



# **ESQUEMA GEODINÁMICO DE LA PARTE NOROCCIDENTAL DE LA CORDILLERA CENTRAL DE COLOMBIA**

---

**MARIA ISABEL GIRALDO ARROYAVE**



**UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA  
FACULTAD DE MINAS**

**MAESTRÍA EN INGENIERÍA – MATERIALES Y PROCESOS  
MEDELLÍN  
2010**

**ESQUEMA GEODINÁMICO DE LA PARTE  
NOROCCIDENTAL DE LA CORDILLERA CENTRAL DE  
COLOMBIA**

---

**MARIA ISABEL GIRALDO ARROYAVE**



**UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA  
FACULTAD DE MINAS**

**MAESTRÍA EN INGENIERÍA – MATERIALES Y PROCESOS  
MEDELLÍN  
2010**

**ESQUEMA GEODINAMICO DE LA PARTE  
NOROCCIDENTAL DE LA CORDILLERA CENTRAL DE  
COLOMBIA**

---

**Maria Isabel Giraldo Arroyave**

**TRABAJO DE GRADO**

**DIRECTOR: Cesar Javier Vinasco Vallejo, Ph.d  
Co-Director: Marion Beatriz Weber Scharff, Ph.d**



**UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA  
FACULTAD DE MINAS**

**MAESTRIA EN INGENIERIA – MATERIALES Y PROCESOS  
MEDELLIN  
2010**

**A mi madre, mi guía, mi luz, mi luna.  
A mi padre, Mi amigo, mi apoyo,  
A Matías, Mi razón.**

## AGRADECIMIENTOS

---

A Cesar por su continuo acompañamiento como asesor y gran amigo.

A Marion por sus contribuciones a mejorar este estudio.

Humberto González y Agustín Cardona por sus valiosos aportes.

A COLCIENCIAS por permitir llevar a cabo este estudio.

Umberto Cordani y al Centro de Pesquisas Geocronológicas del Instituto de Geociencias de la Universidad de Sao Paulo, Brasil” (CPGeo-USP) por los datos isotópicos.

Sergio Restrepo y su ayuda con los datos de geocronología.

Héctor Mora por su paciencia y comprensión.

Jorge Julián Restrepo.

A los amigos y su cantaleta. Especialmente a Oscar, Julián, Juan, Paula y Cata.

***A mi familia que todo es por ellos y para ellos.***





**ESQUEMA GEODINAMICO  
DE LA PARTE NOR-OCCIDENTAL DE LA CORDILLERA CENTRAL DE  
COLOMBIA**



**MARIA ISABEL GIRALDO ARROYAVE**

**MAESTRÍA EN INGENIERÍA – MATERIALES Y PROCESOS**

**Director: Ph.D. Cesar Javier Vinasco  
Co-director: Ph.D. Marion Weber**

**FACULTAD DE MINAS  
MEDELLIN  
2010**

## CONTENIDO

---

<b>LISTA DE FIGURAS.....</b>	<b>5</b>
<b>LISTA DE TABLAS.....</b>	<b>9</b>
<b>RESUMEN .....</b>	<b>10</b>
<b>INTRODUCCION .....</b>	<b>12</b>
<b>OBJETIVO GENERAL .....</b>	<b>14</b>
2.1 OBJETIVOS ESPECIFICOS .....	14
<b>METODOLOGIA.....</b>	<b>15</b>
3.1 REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA .....	15
3.2 TRABAJO DE CAMPO .....	15
3.3 ANÁLISIS PETROGRÁFICO.....	15
3.4 PREPARACIÓN DE MUESTRAS .....	15
3.5 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA.....	16
3.6 GEOQUÍMICA CONVENCIONAL.....	20
3.7 GEOCROLOGÍA.....	24
3.8 ANÁLISIS DE RESULTADOS .....	24
<b>LOCALIZACION.....</b>	<b>25</b>
<b>MARCO GEOLOGICO REGIONAL.....</b>	<b>28</b>
<b>ESQUISTOS DE SABALETAS.....</b>	<b>36</b>
6.1 GEOQUIMICA CONVENCIONAL.....	39
1.1.1. Elementos mayores .....	40
1.1.2. Elementos traza y de las tierras raras .....	42
1.1.3. Horizonte meta-sedimentario .....	47
6.2 DIAGRAMAS DISCRIMINATORIOS DE AMBIENTES TECTONICOS.....	49
6.3 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Y GEOCROLOGIA .....	52
6.3.1 Isotopos de Sr y Nd .....	53
<b>GABRO Y DIORITA DE PUEBLITO .....</b>	<b>56</b>
7.1 GEOQUIMICA CONVENCIONAL.....	59
7.1.1 Elementos mayores .....	60
7.1.2 Elementos traza y de las tierras raras .....	62
7.2 DIAGRAMAS DISCRIMINATORIOS DE AMBIENTES TECTONICOS.....	65
7.3 GEOQUIMICA ISOTÓPICA.....	67

7.3.1	<i>Isotopos de Nd</i> .....	67
<b>ROCAS METABASICAS</b> .....		<b>69</b>
8.1	GEOQUIMICA CONVENCIONAL.....	73
1.1.4.	<i>Elementos mayores</i> .....	73
1.1.5.	<i>Elementos traza y de las tierras raras</i> .....	76
8.2	ANFIBOLITAS DE CALDAS.....	77
8.3	ANFIBOLITAS DE SANTA ELENA, BOQUERÓN Y METAGABRO DEL PICACHO.....	78
8.4	DIAGRAMAS DISCRIMINATORIOS DE AMBIENTES TECTÓNICOS.....	81
8.5	GEOQUIMICA ISOTÓPICA.....	84
8.5.1	<i>Isotopos de Sr y Nd</i> .....	84
<b>METASEDIMENTOS</b> .....		<b>88</b>
9.1	GEOQUÍMICA CONVENCIONAL.....	90
1.1.6.	<i>Elementos mayores</i> .....	90
1.1.7.	<i>Elementos traza y de las tierras raras</i> .....	92
9.2	PROVENIENCIA Y AMBIENTE TECTÓNICO.....	95
9.3	GEOQUÍMICA ISOTÓPICA.....	98
9.3.1	<i>Isotopos de Sr y Nd</i> .....	99
<b>ROCAS GRANITICAS</b> .....		<b>102</b>
10.1	GEOQUIMICA CONVENCIONAL.....	108
1.1.8.	<i>Elementos mayores</i> .....	108
1.1.9.	<i>Elementos traza y de las tierras raras</i> .....	115
10.2	DIAGRAMAS DISCRIMINATORIOS DE AMBIENTES TECTÓNICOS.....	119
10.3	GEOQUÍMICA ISOTÓPICA.....	122
10.3.1	<i>Isotopos de Sr y Nd</i> .....	122
<b>DISCUSION</b> .....		<b>127</b>
<b>CONCLUSIONES</b> .....		<b>134</b>
<b>BIBLIOGRAFÍA</b> .....		<b>137</b>

## LISTA DE FIGURAS

---

Fig 1: Evolución isotópica del Sr.....	17
Fig 2: Evolución isotópica del Nd en el manto y la corteza en el tiempo, Notación $\epsilon_{Nd}$ .....	19
Fig 3: Mapa esquemático de localización de la zona de estudio. ....	25
Fig 4: Localización de las muestras de estudiadas .....	27
Fig 5: Mapa geológico esquemático mostrando las diferentes unidades estudiadas. ....	29
Fig 6: Mapa geológico de la parte noroccidental de la Cordillera Central.....	30
Fig 7: Reconstrucción del Paleozoico. ....	32
Fig 8: Localización esquemática del cuerpo de los Esquistos de Sabaletas. ....	36
Fig 9: Muestras COLC-2 COLC-3 de los Esquistos de Sabaletas.....	37
Fig 10: Muestra COLC-08b de los Esquistos de Sabaletas.....	38
Fig 11: Muestra COLC-11.de los horizontes metasedimentarios.....	38
Fig 12: Gráfica de Zr vs. Elementos Mayores, menores y traza para los horizontes volcánicos de los Esquistos de Sabaletas.....	39
Fig 13: Diagrama TAS para los horizontes volcánicos de los Esquistos de Sabaletas .....	40
Fig 14: Sub-división de las rocas sub-alcálinas para los horizontes volcánicos de los Esquistos de Sabaletas. ....	41
Fig 15: Diagrama de variación de algunos elementos mayores, menores y traza, respecto a la concentración de MgO wt% para los horizontes volcánicos de los Esquistos de Sabaletas...	42
Fig 16: Variación de Cr, Ni y V Vs Mg#, para los horizontes volcánicos de los Esquistos de Sabaletas .....	43
Fig 17: Diagrama de elementos de tierras raras para los horizontes volcánicos de los Esquistos de Sabaletas,).....	44
Fig 18: Diagrama multielemental para los horizontes volcánicos de los Esquistos de Sabaletas, .....	45
Fig 19: Diagrama multielemental de elementos de tierras raras. ....	45
Fig 20: Grafica Ta/Yb vs. Th/Yb .....	46
Fig 21: Diagrama multielemental para los horizontes metasedimentarios de los Esquistos de Sabaletas. ....	48
Fig 22: Diagrama de elementos traza para el horizontes metasedimentario.....	48
Fig 23: Diagrama discriminatorio Hf/3-Ta- Th para las meta-vulcanitas de los Esquistos de Sabaletas. ....	49
Fig 24: Diagrama ternario MnO-TiO <sub>2</sub> -P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	50
Fig 25: Diagrama Cr-Y.....	51
Fig 26: Diagrama Ti/100 vs V.....	51

Fig 27: Diagrama concordia de U-Pb en zircón para los horizontes volcánicos de los Esquistos de Sabaletas. ....	53
Fig 28: Diagrama $\epsilon_{Nd}$ vs $87Sr/86Sr$ para los horizontes volcánicos de los Esquistos de Sabaletas. ....	54
Fig 29: Curva de evolución de $\epsilon_{Nd}$ para las rocas volcánicas de los Esquistos de Sabaletas. .	54
Fig 30: Localización de los cuerpos de Gabro y Diorita de Pueblito. ....	56
Fig 31: Muestra COLC-25.....	57
Fig 32: Muestra COLC-23a.....	58
Fig 33: Muestra COLC-16.....	58
Fig 34: Cr vs. Óxidos mayores y elementos traza.....	59
Fig 35: Diagrama TAS para los intrusivos básicos de la Diorita y el Gabro de Pueblito..	60
Fig 36: Sub-división de las rocas sub-alcálinas.....	61
Fig 37: Diagramas de variación de Harker, según el contenido de SiO <sub>2</sub> wt%.....	62
Fig 38: Diagrama de Elementos de Tierras Raras.....	63
Fig 39: Diagrama multielemental para el Gabro y la Diorita de Pueblito. ....	63
Fig 40: Gráfica Ta/Yb vs. Th/Yb. ....	64
Fig 41: Diagrama discriminatorio Hf/3-Ta- Th.....	65
Fig 42: Diagrama ternario MnO-TiO <sub>2</sub> -P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . ....	66
Fig 43: Diagrama Cr-Y.....	66
Fig 44: Diagram Ti/100 vs. V.....	67
Fig 45: Curvas de evolución de $\epsilon_{Nd}$ para los intrusivos básicos .....	68
Fig 46: Localización general del Complejo Cajamarca, Ofiolita de Aburrá y Anfibolitas de Caldas y Boquerón..	69
Fig 47: Muestra COLC-40* .....	71
Fig 48: Muestra COLC-85 de los Metagabros del Picacho..	72
Fig 49: Anfibolita de Caldas.....	72
Fig 50: Diagrama TAS). ....	73
Fig 51: Sub-división de las rocas sub-alcálinas SiO <sub>2</sub> wt% vs. K <sub>2</sub> O wt%. ....	74
Fig 52: Diagrama de variación de Harker con respecto a las concentraciones de SiO <sub>2</sub> wt%. .	75
Fig 53: Diagrama de variación de Harker según MgO wt% para las metabasitas.....	76
Fig 54: Patrón de Tierras Raras para las Anfibolitas de Caldas. ....	77
Fig 55: Diagrama multielemental, para las Anfibolitas de Caldas.....	78
Fig 56: Diagrama de elementos de las tierras raras para las Anfibolitas de Boquerón, Santa Elena, Baldías y el Metagabro del Picacho.....	79
Fig 57: Diagrama multielemental de las Anfibolitas de Boquerón, Santa Elena, Baldías y los Metagabros del Picacho.....	80
Fig 58: Gráfica de Ta/Yb vs. Th/Yb .....	81
Fig 59: Diagrama Hf/3-Th-Ta.....	82

Fig 60: Diagrama MnO-TiO <sub>2</sub> -P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	83
Fig 61: Diagrama Cr-Y.....	83
Fig 62: Diagrama Ti vs. V para Basaltos.....	84
Fig 63: Curvas de evolución de $\epsilon_{Nd}$ para las rocas metabásicas de los alrededores de Medellín. ....	86
Fig 64: Diagrama $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs $\epsilon_{Nd}$ para las metabasitas. ....	86
Fig 65: Muestra COLC-48 y COLC-54. ....	89
Fig 66: Muestra COLC-30.....	89
Fig 67: Muestra COLC-59.....	90
Fig 68: Diagramas de variación de Harker para los metasedimentos.....	91
Fig 69: Diagrama de patrones de Tierras Raras, .....	93
Fig 70: Diagrama de variación de Harker según SiO <sub>2</sub> wt%. ....	93
Fig 71: Diagrama multielemental para los metasedimentos de la zona de Caldas. ....	94
Fig 72: Diagrama Zr/Sc vs Th/Sc . ....	96
Fig 73: Diagrama La/Th-Hf . ....	96
Fig 74: Diagramas discriminatorios de ambientes tectónicos . ....	97
Fig 75: Diagrama discriminatorio de ambientes tectónicos para las rocas metasedimentarias de la zona de Caldas .....	98
Fig 76: Diagrama $\epsilon_{Nd}$ vs. Tiempo para las Anfibolitas de Caldas, los metasedimentos intercalados y Neis de La Miel. ....	100
Fig 77: Diagrama de correlación $\epsilon_{Nd}$ vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$ , para las rocas de La zona de Caldas .....	101
Fig 78: Localización esquemática de los cuerpos intrusivos graníticos. ....	102
Fig 79: Muestra COLC-74.....	104
Fig 80: COLC-79.. ....	105
Fig 81: COLC-77.. ....	106
Fig 82: Muestra COLC-73 y COLC-41*. Neis de Palmitas.....	107
Fig 83: Muestra COLC-49. Neis de la Miel.....	108
Fig 84 : Nomenclatura para rocas ígneas no potásicas.....	109
Fig 85: Sub-división de las rocas sub-alcálicas SiO <sub>2</sub> % vs. K <sub>2</sub> O%.. ....	109
Fig 86: Clasificación de granitoides. ....	111
Fig 87: Diagrama A/NK VS. A/CNK.....	112
Fig 88: Diagramas de variación de Harker para El Monzogranito de Amagá. La Honda y el Buey. ....	114
Fig 89: Diagramas de variación de Harker para el. Ortoneis de la Miel y de Palmitas. ....	115
Fig 90: Diagrama de elementos de las tierras raras para los cuerpos graníticos.....	117
Fig 91: Diagrama de elementos traza para las rocas estudiadas. ....	118
Fig 92: Diagrama multielemental de elementos de tierras raras para los Monzogranitos de Amagá, La Honda y El Buey y los. Ortoneises de Palmitas y La Miel.. ....	119

Fig 93: Diagramas Nb vs Y y b. Ta vs. Yb para granitos. ....	120
Fig 94: Diagramas Rb vs. (Yb+Ta) y Rb vs. (Yb+Nb) para granitos. ....	121
Fig 95: Diagrama Hf-Rb/30-Ta*3 para granitos. ....	121
Fig 96: Curvas de evolución de $\epsilon_{Nd}$ para las rocas de afinidad granítica. ....	123
Fig 97: Diagrama $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs $\epsilon_{Nd}$ para las rocas de composición granítica de la parte norte de la Cordillera Central. ....	124
Fig 98: Razón U/Th para algunos ortoneises de la Cordillera Central. ....	125

## LISTA DE TABLAS

---

Tabla 1: Análisis realizados para cada una de las unidades estudiadas.....	16
Tabla 2: Resultados isotópicos de Rb-Sr. ....	18
Tabla 3: Datos isotópicos Sm-Nd. ....	20
Tabla 4: Óxidos mayores expresadas.....	22
Tabla 5: Concentración de algunos elementos traza.....	23
Tabla 6: Resultados U/Pb para la muestra COLC-90 de los horizontes volcánicos de los Esquistos de Sabaletas.....	24
Tabla 7: Localización de las muestras según la unidad a la que pertenecen.....	26
Tabla 8: Razones entre los diferentes elementos de las tierras raras para las rocas meta-volcánicas y el horizonte pelítico de los Esquistos de de Sabaletas.....	43
Tabla 9: Datos de isotopos de Nd para las meta-vulcanitas de los Esquistos de Sabaletas. ..	53
Tabla 10: Datos de isotopos de Sr para las meta-vulcanitas de los Esquistos de Sabaletas...	53
Tabla 11: Relaciones de las rocas de pueblito. ....	62
Tabla 12: Datos isotopicos de Nd para las rocas del conjunto Gabro y Diorita de Pueblito..	68
Tabla 13: Razones de elementos de las tierras raras para las metabasitas.....	76
Tabla 14: Datos de isotopos de Nd para los cuerpos de metabasitas.....	85
Tabla 15: Datos obtenidos y calculados para los isotopos de Sr. ....	85
Tabla 16: Razones entre los diferentes elemento de las tierras raras para las rocas meta-sedimentarias de la zona de Caldas. ....	94
Tabla 17: Datos de isotopos de Nd para los metasedimentos.....	99
Tabla 18: Datos de isotopos de Sr para los metasedimentos.....	99
Tabla 19: Norma CIPW y valores de I.D de las rocas graníticas.....	110
Tabla 20: Relaciones de elementos traza para las rocas analizadas dentro de este estudio. ....	116
Tabla 21: Datos obtenidos para los isotopos de Nd. ....	123
Tabla 22: Datos obtenidos de isotopos de Sr para las rocas de afinidad granítica.....	123
Tabla 23: Edades para algunos cuerpos de afinidad granítica que afloran hacia la parte norte de la Cordillera Central. ....	126

## RESUMEN

---

La evolución de la parte NW de la Cordillera Central se discute a partir de datos de geoquímica, geología isotópica y geocronología y de esta manera definir bloques tectónicos con edades que van desde el Paleozoico hasta el Cretácico Inferior.

