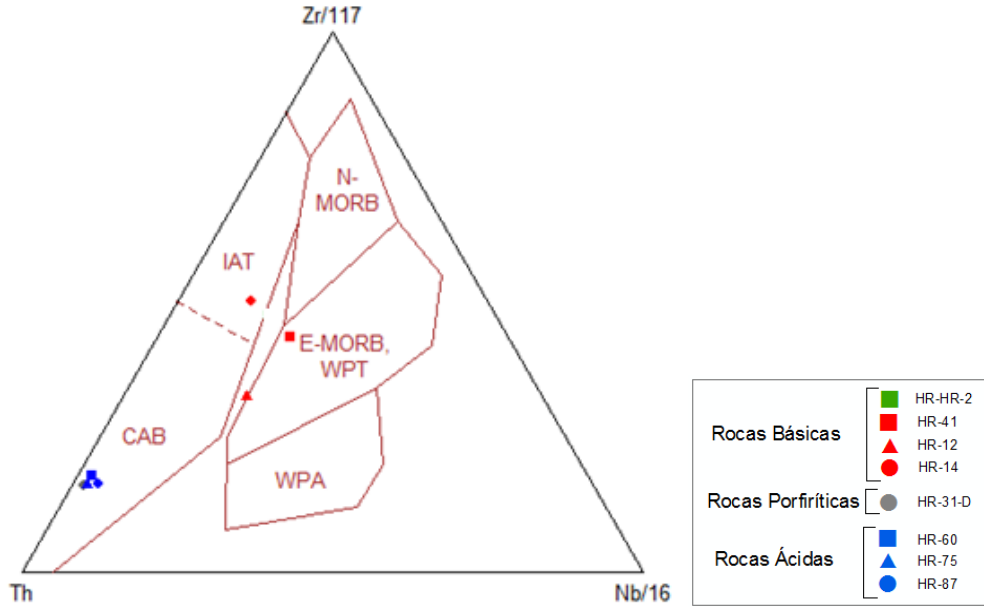


Figura 8.4. Diagrama de discriminación tectónica de Wood (1980). CAB: Basalto Calcoalcalino; IAT: Toleíta de Arco de Islas; N-MORB: Basalto de Ridge Mesoocéánico tipo N; E-MORB: Basalto de Ridge Mesoocéánico tipo E; WPT: Toleíta Intraplaca; WPA: Basaltos Alcalinos Intraplaca.

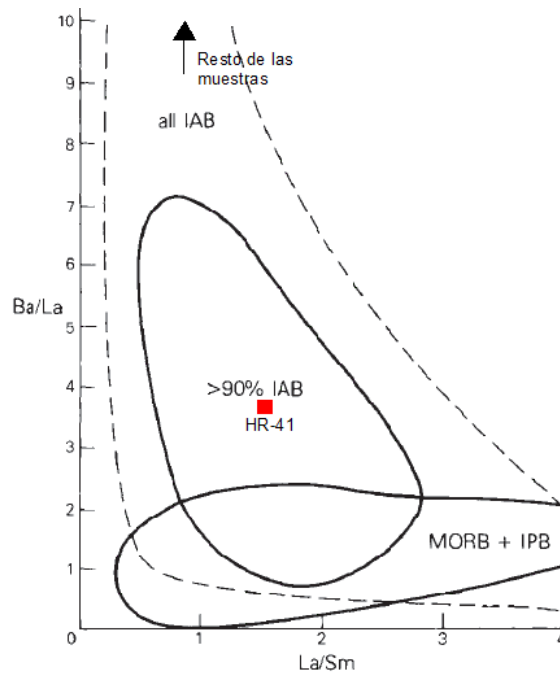


Figura 8.5. Diagrama de Arcullus & Powel (1986). MORB: Basaltos de Ridge Mesoocéánicos; IPB: Basaltos Intraplaca; IAB: Basaltos de Arcos de Isla. La muestra de roca básica HR-41 está asociada a Arcos, así como el resto de las muestras, cuya relación Ba/La es muy alta y no pueden ser representados en el diagrama.

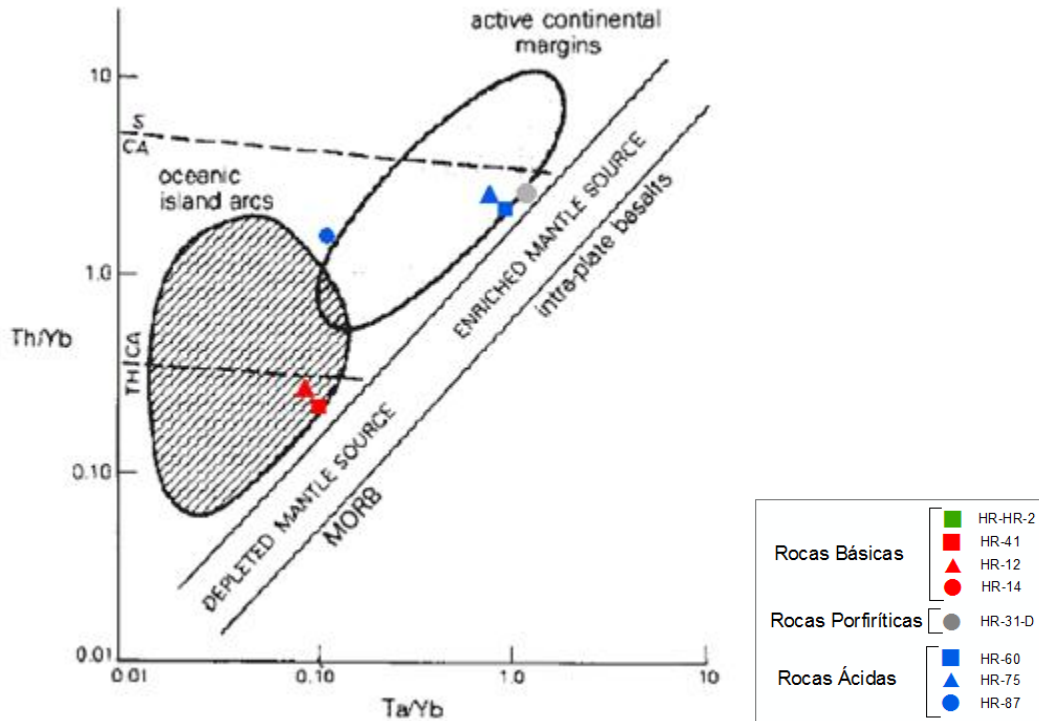


Figura 8.6. Diagrama Ta/Yb vs Th/Yb de discriminación, según Pearce (1983). Las muestras HR-HR-2 y HR-14 tienen valores de Ta y/o Th por debajo del límite de detección.

Ploteando las muestras en el diagrama de discriminación tectónica de Pearce (2008), las rocas ácidas (muestras HR-60 y HR-75) se encuentran en el campo de arco volcánico, mientras la muestra HR-87 se encuentra dentro del campo de Arcos continentales. El ambiente propuesto para las rocas porfíricas es de arcos volcánicos (Figura 8.7).

El cuerpo básico sigue mostrando un patrón variante en cuanto al ambiente tectónico inferido en este diagrama, puesto que la muestra HR-41 se encuentra en el campo entre Basaltos de Ridge Meso-oceánicos (MORB) y Basalto de Islas Oceánicas (OIB), observándose además que dicha muestra se encuentra más enriquecida que los MORB tipo N (mayores relaciones Nb/Yb y Th/Yb). Las muestras restantes de gabro de Mistrató (muestras HR-12 y HR-14) se encuentran dentro del campo de Arcos y “Forearcs” Intraoceánicos. La muestra HR-HR-2 (gabro de Anserma) no es ploteada debido a que los valores de Th se encuentran por debajo del límite de detección del análisis. Puede notarse también que aunque los ambientes inferidos para las rocas básicas son diferentes, la brecha entre las relaciones en el gráfico (ejes x y y) son pequeñas, y muestran una transición de basaltos de corteza oceánica (MORB – OIB) hacia arcos intra-oceánicos (?).

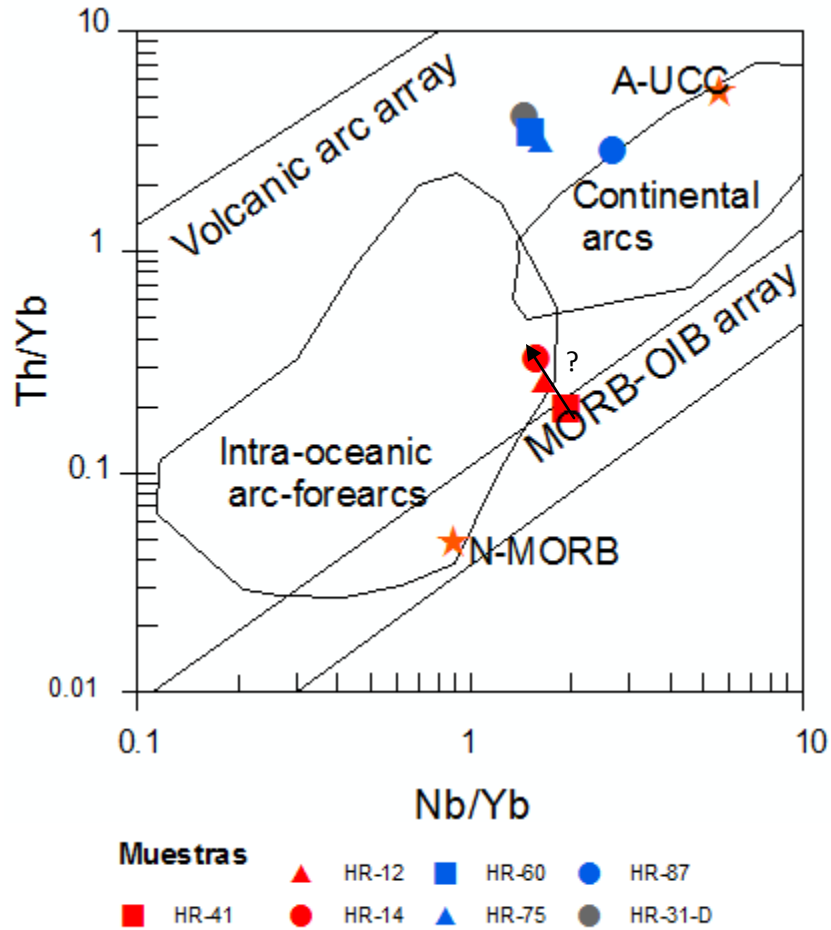


Figura 8.7. Diagrama de Discriminación tectónica Nb/Yb vs Th/Yb propuesto por Pearce (2008). La muestra HR-HR-2 (gabro) no fue graficada por tener valores de Th por debajo del límite de detección. AUCC. Corteza Superior Continental del Arcaico (>3.500 millones de años; según Condie, 1993); N-MORB: Composición promedio de Basaltos de Ridge Mesoocéánico tipo N, según Hoffman (1988).

Debido a que claramente la muestra HR-41 se encuentra asociada a ambientes entre Basaltos de ridge meso-océánicos (MORB) y Basaltos de Islas Oceánicas (OIB) se construyen los diagramas Zr vs Nb/Sm y La/Yb vs Nb/Yb propuesto por Freydier *et al.* (2000). Se observa que la muestra HR-41 representa (según estos elementos y relaciones elementales) una composición transicional entre N-MORB y E-MORB (Figura 8.8 A-B). No se observa una relación entre esta muestra con toleítas tipo Hawaianas (ambientes OIB; ver Freydier *et al.*, 2000).