El registro geocronológico mas antiguo dentro de la Cordillera Central se encuentra en las rocas de la zona de Caldas, conformadas por un cuerpo de anfibolitas intercaladas con metasedimentos de medio a alto grado, intruidos por el Neis de la Miel. Las evidencias geoquímicas indican que estos cuerpos fueron formados en un ambiente de arco localizado cerca a una margen continental activa con evidencias de haber sufrido metamorfismo durante el Devónico con formación de granitos sin-tectónicos peraluminosos tipo la Miel.

Por otro lado, las rocas metabásicas que hacen parte de la Cordillera Central dentro del Complejo Cajamarca, dígase Anfibolitas de Santa Elena, Baldías y Boquerón, poseen firmas geoquímicas e isotópicas que indican proveniencia a partir de fuentes empobrecidas con muy poca contaminación cortical formadas en un ambiente de MORB con influencia de una zona de subducción, posiblemente en una cuenca tras arco pre-Paleozoica. Por otro lado, las rocas de la zona del picacho presenta valores  $\#Mg$  y  $\epsilon_{Nd}$  indicativo de procedencia de fuentes muy primarias a partir de un manto empobrecido en una zona de subducción.

El basamento metamórfico de la Cordillera Central es intruído por cuerpos graníticos algunos con deformación sin-tectónica, aparentemente formados en una zona de subducción activa desde el Paleozoico Superior al Triásico Inferior, por fusión parcial de una corteza continental evolucionada a 280 Ma y posterior formación de granitos pos-tectónicos tipo la Honda, el Buey y Amaga.

El limite geológico entre las Cordillera Central y Occidental no es claro y menos el papel de los cinturones intrusivos básicos de Pueblito, separados del núcleo principal de la Cordillera Central por el sistema de fallas de Romeral. Este limite corresponde a un sistema de deformacion complejo, asociado a una zona de melange definido por rocas de el Complejo Arquía, incluyendo las secuencias intercaladas meta-vulcano-sedimentarias. Según los datos geoquimicos, los cuerpos intrusivos Triásicos de la zona de Pueblito son gabros con variación textural, formados en un ambiente de supra-subducción inmaduro de fuentes heterogéneas desde empobrecidas a levemente enriquecidas y posiblemente relacionables con las rocas máficas que componen la Ofiolita de Aburra debido a la concordancia en edad y la coherencia en los datos geoquímicos e isotópicos. Por otro lado,

la presencia de circones heredados reportados por Rodríguez et al (2009) y Vinasco (com oral) supone que son granitos tipo I desarrollados en una margen continental activa con asimilación de material cortical proveniente de la Cordillera Central no registrados por el sistema isotópico. Al occidente de este cuerpo se encuentra la secuencia meta-volcánica de los Esquistos de Sabaletas formadas a partir de fuentes empobrecidas tipo N-MORB en un ambiente de dorsal oceánica o una cuenca tras-arco e intercaladas con sedimentos maduros de corteza continental. Se obtuvo una edad U/Pb en circón para estas rocas que podría indicar la edad de un vulcanismo Cretácico o la edad máxima del metamorfismo de tipo dinámico. La relación de intrusión propuesta por Rodríguez et al (2009) es discutida debido a la falta de cuerpos de diques extensos dentro del cuerpo y la falta de una aureola de contacto bien desarrollada teniendo en cuenta el emplazamiento epizonal de la Diorita.

## INTRODUCCION

---

La evolución de los Andes del Norte está caracterizada por la conformación de una margen continental paleozoica que funciona como *backstop* de sucesivos eventos orogénicos accesionales desde el Paleozoico hasta el Terciario debido a la interacción de la Placa Suramericana con la Placa de Nazca, Caribe y varios arcos de islas.

La **Cordillera Central** de Colombia constituye parte fundamental de la evolución geológica de los Andes del Norte, al menos desde el Paleozoico (Vinasco, 2004). Su configuración está ligada a la evolución de la Placa Caribe y su posible *drift* desde el Cretácico Temprano por el Océano Pacífico hacia su posición actual, dejando a su paso fragmentos oceánicos adosados en la margen noroccidental de la Cordillera Central (Pindell *et al.*, 2001; Pindell y Barrett., 1990; Kerr *et al.*, 1997; Pindell y Kennan., 2001). A pesar de la existencia de modelos alternativos para la formación de la placa Caribe (Frisch *et al.*, 1992; Driscoll y Diebold., 1999; Meschede *et al.*, 1998) en este trabajo se sigue el modelo tradicional de Pindell y Kennan (2002) en sus líneas generales. Uno de los eventos regionales más importantes en la constitución de la Cordillera Central se dio durante el Paleozoico Tardío y el Mesozoico Temprano con la configuración del súper continente de Pangea, gracias a la colisión continente-continente entre Laurentia y Gondwana durante la Orogenia Alleghaniana con el cierre del Océano proto-Atlántico (Pindell y Dewey, 1982; Pindell, 1985; Pindell y Kennan, 2002). Este evento colisional es ampliamente reconocido, y ha sido registrado mediante datos geocronológicos obtenidos por diferentes autores (González, 2001; Vinasco *et al.*, 2006, Restrepo *et al.*, 1991). Otros eventos registrados geocronológicamente para la Cordillera Central, ocurrieron durante el Devónico, el Triásico, el Cretácico y finalmente durante el Terciario donde se presentaron fenómenos deformacionales relacionados con la tectónica andina, no manifestados por metamorfismo regional o magmatismo extensivo (Restrepo *et al.*, 1978, 1991; González, 2001; Vinasco *et al.*, 2006).

Debido a la complejidad tectónica, el modelo de evolución geodinámico de la cordillera Central de Colombia y particularmente en su parte septentrional no está completamente entendido y los modelos tradicionalmente aceptados se encuentran en permanente debate. De esta manera, se hace necesario la discriminación y correlación regional de los eventos tectono-metamórficos pre-cretácicos a la luz de nuevos datos analíticos con la finalidad de aportar elementos a la discusión de la evolución geológica regional.

El propósito de esta trabajo es el de caracterizar preliminarmente las unidades regionales litológicas que aparecen entre la margen continental paleozoica, representada por la Cordillera Central de Colombia y la Cordillera Occidental de Colombia a partir de datos de geoquímica convencional e isotópica. Los estudios petrogenéticos basados en la

geoquímica buscan la caracterización de los diferentes procesos geológicos que han afectado la tierra en toda su historia desde el momento de formación hasta el presente, identificando la región fuente de los magmas primarios manto derivados así como los procesos de fusión parcial, cristalización fraccionada y las posibles modificaciones que estos sufren en su proceso de transporte y residencia a niveles corticales superiores.

Este trabajo, enmarcado dentro del proyecto *“Evolución Tectónica y Cortical de la parte Norte de la Cordillera Central de Colombia”*, financiado por COLCIENCIAS en convenio con la USP y el INGEOMINAS utiliza herramientas de geoquímica convencional de elementos mayores y traza e isotopos de Sr y Nd para entender el papel de los grandes fragmentos litológicos regionales dentro de la constitución de la esquina NW del país.

## **OBJETIVO GENERAL**

---

Obtener un esquema geodinámico para las rocas del basamento y coberturas meta-sedimentarias pre-cretácicas de la parte noroccidental de la Cordillera Central de Colombia a partir de datos de geoquímica y geología isotópica.

### **2.1 OBJETIVOS ESPECIFICOS**

---

- Discutir el ambiente de formación de las unidades intrusivas intermedias a básicas, anfibolitas y meta-sedimentos vulcano-clásticos, mediante análisis de geoquímica convencional y de isótopos de Sr y Nd.
- Plantear una hipótesis acerca del ambiente geodinámico y la naturaleza de las fuentes que dieron origen a las rocas en estudio utilizando diagramas discriminarios de ambientes tectónicos y diagramas isotópicos de correlación regional

## METODOLOGIA

---

Para la obtención de los objetivos, se procedió a la ejecución de las siguientes actividades.

### 3.1 REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

---

Dentro de la recopilación bibliográfica se tuvieron en cuenta autores que abordan temas relacionados con las diferentes unidades que afloran en la zona de estudio como parte del basamento del noroccidente de la Cordillera Central, así como mapas publicados por el INGEOMINAS a diferentes escalas. Para una correcta interpretación de los datos se tuvo en cuenta textos y revistas con temas relevantes de petrografía, petrología ígnea y metamórfica, geoquímica, geocronología y geología regional.

### 3.2 TRABAJO DE CAMPO

---

Dentro del trabajo de campo se colectaron muestras representativas de cada una de las unidades estudiadas que no presentaran mayores efectos de alteración y meteorización que pudieran modificar significativamente la química original de la roca.

### 3.3 ANÁLISIS PETROGRÁFICO

---

Se realizaron varias secciones delgadas de los diferentes cuerpos estudiados en el Laboratorio de Carbones de la Facultad de Minas, lo cual permitió la selección de muestras para análisis de geoquímica convencional e isotópica. La descripción microscópica y toma de fotografías de secciones delgadas se realizó en el Laboratorio de Petrografía de la Facultad de Minas. La mineralogía, grado de alteración y texturas generales sirvieron como soporte a la interpretación de los datos obtenidos en los estudios analíticos.

### 3.4 PREPARACIÓN DE MUESTRAS

---

La trituración en fracción gruesa de las muestras para geoquímica y geocronología se llevo a cabo en el Instituto Colombiano de Geología y Minería – INGEOMINAS – Regional Medellín, mientras que la trituración fina para análisis de isótopos de Sr y Nd se realizó en los laboratorios de preparación del Departamento de Mineralogía y Geotectónica del Instituto de Geociencias de la Universidad de Sao Paulo, Brasil. Las muestras de geoquímica

convencional fueron preparadas en Activation Laboratories en Canadá. La Tabla 1 presenta las unidades consideradas y los diferentes análisis realizados para cada una de ellas.

**Tabla 1: Análisis realizados para cada una de las unidades estudiadas.**

<b>UNIDAD</b>	<b>Sr</b>	<b>Nd</b>	<b>Geoquímica</b>	<b>U/Pb</b>
<i>Metagabro del Picacho</i>	1	1	1	
<i>Intrusivos básicos de Pueblito</i>		2	5	
<i>Anfibolita de Caldas</i>	2	2	2	
<i>Anfibolita de Boquerón</i>	1	1	1	
<i>Anfibolitas de Baldías</i>			1	
<i>Anfibolitas de Santa Helena</i>	2	2	3	
<i>Monzogranito de Amagá</i>			1	
<i>Monzogranito de la Honda</i>	1	1	1	
<i>Monzogranito del Buey</i>	1	1	1	
<i>Neis Miel</i>	1	1	1	
<i>Neis Palmitas</i>	1	1	2	
<i>Metasedimentos</i>	2	3	4	
<i>Esquistos de Sabaletas</i>	2	2	6	1
<b>TOTAL</b>	<b>14</b>	<b>17</b>	<b>29</b>	<b>1</b>

### 3.5 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Los análisis isotópicos del sistema Sm-Nd y Rb-Sr se realizaron en el “Centro de Pesquisas Geocronológicas del Instituto de Geociencias de la Universidad de Sao Paulo, Brasil” (CPGeo-USP), bajo el convenio de cooperación entre la Universidad Nacional de Colombia, Colciencias y La Universidad de Sao Paulo. La preparación de la muestra consiste en la disolución de la roca total con ácido clorhídrico y separación de elementos Rb-Sr y Sm-Nd por intercambio iónico, con posterior determinación de los valores de las razones isotópicas en el espectrómetro de masas. Se obtuvieron 14 análisis en roca total para isótopos de Sr y 17 para isótopos de Nd.

El estudio de isótopos radiogénicos ha sido ampliamente utilizado en el entendimiento de las variaciones de las fuentes de magmas, ya que tienen la capacidad de no fraccionarse durante procesos de fusión parcial o cristalización fraccionada.

La metodología Rb-Sr se basa en la desintegración radiactiva del  $^{87}\text{Rb}$  a  $^{87}\text{Sr}$  y en la variación de la relación Rb/Sr en los sistemas ígneos por proceso de cristalización o fusión parcial de rocas. Mientras las edades Rb-Sr indican episodios de formación de rocas, las razones isotópicas  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  son utilizadas como parámetros en los estudios petrogenéticos de la evolución de la corteza y manto. La razón  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial para la tierra ha sido calculada a partir de la relación inicial en meteoritos. Asumiendo que el sistema

solar tuvo una razón  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  uniforme al momento de su formación, la evolución de la composición isotópica de Sr en la tierra por decaimiento de  $^{87}\text{Rb}$  comenzó con BABI (*basaltic achondrite best initial*) con un valor  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de 0,69908 (DePaolo, 1991). La Fig 5 es un diagrama de evolución isotópica para el Sr en el tiempo donde un reservorio que se ha mantenido como un sistema cerrado (*Bulk Earth*) evolucionara a partir de BABI a lo largo de una línea recta cuya pendiente es proporcional a la razón  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ . El valor actual  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  para los condritos se ha estimado en 0,725 mientras que para la tierra es de 0,705 aproximadamente (Wilson, 1991).

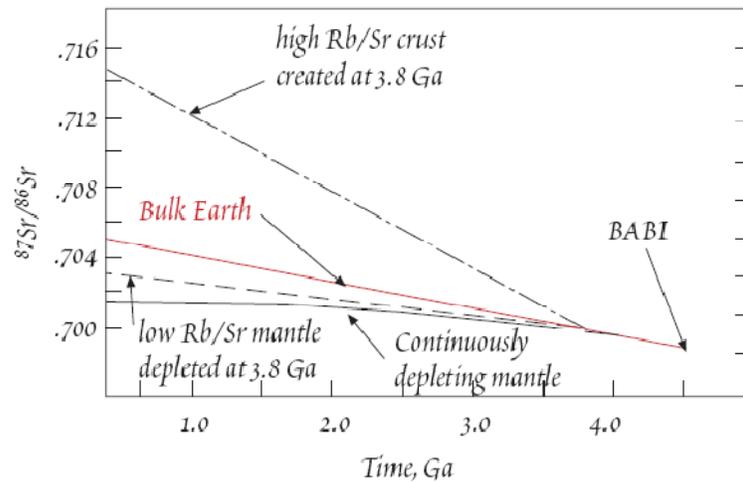


Fig 1: Evolución isotópica del Sr (Tomado de White, 1992).

La expresión que indica el número de átomos de  $\text{Sr}^{87}$  producidos por la desintegración del  $\text{Rb}^{87}$  en una roca o mineral desde su formación a un tiempo  $t$  es:

$$\left(\frac{\text{Sr}^{87}}{\text{Sr}^{86}}\right)_T = \left(\frac{\text{Sr}^{87}}{\text{Sr}^{86}}\right)_0 - \left(\frac{\text{Rb}^{87}}{\text{Sr}^{86}}\right)_0 \times (e^{\lambda t} - 1)$$

La constante de decaimiento utilizada es de  $1,42 \times 10^{-11} \text{ by}^{-1}$  adoptada por la Subcomisión Internacional de Geocronología IUGS (Steiger and Jäger (1977); Minster *et al.* (1982, en Dickin, 2005).

En la Tabla 2 se presentan los datos obtenidos para el sistema isotópico Rb-Sr.

**Tabla 2: Resultados isotópicos de Rb-Sr para las rocas estudiadas.**

<b>UNIDAD</b>	<b>REF</b>	<b>Rb</b>	<b>Sr</b>	<b>Rb<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup></b>	<b>Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup></b>	<b>Rb/Sr</b>
<i>M. Honda</i>	COLC-79	96,23	412,99	0,674463	0,709541	0,23
<i>M. Buey</i>	COLC-77	50,05	199,91	0,724576	0,708371	0,25
<i>N. Miel</i>	COLC-49	178,71	93,30	5,544264	0,708438	1,92
<i>N. Palmitas</i>	COLC-73	147,69	123,36	3,480153	0,751774	1,20
<i>Metasedimentos</i>	COLC-30	21,72	118,81	0,529289	0,711032	0,18
	COLC-42	118,44	101,02	3,401338	0,732203	1,17
<i>Metagabro</i>	COLC-85	0,98	98,60	0,028829	0,704562	0,01
<i>Anf. Caldas</i>	COLC-35	5,59	251,87	0,064204	0,705541	0,02
	COLC-43	22,45	279,36	0,232588	0,708671	0,08
<i>Anf Boquerón</i>	COLC-40*	1,05	142,43	0,021303	0,704311	0,01
<i>Anf. Sta Elena</i>	COLC-81	1,52	107,51	0,041031	0,704074	0,01
	COLC-86	0,62	90,07	0,020062	0,703947	0,01
<i>Esq. Sabaletas</i>	COLC-5	0,13	154,07	0,002348	0,703279	0,00
	COLC-90	2,86	122,42	0,067535	0,704366	0,02

La importancia en la utilización del método Sm-Nd radica en que ambos elementos presentan un comportamiento geoquímico similar, inhibiendo así su fraccionamiento durante la mayoría de los procesos geológicos que ocurren en la tierra. De esta manera, se convierte en una herramienta importante en el conocimiento de los procesos implicados en la evolución de la corteza continental y el manto. Este tipo de análisis es corrientemente utilizado en rocas ígneas básicas y ultrabásicas, en rocas metamórficas de alto grado de protolito ígneo, incluso en la determinación de la edad de cristalización de rocas precámbricas debido a su larga vida media. Ni el Sm ni el Nd son particularmente móviles, por lo que las edades obtenidas y razones iniciales son relativamente insensibles a procesos de meteorización y metamorfismo. El método Sm-Nd supone que todas las rocas que forman los continentes fueron en algún momento magmas derivados del manto, Las desviaciones a partir de la curva de evolución CHUR son indicativas de diferenciación química en el manto y pueden ser interpretadas en términos de modelos evolutivos de la tierra. De esta manera, es posible calcular la razón  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  para una roca en particular al momento de su separación del manto y como es su evolución Sm-Nd en el tiempo y compararlo con valores de referencia de un reservorio que posee una razón Sm/Nd igual al promedio de los meteoritos condriticos, y el cual fue denominado CHUR (*Chondritic Uniform Reservoir*) por DePaolo y Wasserburg (1976) y la razón  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}$  a un tiempo  $t$  se puede obtener con la siguiente expresión:

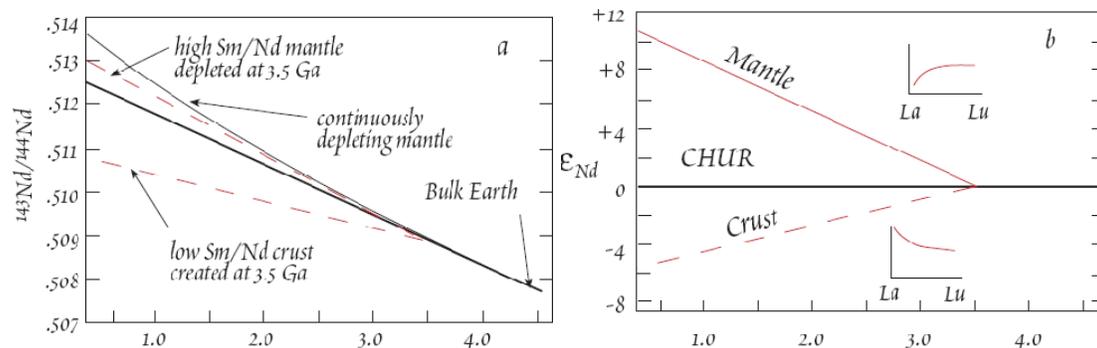
$$\left(\frac{\text{Nd}^{143}}{\text{Nd}^{144}}\right)_{\text{CHUR},t} = \left(\frac{\text{Nd}^{143}}{\text{Nd}^{144}}\right)_{\text{CHUR},\text{hoy}} - \left(\frac{\text{Sm}^{147}}{\text{Nd}^{144}}\right)_{\text{CHUR},\text{hoy}} \times (e^{\lambda t} - 1)$$

La constante de decaimiento para los isótopos de Nd utilizadas es de  $6,54 \times 10^{-3}$  by, con una razón inicial  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  CHUR de 0,512638 y  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  de 0,1967 según DePaolo (1991). También es ampliamente usado el cálculo de las edades modelos a partir de un manto empobrecido. Estos mismos autores desarrollaron la notación  $\epsilon_{\text{Nd}}$ , como una manera de comparar la razón isotópica de Nd inicial de cuerpos de diferentes edades. Este valor  $\epsilon_{\text{Nd}}$  es una medida de la desviación de la muestra o grupo de muestras del valor esperado del CHUR a la edad de formación, dando información acerca de la fuente de magmas. Así, para cualquier tiempo  $t$ , la desviación en la razón  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de una roca respecto a los valores del condrito se da mediante la expresión:

$$\epsilon_{\text{Nd},t} = \left( \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{Roca},t}}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR},t}} - 1 \right) \times 10^4$$

Donde  $t$  indica el tiempo al cual se calcula el valor de  $\epsilon_{\text{Nd}}$ . Este valor de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  va desde -20 hasta +10, donde los valores negativos indican que la razón Sm/Nd para esa roca en particular o su fuente ha sido menor que la del condrito y viceversa.