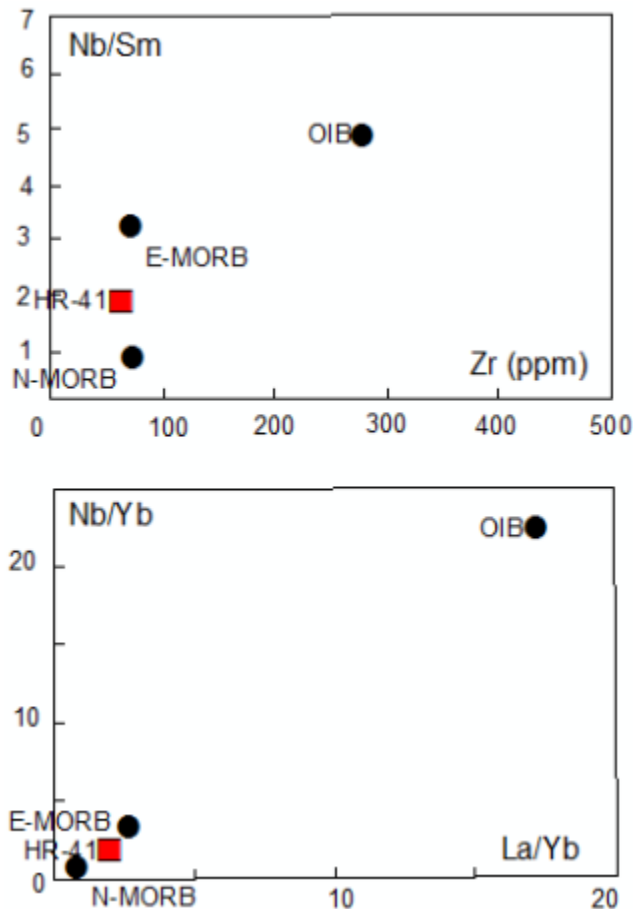


Figura 8.8. Diagramas de discriminación entre N-MORB, E-MORB y OIB propuesto por Freydier et al. (2000). **A.** Diagrama Zr vs Nb/Sm: claramente la muestra se encuentra como una transición entre N-MORB y E-MORB; no existe según el diagrama relación alguna de esta muestra con ambiente de Basaltos de Islas Oceánicas (OIB). **B.** Diagrama La/Yb vs Nb/Yb: Se observa igualmente que la muestra HR-41 representa una composición en estos elementos transicional entre N-MORB y E-MORB. Los campos N-MORB, E-MORB y OIB se hacen con respecto a los valores propuestos por Sun & McDonough (1989).

8.2. DIAGRAMAS MULTIELEMENTALES Y DE TIERRAS RARAS.

Para el análisis de los patrones que muestran los diagramas multielementales, se realiza una serie de relaciones elementales normalmente utilizados en análisis geoquímicos, los cuales se muestran en la Tabla 6 para la totalidad de las muestras de este estudio.

TABLA 6. Relaciones elementales normalizadas a Condrita para las rocas de Mistrató. Los valores de los elementos de Condrita según Sun & McDonough (1989).

	Muestra	(La/Sm) _n	(La/Yb) _n	(Gd/Yb) _n
Rocas Básicas	HR-HR-2	1.10	0.93	1.07
	HR-12	1.22	1.45	1.10
	HR-14	1.65	1.43	1.03
	HR-41	1.28	1.44	1.18
Porfíricas	HR-31-D	2.45	9.29	2.14
Rocas Ácidas	HR-60	2.47	9.32	2.07
	HR-75	2.84	9.70	1.87
	HR-87	3.20	4.80	0.98

8.2.1. Rocas Básicas

El diagrama de normalización de Elementos de Tierras Raras (REE; Figura 8.9.A) normalizados a Condrita según Nakamura (1974) muestra que las relaciones La/Sm_n en condrita varían para las rocas del Cuerpo Básico entre cercanos a planos (1.1 en la muestra HR-HR-2) hasta patrones ligeramente enriquecidos en Tierras raras livianas (1.65 en la muestra HR-14). El enriquecimiento de las muestras va desde aproximadamente 6 hasta 13 veces los valores de Condrita. Sin embargo es importante notar que las rocas con mayor cantidad de sílice (HR-14) muestran valores de menor enriquecimiento que aquellas muestras con menor concentración de Sílice (HR-HR-2 y HR-12); inclusive la muestra HR-41 presenta un enriquecimiento mayor que otras rocas (HR-HR-2 y HR-12), a pesar que sus valores de SiO_2 son más bajos que los de dichas rocas (ver Tabla 1). Esto sugiere la posibilidad de que las rocas básicas de Mistrató no provienen de un único evento magmático.

La relación La/Yb_n , la cual representa la pendiente total de los elementos normalizados muestra patrones ligeramente empobrecidos en Tierras raras livianas en una muestra (HR-HR-2; la relación es 0,93), aunque en general esta relación elemental indica ligeros enriquecimientos en Tierras raras Livianas (Relaciones entre 1,43 y 1,45). En cuanto a las relaciones Gd/Yb_n en las rocas básicas se tienen valores que indican baja movilización de Tierras raras Pesadas (entre 1,03 y 1,18)

La muestra HR-12 presenta una anomalía positiva de Eu y otra negativa de Nd. Para cuantificar el valor de las anomalías se sigue el procedimiento basado en los elementos vecinos a la derecha e izquierda del que se va a calcular la anomalía, cálculo sugerido por Taylor & McLennan (1985), usando los valores de elementos de Sun & McDonough (1989); Por ejemplo, para calcular la anomalía de Eu en el diagrama de Tierras Raras normalizado a Condrita se realiza la siguiente operación:

$$\text{Eu/Eu}^* = (\text{Eu}_{\text{muestra}} / \text{Eu}_{\text{condrita}}) / \text{Raiz}^2((\text{Sm}_{\text{muestra}} / \text{Sm}_{\text{condrita}}) * (\text{Gd}_{\text{muestra}} / \text{Gd}_{\text{condrita}}))$$

Para la muestra HR-14 la anomalía positiva de Eu (Eu/Eu^*) es ligeramente alta (1,59) mientras que el resto de las muestras de rocas básicas no poseen anomalías apreciables ($\text{Eu/Eu}^* = 1,04$ a $1,12$ en HR-HR-2 y HR-41 respectivamente).

En el diagrama normalizado al manto primitivo según Sun & McDonough (1989; Figura 8B.) para rocas se observan valores para los diversos elementos entre 1 y 10 veces el manto primitivo, además de un patrón puntiagudo en tres de las muestras, observándose diversas anomalías positivas y negativas (Excepto en HR-41); Para cuantificar dichas anomalías, se realiza el cálculo de anomalías de acuerdo a la propuesta de Taylor & McLennan (1985; ver descripción del procedimiento arriba), pero esta vez para la normalización al manto primitivo (ver Tabla 7).

Las rocas básicas presentan en general baja confiabilidad en el cálculo de la anomalía Nb/Nb^* , esto debido principalmente a los bajos valores de U que presentan las rocas básicas de Mistrató. A pesar de esto la muestra HR-12 presenta valores confiables (medidas por encima del límite de detección). Se presenta en esta muestra una fuerte anomalía negativa de Nb (su valor es de 0,44), si consideramos como elementos vecinos a los elementos U y K. A pesar de esto algunos autores (Ordoñez-Calderón *et al.*, 2011) consideran al Th y al La como los elementos vecinos en el cálculo de anomalías. En ese sentido la anomalía de Nb no sería tan fuerte, pero a pesar de esto conservaría un valor negativo (0,83).

Las anomalías de Eu no son considerables en dos de las muestras de rocas básicas. A pesar de esto una de las muestras presenta un valor de anomalía ligeramente positiva (HR-14), mientras que una de las muestras presenta una anomalía negativa (HR-41); en esta última muestra se deduce que por la anomalía negativa de Eu, la fraccionación de la plagioclasa no es un proceso de importancia al momento de generarse dicha roca (ver Tabla 6).

El diagrama de normalización a manto primitivo muestra claramente dos patrones distintivos para las rocas básicas: El primer patrón corresponde a las muestras HR-HR-2, HR-12 y HR-14, donde se encuentran enriquecimientos (anomalías positivas) de K, Pb y Sr, así como anomalías negativas de Nb y Pr. En cambio, en la muestra HR-41 (la cual en los diagramas de discriminación tectónica presenta una diferente asociación con respecto al resto de las muestras de rocas básicas) no son observables las anomalías negativas de Nb y Pr, resaltando además la fuerte anomalía negativa que presenta de K (en el resto de las muestras es fuertemente positiva) y una anomalía positiva de Ti (en el resto de las muestras de roca básica esta anomalía no es observada). En general puede apreciarse en el diagrama de normalización a manto primitivo un ligero enriquecimiento en elementos LIL (K, Rb, Ba) con respecto a elementos HFS (Th, Nb, Ta).

TABLA 7. Cálculo de anomalías de algunos elementos con respecto al manto primitivo para la totalidad de rocas analizadas. Datos del manto primitivo de Sun & McDonough (1989). Los espacios vacíos reflejan la baja confiabilidad de la anomalía debido a valores por debajo del límite de detección.

	Muestra	Nb/Nb*	Eu/Eu*	Ti/Ti*
Rocas Básicas	HR-HR-2	-	1.03	1.11
	HR-12	0.44	1.18	0.85
	HR-14	-	1.36	1.17
	HR-41	-	0.88	1.64
Porfíricas	HR-31-D	0.09	1.34	0.62
Rocas Ácidas	HR-60	0.04	1.68	0.52
	HR-75	0.05	1.40	0.62
	HR-87	0.10	1.11	0.58

En el diagrama de normalización a MORB propuesto por Pearce (1983) muestra que los patrones puntiagudos de anomalías negativas y positivas se mantienen en los elementos mencionados en el diagrama de normalización a manto primitivo. Puede observarse que estas rocas poseen un enriquecimiento en elementos LIL con respecto a MORB (entre 3 y 9 veces) además de que los elementos LIL están enriquecidos con respecto a los elementos HFS. Por otra parte, los elementos de Tierras raras pesadas (HREE; *e.g.* Dy, Yb, Lu poseen valores por debajo de MORB (entre 0,3 y 0,6 veces; Figura 8C), pero siguiendo paralelismo con un valor de MORB.

Debido la diversidad de patrones en los diagramas de normalización geoquímica, en especial en el diagrama de normalización a manto primitivo, se construyen gráficas de normalización de Tierras raras a diversos ambientes geotectónicos para el Cuerpo Básico (Figura 8.10); se normalizan las rocas gabroicas de este estudio a N-MORB, E-MORB, T-MORB (MORB transicionales), Basaltos de Islas Oceánicas (OIB), Toleítas de Arco de Isla (IAT) y al valor medio del Plateau Ontong Java. En el diagrama de Tierras raras normalizado a N-MORB (Figura 8.10-A) se observa que las Tierras raras livianas (LREE) se encuentran empobrecidas para la mayoría de muestras gabroicas con respecto a N-MORB, mientras los valores en la muestra HR-41 hay un mayor enriquecimiento en LREE con respecto a N-MORB, con valores que alcanzan 1,6 veces en La. La concentración en Tierras raras medianas (MREE) y pesadas (HREE) se encuentran por debajo del valor de N-MORB. En las MREE se observan valores desde 0.8 (muestra Hr-41) hasta aproximadamente 0.2 y 0.4 (muestras HR-14 y HR-HR-2 respectivamente). Los valores de HREE normalizados siempre se encuentran por debajo de N-MORB (0.8 en la muestra HR-41 hasta 0.4 y 0.2 en el resto de muestras gabroicas). Los elementos más compatibles (Y, Yb) se encuentran