DePaolo y Wasserburg (1976) argumentan que la medición de las razones  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  y  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  en rocas de afinidad continental origina la formación de una *Edad modelo* o *edad de residencia cortical* que se refiere al tiempo que lleva dicha roca como parte de la corteza continental.



**Fig 2: a. Evolución isotópica del Nd en el manto y la corteza en el tiempo. b. Notación  $\epsilon_{\text{Nd}}$  mostrando la evolución de la composición de la tierra, corteza y manto (Tomado de White, 1992).**

La expresión para obtener la edad modelo según el CHUR es:

$$T_{CHUR} = \frac{1}{\lambda} \ln \left[ 1 + \frac{(Nd^{143}/Nd^{144})_{Roca,0} - (Nd^{143}/Nd^{144})_{CHUR,0}}{(Sm^{147}/Nd^{144})_{Roca,0} - (Sm^{147}/Nd^{144})_{CHUR,0}} \right]$$

En la Tabla 3 se presentan los valores obtenidos para el sistema Sm-Nd de cada una de las rocas analizadas.

**Tabla 3: Datos isotópicos Sm-Nd de las rocas estudiadas.**

UNIDAD	REF	Sm	Nd	<sup>147</sup> Sm/ <sup>146</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>146</sup> Nd	f <sub>Sm/Nd</sub>	ε <sub>Nd(t)</sub>	Sm/Nd
M. Honda	COLC-79	3,75	19,64	0,115459	0,512393	-0,41	-4,78	0,191
M. Buey	COLC-77	2,06	9,73	0,128083	0,512338	-0,35	-5,85	0,212
N. Miel	COLC-49	4,04	17,55	0,139339	0,512152	-0,29	-9,49	0,230
N. Palmitas	COLC-73	5,07	24,40	0,125605	0,512230	-0,36	-7,95	0,208
Metasedimentos	COLC-30	3,78	16,28	0,140443	0,512399	-0,29	-4,66	0,232
	COLC-54	5,00	25,49	0,118486	0,512039	-0,40	-11,68	0,196
	COLC-42	6,79	36,42	0,112692	0,512005	-0,43	-12,35	0,186
Metagabro	COLC-85	0,84	2,10	0,241754	0,513101	0,23	9,04	0,400
Anf. Caldas	COLC-35	4,19	16,66	0,152098	0,512567	-0,23	-1,38	0,252
	COLC-43	4,73	16,67	0,171686	0,512820	-0,13	3,55	0,284
Anf Boquerón	COLC-40*	2,45	7,38	0,200748	0,513100	0,02	9,01	0,332
Anf. Sta Elena	COLC-81	2,44	6,66	0,222100	0,513129	0,13	9,58	0,367
	COLC-86	2,61	7,20	0,219400	0,513140	0,12	9,80	0,363
Esq. Sabaletas	COLC-5	3,46	9,98	0,209619	0,513090	0,07	8,81	0,347
	COLC-90	4,06	11,79	0,208024	0,513016	0,06	7,37	0,344
Gabro y Diorita de Pueblito	COLC-25	3,38	10,10	0,202578	0,513159	0,03	10,32	0,335
	COLC-14	3,73	10,44	0,215837	0,513229	0,10	11,53	0,357

### 3.6 GEOQUÍMICA CONVENCIONAL

El estudio de la geoquímica en rocas es importante como un método de caracterizar la región fuente de los magmas primarios manto derivados así como los procesos de fusión parcial, cristalización fraccionada y posibles modificaciones que estos sufren en su proceso de transporte y residencia a niveles corticales superiores. Dentro del conocimiento geológico se ha aceptado que la fusión parcial de materiales provenientes del manto producen magmas primarios de composición básica o ultrabásica donde los procesos de diferenciación, mezcla de magmas y contaminación cortical son responsables por la generación de una gran número de rocas con un amplio espectro en su composición. Las características geoquímicas de aquellos magmas primarios dependen de parámetros como la composición de la fuente, mineralogía, profundidad y grado de fusión parcial, parámetros que varían de un ambiente tectónico a otro. En el caso de rocas metamórficas, la

geoquímica brinda información de su protolito, lo que implica dentro de su análisis, suponer que durante el metamorfismo no se dieron cambios en la composición de la roca por reacciones metamórficas, alteraciones hidrotermales, etc.

Se llevaron a cabo 29 análisis en roca total para la determinación cuantitativa de elementos mayores, trazas y de las tierras raras en los laboratorios de *Activation Laboratories* en Canadá. La determinación de los óxidos mayores y algunos elementos traza se dio por el método de Fus-ICP (*Lithium Metaborate/Tetraborate Fusion ICP*). El resto de los elementos traza se determinaron mediante espectrometría de emisión con plasma (*Inductively coupled plasma*). Esta técnica es capaz de detectar casi todos los elementos de la tabla periódica que presentan bajos límites de detección.

En la Tabla 4 y Tabla 5 se presentan los resultados de geoquímica convencional de elementos mayores, traza y tierras raras para algunos cuerpos intrusivos intermedios a básicos, anfibolitas y metasedimentos volcánico – clásticos de la Cordillera Central, con el fin de clasificar y discriminar las diferentes unidades litológicas y dar indicios sobre los ambientes tectónicos de formación.

Tabla 4: Óxidos mayores expresadas en % en peso (wt%) de las rocas en estudio. LOI: Loss on ignition (pérdida por ignición)

UNIDAD	REF	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3(T)</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI	TOTAL
Metagabro	COLC 85	50,36	15,45	6,2	0,129	10,75	13,72	1,93	0,08	0,253	0,01	1,402	100,2
Gabro y Diorita de Pueblito	COLC 25	47,93	16,03	9,8	0,159	7,44	12,26	2,59	0,15	1,513	0,14	1,805	99,82
	COLC 23a	51,29	14,51	9,7	0,154	7,5	10,64	2,82	0,41	1,486	0,16	1,786	100,4
	COLC 14	49,06	16,94	6	0,112	10,38	11,98	3,02	0,26	0,442	0,05	2,275	100,5
	COLC 16	50,27	15,07	9,5	0,166	7,45	11,06	2,53	0,49	1,463	0,15	2,351	100,5
	COLC 75	49,59	15,82	8,3	0,15	7,86	12,05	2,65	0,21	1,227	0,14	2,519	100,5
M. Amagá	COLC 74	70,18	13,57	4,3	0,073	1,72	1,04	3,03	3,51	0,689	0,12	2,051	100,2
M. Honda	COLC 79	66,85	16,75	2,4	0,044	1,57	2,75	4,5	2,09	0,305	0,12	1,264	98,6
M. Buey	COLC 77	74,6	13,06	1,7	0,021	0,45	1,25	4,45	2,12	0,108	0,06	0,825	98,61
Anf. Caldas	COLC 35	49,7	18,03	9,8	0,157	5,11	11,01	3,13	0,2	1,487	0,17	1,741	100,5
	COLC 43	48,63	13,92	12	0,156	6,65	11,09	2,29	0,65	1,766	0,17	1,661	99,43
Anf. Boquerón	COLC 40*	55,73	14,23	8,8	0,145	6,22	9,87	3,07	0,1	1,134	0,1	0,921	100,3
Anf. Baldías	COLC 83	51,63	14,25	13	0,235	6,68	10,21	2,37	0,13	1,188	0,12	0,873	100,2
	COLC 81	50,56	15,15	9,7	0,177	8,31	10,58	3,57	0,28	1,166	0,11	0,841	100,4
Anf. Sta Elena	COLC 82	51,89	14,92	8,5	0,14	7,99	10,44	3,81	0,16	0,972	0,08	0,895	99,79
	COLC 86	50,68	14,81	9,9	0,174	8,36	10,76	3,68	0,11	1,158	0,08	0,826	100,6
N. Miel	COLC 49	73,17	13,71	2,1	0,042	0,61	0,54	3,16	4,59	0,234	0,24	1,314	99,74
N. Palmitas	COLC 73	71,44	13,89	3	0,054	1,04	1,06	2,9	3,87	0,425	0,15	1,191	99,01
	COLC 41*	70,58	14,62	3,9	0,063	1,39	1,87	2,92	3,14	0,619	0,2	1,234	100,6
Meta-sedimentos	COLC 30	51,38	16,1	9,6	0,109	8,62	5,99	3,5	1,49	1,169	0,13	2,686	100,8
	COLC 54	64,73	16,72	6,5	0,171	2,02	0,97	1,67	3,86	0,939	0,12	2,83	100,5
	COLC 59	46,37	18,17	8,9	0,136	8,97	7,01	2,56	1,82	0,785	0,06	5,538	100,3
	COLC 48	64,56	16,06	7	0,12	2,7	1,05	1,79	3,07	0,772	0,17	3,062	100,4
	COLC 5	49,04	14	12	0,151	8,23	9,53	3,2	0,06	1,577	0,15	2,623	100,3
Esq. Sabaletas	COLC 11	67,35	13,25	4,5	0,06	1,81	3,25	0,77	3,94	0,704	0,2	4,016	99,83
	COLC 2	48,2	13,19	14	0,194	6,31	9,87	3,39	0,15	2,739	0,28	2,109	99,93
	COLC 3	49,66	14,61	11	0,16	7,27	8,42	3,39	0,68	1,882	0,16	2,91	100,4
	COLC 08b	49,95	14,36	9,6	0,151	7,84	12,5	2,14	0,14	1,235	0,13	2,363	100,4
	COLC 90	51,36	13,53	10	0,147	8,99	7,49	3,06	0,18	1,557	0,15	3,747	100,3

Tabla 5: Concentración de algunos elementos traza expresados en partes por millón (ppm) de las rocas en estudio.

UNIDAD	REF	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Dy	Er	Yb	Lu	Zr	Nb	Hf	Th	Rb	Sr	Y
Metagabro	COLC 85	0,58	2,26	2,18	0,83	0,44	1,8	1,13	1,08	0,15	11	0,8	0,5	0,08	1	133	10,6
Gabro y Diorita	COLC 25	3,32	10,6	10,1	3,28	1,39	5,52	3,39	3,12	0,46	81	2,3	2,3	0,1	2	174	31,7
de Pueblito	COLC 23a	6,72	18,8	13,6	4,06	1,43	6,16	3,68	3,47	0,50	101	4,2	2,9	0,72	9	166	34,6
	COLC 14	2,39	9,86	11,9	4,19	0,86	7,37	4,97	4,78	0,71	42	1,6	1,5	0,1	5	117	46,1
	COLC 16	5,67	15,4	11,7	3,54	1,44	5,4	3,27	2,97	0,46	102	3	2,8	0,59	8	218	32,5
	COLC 75	7,07	17	11,8	3,41	1,33	4,72	2,91	2,64	0,39	83	3,3	2,4	0,5	2	261	25,8
M. Amagá	COLC 74	33,8	72,6	32,3	7,1	1,11	8,94	6,08	5,28	0,76	231	11,1	6,2	13,9	180	131	63,7
M. Honda	COLC 79	13,9	28	12,4	2,61	1,15	2,16	1,22	1,22	0,17	144	4,6	3,5	4,15	90	357	11
M. Buey	COLC 77	17,8	38,3	15,8	3,55	0,70	3,97	2,44	2,03	0,29	59	6	2,1	6,08	62	176	23,2
Anf. Caldas	COLC 35	12,6	28,9	16,8	4,21	1,48	5,39	3,19	2,83	0,40	108	7,2	3,1	2,32	8	295	30,2
	COLC 43	8,32	21,4	15,5	4,5	1,69	5,49	2,93	2,59	0,38	97	7,7	2,7	0,59	30	282	31,8
Anf Boquerón	COLC 40*	3,02	8,78	8,04	2,59	1,03	4,34	2,77	2,61	0,40	93	2	2,6	0,23	1	153	25,2
Anf. Baldías	COLC 83	2,06	6,58	7,24	2,67	1,14	5,33	3,6	3,54	0,53	57	1,4	1,8	0,09	1	186	32,4
Anf. Sta Elena	COLC 81	1,84	6,4	7,2	2,39	1,15	4,68	2,97	2,82	0,43	52	1,2	1,7	0,06	2	118	29,2
	COLC 82	1,56	5,37	5,79	2,01	0,88	3,79	2,41	2,29	0,35	46	1	1,4	<0,05	2	84	23,9
	COLC 86	1,96	6,51	7,1	2,42	1,04	4,66	2,9	2,75	0,40	57	1,1	1,7	0,06	<1	101	25,5
N. Miel	COLC 49	16,6	38	17,8	3,93	0,643	4,38	2,26	2,04	0,28	109	15,5	3,4	9,46	178	97	22,9
N. Palmitas	COLC 73	26,1	57	24,7	5,18	0,744	5,01	2,91	2,81	0,38	164	9,3	4,6	11,1	143	118	27,8
	COLC 41*	30,8	65,4	28,6	6,15	1,1	5,74	3,31	3,01	0,45	205	11,8	5,6	12,7	109	177	32
Meta-sedimentos	COLC 30	14,6	30,5	15,7	3,76	1,09	5,03	3,17	2,98	0,44	129	7,9	3,6	3,93	39	141	30,8
	COLC 54	25,7	55,2	23,7	4,86	1,07	7,17	4,67	4,4	0,66	259	18,4	7,1	14,4	130	103	40,7
	COLC 59	2,47	6,25	4,61	1,45	0,763	2,36	1,48	1,41	0,21	34	2,6	1	0,23	97	241	14,6
	COLC 48	42	85,8	37	7,04	1,54	5,84	3,39	3,22	0,49	172	14,6	4,8	12,3	134	85	34,1
Esq. Sabaletas	COLC 5	3,36	10,9	10,6	3,6	1,65	6,63	4,07	3,8	0,57	83	2	2,7	0,12	<1	188	35,5
	COLC 11	33	66,8	29,4	6,04	1,26	5,16	3,09	3,05	0,47	287	11	7,6	10,8	144	92	28,7
	COLC 2	6,48	20,3	19	6,14	2,32	10,5	6,64	6,21	0,95	171	4,5	4,9	0,27	<1	100	62,7
	COLC 3	3,65	12,2	12,4	3,95	1,72	7,3	4,63	4,21	0,65	102	2,2	3,1	0,13	6	174	45,4
	COLC 08b	3,41	9,93	9,14	2,92	1,5	4,75	2,87	2,65	0,40	81	2,3	2,2	0,25	4	231	23,6
	COLC 90	3,05	10,2	10	3,38	1,33	6	3,79	3,6	0,53	86	1,9	2,6	0,1	3	112	33,5

### 3.7 GEOCRONOLOGÍA

Se obtuvo una datación U-Pb en zircón por el método LA-ICP-MS (*Laser Ablation Inductive Coupled Plasma – Mass Spectrometer*) realizado en la Universidad de la Florida para una muestra de los horizontes volcánicos de los Esquistos de Sabaletas. (Tabla 6).

Tabla 6: Resultados U/Pb para la muestra COLC-90 de los horizontes volcánicos de los Esquistos de Sabaletas

	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ Edad (Ma)	1s error (Ma)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Edad (Ma)	1s error (Ma)	% discordancia
1	1324,8	25,2	1330,6	40,8	-0,4
2	891,6	20,7	880,2	28,6	1,3
3	1088,3	23,0	1070,5	34,0	1,6
4	74,3	2,6	74,7	2,5	-0,4
5	1266,3	24,7	1230,6	38,3	2,8
6	975,6	21,6	956,2	30,7	2,0
7	68,6	2,4	68,3	2,3	0,4
8	69,5	2,4	69,5	2,4	-0,1
9	76,0	2,7	73,9	2,5	2,8
10	75,6	2,6	74,2	2,5	1,8

### 3.8 ANÁLISIS DE RESULTADOS

Los resultados de geoquímica convencional e isotópica fueron tratados en planillas de Excel, con la ayuda del software de modelamiento de geoquímica *Petrograph*, disponible *en la red*. Los diagramas ternarios fueron obtenidos con el programa *TriDraw 4.5* también disponible de manera gratuita. Los resultados geocronológicos fueron tratados por medio del software *Isoplot*.

## LOCALIZACION

La zona de estudio está localizada en la parte septentrional de la Cordillera Central de Colombia en el Departamento de Antioquia (Fig 3); se encuentra limitada al norte por la latitud  $6^{\circ}20'N$ , al sur por la latitud  $6^{\circ}05'N$ , al occidente por el Río Cauca y al este por la vertiente oriental del Valle de Aburrá. Aproximadamente abarca el área dentro de las siguientes coordenadas:

<i>COORDENADAS NORTE</i>	<i>COORDENADAS ESTE</i>
1140000	1135000
1195000	1180000

Corresponde a las planchas 146 II A, 146 III B, 146 I B, 146 II C, 146 IV C, 147 I B, 147 III B 1 y 147 III B 3 en escala 1:10.000 del Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC).

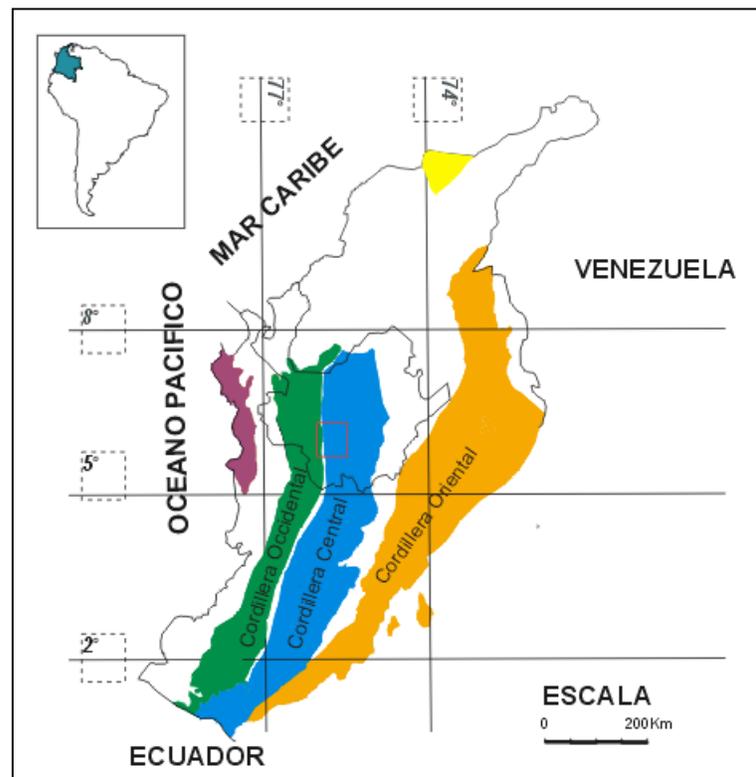


Fig 3: Mapa esquemático de localización de la zona de estudio.

La ubicación de las muestras colectadas para geoquímica convencional e isotópica se presenta en la Tabla 7 y en la Fig 4 donde se muestra una imagen de radar de la NASA donde se ubican las rocas según la nomenclatura para cada muestra.

**Tabla 7: Localización y nomenclatura de las muestras según la unidad a la que pertenecen.**

<b>UNIDAD</b>	<b>REF</b>	<b>NORTE</b>	<b>ESTE</b>	<b>LOCALIDAD</b>
<i>Esquistos de Sabaletas</i>	<i>COLC 2</i>	<i>1172247</i>	<i>1143074</i>	<i>Vereda La Herradura-Armenia</i>
	<i>COLC 3</i>	<i>1173379</i>	<i>1139224</i>	<i>El Piñón-La Herradura-Armenia</i>
	<i>COLC 5</i>	<i>1173382</i>	<i>1139276</i>	<i>El Piñón-La Herradura-Armenia</i>
	<i>COLC 8</i>	<i>1173474</i>	<i>1144909</i>	<i>Vía Armenia-Pueblito</i>
	<i>COLC 11</i>	<i>1172516</i>	<i>1141500</i>	<i>El Piñón-La Herradura-Armenia</i>
	<i>COLC 90</i>	<i>1178118</i>	<i>1141526</i>	<i>Quebrada Sabaletas</i>
<i>Gabro y Diorita de Pueblito</i>	<i>COLC 14</i>	<i>1175962</i>	<i>1146651</i>	<i>Quebrada Sabaletas</i>
	<i>COLC 16</i>	<i>1173518</i>	<i>1148820</i>	<i>Vía Armenia-Pueblito</i>
	<i>COLC 23a</i>	<i>1176233</i>	<i>1147849</i>	<i>Quebrada Culebra</i>
	<i>COLC 25</i>	<i>1175470</i>	<i>1146231</i>	<i>Quebrada Culebra</i>
	<i>COLC 75</i>	<i>1162478</i>	<i>1148857</i>	<i>Rio Amagá</i>
<i>N. Palmitas</i>	<i>COLC 73</i>	<i>1192738</i>	<i>1153135</i>	<i>Vía Medellín-San Jerónimo</i>
	<i>COLC 41*</i>	<i>1194758</i>	<i>1153224</i>	<i>Vía Medellín-San Jerónimo</i>
<i>N. Miel</i>	<i>COLC 49</i>	<i>1160429</i>	<i>1164337</i>	<i>Quebrada La Clara</i>
<i>M. Amagá</i>	<i>COLC 74</i>	<i>1155397</i>	<i>1157148</i>	<i>Amaga-Quebrada La Paja</i>
<i>M. Buey</i>	<i>COLC 77</i>	<i>1140690</i>	<i>1176137</i>	<i>Rio Buey</i>
<i>M. Honda</i>	<i>COLC 79</i>	<i>1149740</i>	<i>1169624</i>	<i>Quebrada Honda</i>
<i>Anf. Caldas</i>	<i>COLC 43</i>	<i>1160414</i>	<i>1164337</i>	<i>Quebrada La Clara</i>
	<i>COLC 35</i>	<i>1160550</i>	<i>1163400</i>	<i>Quebrada La Clara</i>
<i>Anf. Boquerón</i>	<i>COLC 40*</i>	<i>1161253</i>	<i>1164310</i>	<i>Vía antigua Medellín – Santa Fe de Antioquia</i>
	<i>COLC 83</i>	<i>1192502</i>	<i>1159205</i>	<i>Alto de Baldías</i>
<i>Anf. Sta Elena</i>	<i>COLC 81</i>	<i>1180743</i>	<i>1174328</i>	<i>Vía Medellín - Santa Elena</i>
	<i>COLC 82</i>	<i>1191532</i>	<i>1172309</i>	<i>Autopista Medellín -Bogotá</i>
	<i>COLC 86</i>	<i>1192395</i>	<i>1172097</i>	<i>Copacabana</i>
<i>Metagabro</i>	<i>COLC 85</i>	<i>1189898</i>	<i>1164199</i>	<i>Vía San Pedro</i>
<i>Metasedimentos</i>	<i>COLC 30</i>	<i>1162397</i>	<i>1162326</i>	<i>Quebrada Brunera</i>
	<i>COLC 48</i>	<i>1160414</i>	<i>1164337</i>	<i>Quebrada La Clara</i>
	<i>COLC 54</i>	<i>1166150</i>	<i>1162100</i>	<i>Quebrada La Miel</i>
	<i>COLC 59</i>	<i>1166980</i>	<i>1164300</i>	<i>Quebrada La Romera</i>

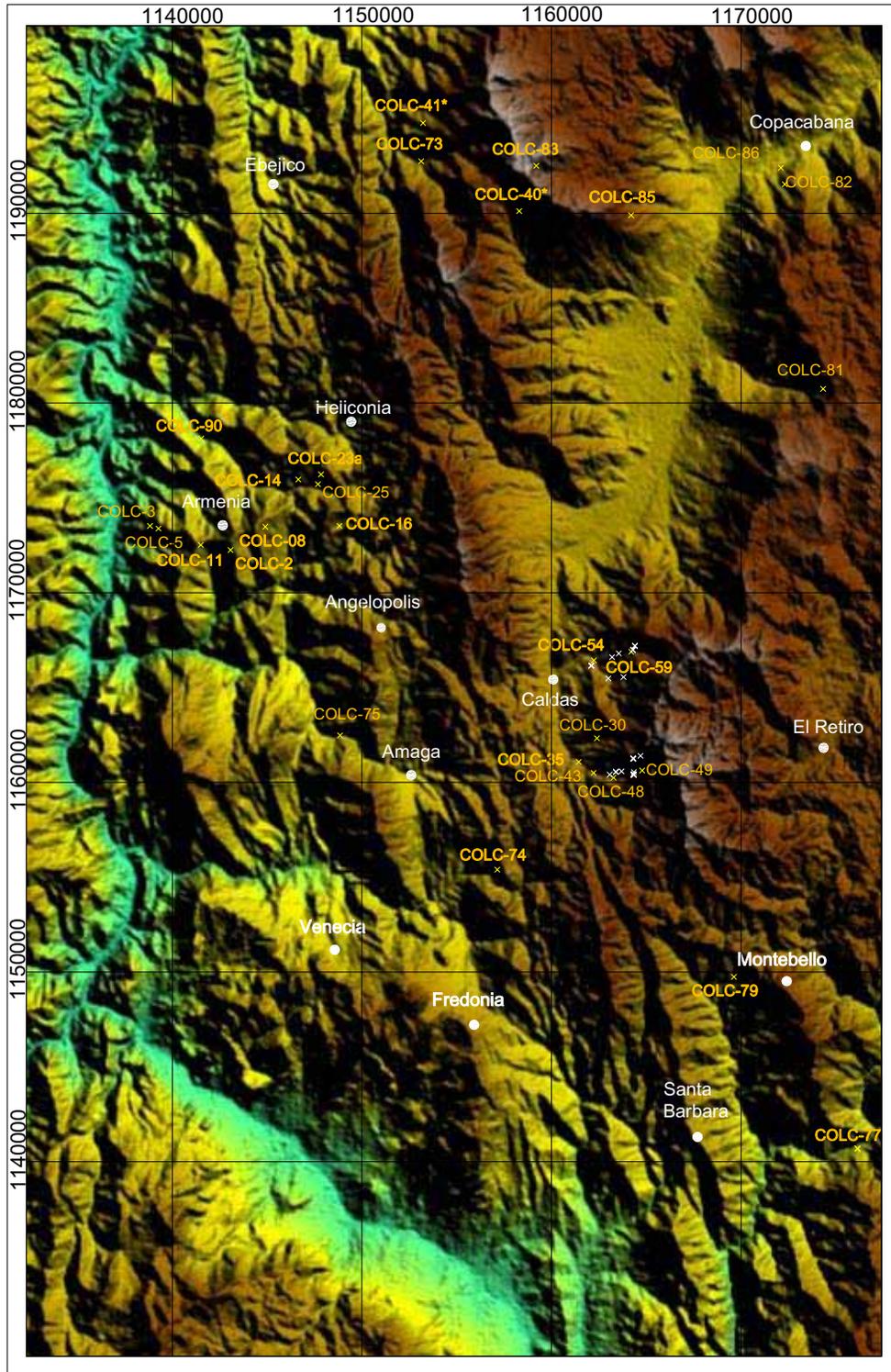


Fig 4: Localización de las muestras de estudiadas Imagen de satélite (Nasa, 2001)

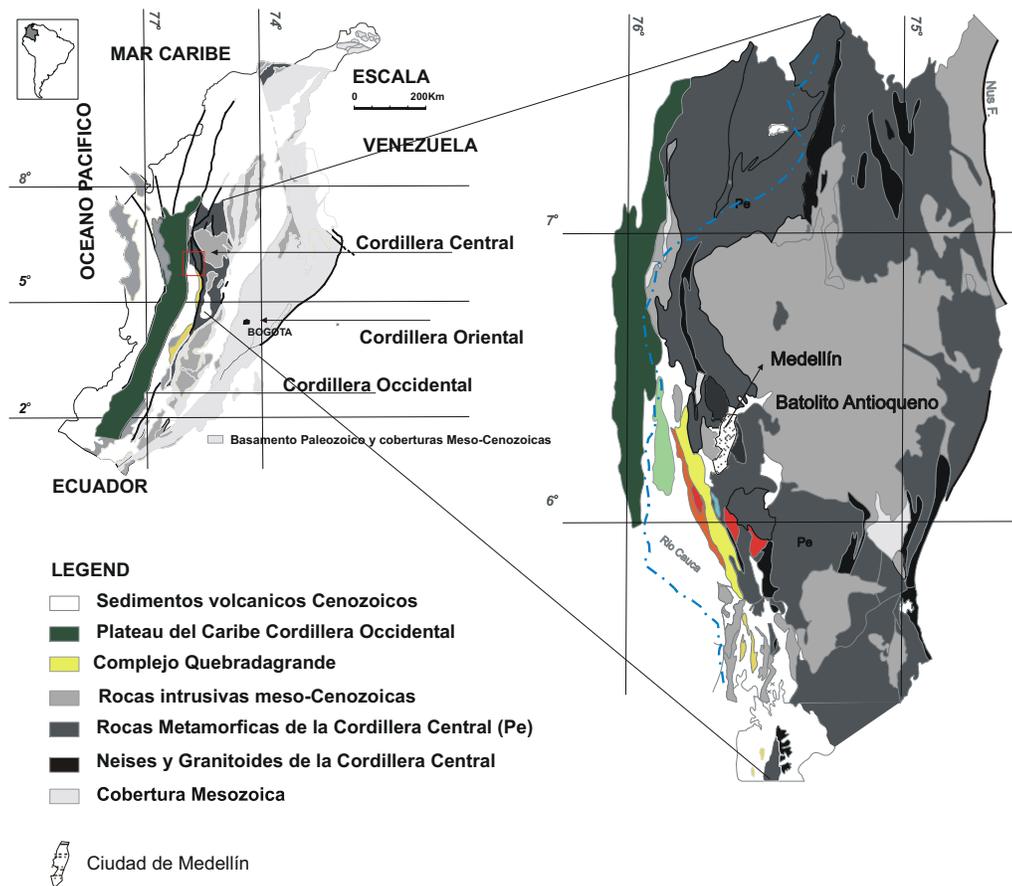
## MARCO GEOLOGICO REGIONAL

---

Los andes colombianos están formados por tres cadenas montañosas geológicamente independientes, con historias evolutivas características. La Cordillera Central y Occidental se alinean paralelas a la costa pacífica separadas por la depresión del Cauca-Patía en el sur de Colombia, y por una zona compleja de cizallamiento en la parte norte, objeto de este trabajo. La Cordillera Oriental posee una dirección N-NE separada de la Cordillera Central por medio del Valle del Río Magdalena y hacia el N-E se divide en la Serranía de Perijá y los Andes de Mérida en Venezuela.

La **Cordillera Occidental** está formada por rocas volcánicas básicas y sedimentos marinos del Cretácico Superior al Cenozoico con intrusiones volcánicas y plutónicas del Cenozoico, adosadas a la margen continental durante el Mesozoico y Cenozoico. La **Cordillera Oriental** está formada por un basamento del Precámbrico a Paleozoico, suprayacido por secuencias sedimentarias del Paleozoico hasta el Cenozoico y deformadas principalmente durante el Neógeno en el ciclo andino. Por otro lado, la **Cordillera Central** está formada por un núcleo de rocas metamórficas paleozoicas con evidencias de polimetamorfismo e intrusivos Permo-Triásicos de origen cortical (Vinasco, *et al.*, 2006) y batolitos cretácicos relacionados a una zona de subducción (McCourt *et al.*, 1984). Adicional al sistema montañoso principal del país, al norte aparece la Sierra Nevada de Santa Marta constituida por rocas metamórficas precámbricas a paleozoicas instruidas por granitoides Mesozoicos mientras al occidente de la Cordillera Occidental aparece la Serranía de Baudó, con afinidad de arco por la subducción de la Placa Pacífica bajo la margen sur occidental de la placa proto-Caribe (Taboada *et al.*, 2000).

Las rocas objeto de estudio se encuentran localizadas al noroccidente de la Cordillera Central en la zona de influencia del Sistema de Fallas de Romeral, el cual se extiende desde el Caribe Colombiano al norte hasta la Megazona de Cizalla Dolores-Guayaquil en Ecuador. Este sistema de estructuras paralelas y anastomosadas ha sido considerado como un sistema dispersivo o zona de sutura entre las rocas Meso-Cenozoicas de corteza oceánica la Cordillera Occidental y las rocas intrusivas y metamórficas Pre—Mesozoicas de corteza continental de la Cordillera Central al oriente de la falla.



**Fig 5: Mapa geológico esquemático mostrando las diferentes unidades estudiadas (Tomado de Vinasco *et al.*, 2006).**

El área de interés se enmarca en el flanco noroeste de la cordillera central justamente al límite geológico con la cordillera occidental colombiana. Maya y González (1994) definen los trazos principales del sistema de fallas de Romeral (Fig 6) y permiten separar dominios tectónicos regionalmente. El flanco oriental de la cordillera Central presenta una evolución geológica particular con rocas de alto grado consideradas pre-Cambrianas (Feininger *et al.*, 1972) con registros de edad no encontrados aun en el flanco occidental.