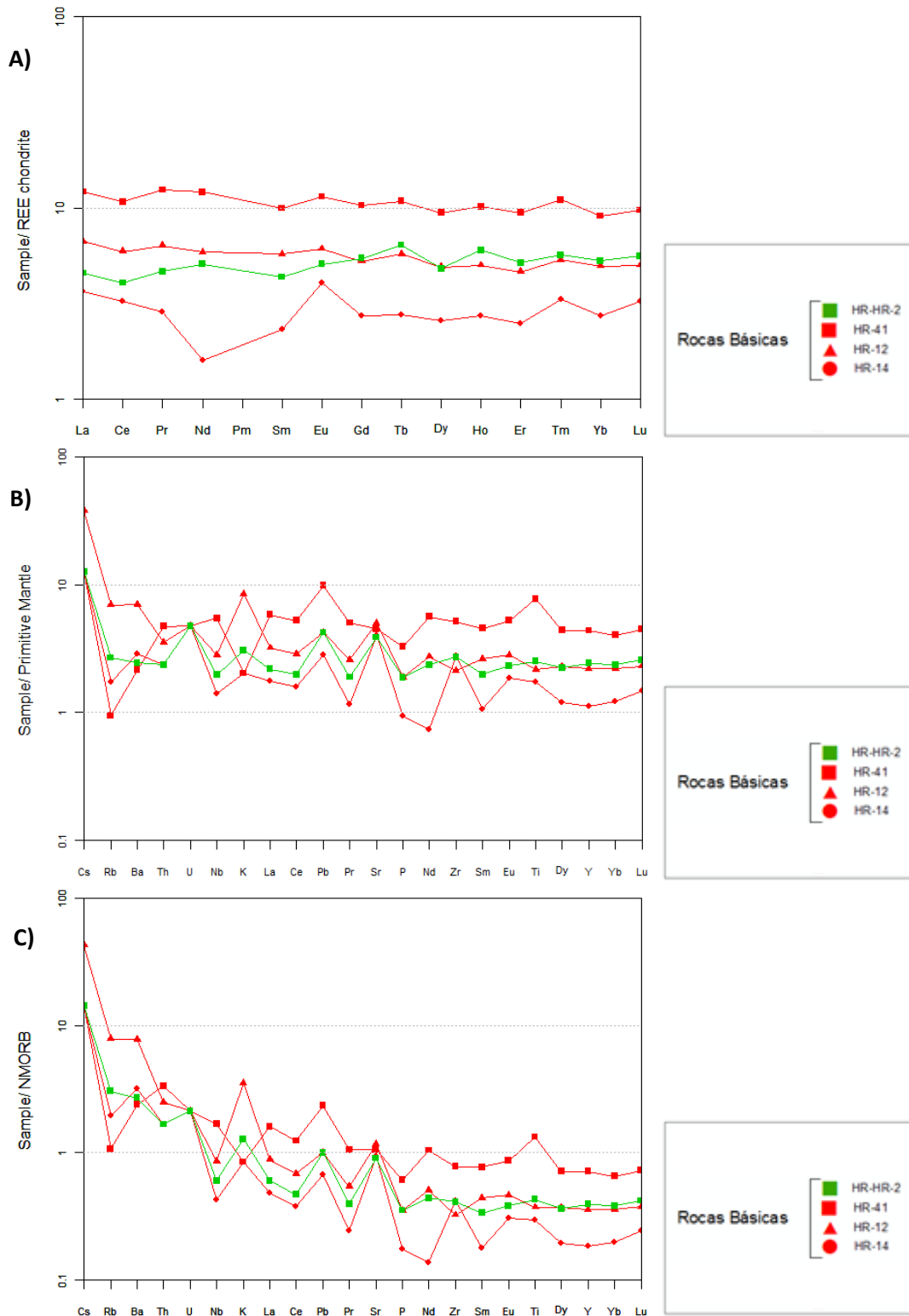


Figura 8.9. Diagramas “Spider” para las rocas básicas de Mistrató. **A.** Diagrama de normalización de tierras raras a Condrita, según Nakamura (1974); **B.** Diagrama multielemental normalizado a Manto Primitivo de Sun & McDonough (1989); **C** Diagrama de normalización a MORB según Pearce (1983).

empobrecidos a altamente empobrecidos con respecto a MORB, indicando posiblemente la no relación de las rocas básicas de Mistrató con este ambiente, sino con eventos magmáticos más evolucionado (fraccionado) geoquímicamente.

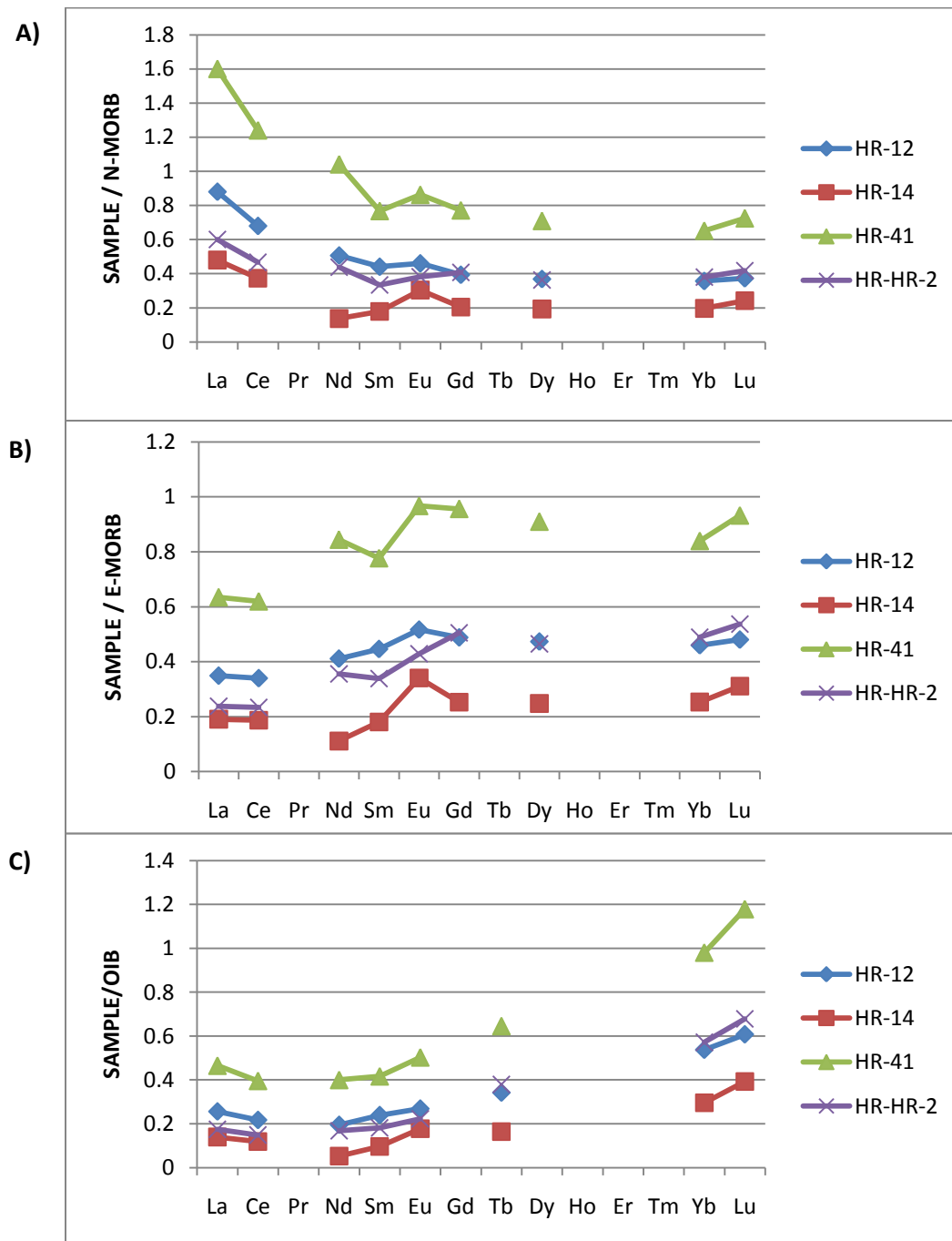


Figura 8.10

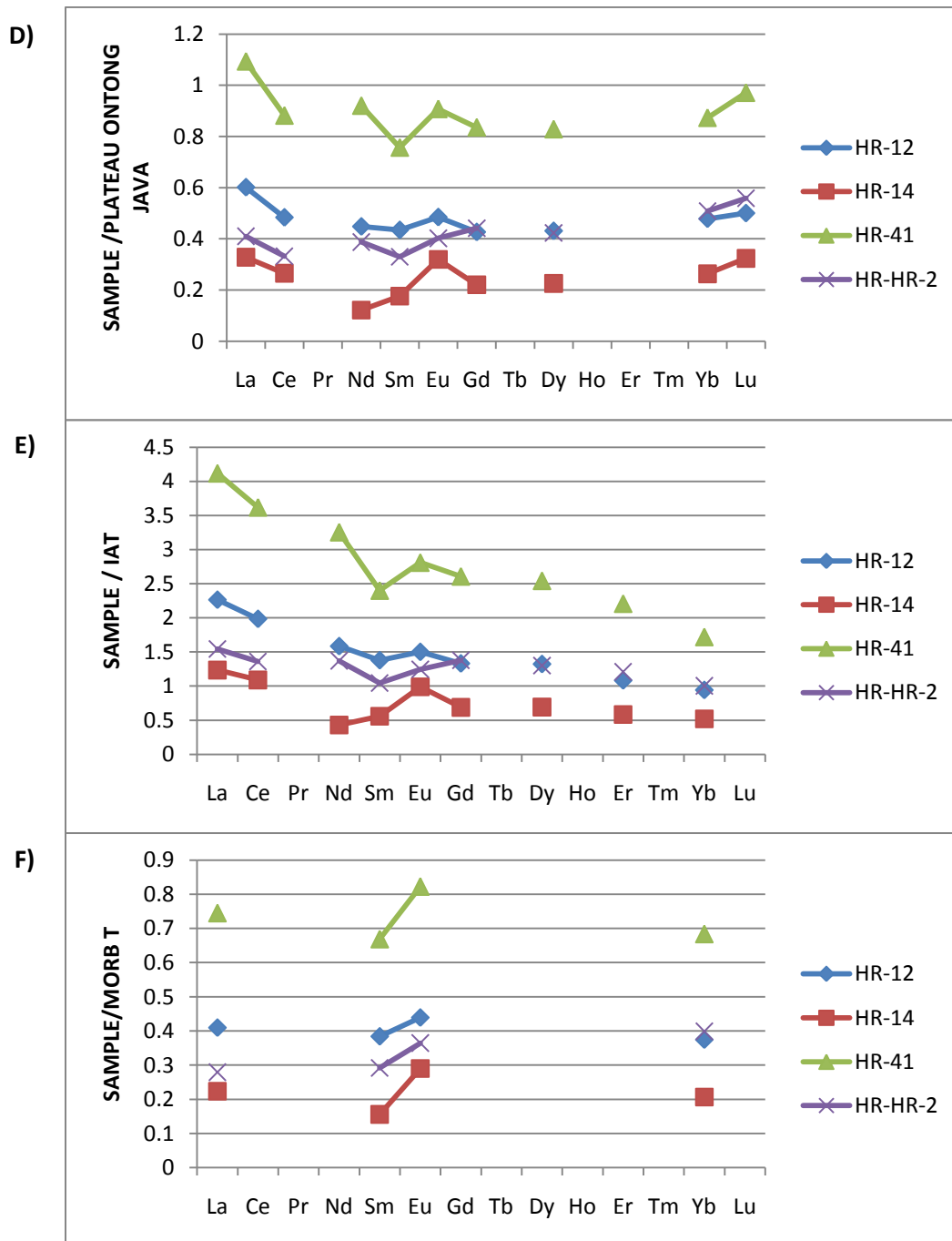


Figura 8.10 (Continuación). Normalización de Tierras raras a rocas de seis ambientes tectónicos conocidos. **A)** Normalización a N-MORB valores según Sun & McDonough (1989); **B)** Normalizado a E-MORB, datos de Sun y McDonough (1989); **C)** Normalización a OIB, toleítas de Mauna Loa, según Watson (1993); **D)** Composición Promedio del Plateau de Ontong Java, según Neal (1997); **E)** Normalización a Toleítas de Arco de Isla con 54% de SiO₂, arco de Tonga, según Gill (1981); **F)** Normalización a T-MORB de acuerdo a Schilling et al. (1983).

El comportamiento de las Tierras raras en el diagrama normalizado a N-MORB muestra también que hay diferencias en estos elementos entre la muestra HR-41 y el resto de muestras gabroicas, apoyando la división en dos grupos de estas rocas a partir de la normalización a manto primitivo y diagramas de discriminación tectónica.