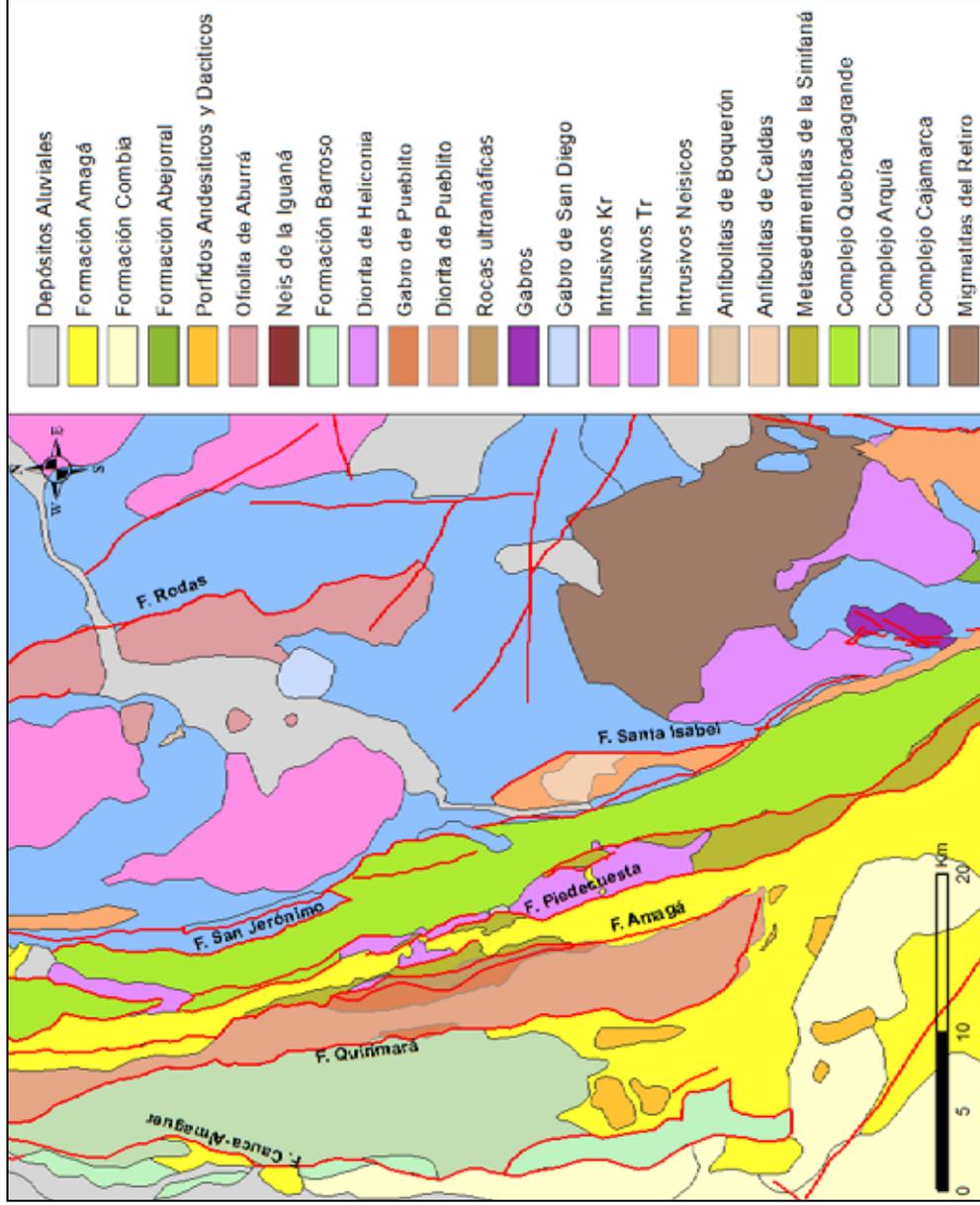


Fig 6: Mapa geológico de la parte noroccidental de la Cordillera Central. Tomado de INGEOMINAS 2001, modificado de Gonzalez y Londoño, 2001, Restrepo, 2008.

Desde el sistema de fallas de Palestina en el flanco oriental de la Cordillera Central, hasta la falla de San Jerónimo la Cordillera Central posee un basamento cristalino de origen continental de medio a alto grado de metamorfismo, afectado por un magmatismo que se extiende por lo menos desde el Paleozoico Superior. Estas rocas han sido incluidas dentro del **Terreno Tahamí** en el sentido de Toussaint y Restrepo (1989), **Complejo Cajamarca** según Maya y González (1996), **Complejo Polimetamórfico de la Cordillera Central** por Restrepo y Toussaint (1984), nombre que ha sido recientemente replanteado por Restrepo (en prep) y Terreno Cajamarca-Valdivia por Cediel et al (2003).

El basamento metamórfico para la parte norte de la Cordillera Central puede dividirse en dos unidades, denominadas Complejo El Retiro y los Esquistos de Ancón (Rodríguez, González y Zapata, 2005). El Complejo Retiro está compuesto de rocas metamórficas de medio a alto grado e incluye las Anfibolitas de Medellín, Migmatitas de Puente Peláez, Neis Milonítico de Sajonia, Neis de la Ceja y Granofels de Normandía, mientras que Los Esquistos de Ancón, corresponden a rocas metamórficas aflorantes al sur del valle de Aburrá, incluyendo esquistos cuarzo micáceos, esquistos cuarzo micáceos con estauroлита y grafito e intercalaciones de cuarcitas (Botero, 1963; Restrepo, 1978; Maya y González, 1995; Montes, 1995; Rodríguez *et al.*, 2005) (Fig 6). Dentro de este último grupo podrían incluirse los denominados esquistos de baldías aflorantes en el sector de El Boquerón al NW de la ciudad de Medellín. Alternativamente, se ha planteado que toda la secuencia metamórfica correspondería a rocas meta-vulcano sedimentaria de protolito pelítico (Bustamante, 2003) continua desde facies esquisto verde a facies anfibolita finalizando con rocas migmatíticas dentro de un esquema de metamorfismo progresivo hacia el E, mostrando evidencias texturales de al menos tres fases deformativas con un metamorfismo durante el Pérmico (Vinasco *et al.*, 2006) o Triásico Temprano y uno posterior de baja presión (Montes y Restrepo, 2003; Ordoñez *et al.*, 2000).

Las dataciones disponibles sugieren la ocurrencia de un evento tectono-magmático del Pérmico Superior al Triásico Inferior (Restrepo *et al.*, 1991; Ordoñez *et al.*, 2000; Vinasco *et al.*, 2005, Vinasco *et al.*, 2006), con reseteamientos subsecuentes en el Jurásico y Cretácico.

La discusión acerca de estas rocas se ha basado principalmente en el significado de cada una de las dataciones obtenidas y su marco geodinámico dentro de la tectónica global dominante durante el Permo-Triásico. Según Vinasco *et al.* (2005) este evento está aparentemente relacionado con la configuración del súper continente de Pangea a 280 Ma generando fenómenos de metamorfismo y magmatismo sin-tectónico a 250 Ma. Edades alrededor de 230 Ma en los cuerpos graníticos de origen cortical de los intrusivos de Amaga, La Honda y El Buey representarían magmatismo post-tectónico relacionado al comienzo de la disgregación del súper continente. Sin embargo, Restrepo (en prep) argumenta, basado

en datos de Vinasco, que el pico máximo de metamorfismo se da a 245 Ma cuando Pangea ya se había conformado por lo que las rocas del basamento habría sufrido la Orogenia Terra Australis localizada en el borde occidental del continente y la cual preserva el registro de una zona de subducción desde 570 Ma continuando hasta 230 Ma con bloques acrecionados a la margen occidental de Gondwana en diferentes momentos durante el Paleozoico (Cawood, 2005).

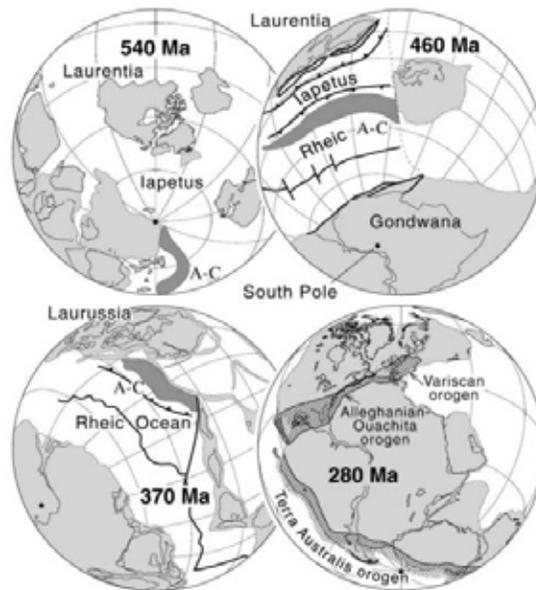


Fig 7: Reconstrucción del Paleozoico (Murphy et al 2009). A) 540 Ma, formación del Océano Iapetus entre Laurentia y Gondwana; B) 460, separación de Avalonia y Carolina (A-C) formándose el Océano Rheic; C) 370, formación de Laurasia por la colisión de Laurentia, Báltica, A-C y comienzo de la contracción del Océano Rheic; 280, configuración de Pangea por el cerramiento del Océano Rheic y localización del Orógeno Terra Australis.

El registro geocronológico más antiguo en la parte norte de la cordillera se encuentra en la zona de Caldas, donde las rocas meta básicas de las **Anfibolitas de Caldas** con edades Ar-Ar en gas total de  $404.3 \pm 2.3$  Ma, intercaladas con esquistos anfibólicos de medio a alto grado metamórfico son intruidas por el **Neis de la Miel**, con edades U-Pb SHRIMP de 404 Ma y edades de enfriamiento Ar-Ar en moscovita de 345 Ma confirmando una edad Paleozoica con contribución de fuentes más antiguas (Vinasco *et al.*, 2006). Estas edades sugieren un metamorfismo regional pre-devoniano, no observado en otra parte de la cordillera. El Neis de Samaná, intrusivo en las rocas metamórficas del Complejo Cajamarca ha sido asociado a este evento acadiano como un intrusivo sin tectónico tardío, con edades Rb-Sr de  $346 \pm 26$  (Restrepo *et al.* 1991). Sin embargo, Ibáñez-Mejía *et al.* (2008)

obtuvieron una edad U/Pb de 244.9 Ma como edad de un metamorfismo de alto grado con formación de intrusiones sin tectónicas de granitos tipo S.

Al occidente de la Falla San Jerónimo y hasta la Falla Cauca-Almaguer se encuentran secuencias máficas-ultramáficas, ofiolitas y sedimentos oceánicos de diversa edad y naturaleza y los cuales han sido incluidos dentro del Terreno Cauca-Romeral (Etayo., 1986) y Romeral (Cediel *et al.*, 2003) y que podrían ser correlacionados con las Unidades Peltetec, El Toro y Raspas en Ecuador (Codigem, 1993; Litherland *et al.*, 1994 en Cediel *et al.*, 2003).

La unidad más oriental de estos cuerpos es el Complejo Quebradagrande (Maya y González, 1996), conformado por una secuencia de metavulcanitas y metasedimentitas de composición basáltica a andesítica con metamorfismo de bajo grado en facies zeolita, prehnita pumpellita y esquisto verde (Nivia *et al.*, 2006). En los horizontes sedimentarios se han encontrado fósiles marinos del Valangiano al Aptiano (González, 1980; Gómez *et al.*, 1995), concordante con una edad K/Ar en roca total de  $105 \pm 5$  Ma de las secuencias volcánicas obtenida por Toussaint y Restrepo (1978). El ambiente de formación de estas rocas ha sido ampliamente discutido por diferentes investigadores. El Complejo Quebradagrande habría sido formado en un ambiente de rift oceánico (González, 1980) emplazado en la margen occidental junto con las rocas básicas de la Cordillera Occidental (Toussaint y Restrepo, 1993; Kammer, 1995; Kammer y Mojica, 1996). Por otro lado, Nivia, *et al* (2006) mediante datos geoquímicos sugieren que los basaltos y andesitas del Complejo Quebradagrande presentan afinidad calco-alcalina y son generados en un ambiente de supra-subducción en una cuenca marginal intra-cratónica durante el Cretácico Temprano entre la Cordillera Central Paleozoica y rocas pre-Mesozoicas del Complejo Arquía al occidente.

Al occidente, en contacto fallado con las rocas volcánicas del Quebradagrande mediante la Falla Potrerillo, se encuentran los Metasedimentos de la Sinifaná, compuestos esencialmente por argilitas, pizarras, filitas, metagrauvas, metareniscas y cuarcitas de protolito sedimentario y con indicios de haber sufrido metamorfismo de bajo grado en facies esquisto verde (González, 2001.). Estas metamorfitas son intruídas por la granodiorita del Stock de Amagá del Triásico Superior (Restrepo *et al.*, 1991) limitando la edad del metamorfismo como Pre-Triásica. Estas rocas podrían correlacionarse con las metamorfitas de la Cordillera Central al oriente o más recientemente con las rocas metamórficas del Complejo Arquía al occidente (Rodríguez, en prep).

En secuencia al occidente, en contacto fallado con las Metasedimentitas de la Sinifaná mediante la Falla de Amagá, se encuentran los cuerpos máficos y ultra-máfico de Heliconia formando una franja alargada de peridotitas, gabros y dioritas, con dirección N10W controlada por el sistema de Fallas de Romeral. Para estas rocas Vinasco *et al* (2001)

sugieren que hacen parte de un conjunto ofiolítico, obteniendo una edad Ar-Ar plateau de cristalización en  $224 \pm 2$  y  $230 \pm 3$  Ma para el gabro y  $238,1 \pm 1,6$  y  $232,6 \pm 1,7$  Ma para la diorita. Recientemente, Rodríguez (en prep) obtuvo edades U-Pb en circón de 235 Ma consideradas como la edad de cristalización magmática.

Al occidente, en contacto fallado con los cuerpos máficos y ultramáficos de Heliconia mediante la Falla Quirimará, se encuentra una secuencia vulcano-sedimentaria de esquistos verdes y esquistos sericíticos, metamorfoseados en facies esquisto verde (García, 2010) denominados Esquistos de Sabaletas (como parte del Complejo Arquía). Para este cuerpo Toussaint *et al.* (1978) obtuvieron una edad K-Ar en roca total de  $127 \pm 5$  Ma luego, Restrepo *et al.* (1991) obtuvieron una edad K/Ar en actinolita de  $104 \pm 5$  Ma. Vinasco (2001) obtiene una edad Ar-Ar en anfíbol en  $127,5 \pm 2$  Ma. Recientemente, Rodríguez *et al.* (en prep) argumenta que el cuerpo de diorita es intrusivo en la secuencia metamórfica de bajo grado, mediante la datación de un dique diorítico en 230 Ma, concordante con los resultados geocronológicos obtenidos para el cuerpo de Diorita y en contraposición con las dataciones cretácicas para las rocas del Complejo Arquía con el cual las rocas de sabaletas son comúnmente correlacionadas.

El Complejo Arquía (Maya y González 1995) constituye una franja alargada, estrecha y discontinua de esquistos anfibólicos, sericíticos y anfibolitas asociadas a cuerpos ultramáficos localizada al oriente de la Falla Cauca-Almaguer (Cauca-Patía) que lo separa de las rocas volcánicas oceánicas de la Formación Barroso en la Cordillera Occidental. Se encuentra cubierto en discordancia por la Formación Amagá y las secuencias vulcano-sedimentarias de la Formación Combia. El Complejo Arquía incluye el Grupo Arquía (Toussaint y Restrepo., 1974), los Esquistos de Sabaletas (Restrepo., 1986) y los Esquistos Anfibólicos del río Cauca (González., 1980) en la zona de Antioquia, además de la Secuencia Metamórfica de Buesaco (Murcia y Cepeda., 1991 en González., 1995), el Grupo Bugalagrande (Grotjohann y McCourt, 1981 en González., 1997), Complejo Bolo Azul (Orrego y Paris., 1991 en Maya y González., 1995) y los Esquistos de Lisboa-Palestina (Mosquera., 1978 en González., 1997) en el departamento de Caldas y Risaralda.

Recientemente, Rodríguez (en prep) propone una posible edad paleozoica para el metamorfismo del complejo debido a la intrusión de la Diorita de Pueblito durante el Triásico, indicando una posible correlación con las Metasedimentitas de la Sinifaná y las rocas metamórficas del Complejo Cajamarca de la Cordillera Central. Edades U-Pb obtenidas en este trabajo alrededor de 70 Ma en rocas meta- volcánicas de la misma zona indican la posibilidad de que complejo Arquía está conformado por bloques de diferente edad, consolidados como un bloque coherente al final del Cretácico o inicios del Terciario.

Otros modelos plantean que la edad del metamorfismo para las rocas de Arquía es Cretácico según edades K/Ar (Restrepo & Toussaint, 1975; Brook 1984; Restrepo *et al.* 1991;

Restrepo *et al.*, 2008) y Ar-Ar (Vinasco, 2001), y acrecionadas a la margen occidental de la Cordillera Central a lo largo del Sistema de Fallas de Romeral. Bustamante (2008) obtuvo edades Ar-Ar en los esquistos azules posiblemente asociados al emplazamiento del Complejo Arquía a la margen occidental de Suramérica en 58 a 68 Ma en los esquistos de Jambaló y 107 a 120 Ma en los esquistos de Barragán. Según el autor, las edades del Maestrichtiano-Daniano indican la edad de exhumación de los esquistos azules a lo largo de un canal de subducción, interrumpido por la colisión de un arco intra-oceánico con la margen continental. Según esta información, Restrepo (en prep) argumenta que las rocas que hacen parte del Complejo Arquía sufrieron un metamorfismo de obducción o subducción a 125 Ma, donde edades más jóvenes de 62 Ma marcarían el final de la acreción de estas rocas ofiolíticas relacionadas con la formación y movimiento de la Placa Caribe.

Al occidente de la Falla Cauca-Almaguer se encuentran las rocas de la Formación Barroso en la Cordillera Occidental. Es una unidad de ambiente oceánico con edades desde el Cretácico hasta el Mioceno, acrecionadas a la Cordillera Central por medio de la zona de sutura del Sistema de Fallas de Romeral. Se reconoce los basaltos toleíticos de la Formación Barroso asociados a sedimentos tipo flysh de la Formación Penderisco con presencia de fósiles del Cretácico Tardío al Paleoceno del Albiano al Maastrichtiano y edades K/Ar de  $105 \pm 10$  Ma. Hacia el sur son importantes el Grupo Diabásico (Nelson, 1962), Formación Amaime (Aspden, 1984), entre otras.

Dadas las complejas relaciones tectónicas que presentan las rocas encontradas en el área de estudio, la determinación del ambiente geodinámico de las unidades requiere de la interpretación de las relaciones de campo y de resultados de geoquímica, que permitan la ubicación espacial y discriminación tectónica de los eventos geológicos más relevantes que afectaron la región.