En el diagrama normalizado a E-MORB (Figura 8.10-B) la totalidad de las muestras están con valores de Tierras raras por debajo de E-MORB, indicando que estas rocas no están tan enriquecidas como un E-MORB típico, aunque la muestra HR-41 presenta valores similares en MREE y HREE, aunque en LREE se encuentra con valores cercanos. El resto de las muestras (HR-12, HR-14 y HR-HR-2) se encuentra empobrecida con valores menores a 0.6 en todas las clases de Tierras raras; Se observa un empobrecimiento ligeramente mayor en LREE que en HREE en el diagrama normalizado. El diagrama de normalización a OIB (Figura 8.10-C) tiene un comportamiento similar, aunque se tiene un mayor empobrecimiento de las muestras de rocas básicas en LREE y MREE; Únicamente los valores de HREE en la muestra HR-41 se asemejan a este ambiente (valores entre 1.0 y 1.2).

El diagrama de normalización a plateau oceánico (Figura 8.10-D) tiene similitud con la muestra HR-41, en la cual los valores varían entre 0.79 y 1.1 en todas las tierras raras, en especial elementos como Sm, Gd y Lu, este último considerado como uno de los más compatibles (de más baja movilidad). Las muestras aglomeradas dentro de otro grupo desde el punto de vista geoquímico tienen un empobrecimiento pronunciado de todas las Tierras raras con respecto a este ambiente tectónico (valores entre 0.6 y 0.15 en el diagrama normalizado).

Si comparamos la composición de Tierras raras de las rocas básicas con un ambiente de toleítas de arco de isla (arco de Tonga) puede notarse que la muestra HR-41 se encuentra muy enriquecida en todas las Tierras raras, en especial las LREE donde se alcanzan valores de 4 en La y 3.5 en Ce. De todos los ambientes normalizados, es con este tipo de ambientes con el que se asociarían mejor las muestras restantes de rocas básicas, donde se presenta en general un enriquecimiento en LREE (con valores entre 1.5 y 2.5), con un ligero enriquecimiento en MREE (entre 1 y 1.5) y valores cercanos a 1.0 en los más compatibles HREE (Er y Lu), los cuales indicarían una mejor asociación con este tipo de ambiente. La muestra HR-14 tiene una concentración menor de tierras raras con respecto a este ambiente, sin embargo es con las Toleítas de arco de Isla con el ambiente con las que tiene un mayor acople en los diagramas de normalización.

Finalmente la gráfica de normalización a MORB transicionales (MORB-T) muestra que todas las rocas básicas se encuentran con valores de Tierras raras en general por debajo de este ambiente. Únicamente la muestra HR-41 muestra cierto paralelismo y proximidad de

valores, aunque en HREE (Yb), los cuales se consideran más estables en la roca, se presenta un empobrecimiento considerable (valor de 0.7).

En general los diagramas arrojan que la muestra HR-41 guarda similitud geoquímica en cuanto a sus concentraciones de Tierras raras con ambientes de Plateau oceánico, similares al tipo Ontong Java en Indonesia, mientras que el resto de las muestras básicas (HR-HR-2, HR-12, HR-14) estaría emparentado desde el punto de vista de sus Tierras raras con Toleítas de Arco de Isla, siendo esta interpretación congruente con los diagramas de discriminación geoquímica (e.g. Figura 8.7).

8.2.2. Rocas ácidas

En el diagrama de normalización a Tierras raras según Nakamura (1974; Figura 8.11-A), las rocas ácidas de Mistrató muestran enriquecimientos aproximados entre 25 y 40 veces la condrita en Tierras raras Livianas (LREE; e.g. La y Ce). Los espectros son cóncavos hacia arriba. Las relaciones elementales $(La/Sm)_n$ muestran un claro enriquecimiento en LREE (valores entre 2,47 para la roca menos diferenciadas y 3,20 para la roca más diferenciada; ver Tabla 5). El enriquecimiento de Tierras Raras Livianas con respecto a Tierras Raras Pesadas marcado y varía entre 4,80 a 9,32 (relaciones La/Yb_n).

Las relaciones La/Sm_n varían para las rocas ácidas entre 2,47 y 3,2, indicando que hay un fraccionamiento considerable de Tierras raras livianas (LREE). Si observamos el comportamiento de las Tierras raras pesadas (HREE) según la relación Gd/Yb_n se observan valores donde el fraccionamiento de las Tierras raras pesadas está prácticamente ausente (Gd/Yb_n de 0,98 en la muestra HR-87) hasta valores donde existe cierto fraccionamiento de las Tierras raras pesadas (Gd/Yb_n cercano a 2 en las muestras HR-60 y HR-75).

En el diagrama de normalización a Manto Primitivo según Sun & McDonough (1989) se observan elementos altamente enriquecidos (con valores de hasta 300 veces el manto primitivo), hasta valores cercanos a 1 contra el manto primitivo. Puede observarse que hay un claro enriquecimiento de elementos LIL (e.g. Cs, Rb, Ba) con respecto a elementos “*High Field Strength*” o HFS (e.g. Th, Nb, Ta, Zr, Ti).

Se observan anomalías positivas de Ba, K, Pb en todas las muestras, y en ocasiones de Zr y Sr. Se presentan anomalías negativas de Nb, Pr y P así como una ligera anomalía negativa de Ti. La cuantificación de la anomalías confiables de Nb (Nb/Nb^* ; ver Tabla 5) de acuerdo al procedimiento de Taylor & McLennan (1985) arroja valores muy altos de anomalías negativas (Nb/Nb^* está entre 0,04 y 0,1).

No se presentan anomalías de Eu, aunque en algunas muestras puede ser ligera (Eu/Eu^* entre 1.1 a 1.7). La ausencia de deflexiones negativas de Eu en las rocas ácidas indica que

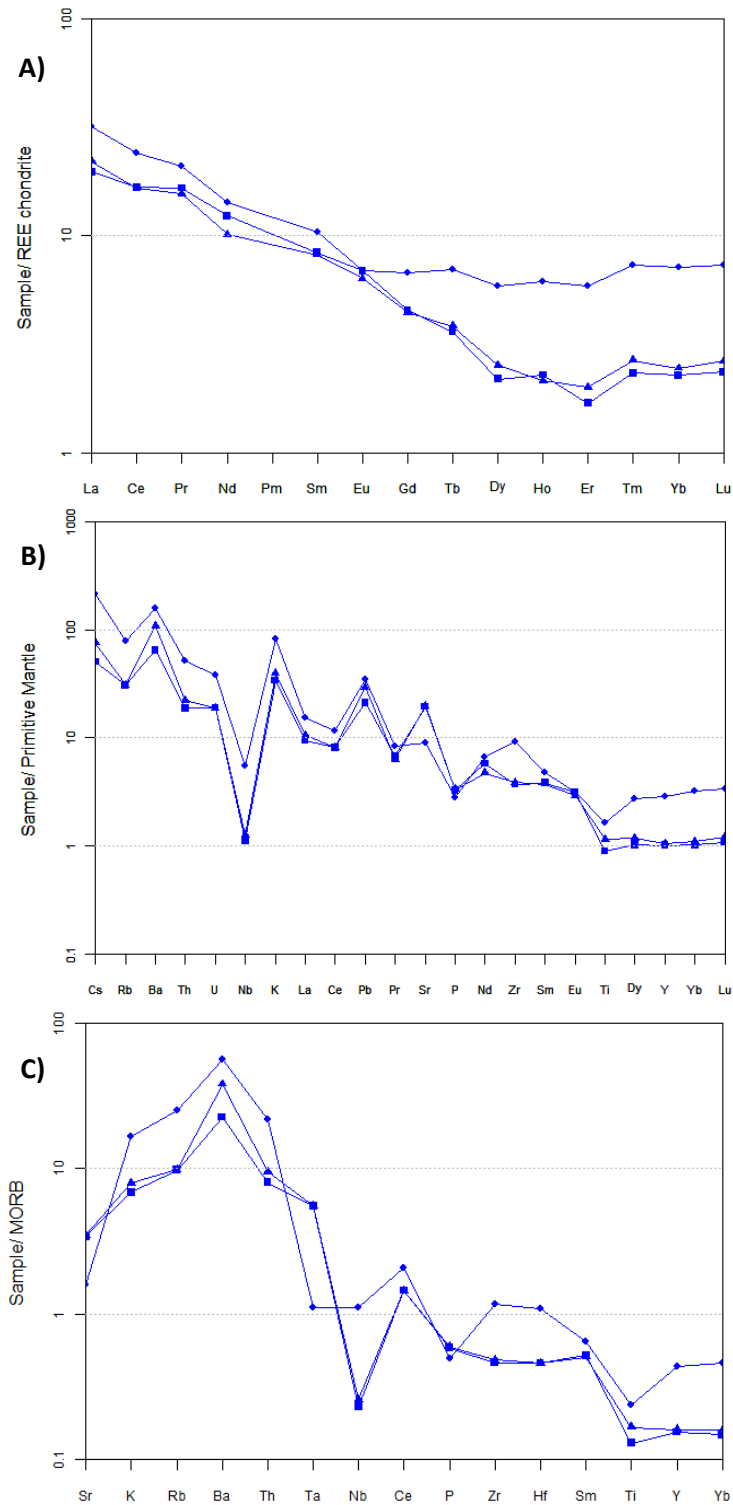


Figura 8.11. *A. Diagrama de normalización a condrita de elementos de tierras raras, según Nakamura (1974). B. Diagrama multielemental normalizado a manto primitivo, de acuerdo a Sun & McDonough (1989). C. Diagrama de normalización a MORB, según Pearce (1982). Simbología de las muestras como en la Tabla 1.*

el fraccionamiento de la plagioclasa no es el proceso de mayor importancia durante la actividad magmática. Cabe resaltar que las rocas ácidas de Mistrató muestran un empobrecimiento en Ti, marcados por la presencia de anomalías negativas con valores Ti/Ti^* entre 0.52 y 0.62 (ver Tabla 6).

En el diagrama de normalización a MORB (Figura 8.11-C) según Pearce (1983) se observa que existe un claro enriquecimiento de elementos LIL (K, Rb, Ba) con respecto a MORB; los enriquecimientos aproximados están entre 8 y 70 veces para estos elementos. La anomalía negativa de Nb es aún visible en este diagrama, excepto para la muestra HR-87, así como anomalías negativas de P y Ti, indicando nuevamente que los elementos HFS son muy bajos en estas rocas están por debajo incluso de las rocas de tipo MORB. Puede apreciarse también que en las rocas ácidas los elementos más compatibles (Y o Yb) se encuentran por debajo del valor de MORB, siendo indicativo de que estas rocas son producidas por mayor evolución magmática, es decir, que los magmas no son tan primitivos como los MORB.

9. DISCUSIÓN Y EVOLUCIÓN GEOLÓGICA

9.1. ORIGEN Y SIGNIFICADO DE LAS GRANULITAS DE MISTRATÓ.

En la Cordillera Occidental Colombiana han sido encontradas rocas con metamorfismo en facies de bajos y medios grados: Zeolitas, Prehnita-pumpellyta y en ocasiones Esquistos verdes, que han sido interpretados como el producto de Metamorfismo regional (Barrero, 1979; Millward *et al.*, 1982. Sin embargo, en la unidad denominada Cuarzodiorita de Mistrató, se identificó petrográficamente rocas Granulíticas de composición básica, que claramente contrastan en cuanto al grado metamórfico con respecto a las anteriormente descubiertas.

Petrográficamente estas rocas se distinguen claramente por su textura granoblástica poligonal, típicas de rocas granulíticas (Vernon, 2004; ver Figura 9.1). La asociación mineralógica de cuarzo + plagioclasa + clinopiroxeno +/- anfíbol refleja que el protolito de esta roca es básica; de hecho, en los trabajos cartográficos y petrográficos anteriores, estas rocas han sido consideradas como gabros (ver González, 2002).

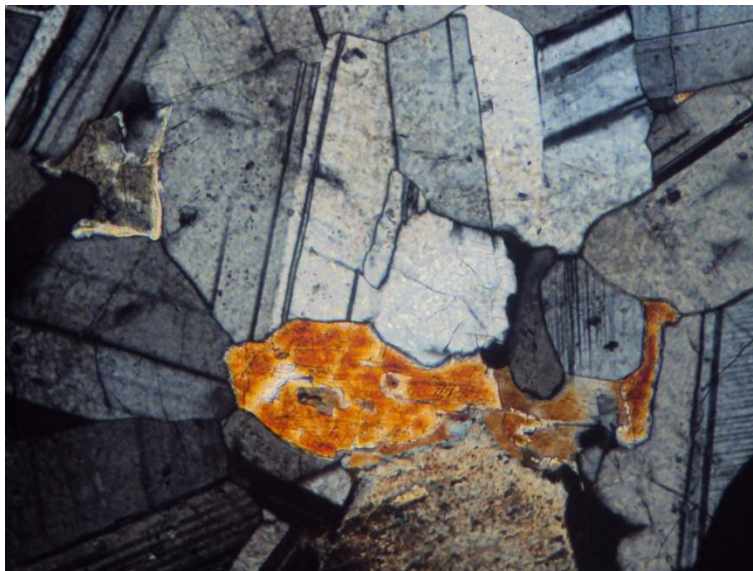


Figura 9.1. Microfotografía de roca granulítica de Mistrató. Nótese la clara textura granoblástica poligonal que genera el contacto entre los cristales.

La asociación mineralógica anteriormente descrita puede dar indicios acerca de las condiciones de Presión y Temperatura a las cuales se podrían haber formado estas rocas. A rocas de composición mineral y asociación mineralógica similar se han medido valores de 5 ± 0.5 Kbar a aproximadamente 800°C en la asociación Clinopiroxeno – Plagioclasa – Cuarzo (Prankash, 1999). La ausencia de granate en las granulitas de protolito básico es explicada porque la roca no ha alcanzado mayor Presión (Prankash *op. cit.*), en la que se

debe alcanzar un valor aproximado de 10 Kbar (Best, 2003). Best (*op. cit.*) propone un modelo de transición entre Basalto-granulita-eclogita, de tal manera que las granulitas podrían constituir parte de corteza oceánica que ha sido subducida en un arco magmático. Las características geoquímicas, donde se observa un empobrecimiento de LREE con respecto a HREE normalizados al manto primitivo y anomalías negativas muy pronunciadas de Nb (Vallejo *et al.*, 2011, en prensa) apoyaría la hipótesis de que en efecto las granulitas son el relicto de una corteza subducida y sometida a fusión parcial.

Ahora bien, desde una perspectiva regional, al Occidente del Sistema de Fallas de Romeral existen anomalías gravimétricas positivas (Case *et al.*, 1971), mientras que al Oriente se encuentran anomalías negativas (Case *et al.*, 1973). Estas anomalías han sido interpretadas como la respuesta a dos diversos tipos de basamento, uno continental al Oriente y otro Oceánico al Occidente; por tanto las rocas volcánicas del Occidente Colombiano (parte basal de PLOCO) constituirían las rocas de basamento de esta región (Nivia, 2001). El descubrimiento de rocas granulíticas en esta unidad “plutónica” además de otros cuerpos aislados con metamorfismo de alto grado (*e.g.* Anfibolitas de Pantanillo y rocas granulíticas en el Batolito de Sabanalarga) conlleva a pensar que realmente las rocas más antiguas del Occidente Colombiano son metamórficas (?). La geocronología de estas rocas no se ha realizado, pero por su grado metamórfico, esta roca estaría ubicada en la parte más basal de la estratigrafía del Occidente Colombiano (por lo menos tendría una edad Cretácica Inferior o puede ser aún Pre-cretácica). A pesar de esto, aún no existen estudios específicos acerca de las condiciones fisicoquímicas de formación y las implicaciones que tienen estas rocas en la evolución de la Cordillera Occidental, por lo que las hipótesis propuestas en este trabajo acerca de las granulitas de Mistrató son aún inciertas.

9.2. ORIGEN Y SIGNIFICADO DE LAS ROCAS BÁSICAS DE MISTRATÓ (Plateaus Oceánicos y Magmatismo de Arco de Islas durante el Cretácico).

Existen ciertas características en el Cuerpo Básico de Mistrató, como por ejemplo, los patrones de los diagramas de normalización de Tierras raras a Condrita (ver Figura 8.9.A) las cuales estarían relacionando las Rocas Básicas de Mistrató con una Corteza Oceánica en Formación (Gabros afines con ambientes de tipo MORB o de Plateaus Oceánicos similares al de Ontong Java); si bien en este trabajo se interpreta la muestra HR-41 del Cuerpo Básico como formado en un ambiente de Plateau Oceánico, las otras dos muestras del Cuerpo Ácido y la muestra del Gabro de Anserma presentan claras evidencias de Subducción Intraoceánica (Formación de Arcos de islas).

La concentración de SiO₂ de los MORB indican bajo fraccionamiento (menores al 52%; ver Schilling *et al.*, 1983; McKenzie & O’Nions, 1991), mientras que dos muestras de rocas básicas de Mistrató superan este valor por un margen considerable, entre 54,6 y 56% de SiO₂, indicando un mayor fraccionamiento en la roca que en un ambiente de MORB típico.

Los MORB presentan valores de Ni relativamente altos, entre 132 y 214 ppm para los E-MORB y 104 a 143 ppm en MORB enriquecidos (Schilling *et al.*, 1983), mientras las rocas de Mistrató presentan valores <18 ppm (únicamente la muestra HR-HR-2 presenta valores mayores de 62 ppm; ver Tabla 1), los cuales sugieren igualmente fraccionamiento de estas rocas.

Se observa que las relaciones de elementos LIL/HFS y LIL/REE no muestran signos de movilización de elementos LIL en las rocas (ver Tabla 4), de tal manera que el enriquecimiento de elementos LIL sobre HFS en los diagramas de normalización a Manto primitivo es intrínseco de la roca plutónica y no de fenómenos de alteración; este enriquecimiento se observa en ambientes de subducción (*e.g.* Pei *et al.*, 2007; Dilek *et al.* 2008). La relación K/Rb es muy alta en rocas de MORB (1046 para N-MORB y 414 para E-MORB; Datos de Basaltic Volcanism Study Project, 1981); examinando las rocas básicas de Mistrató se observa que las relaciones K/Rb pueden estar entre estos valores (aproximadamente 730 para HR-12 y 500 para HR-14), pero existen muestras con valores muy bajos (HR-HR-2 tiene valores cercanos a 300). Además, la muestra HR-12 muestra una clara anomalía negativa de Nb de alta confiabilidad ($Nb/Nb^*=0,44$ ver Tabla 7) y en general se presentan muy bajos valores de Nb y Ta, los cuales son considerados elementos de muy baja movilidad en la superficie terrestre (Masters & Ague, 2005; Ordoñez Calderón *et al.* 2011) en las rocas básicas, los cuales marcan típicamente el magmatismo de subducción intraoceánicos (Allibon *et al.* 2008; Ordoñez Calderón *et al.* 2011; Booden *et al.* 2011).

Si observamos en las rocas básicas de Mistrató la concentración normalizada al manto primitivo de elementos altamente compatibles (Ti, Ho, Yb, Lu) se encuentra que las concentraciones de estos es menor a la que poseen los N-MORB, E-MORB y Plateau Oceánicos tipo Ontong Java (ver Figura 9.2), esto es común en ambientes de arcos de isla (Raos & Crawford, 2004). Podemos apreciar que los valores de estos elementos compatibles en las rocas básicas de Mistrató no son tan altos como los ambientes MORB o de Plateau, lo cual sugiere al igual que las concentraciones de Ni y SiO₂ que estas rocas son el producto de fraccionamiento (magmas más evolucionados). Los diagramas de normalización muestran picos negativos de Nb y ligeros de Ti, así como anomalías positivas de U, K, Pb y Sr, típicos de arcos volcánicos (*e.g.* Perfit *et al.*, 1980; Kamenov *et al.*, 2008; Booden *et al.*, 2011).

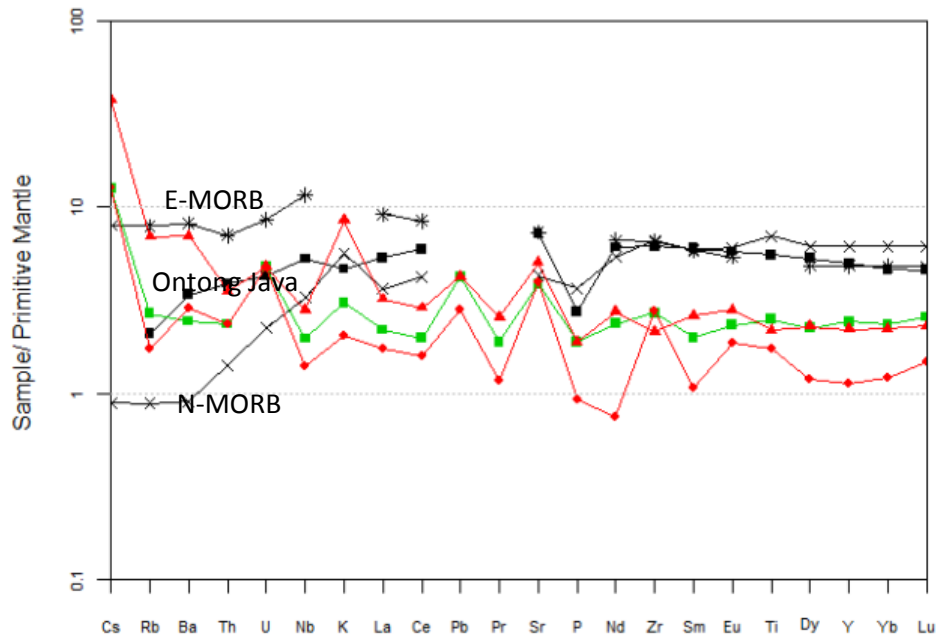


Figura 9.2. Diagrama de normalización a manto primitivo según Sun & McDonough para las rocas básicas HR-HR-2, HR-24 y HR-14, y su comparación con otros ambientes tectónicos (en negro). Datos de N-MORB y E-MORB de Sun & McDonough (1989); Promedio de Ontong Java de Neal (1997); Simbología como en la Tabla 1.

Ahora, si examinamos las relaciones elementales de elementos de Tierras raras para las rocas básicas de Mistrató, notamos que los valores de la relación La/Yb_n están entre 0,93 y 1,45. El valor inferior puede llegar a ser notado como un patrón típico de ambientes de tipo N-MORB. Sin embargo, ciertas rocas volcánicas de arcos de isla actuales (e.g. Tonga) presentan valores de esta relación elemental por debajo de 1 (Gill, 1981; ver Figura 9.3; ver también Guo *et al.*, 2007; Ordoñez Calderón *et al.*, 2011).

Los patrones cercanos a planos en los diagramas normalizados a Condrita para rocas de arcos de islas sugieren que el fraccionamiento tiene lugar sin una contaminación de material félsico de la corteza superior. Esta característica geoquímica es típica de rocas que han sido acrecionadas por medio de fallas desde ambientes oceánicos (ver Ordoñez-Calderón *et al.* 2011). Esto es congruente con la geología regional de la zona, de ambientes oceánicos acrecionados (ver Nivia, 2001; Moreno-Sánchez & Pardo-Trujillo, 2003).

Ya analizados los patrones de las rocas con afinidad hacia arco, mención especial merece la muestra HR-41, la cual presenta marcadas diferencias en los patrones normalizados a manto primitivo, así como en los diagramas de discriminación tectónica (los cuales no tienen similitudes con arcos de islas; ver Figuras 8.7, 8.8 y 8.9-B). Esta muestra está

relacionada a un ambiente de transición entre N-MORB y E-MORB en cuanto a su concentración de Tierras raras, así como algunos elementos inmóviles (*e.g.* La, Yb, Nb, Sm; Ver Figura 8.8). Realizando el diagrama de normalización a manto primitivo, y comparándolo con el mismo diagrama para el Plateau de Ontong Java y ambientes tipo MORB (Figura 9.4), se nota que la concentración de elementos LIL (Rb, Ba), HFS (Th, Nb) y Tierras raras son muy similares, de tal manera que esa “composición intermedia” entre fuentes empobrecidas y enriquecidas sugiere un ambiente de Plateau Oceánico similar al de Ontong Java, excepto porque la muestra HR-41 se encuentra empobrecida en K y ligeramente enriquecida en Ti con respecto a este en los diagramas de normalización a Manto Primitivo.