## ESQUISTOS DE SABALETAS

Los Esquistos de Sabaletas (Restrepo, 1986) son una formación vulcano-sedimentaria metamorfoseada bajo un régimen dinámico en Facies Esquisto Verde en la zona de Biotita (García, 2010). Afloran en el flanco occidental de la Cordillera Central, en contacto al este con la Diorita de Pueblito mediante la Falla de Quirimará y al occidente con basaltos y diabasas de la Formación Barroso por la Falla Cauca-Almaguer (Mejía, 1983, 1983, Gómez *et al.*, 2007). Se encuentran cubiertos de forma discordante por las formaciones Amagá y Combia y son intruídos por las rocas Hipoabisales Porfídicas del Neógeno (Mejía, 1983a, 1983b, González, 2001; Gómez *et al.*, 2007). Toussaint *et al.* (1978) obtuvieron una edad K-Ar de  $127 \pm 5$  Ma, y correlacionaron este cuerpo con las Anfibolitas Granatífera de Pijao con edades K/Ar en roca total de  $110 \pm 10$  (Toussaint & Restrepo, 1978b) y con las Anfibolitas Grantíferas del Grupo Arquía datadas en  $110 \pm 5$  Ma con el método K/Ar en hornblenda (Toussaint & Restrepo, 1976). Posteriormente, Restrepo *et al.* (1991) obtienen una edad

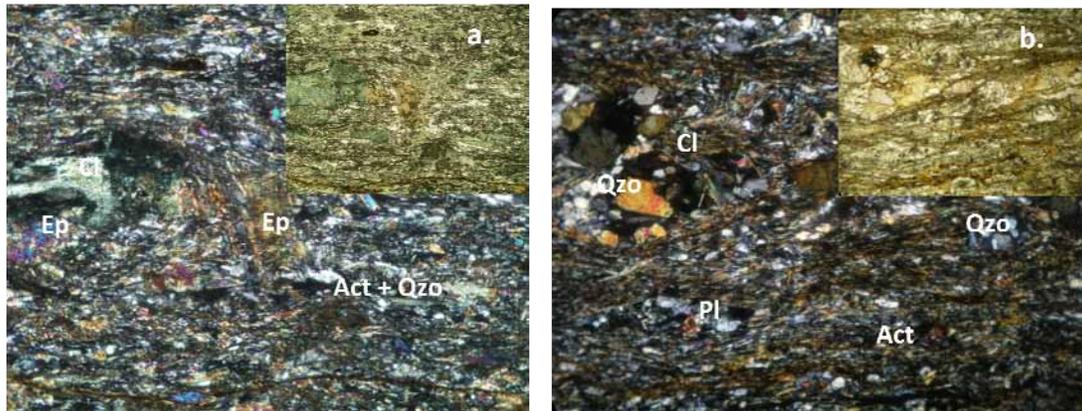


K/Ar en actinolita de  $104 \pm 5$  Ma, mientras Vinasco (2001) obtiene una edad Ar/Ar en micas de  $127 \pm 2$  Ma, interpretada como una edad próxima al evento deformacional de generación de micas.

En este trabajo se estudiaron los niveles meta-volcánicos (COLC-2, COLC-3, COLC-5, COLC-08b y COLC-90), los cuales están compuestos por esquistos clorítico-actinolíticos con cuarzo, epidota, clinozoisita y esfena, y bajas concentraciones de plagioclasa con saussuritización y sericitización, además de la presencia de biotita y moscovita como accesorio en algunas muestras. En general, las rocas presentan evidencias de deformación y milonitización como bandas de cuarzo con formación de subgranos y límites lobulados, extinción ondulatoria, foliación anastomosada discontinua definida por actinolita, clorita, clinozoisita y esfena. Se encontraron pordiroclastos de plagioclasa, anfíbol tipo actinolita posiblemente de la retrogradación de hornblendas, y epidotas provenientes de procesos metasomáticos a partir de plagioclasa pre-metamórficas, y desarrollo de

Fig 8: Localización esquemática del cuerpo de los Esquistos de Sabaletas. Imagen en tomada de NASA, 2001.

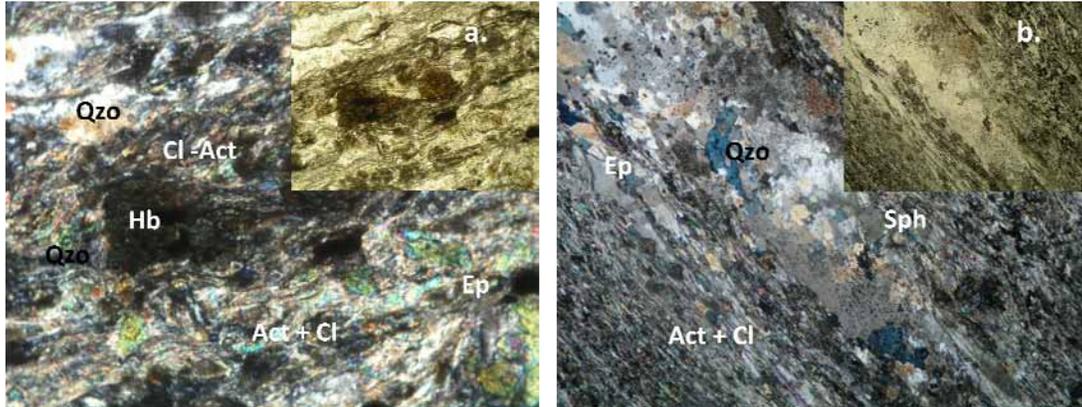
sombras de presión en clorita y actinolita. Algunos de los porfidoclastos presentan evidencia de deformación intracrystalina por la inducción de dislocaciones en la red, vistas como diferencia en la extinción de los porfidoclastos especialmente los anfíboles.



**Fig 9: Muestras a. COLC-2 y b. COLC-3 de los horizontes volcánicos de los Esquistos de Sabaletas. La foliación esta demarcada por clorita y actinolita, rodeando núcleos de cuarzo, epidota y plagioclasa.**

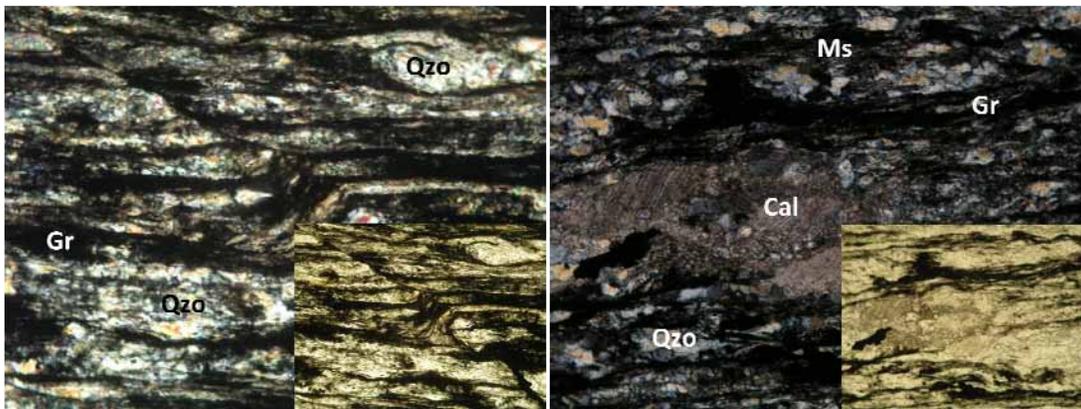
En la muestra COLC-08b se encontraron porfidoclastos de plagioclasa, epidota y hornblenda parda que eventualmente podrían corresponder a anfíboles ígneos retrogradados casi en su totalidad a anfíbol tipo actinolita, sin embargo podrían ser reliquia de un metamorfismo de más alto grado, ya retrogradados a facies Actinolita de Epidota. Hay presencia de biotita en bajas proporciones. Esta muestra presenta una textura milonítica con foliación anastomosada de actinolita y clorita, con presencia local de grafito y calcita.

La muestra COLC-90 aparentemente presenta dos foliaciones definidas por actinolita, clorita, zoicita, esfena y epidota con calcita y moscovita como minerales accesorios. Posee bandas de cuarzo plegadas y recristalizadas con porfidoblastos de epidota y zoicita con sombras de presión en clorita.



**Fig 10:** a. Muestra COLC-08b mostrando relictos de Hornblendas en una matriz de Cl + Act+Qzo+Ep. b. Muestra COLC-90 con bandas continuas de cuarzo intercaladas con bandas de clorita y actinolita.

De los horizontes meta-sedimentarios se tomó una muestra con la referencia COLC-11. Esta roca presenta una esquistosidad formada por bandas más o menos continuas de grafito y moscovita, intercaladas con bandas de cuarzo, calcita, sericita y clorita. Una foliación pre-existente está marcada por el crecimiento pre-tectónico de las micas, la cual presenta deformación por plegamiento y re-cristalización con el desarrollo posterior de una foliación bien demarcada por el del grafito y los niveles cuarzosos. Según García (2010) el protolito podrían ser sedimentos pelágicos a hemipelágicos depositados en una cuenca poco profunda favoreciendo la depositación de grafito y calcita, metamorfoseada en Facies Esquisto Verde. Como accesorios



**Fig 11:** Muestra COLC-11. Bandas más o menos continuas de cuarzo, calcita y sericita intercaladas con bandas de grafito y moscovita.

## 6.1 GEOQUIMICA CONVENCIONAL

Debido a que los Esquistos de Sabaletas han estado sometidos a metamorfismo en Facies Esquisto Verde (García., 2010), la concentración original de ciertos elementos puede modificarse debido a su movilidad respecto a los procesos de alteración y metamorfismo en condiciones de presión y temperatura. De esta manera, para cualquier interpretación es importante tener en cuenta los elementos que no han sido movilizados desde el momento de formación de la roca y para este efecto se ha graficado el Zr (considerado como de baja movilidad frente a procesos de bajo grado metamórfico vs. Otros elementos menores y traza para identificar su dispersión (Kerr *et al.*, 1997).

Los elementos Nb, Y y  $\text{TiO}_2$  presentan una aceptable correlación con el Zr éste, enriquecido en COLC-2 relativo a las otras muestras lo que posiblemente corresponde a mayor cantidad de esfena que puede eventualmente incluir el zirconio dentro de su estructura. Por otro lado, el Sr presenta algo de dispersión sugiriendo cierta movilidad de este elemento. El Ba y el  $\text{K}_2\text{O}$  en la muestra COLC-3 presentan enriquecimiento relativo relacionado posiblemente a la presencia de moscovita por contaminación con materiales psamíticos, asociada a porfidoclastos de clinozoisita en pequeños nódulos (Fig 9b).

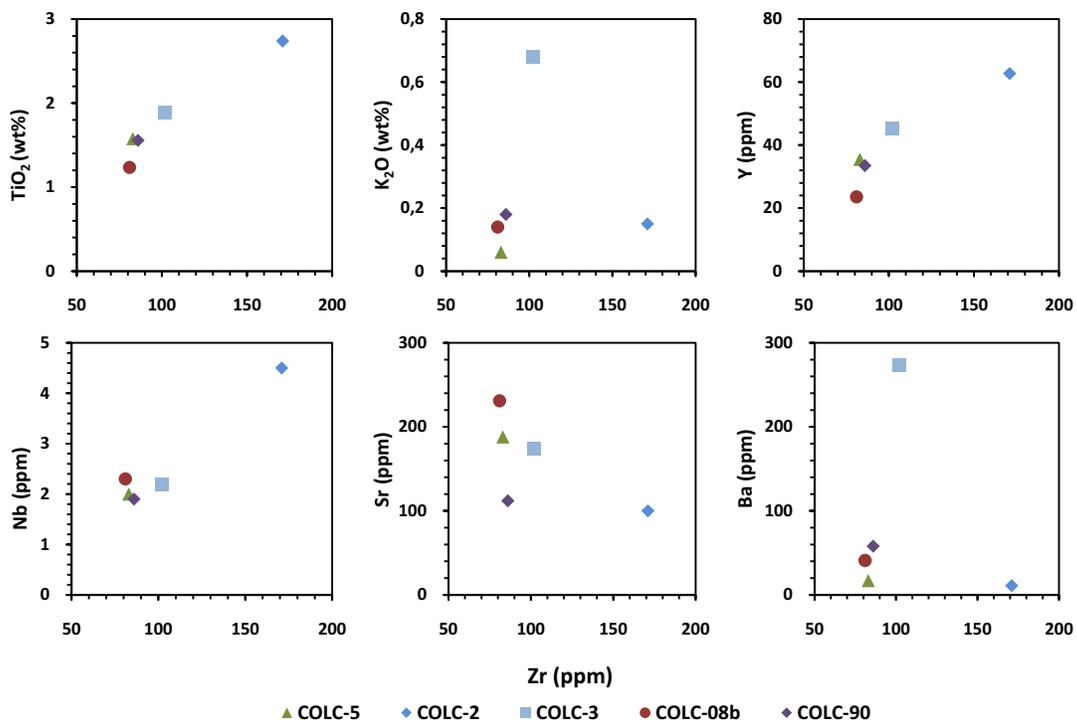


Fig 12: Gráfica de Zr vs. Elementos Mayores, menores y traza para los horizontes volcánicos de los Esquistos de Sabaletas.

### 1.1.1. Elementos mayores

Los protolitos volcánicos de los Esquistos de Sabaletas se clasifican como basaltos subalcalinos de la serie toleítica baja en K (La muestra COLC-3 presenta un valor anómalamente alto de  $K_2O$  de 0,68 wt% relativo a las otras muestras con un contenido por encima del valor promedio para este elemento (0,242 wt%) ubicando esta muestra dentro de las toleítas medianamente potásicas con generación de cantidades apreciables de moscovita.

La muestra COLC-90 presenta el mayor contenido de sílice, lo cual puede ser explicado por la presencia de bandas de cuarzo plegadas (Fig 13 y Fig 14).

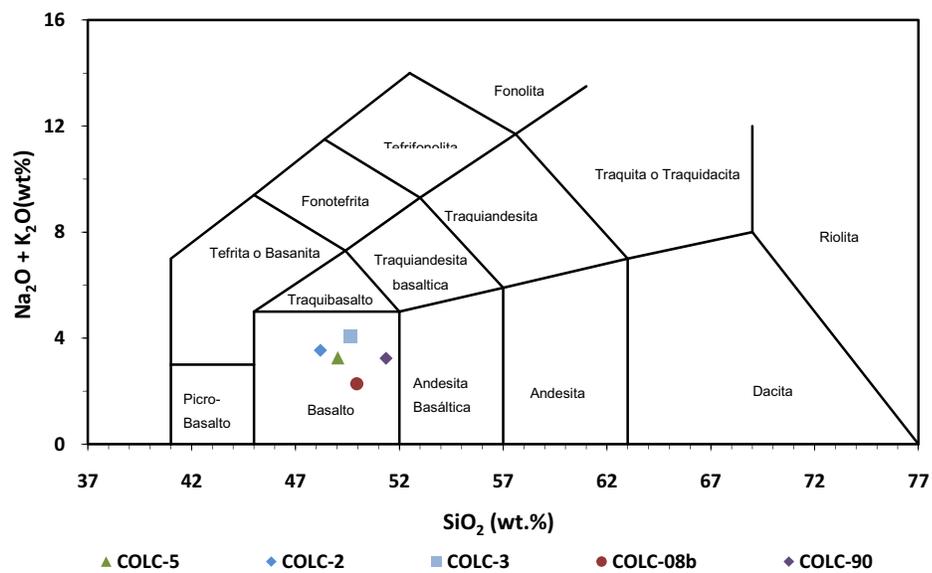
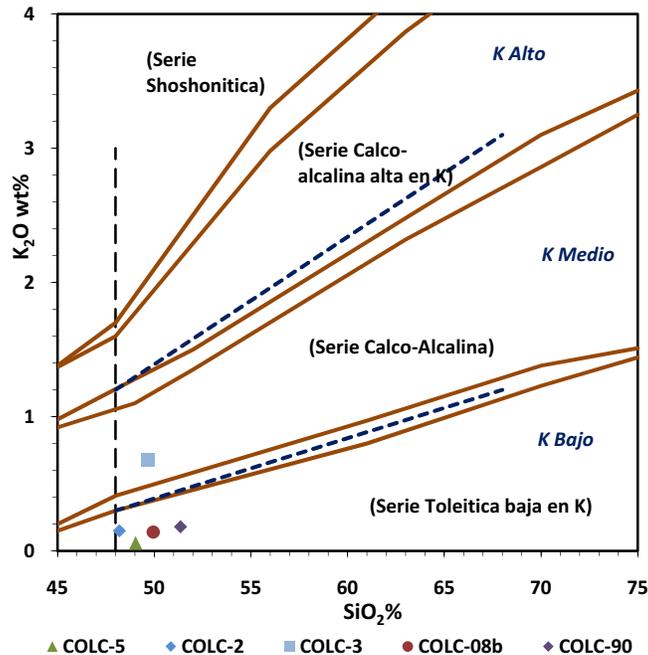


Fig 13: Diagrama TAS ( $Na_2O$  wt% +  $K_2O$  wt%) vs.  $SiO_2$  wt% según Cox *et al.* (1979) para los horizontes volcánicos de los Esquistos de Sabaletas

La Fig 15 muestra los diagramas de variación según  $MgO$  wt% como índice de diferenciación para los horizontes volcánicos disminuyendo de izquierda a derecha como indicador del aumento de la evolución magmática del líquido. Las muestras consideradas sugieren arreglos de diferenciación bien definidos.



**Fig 14:** Sub-división de las rocas sub-alcálinas SiO<sub>2</sub> wt% vs. K<sub>2</sub>O wt% para los horizontes volcánicos de los Esquistos de Sabaletas. Según LeMaitre et al, 1989 (líneas y letra en azul) y según Rickwood (1989) en paréntesis.

El contenido de SiO<sub>2</sub> wt% es aproximadamente proporcional al contenido de MgO wt%, mientras que el Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> wt%, TiO<sub>2</sub> wt%, Zr y Nb aumentan con la disminución en la concentración de MgO wt% como es de esperarse en un proceso de evolución de un magma basáltico. Se observa un incremento abrupto en el contenido de Zr, Nb y algo de TiO<sub>2</sub> wt% a un poco más de 7% de MgO wt% en la muestra COLC-2.

La muestra COLC-90 contiene la mayor cantidad de SiO<sub>2</sub> wt% y MgO wt% debido a la presencia de cuarzo en bandas que aumenta la cantidad de sílice del sistema, también presenta bajos valores relativos de CaO wt%. La muestra COLC-2 se sale un poco de la tendencia especialmente en cuanto al contenido de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> wt%, ya que su valor está muy por debajo del valor promedio para las rocas meta-volcánicas de la Formación Sabaletas por otro lado, contiene los menores valores de SiO<sub>2</sub> (wt%) y MgO (wt%) y por lo tanto en el #Mg pero altos valores en el contenido de TiO<sub>2</sub>, Nb y Zr debido a que esta muestra presenta mayor cantidad de hornblenda que fracciona estos elementos. Esta muestra presenta alta concentración en la proporción de esfena y baja de actinolita en relación con las otras rocas, con presencia de algo de biotita como accesorio.

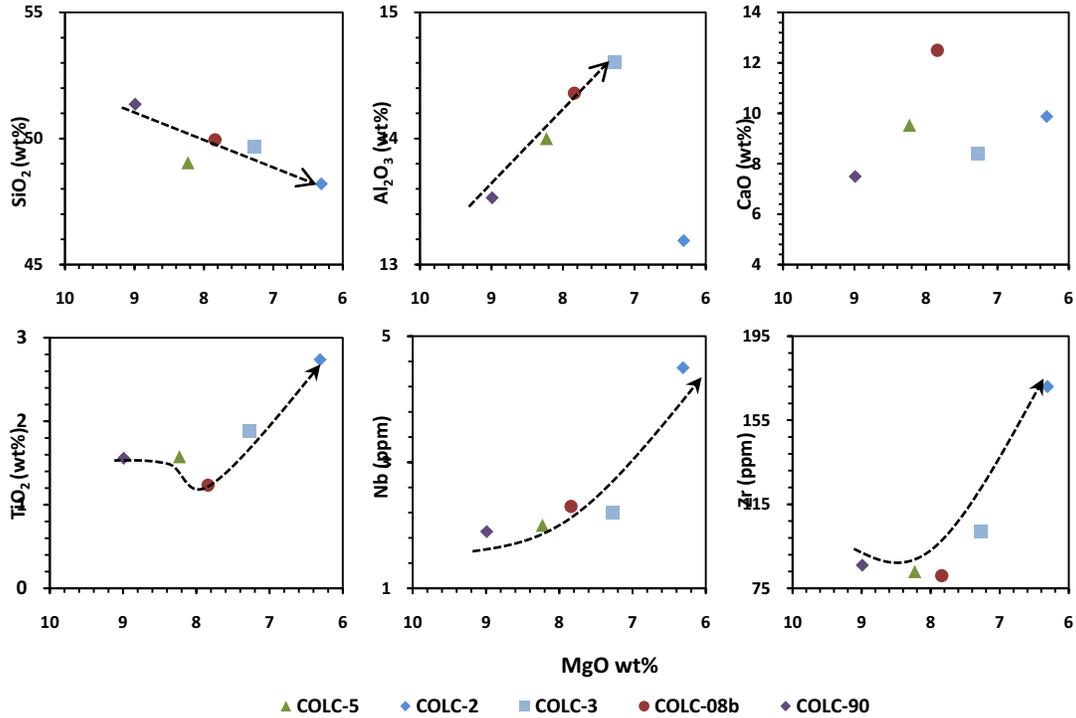


Fig 15: Diagrama de variación de algunos elementos mayores, menores y traza, respecto a la concentración de MgO wt% para los horizontes volcánicos de los Esquistos de Sabaletas.

La relación SiO<sub>2</sub> wt% vs. K<sub>2</sub>O wt% es importante para establecer tendencias de diferenciación magmática, ya que a medida que el magma evoluciona se da aumento en estos elementos. En general se puede aceptar que se cumple el patrón de evolución, con excepción de la muestra COLC-3 cuyo contenido de álcalis es bastante alto con relación a las otras muestras, así como el porcentaje de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Esto a primera instancia podría significar eventualmente una posible contaminación con materiales un poco más evolucionados o metasomatismo por fluidos enriquecidos en potasio dando minerales como la moscovita que aunque presente en otras rocas, es notoriamente mayor en esta muestra.

### 1.1.2. Elementos traza y de las tierras raras

Las razones entre elementos de tierras raras normalizados con los valores del condrito según los datos de Sun y McDonough (1995) se pueden observar en Tabla 8. Estas razones dan indicios acerca de los procesos de diferenciación y fraccionamiento que sufrieron estos elementos durante los procesos de evolución magmática. El #Mg (Mg/(Mg+Fe)) es un discriminador petrogenético importante para estudios de evolución de corteza y da una

aproximación de cuan primitiva puede ser una roca. Los Esquistos de Sabaletas son rocas que presentan altos valores de #Mg, y un índice de aluminosidad bajo lo que les da un carácter metaluminoso, excepto para el horizonte sedimentario con elevado A/CNK (COLC-11). Presentan valores medianamente altos de elementos compatibles como el Cr y Ni, los cuales disminuyen con el aumento en el #Mg. Por otro lado, el V es considerado como un elemento altamente incompatible especialmente a valores altos de #Mg y en este caso presenta un aumento a medida que este valor disminuye.

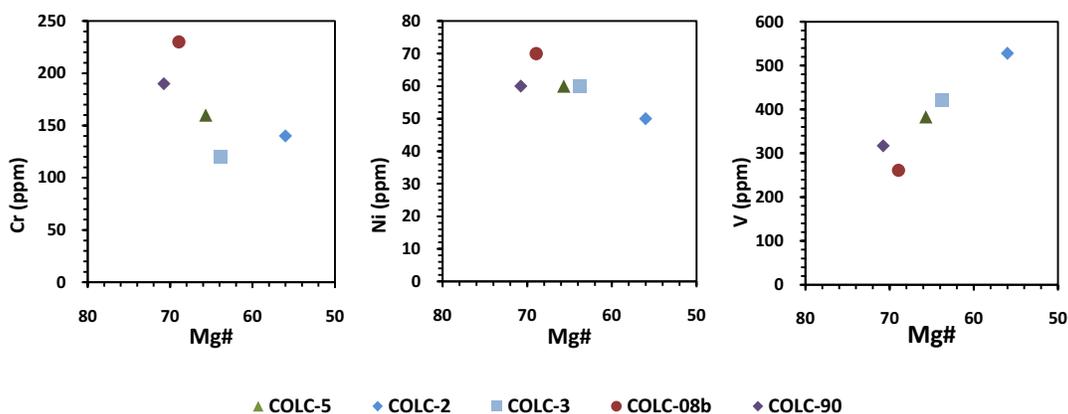


Fig 16: Variación de Cr, Ni y V Vs Mg#, para los horizontes volcánicos de los Esquistos de Sabaletas

Tabla 8: Razones entre los diferentes elementos de las tierras raras para las rocas meta-volcánicas (COLC-5, COLC-2, COLC-3, COLC-08b) y el horizonte pelítico de los Esquistos de de Sabaletas (COLC-11)

	$(La/Yb)_n$	$(La/Sm)_n$	$(Gd/Yb)_n$	Mg#	A/CNK	Eu/Eu*	Fracc
COLC-5	0,60	0,59	1,01	65,68	0,62	1,22	0,8
COLC-2	0,71	0,66	1,05	56	0,56	1,01	0,91
COLC-3	0,59	0,58	1,06	63,83	0,68	1,13	0,8
COLC-08b	0,87	0,74	1,11	68,94	0,55	1,41	1,04
COLC-90	0,57	0,57	1,02	70,75	0,72	1,04	0,70
COLC-11	7,31	3,44	1,34	52,33	1,17	0,7	6,08

En la Fig 17 se presenta el diagrama de tierras raras para las metavulcanitas de los Esquistos de Sabaletas, comparadas con las tendencias del E-MORB y el N-MORB. Los patrones de tierras raras son en general homogéneos con tendencias planas, con fraccionamientos menores y cercanos a 1 siguiendo el patrón registrado por el N-MORB con diferentes grados de enriquecimiento. El grado de enriquecimiento podría ser es función de la concentración inicial en la fuente y el grado de fusión parcial. A diferencia de las muestras COLC-2 y COLC-90 que no presentan anomalía de Eu, las muestras COLC-3 y COLC-5

presentan una leve anomalía positiva de Eu. Petrográficamente, hay una correspondencia entre estos pares de rocas, donde las muestras COLC-2 y COLC-90 representan los miembros aparentemente menos evolucionados con diferentes grados de fusión parcial y muy poca cantidad de plagioclasa, mientras que las muestras COLC-3 y COLC-5 presentan mayor contenido de plagioclasas con algunas intercalaciones félsicas. La muestra COLC-08 posee un patrón algo diferente debido a intercalaciones de material sedimentario con material volcánico donde se pueden encontrar cristales de hornblendas relictas de un proceso ígneo que eventualmente podrían ser las responsables del empobrecimiento relativo de las tierras raras pesadas, además es una roca que presenta valores altos de CaO relativo a las otras muestras que puede explicar la anomalía positiva de Eu.

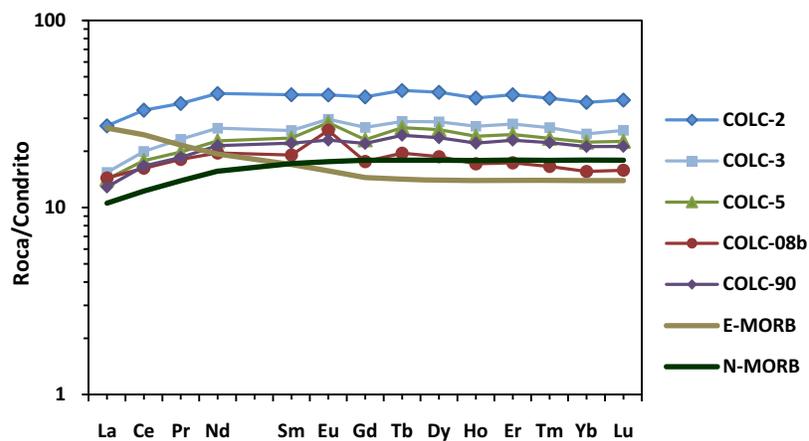


Fig 17: Diagrama de elementos de tierras raras para los horizontes volcánicos de los Esquistos de Sabaletas, normalizados según los valores del condrito. Sun y McDonough (1995)

El diagrama multielemental de elementos traza (Fig 18) muestra tendencias muy suaves y relativamente homogéneas en los elementos más compatibles con diferentes grados de enriquecimiento respecto al N-MORB. El enriquecimiento en los elementos más móviles (LILE) puede ser el resultado de la alteración de una corteza oceánica o a la subducción de sedimentos en una zona de supra-subducción que introduzca los elementos más móviles, permitiendo el enriquecimiento de la fuente en dichos elementos. Para descartar los efectos de un metasomatismo post- formación de los basaltos, Elthon (1991) propone que este diagrama sea graficado teniendo en cuenta los elementos relativamente menos móviles normalizados con el manto primitivo, donde el Ta es graficado entre el Th y el La (Fig 19). Los patrones registrados por los Esquistos de Sabaletas siguen una tendencia cercana a los basaltos generados en las dorsales medio oceánicas con mayor enriquecimiento, incluso en los HFSE. Este autor propone que magmas derivados de zonas de subducción poseen

razones  $Th/Ta > 3$  y  $La/Ta$  de 30 a 40 y en zonas de MORB de 0,75 a 2 ppm en cuyo rango se encuentran los protolitos basálticos de los Esquistos de Sabaletas.

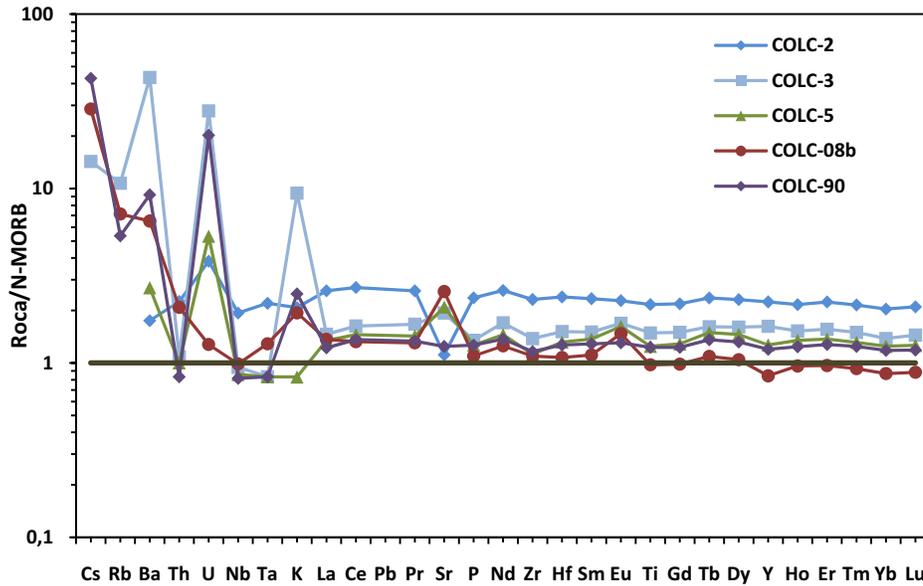


Fig 18: Diagrama multielemental para los horizontes volcánicos de los Esquistos de Sabaletas, normalizados con el N-MORB según Sun y McDonough (1995).

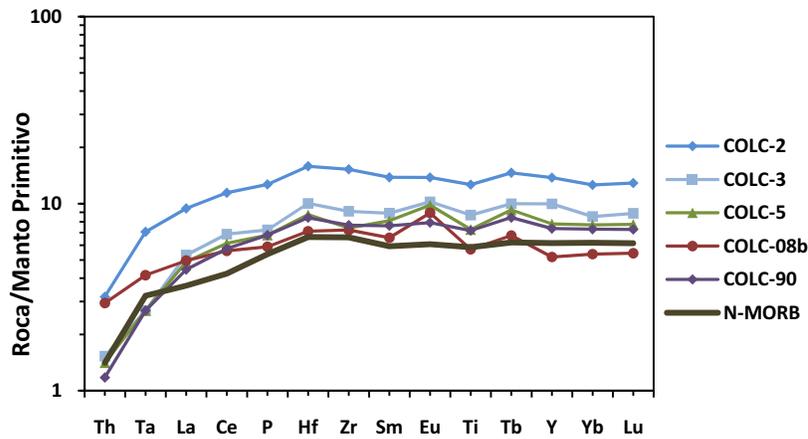
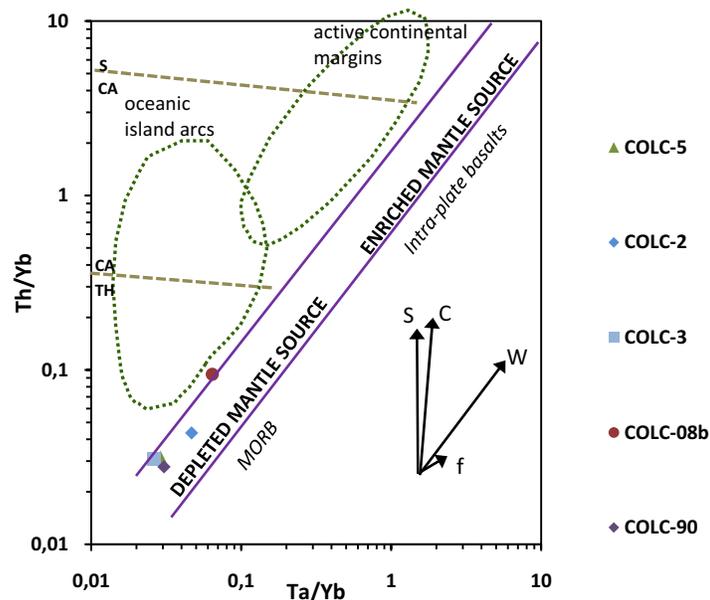


Fig 19: Diagrama multielemental de elementos de tierras raras relativamente inmóviles para los horizontes volcánicos de los Esquistos de Sabaletas según Elthon (1991).

Para evaluar la composición de la fuente de un magma, Pearce (1982, 1983) propone el diagrama Th/Yb vs. Ta/Yb, donde Yb se usa como denominador para eliminar variaciones debido a procesos de fusión parcial y cristalización fraccionada (Fig 20), permitiendo enfocar la atención en la composición de la fuente como una variable petrogenética. Basaltos de MORB e intraplaca no contaminados grafican dentro de una banda bien definida, mientras que eventos de enriquecimiento tienden a concentrar el Ta y Th en igual proporción. Por otro lado, arcos de islas y márgenes continentales activos tienen una razón Th/Yb mayor posiblemente por la influencia de fluidos en la zona de subducción, los cuales están enriquecidos en Th. Los basaltos de márgenes continentales activos grafican por encima del manto oceánico, enriquecido posiblemente por la influencia de la litosfera subcontinental. Basaltos intra-continetales contaminados grafican en una posición similar. . Basaltos intraplaca contaminados grafican en una posición similar, sin embargo se enfrenta el problema de distinguir entre los efectos de los fluidos provenientes de la zona de subducción y aquellos de la contaminación cortical para producir las características del magma en sus elementos traza (Wilson, 1991).



**Fig 20: Grafica Ta/Yb vs. Th/Yb de Pearce., 1982, 1983 que muestra las diferencias entre basaltos relacionados a zonas de subducción, basaltos oceánicos derivados de fuentes empobrecidas y fuentes enriquecidas. Los vectores muestran la influencia de: un componente de subducción (S), enriquecimiento intraplaca (W), contaminación cortical (C) y cristalización fraccionada (F). Las líneas quebradas separan los campos de toleíticos (TH), calco-alcalinos (CA) y shoshonítico (S).**

En este caso, todas las rocas de la Formación Sabaletas con bajas razones Ta/Yb (0,026 a 0,047) y Th/Yb (0,028 a 0,043) se encuentran dentro del arreglo mantélico de fuente empobrecida. La muestra COLC-08 tiene valores algo mayores, posiblemente debido a la influencia de materiales corticales contaminantes.

### 1.1.3. Horizonte meta-sedimentario

---

La composición química y mineralógica de los sedimentos clásticos de los Esquistos de Sabaletas está controlada por varios factores tales como la composición de la roca fuente, procesos de meteorización y sedimentación, sorteamiento mecánico, descomposición y diagénesis.

Los estudios de geoquímica en rocas metasedimentarias se concentran en dilucidar su procedencia, alteración de la roca fuente y los factores que controlan la geoquímica de elementos traza como los procesos de evolución cortical y superficial. En el capítulo de los metasedimentos que se encuentran intercalados con las Anfibolitas de Caldas se discutirá un poco más sobre la geoquímica en rocas metasedimentarias.

Se analizó una muestra colectada de uno de los horizontes meta-sedimentarios de la Formación Sabaletas (COLC-11). El patrón de tierras raras normalizados según los valores del condrito de Sun y McDonough, 1995 (Fig 21a) presenta alto fraccionamiento de los *LREE* hasta de 100 veces el condrito en relación con los *HREE*, similar a lo reportado por Gromet *et al.* (1984) para los sedimentos finos de la plataforma continental Norteamericana "*North America Shale Composite*"- NASC. La relación Gd/Yb indica que dentro de los elementos pesados existe leve fraccionamiento con empobrecimiento progresivo de las tierras raras más pesadas. La Fig 21b muestra el diagrama normalizado según Gromet, *et al* (1984) donde se puede ver que siguen un patrón similar respecto a rocas de origen continental.