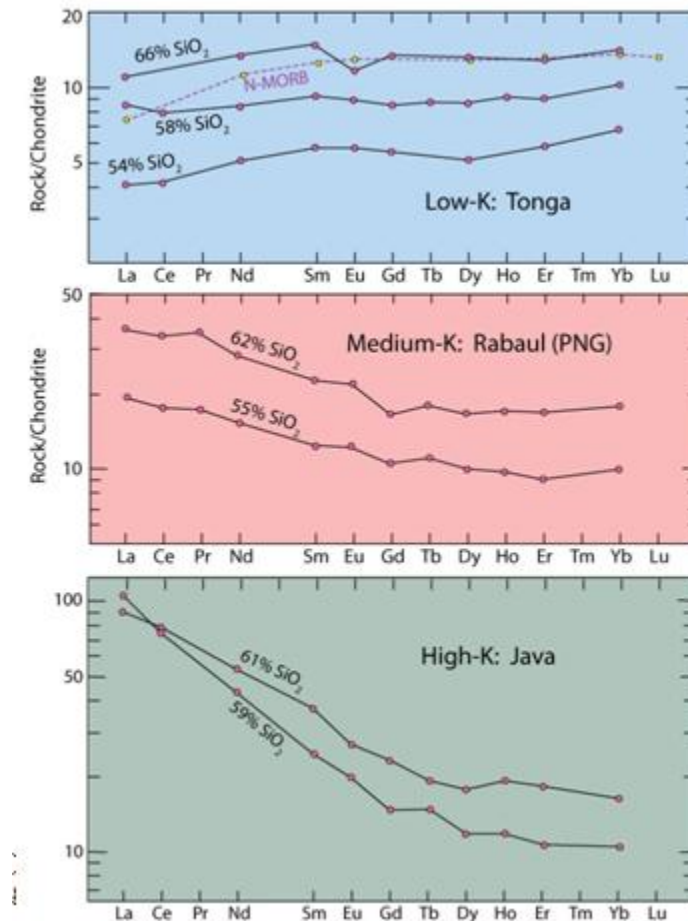


Figura 9.3. Diagramas normalizados de Tierras raras para diversos Arcos de Isla. De acuerdo a su carácter toleítico o calcoalcalino, el patrón adquiere o no enriquecimientos de LREE, siendo independiente de la concentración de SiO₂. Datos de Gill (1981).

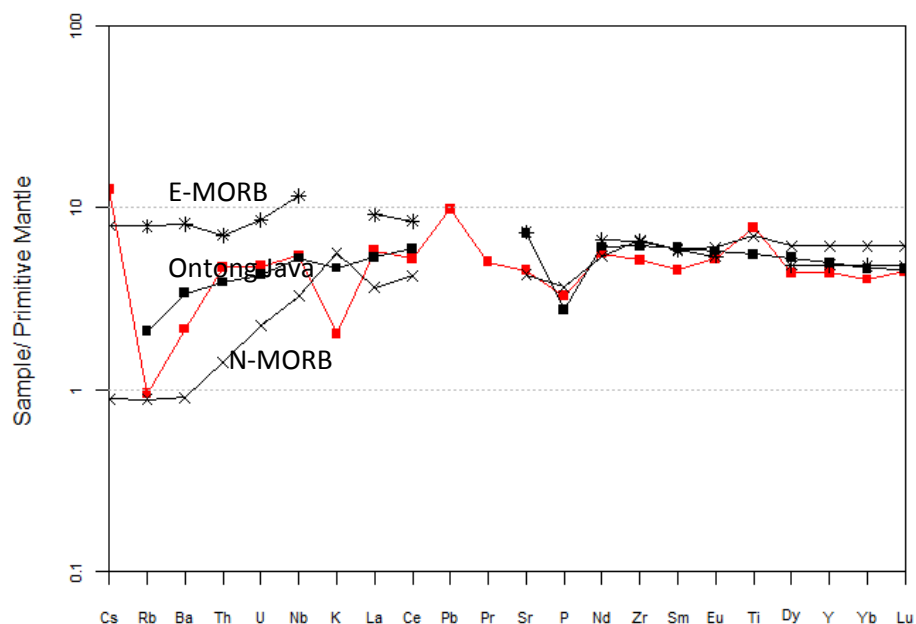


Figura 9.4. Diagrama de normalización geoquímica a manto primitivo según Sun & McDonough (1989) de la muestra HR-41 comparada con ambientes MORB y el Plateau de Ontong Java. Datos de MORB de Sun & McDonough (1989); Composición promedio del Plateau de Ontong Java según Neal (1997).

Todas las evidencias anteriores sugieren que las rocas gabroicas de Mistrató son una amalgama de rocas básicas con variaciones en el ambiente tectónico, sin embargo al parecer presentan cierta relación genética. Es decir, la asociación hacia arco de islas para las rocas básicas, así como su cercanía composicional con las rocas de corteza oceánica (ver Figura 8.7). La subducción de estas rocas de Plateau oceánico para generar un arco intra-oceánico es soportada por diversos autores (*e.g.* Allibon *et al.*, 2008; Villa-Gómez *et al.* 2011, *en prensa*). La edad de esta unidad, cuya datación más cercana es la propuesta por Maya (1992) de 71 +/- 7 Ma así como la de Estrada (1995), quien obtuvo una edad de 76 +/- 1.7 Ma, ambas dataciones por el método K/Ar en roca total, sugieren la formación de un Arco Intraoceánico para el Cretácico Superior en esta zona de la Cordillera Occidental.

9.3 ORIGEN Y SIGNIFICADO DE LAS ROCAS ÁCIDAS DE MISTRATÓ.

Las rocas ácidas de Mistrató presentan una clara asociación en los campos de Basaltos Calcoalcalinos y magmatismo de arco, generalmente asociados a arcos continentales. La presencia de fuertes anomalías de Nb (Nb/Nb^* entre 0.04 y 0.10; *e.g.* Maxeiner & Rainer, 2011; Arjmandzadeh *et al.*, 2011), así como fuertes anomalías de K, Sr, Pb, además de valores muy altos en Ba, los cuales están relacionados a la entrada de sedimentos oceánicos por subducción (Hole *et al.*, 1984).

Otra evidencia para el ambiente tectónico propuesto de márgenes continentales para las rocas ácidas de Mistrató es el fuerte enriquecimiento en LREE con respecto a HREE, las bajas concentraciones de HREE con respecto al manto primitivo (cerca de 1 con respecto al manto primitivo, las cuales sugieren un magma muy evolucionado), el carácter marcado calcoalcalino, que no es común en arcos oceánicos, y los altos valores de K_2O (ver Tabla 1), además de la clara asociación a este ambiente en los diagramas de discriminación tectónica; las bajas relaciones Rb/Sr (ver tabla 1) sugieren que estas rocas son granitoides tipo I asociados a subducción (Chappel, 1999).

Esto permite inferir que la datación de una roca de la cuarzodiorita de Mistrató (la cual arrojó una edad de 46 ± 7 Ma por el método K/Ar en roca total (Maya, 1992; González & Londoño, 1998), en la cual se tiene una edad del Eoceno, es la de cristalización magmática, debido a la relación intrusiva del cuerpo ácido sobre el básico (de 76 Ma, la cual a su vez es congruente con el arco intraoceánico identificado en el Occidente de Colombia y Ecuador; Allibon *et al.*, 2008; Villa-Gómez *et al.*, 2011, *en prensa*), y no es cretácica como se ha manifestado (Nivia, 2001; González, 2002; González, 2010). Esta hipótesis es soportada bioestratigráficamente por los hallazgos paleontológicos y estratigráficos en el sector de Puente Umbría (ver Moreno-Sánchez *et al.*, 2002).

Por otra parte, los autores que han trabajado petrográficamente el cuerpo Ácido han caracterizado a la unidad denominada Cuarzodiorita de Mistrató de acuerdo a la composición promedio, pero esto refleja la composición promedio de la unidad incluyendo los gabros (Cuerpo Básico en este trabajo). Debido a que geoquímicamente se ha demostrado que las rocas ácidas y las rocas básicas de Mistrató no pertenecen al mismo ambiente tectónico ni a la misma edad, y en vista que la composición dominante del cuerpo es realmente de Tonalita, se propone que a la hora de hacer una nomenclatura estratigráfica formal de las unidades, esta sea rebautizada como “Tonalita de Mistrató”.

La relación intrusiva de cuerpos porfiríticos, los cuales presentan una clara naturaleza toleítica, permite inferir que estos cuerpos no se encuentran relacionados genéticamente con el cuerpo ácido, de tal forma que corresponde a una intrusión posterior durante el Cenozoico post-Eoceno.

Las Figuras 9.5 y 9.6 resumen gráficamente la evolución geológica de la zona de estudio hasta el Eoceno, donde se formaron las rocas plutónicas que componen la Cuarzodiorita de Mistrató.

En resumen la evolución geológica de la zona de estudio en orden de eventos es:

- Generación del Plateau Oceánico del Caribe durante el Cretácico (100-92 Ma *sensu* Allibon *et al.* 2008; Villa-Gómez *et al.*, 2011, *en prensa*).
- Generación de un arco Intra-Oceánico durante el Cretácico Tardío a partir de la corteza oceánica preexistente (92-75 Ma, *sensu* Allibon *et al.*, 2008; Villa-Gómez *et al.*, 2011, *en prensa*).
- Choque de las unidades oceánicas contra el actual borde Occidental de Colombia, hipotéticamente durante el Paleoceno (Edad sin registro geológico en la zona).
- Intrusión de plutones Calcoalcalinos asociados a márgenes continentales durante el Eoceno (Cuerpo Ácido).
- Generación de una zona de Milonitización, de la cual no se tiene un control cronoestratigráfico preciso, además de una posterior intrusión de pequeños cuerpos porfiríticos (Cenozoico post- Eoceno).

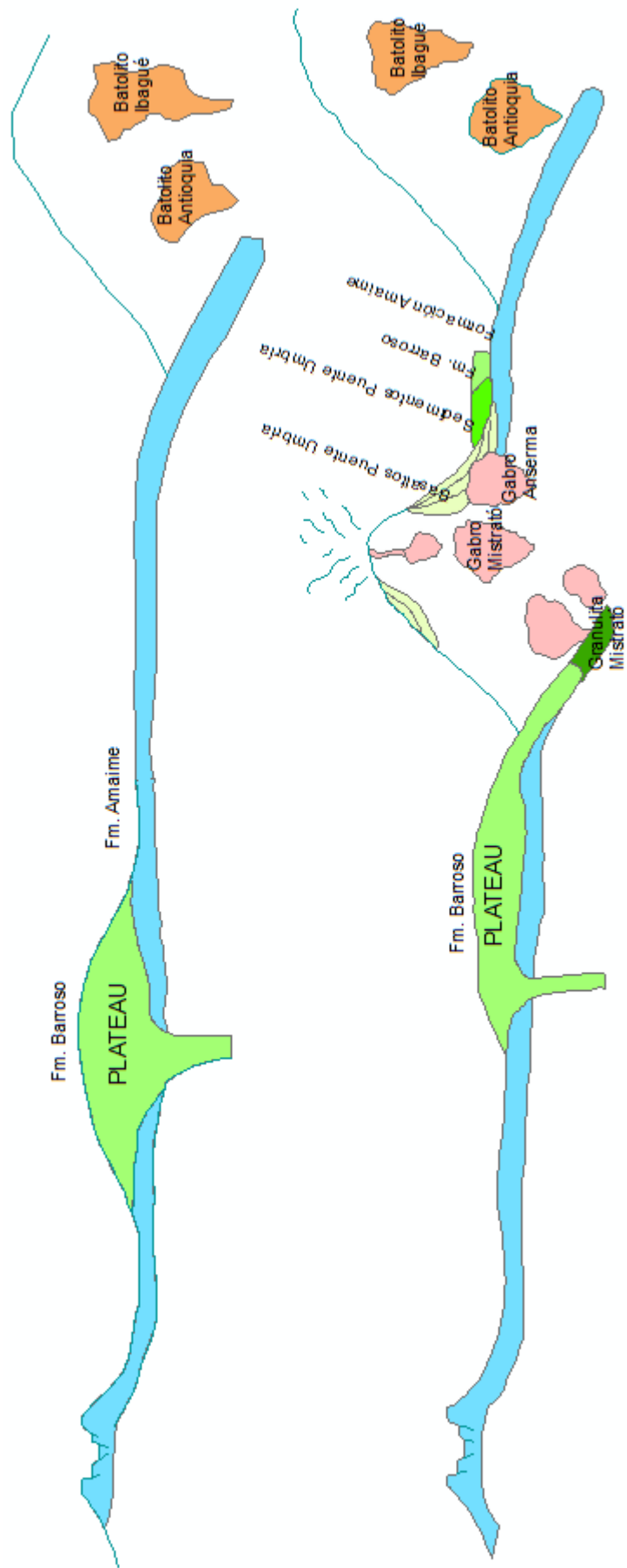


Figura 9.5. A. Evolución geológica de la zona Occidental de Colombia durante el Cretácico (100-90 Ma aproximadamente). **B.** Reconstrucción de la misma área para el Cretácico superior (aproximadamente 75 Ma), donde se da la generación de un Arco Intraoceánico.

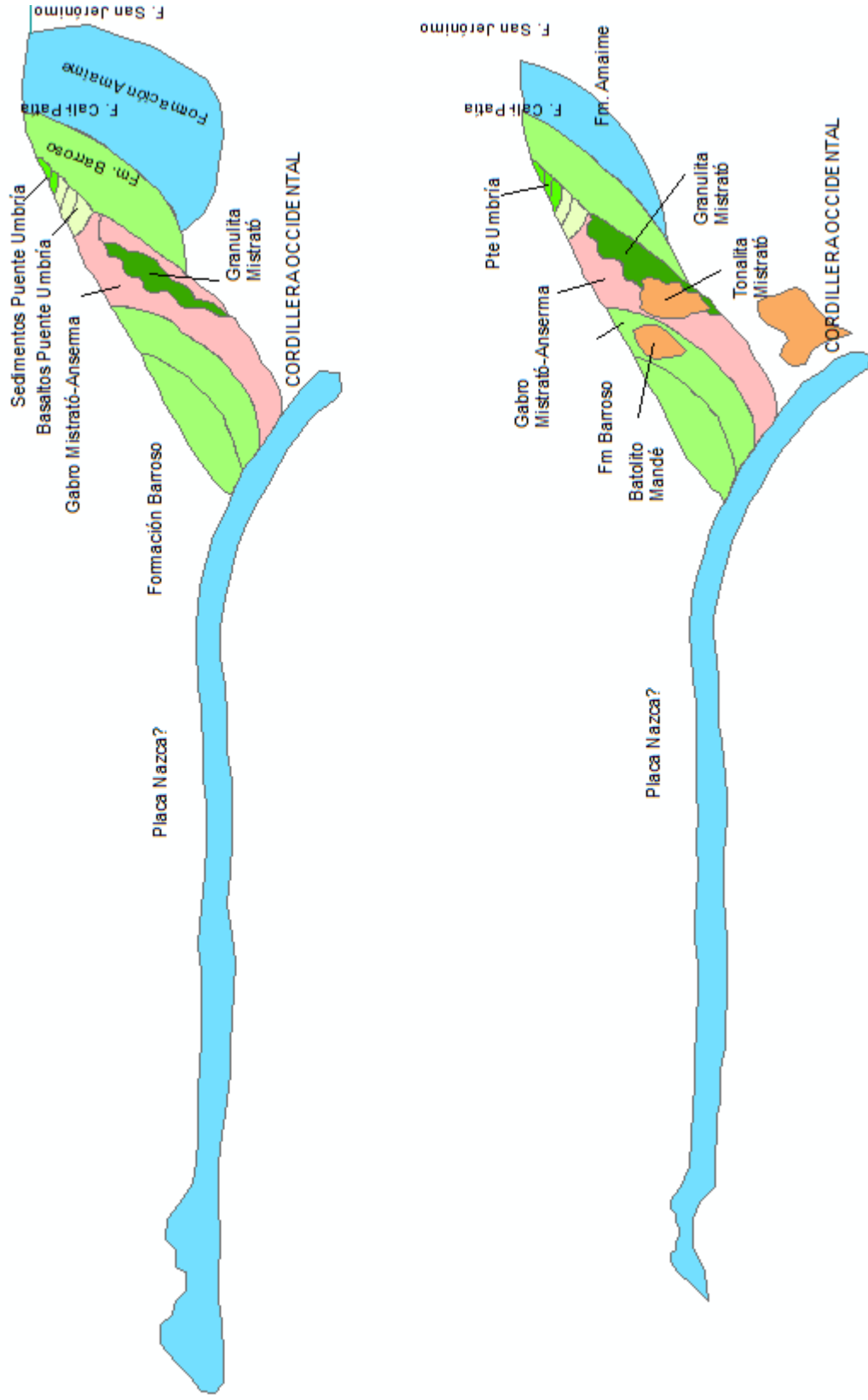


Figura 9.6. A. Evolución geológica de la zona Occidental Colombiana durante el Paleoceno (Edad de acreción. B. Evolución geológica para la zona durante el Eoceno (Intrusión del Cuerpo Ácido de Mistrató) . Reconstrucción con base en la evidencia geocronológica y geocronológica.

10. CONCLUSIONES

- Se confirma la presencia de rocas de afinidad calcoalcalina en el Occidente Colombiano (en este caso el Cuerpo Ácido), hipótesis hasta ahora sin comprobación en ciertos trabajos (ver Álvarez, 1983). Los diagramas de discriminación tectónica y Normalización geoquímica muestran una asociación con márgenes continentales activos; posiblemente este evento magmático se encuentre temporalmente durante el Eoceno, de acuerdo a las dataciones disponibles.
- Las rocas volcánicas básicas de Mistrató tienen una afinidad geoquímica con Arcos de Islas, y corresponderían a una unidad independiente de las rocas del Cuerpo Ácido de Mistrató. También se observan muestras de estas rocas básicas que tienen afinidad geoquímica con un ambiente de Plateau Oceánico.
- Las rocas Ácidas de Mistrató no muestran afinidad geoquímica con las rocas volcánicas del Occidente Colombiano, en ese sentido no están relacionados genéticamente como se ha propuesto. Se demuestra que este cuerpo ácido no corresponde a una Trondhjemita u otro plagiogranito de origen oceánico.
- Las granulitas de Mistrató pueden ser consideradas como rocas precretácicas superior, y en ese sentido, constituirían las rocas más antiguas de la Cordillera Occidental (Basamento?).

11. RECOMENDACIONES

- Realizar dataciones radiométricas de mayor confiabilidad para las rocas plutónicas de Mistrató, así como es de gran interés realizar este tipo de análisis en las Rocas granulíticas. Esto permitirá determinar con mayor precisión las edades en las cuales ocurrieron los eventos metamórficos y magmáticos descritos en este trabajo.
- Un análisis isotópico de estas unidades confirmaría los resultados obtenidos con la información geoquímica de elementos mayores y traza.
- Se recomienda con esta nueva evidencia elaborar una revisión estratigráfica de la unidad denominada Cuarzodiorita de Mistrató.
- Por otro lado, es necesario hacer un análisis geoquímico detallado de las rocas básicas para constatar la hipótesis propuesta en este trabajo, donde se plantea la posibilidad de rocas amalgamadas de dos ambientes tectónicos (plateau oceánico y arco de islas), que en última instancia tienen una relación genética (el arco se genera a partir de rocas de plateau y corteza oceánica).

BIBLIOGRAFÍA

ALLIBON, J.; MONJOIE, P.; LAPIERRE, H.; JAILLARD, E.; BUSSY, F.; BOSCH, D. & SENEBIER, F. 2008. The contribution of the young Cretaceous Caribbean Oceanic Plateau to the genesis of the late cretaceous arc magmatism in the Cordillera Occidental of Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*. 26. 355 – 368.

ÁLVAREZ, J. 1983. Geología de la Cordillera Central y el occidente colombiano y petroquímica de los intrusivos granitoides mesocenoicos. *Ingeominas, Bol. Geol.*, 12(2):1-175. Bogotá.

ÁLVAREZ, J. & GONZALEZ, H. 1978. Geología y Geoquímica del Cuadrángulo Y-7 (Urrao). INGEOMINAS. Informe 1761. 347 p. Escala 1:100.000. Medellín.

ARCULLUS, R.J. & POWELL, R. 1986. Source component Mixing in the regions of the arc magma generation. *J. Geophys. Res.* 91. 5913-26.

ARJMANDZADEH, R.; KARIMPOUR, M.H.; MAZAHERI, S.A.; SANTOS, J.F.; MEDINA, J.M. & HOMAM, S. 2011. Sr–Nd isotope geochemistry and petrogenesis of the Chah-Shaljami granitoids (Lut Block, Eastern Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 41. 283–296.

ARMAS, M.d. 1984. Mapa geológico preliminar. Plancha 261- Tuluá. escala 1: 100 000: Cali, Ingeominas.

ASPDEN, J., & McCOURT, W. 1986. Low K-Granitoids from the Western Cordillera of Colombia. *Geología Norandina*. 10, 19-28.

ASPDEN, J., McCOURT, W & BROOK, M., 1987. Geometrical control of subduction related magmatism: The Mesozoic and Cenozoic plutonic history of Western Colombia. *J. Geol. Soc.*, 144: 893–905. London.

BARRERO, D. 1979. Geology of the central Western Cordillera, West of Buga and Roldanillo, Colombia. *Publicaciones geológicas especiales de INGEOMINAS*, 4, 75 p.

BARRON, L.M. 1980. Feldspar compositions and amounts from a CIPW norm. *Geochemical Journal*, Vol 14. P. 33-40.

BASALTIC VOLCANISM STUDY PROJECT. 1981. Basaltic Volcanism on the Terrestrial planets. New York. Pergamon Press. 1286 p.

BEST, M. 2003. *Igneous and Metamorphic Petrology*. Second Edition. Blackwell Publishing.

BOODEN, M.; SMITH, I.; BLACK, P. & MAUK, J. 2011. Geochemistry of the Early Miocene volcanic succession of Northland, New Zealand, and implications for the

evolution of subduction in the Southwest Pacific. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 199. 25-37.

BOTERO, G., & GONZÁLEZ, H. 1983. Algunas localidades fosilíferas cretáceas de la Cordillera Central, Antioquia y Caldas, Colombia: *Geología Norandina*, v. 7, p. 15-28.

CALLE, B. & GONZÁLEZ, H. 1982. Geología y geoquímica de la Plancha 186 Riosucio. Ingeominas, Informe 1878, 124 p. Medellín.

CARDER. 2002. Corporación Autónoma Regional de Risaralda (CARDER). Diagnóstico de riesgos ambientales del municipio de Mistrató.

CASE, J.E., BARNES, J. PARIS, G., GONZÁLEZ, H. & VIÑA, A. 1973. Transandean Geophysical profile, Southern Colombia. *Geological Society of America Bulletin*. 84. 2895-2904.

CASE, J.E., DURAN, S.L.G., LOPEZ, A. & MOORE, W.R. 1971. Tectonic Investigations on Western Colombia and Eastern Panama. *Geological Society of America Bulletin*. 82. 2685-2712.

CHAPPEL B.W., 1999. Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. *Lithos* 46, 535–551.

CHAPPEL B.W. & WHITE A.JR. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8: 173-174.

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

DUQUE-CARO, H. 1990. The Choco Block in the northwestern border of South America. Structural, tectonostratigraphic and paleogeographic implications. *Journal of South American Earth Sciences*. 3/1, 71-84.

E.O.T. 1999. República de Colombia, Departamento de Risaralda, Municipio de Mistrató, Esquema de Ordenamiento Territorial.

ESTRADA, J. J. 1995. Paleomagnetism and accretion events in the Northern Andes. Tesis PhD, State U. New York at Binghamton, 172 p. Binghamton.

ESTRADA, J. J. & VIANA, R. 1993. Geología del área de Anserma y Chinchiná. 6 Congr. Col. Geol., 1:3-21. Medellín

ESTRADA, J. J. & VIANA, R. 1998. Mapa geológico de la Plancha 205 Chinchiná. Escala 1:100.000. INGEOMINAS. Santa Fe de Bogotá.

ETAYO, F. 1985. Documentación paleontológica del infracretácico de San Félix y Valle Alto, Cordillera Central. Proyecto Cretácico. Publicaciones geológicas especiales del INGEOMINAS, 16/XXV, 1-7.

ETAYO, F., GONZÁLEZ, H., & ALVAREZ, E. 1980. Mid-albian ammonites from northern Western Cordillera, Colombia, S.A. Geología Norandina, 2, 25-30.

FREYDIER, C.; LAPIERRE, H.; RUIZ, J.; TARDY, M.; MARTINEZ-R, J. & COULON, C. 2000. The Early Cretaceous Arperos basin: an oceanic domain dividing the Guerrero arc from nuclear Mexico evidenced by the geochemistry of the lavas and sediments. Journal of South American Earth Sciences 13 325-336.

GILL. 1981. Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Springer-Verlag.

GÓMEZ, A.d.J.; MORENO-SANCHEZ, M. & PARDO, A. 1995. Edad y origen del "Complejo Metasedimentario Aranzazu-Manizales" en los alrededores de Manizales (departamento de Caldas, Colombia): Geología Colombiana, v. 19, p. 83-93.

GONZÁLEZ, H. 1980. Geología de las planchas 167 (Sonsón) y 187 (Salamina): Bol. Geol, Ingeominas, v. 23, p. 174.

GONZALEZ, H. 1993. Mapa geológico del departamento de Risaralda. Escala 1:200.000, Memoria explicativa. INGEOMINAS, Santa Fe de Bogotá.

GONZÁLEZ, H. 1993b. Mapa Geológico del Departamento de Caldas. Escala 1:250.000. Memoria explicativa. INGEOMINAS, 62 p. Santa Fe de Bogotá

GONZÁLEZ, H. 2001. Mapa geológico del departamento de Antioquia. Geología, Recursos Minerales y Amenazas Potenciales. INGEOMINAS.

GONZÁLEZ, H. 2002. Cuarzodiorita de Mistrató. Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia, Instituto Colombiano de Minería y Geología (INGEOMINAS), Bogotá.

GONZÁLEZ, H.; LONDOÑO, A. 1998. Edades K/Ar en algunos plutones del Graben del Cauca y norte de la Cordillera Occidental. U. Nal., Rev. Geol. Col., 23: 117-131. Santa Fe de Bogotá.

GONZÁLEZ, H. & LONDOÑO, A. 2002. Gabro de Anserma. Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia. INGEOMINAS.

GUO, A.; ZHANG, G.; SUN, Y.; ZHENG, J.; LIU, Y. & WANG, J. 2007. Geochemistry and spatial distribution of OIB and MORB in A'nyemaqen ophiolite zone: Evidence of Majixueshan ancient ridge-centered hotspot. Sci China Ser D-Earth Sci. February 2007. vol. 50. 197-208.

GUARÍN, G. 1971. Ocurrencias minerales del Departamento de Risaralda. Ingeominas, Informe 1636, 66 p. Bogotá.

HOLE, M.J.; SAUNDERS, A.D.; MARRINER, G.F. & TARNEY, J. 1984. Subduction of Pelagic Sediments. Implications for the origin of Ce-anomalous Basalts from the Mariana Islands. *J. Geol Soc. London* 141, 453-72.

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

KAMENOV, G.D., PERFIT, M. MUELLER P.A. & JONASSON, I.R. 2008. Controls on magmatism in an island arc environment: study of lavas and sub-arc xenoliths from the Tabar–Lihir–Tanga–Feni island chain, Papua New Guinea. *Contrib Mineral Petrol.* 155:635–656.

KASSEM, T. 1972. Mapa fotogeológico de los departamentos de Caldas, Risaralda y Quindío. Escala 1:250.000. Ingeominas. Bogotá.

KENNAN, L. & PINDELL, J. 2009. Dextral shear, terrane accretion and basin formation in the Northern Andes: best explained by interaction with a Pacific-derived Caribbean Plate. Geological Society of London, Special Publication.

KERR, A.; MARRINER, G.F.; TARNEY, J.; NIVIA, A.; SAUNDERS A.D.; THIRWALL; M.F. & SINTON, C. 1997. Cretaceous basaltic terranes in Western Colombia: Elemental, chronological and Sm – Nd isotopic constrains on petrogenesis. *Journal of Petrology*, 38/6, 677-702.

MASTERS, R.L. & AGUE, J.J., 2005. Regional-scale fluid flow and element mobility in Barrow’s metamorphic zones, Stonehaven, Scotland. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 150, 1–18.

MAXEINER, R.O. & RAYNER, N. 2011. Continental arc magmatism along the southeast Hearne Craton margin in Saskatchewan, Canada: Comparison of the 1.92–1.91 Ga Porter Bay Complex and the 1.86–1.85 Ga Wathaman Batholith. *Precambrian Research.* 184. 93-120.

MAYA, M. 1992. Catalogo de dataciones isotópicas en Colombia: *Boletín Geológico*, Ingeominas, v. 32, p. 127- 187.

McKENZIE, D. & O’NIONS, R.K. 1991. Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations. *J. Petrol.* 32:1021–1091.

MILLWARD, D., MARRINER, G. & SAUNDERS, A.D. 1982. La geoquímica del Grupo Diabásico en la Cordillera Occidental al Oeste de Cali, Valle, Colombia. *Geología Norandina* 5, 39-45.

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

MORENO, M. & PARDO, A. 2003. Stratigraphical and sedimentological constraints on western Colombia: Implications on the evolution of the Caribbean plate. *In: Bartolini, C., Buffler, R. T. & Blickwede, J. F. (eds) The circum-Gulf of Mexico and the Caribbean; hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics.* American Association of Petroleum Geologists, Memoir, **79**, 891-924.

MORENO, M.; PARDO, A.; & GÓMEZ, A.d.J. 1993. Evidencias paleontológicas de emersión parcial del basamento oceánico del valle del río Cauca durante el Campaniano-Maastrichtiano: VI Congreso Colombiano de Geología, p. 143-151.

MORENO-SÁNCHEZ, M.; PARDO-TRUJILLO, A. & GÓMEZ-CRUZ, A.J. 2002. Ambientes oceanicos someros en Puente Umbria (Cordillera Occidental, Colombia) durante el campaniano maastrichtiano. *Geo-Eco-Trop*, 26/2, 2002, p 75-90.

NAKAMURA, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim Cosmochim Acta* 38: 757-775.

NIVIA, Á. 2001. Mapa geológico del Departamento del Valle del Cauca. Escala 1:250.000. Mapa y memoria explicativa. INGEOMINAS, 148 p. Bogotá.

NIVIA, Á. 1996. The Bolivar ultramafic complex of South Western Colombia: The base of an obducted ocean plateau. *Journal of South American Earth Sciences*, 9/1-2, 5968.

NIVIA, Á. 1989. El terreno Amaime – Volcánica una provincia de basaltos de meseta oceánica. V Congreso Colombiano de Geología, Memorias, I, 1-30.

O’CONNOR J. T. 1965. A classification for Quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. U.S. Geol. Survey Prof Paper 525-B: B79-B84.

ORDOÑEZ-CALDERÓN J.C.; POLAT, A.; FRYER B.J. & GAGNON, J.E. 2011. Field and geochemical characteristics of Mesoarchean to Neoproterozoic volcanic rocks in the Storø greenstone belt, SW Greenland: Evidence for accretion of intra-oceanic volcanic arcs. *Precambrian Research* 184. 24-42.

OSSA, C. & PARDO, A. 1989. Geología de los municipios de Apía (Risaralda) y Viterbo (Caldas) y su relación con las manifestaciones de manganeso presentes: Tesis Universidad de Caldas, Manizales, 112 p, inédito.

OSSA-MEZA, C.A. & CONCHA PERDOMO, A.E. 2007. Petrogénesis de las rocas del Macizo Ofiolítico de Ginebra entre las veredas La Honda (Ginebra) y El Diamante (Buga) en el departamento del Valle del Cauca. *Geología Colombiana* No. 32, Diciembre, 2007.

PEARCE J.A. 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100:14–48.

PEARCE J.A. 1983. The role of sub-continental Lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In continental basalts and mantle Xenoliths. Hawkesworth & Norry eds 230-49. Nanwitch: Shiva.

PEARCE J.A. & CANN J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet Sci Lett* 19: 290-300.

PEARCE, J.A., GORMAN, B., & BIRKETT, T. 1975. The TiO₂–K₂O–P₂O₅ diagram; a method of discriminating between oceanic and non–oceanic basalts. *Earth Planet. Sc. Lett.* Vol. 24. p. 419–426.

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.

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

PEI, X.; DING, S.; ZHANG, G.; LIU, H; LI, Z.; LI, G.; LIU, Z. & MENG Y. 2007. The LA-ICP-MS zircons U-Pb ages and geochemistry of the Baihua basic igneous complexes in Tianshui area of West Qinling. *Sci China Ser D-Earth Sci.* vol. 50. 264-276

PERFIT, M.R., GUST, D.A., BENCE, A.E., ARCULUS, R.T. & TAYLOR, S.R. 1980. Chemical characteristics of island-arc basalts: implications for mantle sources. *Chem Geol* 30:227–256.

PRANKASH, D. 1999. Petrology of the Basic Granulites from Kodaikanal, South India. *Gondwana Research, V 2. No. 1, 95-104.*

RAOS, A.M. & CRAWFORD, A.J. 2004. Basalts from the Efate Island Group, central section of the Vanuatu arc, SW Pacific: geochemistry and petrogenesis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* 134. 35– 56.

SCHILLING J.G.; ZAJAC, M.; EVANS, R.; JOHNSTON, T.; WHITE, W., DEVINE, D. & KINGSLEY, R. 1983. Petrologic and geochemical variations along the Mid Atlantic Ridge, from 27° N to 73° N. *Am J. Sc.* 253. 510-86.

SHAND. 1943. *Eruptive Rocks.* John Wiley & Sons.

SUN S.S. & McDONOUGH W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D, Norry M (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

TIMM, C.; HOERNLE, K.; WERNER, R.; HAUFF, F.;van den BOOGARD, P.; MICHAEL, P.; COFFIN, M.F. & KOPPERS, A. 2011. Age and geochemistry of the oceanic Manihiki Plateau, SW Pacific: New evidence for a plume origin. Earth and Planetary Science Letters. 304. 135-146.

TOUSSAINT, J. F. 1996. Evolución geológica de Colombia. Cretácico. U. Nal., 3: 1-277. Medellín.

TOUSSAINT, J. F.; BOTERO, G. & RESTREPO, J. 1978. Datación K/Ar del Batolito de Buga, Colombia. U. Nal., Publ. Esp. Geol., 13:1-3. Medellín.

TOUSSAINT, J. F. & RESTREPO, J. 1993. Tectónica de terrenos durante el Cretácico en Colombia. 6 Congr. Col. Geol., Mem.,1:97-114. Medellín.

VALLEJO, D.F. 2010. Revisión Cartográfica y Petrografía detallada de la Cuarzodiorita de Mistrató. Tesis Universidad de Caldas, 65 p. Manizales (Caldas). Inédito.

VERMA, S.P.; TORRES-ALVARADO, I.S. & SOTELO-RODRIGUEZ, Z.T. 2002. SINCLAS: Standard Igneous Norm and Volcanic Rock Classification System. Computer and Geosciences.

VERNON, R. H. 2004. A practical guide to Rock Microstructure. Cambridge. Cambridge University Press.

VILLA-GÓMEZ, D., SPIKINGS, R., MAGNA, T., KAMMER, A., WINKLER, W. & BELTRÁN, A. 2011. Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central Cordilleras of Colombia. Lithos accepted Manuscript.

WATSON, S. 1993. Rare earth element inversions and percolation models for Hawaii. J. Petrol. 34:763–783.

WINCHESTER J. A. & FLOYD P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chem Geol 20: 325-343.

WINTER, J.D. 2001. An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. Prentice Hall.

WOOD D.A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. Earth Planet Sci Lett 50: 11-30.

LISTA DE ANEXOS

ANEXO 1. Mapa geológico de Mistrató.

ANEXO 2. Mapa de Estaciones y Análisis realizados.