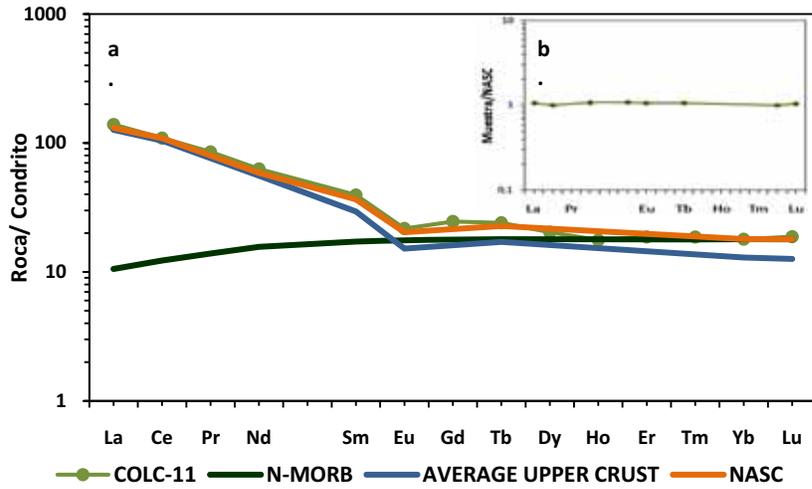


Fig 21: Horizonte meta-sedimentario de los Esquistos de Sabaletas, normalizados según los valores del condrito. Sun y McDonough (1995), comparadas con NASC (North American Shale Composite) de Gromet *et al.* (1984) y la corteza superior promedio de Taylor y McLennan, 1981).

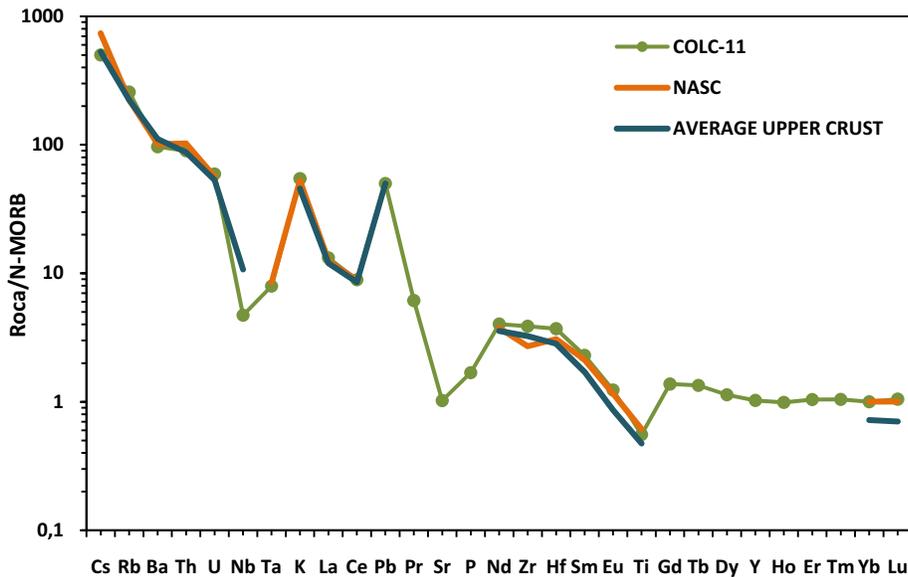


Fig 22: Diagrama de elementos traza para el horizontes meta-sedimentario de normalizados con el Manto Primitivo, comparados con la Corteza Superior promedio (Taylor y McLennan., 1981) y NASC (Gromet *et al.*, 1984).

El diagrama multielementales normalizado con el N-MORB (Fig 22) muestra un patrón errático con empobrecimiento en los elementos traza, compatibles con fuertes anomalías negativas de Ti, Sr, Nb, Ta y Rb y valores altos de Pb y K relativo al N-MORB. La presencia de

un empobrecimiento de Nb, Ta y Ti indica que la fuente de estos sedimentos fueron generados en una zona de arco.

## 6.2 DIAGRAMAS DISCRIMINATORIOS DE AMBIENTES TECTONICOS

Las diferencias en la abundancia de los elementos químicos en los ambientes tectónicos son la base para la discriminación tectono-magmática. Algunos de los diagramas discriminatorios para basaltos y andesitas basálticas que utilizan algunos elementos traza se presentan en las, Fig 23, Fig 24, Fig 25 y Fig 26.

El diagrama de la Fig 23 propuesto por Wood (1980) utiliza aquellos elementos del grupo de los HFSE ayudando a identificar los ambientes de formación de lavas de composición silícea a basáltica que permite la discriminación entre ambientes tipo MORB y de arco volcánico.

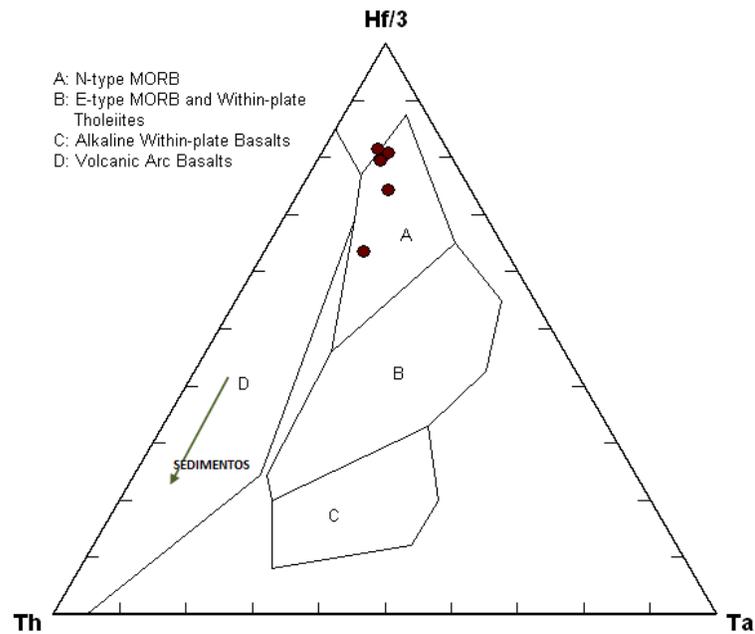
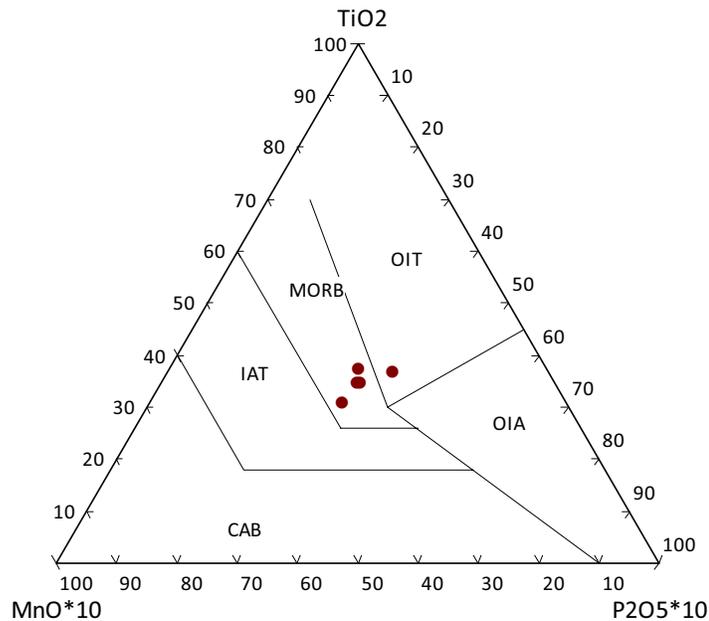


Fig 23: Diagrama discriminatorio Hf/3-Ta- Th para las meta-vulcanitas de los Esquistos de Sabaletas (Wood, 1980). La flecha indica el efecto de adicionar Th a partir de sedimentos.



**Fig 24: Diagrama ternario MnO-TiO<sub>2</sub>-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> para basaltos y andesitas basálticas según Mullen, 1983. Para los horizontes meta-volcánicos de los Esquistos de Sabaletas.**

Pearce et al (1981, 1984) argumenta que la abundancia de elementos compatibles tales como el Cr y Ni relativo a elementos incompatibles como el Zr y el Y, podrían indicar efectos de fraccionamiento o cantidad de fundido generado en un proceso de fusión parcial. En la Fig 25 se presenta el diagrama propuesto por Pearce de Y vs Cr, el cual ha sido utilizado para separar magmas de zonas de arco s de islas de zonas de MORB y de tipo boninitas, ya que ambos elementos no son afectados significativamente por aquellos procesos que causan heterogeneidad en el manto superior convectivo (en Hawkins, 2003).

En la Fig 26 se ha graficado el diagrama de Shervais (1982) Ti/100 vs. V usado para distinguir entre toleítas de arcos volcánicos, de zona de MOR y basaltos alcalinos.

El diagrama de Shervais (1982) Ti y V es usado para distinguir toleítas de arcos volcánicos, MORB y basaltos alcalinos. La variación en la concentración de V relativo al Ti es una medida de la actividad del oxígeno de un magma y del proceso de cristalización fraccionada que se ha dado y son parámetros que pueden estar ligados al ambiente de erupción. Ti vs. V son inmóviles bajo condiciones de alteración hidrotermal y metamorfismo de medio a alto grado

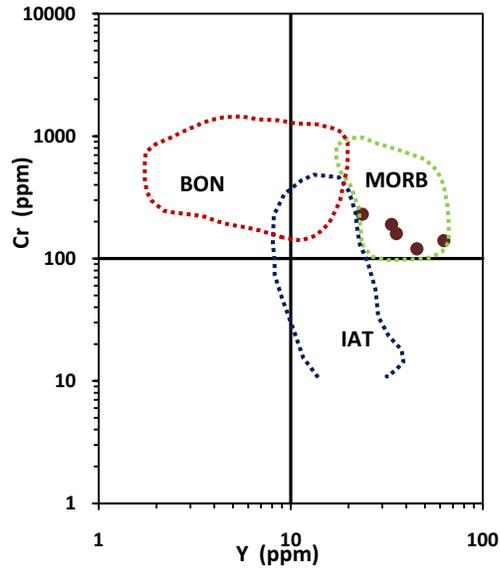


Fig 25: Diagrama Cr-Y según Pearce et al (1981), mostrando los campos de BON-Boninitas, IAT-Toleítas de Arcos de Islas y MORB-Basaltos Medio Oceánicos, para los horizontes meta-volcánicos de los Esquistos de Sabaletas.

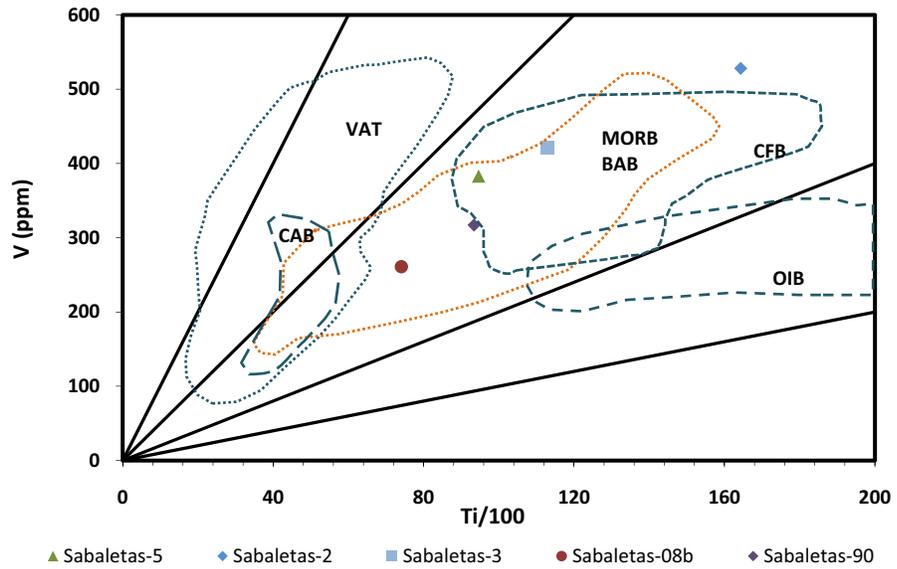


Fig 26: Diagrama Ti/100 vs V según Shervais (1982) para los Esquistos de Sabaletas. CAB: Continental Arc Basalts; MORB: Mid Ocean Ridge Basalts; BAB: Back Arc Basin; OIB: Ocean Island Basalts; VAT: Volcanic Arc Tholeites; CFB: Continental Flood Basalts.

Este diagrama ha sido empleado gracias a que el V es un elemento con varios estados de oxidación ( $V^{+3}$ ,  $V^{+4}$ ,  $V^{+5}$  y en ocasiones  $V^{+6}$ ) lo que hace que este elemento se comporte de una manera compleja. Es incompatible especialmente en zonas de MOR pero puede tener tendencias de compatibilidad en ciertos ambientes tectónicos como OIB, especialmente a bajos valores de #Mg, el Ti por su parte, solo existe en  $Ti^{+4}$ . La variación en las concentraciones de V según el Ti son una medida de la actividad del  $O_2$  en el magma y de los procesos de cristalización fraccionada y estos parámetros han sido ligados al ambiente tectónico de generación (Vasconcelos *et al.*, 2001). Según este autor este diagrama debe ser restringido a rocas cuyo contenido de sílice sea menor al 53%, criterio válido para las rocas meta-volcánicas de la Formación Sabaletas. Por otro lado, la movilidad del Ti en procesos de alteración y metamorfismo ha sido tratado por diferentes autores, donde algunos aseguran una reducción del Ti y V de hasta 50% la concentración original. Según Shervais (1982) el comportamiento de estos elementos durante la alteración es bastante coherente, donde la relación Ti/V es similar tanto en las rocas frescas como alteradas. Otros autores indican la poca movilidad en condiciones de metamorfismo hasta facies Anfibolita y posiblemente Granulita con estabilidad en amplios intervalos de temperaturas durante el metamorfismo de piso oceánico y regional. (en Vasconcelos., 2001). Los campos en ese diagrama están subdivididos según la relación Ti/V, donde los MORB poseen una relación entre 20 y 50 con solapamiento con el campo definido para los derrames basálticos continentales y cuencas tras-arco. Islas oceánicas y basaltos alcalinos grafican entre una razón Ti/V de 50 a 100, mientras que toleítas de arcos de islas grafican entre la razón Ti/V de 10 y 20.

Los diagramas anteriores presentan buena correlación entre ellos mostrando como las rocas de los Esquistos de Sabaletas provienen de de basaltos de fuentes empobrecidas en elementos incompatibles, similar a lo que sucede en una zona de MORB, especialmente N-MORB, con intercalación de sedimentos cuyas rocas fuentes provienen de posibles arcos volcánicos.

### 6.3 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Y GEOCRONOLOGIA

---

Para la geoquímica de isotopos de Sr y Nd se utilizaron las muestras COLC-5 y COLC-90 de los horizontes volcánicos. Además de los isotopos de Sr y Nd se obtuvo una datación U-Pb en zircón por el método LA-ICP-MS (*Laser Ablation Inductive Coupled Plasma – Mass Spectrometer*) en la Universidad de Florida.

A pesar de la poca cantidad de circones que presentan estas rocas, se obtuvo una edad de  $71,9 \pm 1,1$  Ma lo cual no es claro si representa la edad del vulcanismo para la Formación Sabaletas o la edad máxima de un evento metamórfico posterior a la depositación (Fig 27).

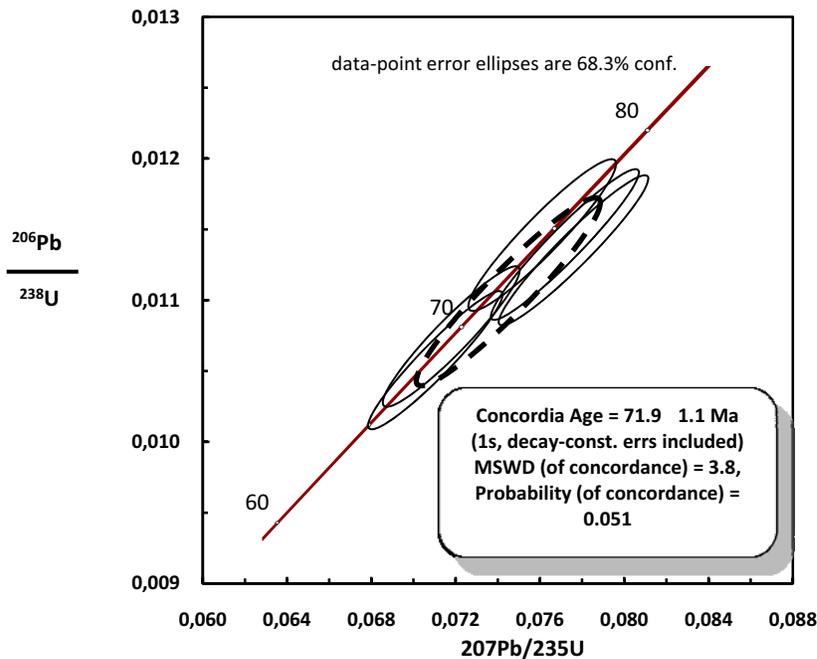


Fig 27: Diagrama concordia de U-Pb en zircon para los horizontes volcánicos de los Esquistos de Sabaletas.

### 6.3.1 Isotopos de Sr y Nd

En la Tabla 9 y Tabla 10 se presentan los datos obtenidos y calculados para los isotopos de Nd y Sr respectivamente. Los valores iniciales para la relación  $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  han sido calculados a la edad obtenida por la metodología U-Pb.

Tabla 9: Datos de isotopos de Nd para las meta-vulcanitas de los Esquistos de Sabaletas.

	$(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{(0)}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{(0)}$	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	Edad (Ma)	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{R (T)}}$	$\epsilon_{(0)}$	$\epsilon_{(T)}$
COLC-5	0,2096	0,513090	0,066	70	0,512994	8,81	8,70
COLC-90	0,2080	0,513016	0,058	70	0,512921	7,37	7,27

Tabla 10: Datos de isotopos de Sr para las meta-vulcanitas de los Esquistos de Sabaletas.

	Edad (Ma)	$(\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86})_{(0)}$	$(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_{(0)}$	$(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_{\text{R (T)}}$	Rb/Sr
COLC-5	70	0,0023	0,70328	0,703277	0.00081
COLC-90	70	0,0675	0,70437	0,704299	0.02334

En la Fig 28 se presenta la relación  $\epsilon_{Nd}$  vs  $Sr^{87}/Sr^{86}$  para los horizontes volcánicos de los Esquistos de Sabaletas a la edad de 71 Ma. Lo más importante de recalcar son los altos valores en la relación  $\epsilon_{Nd}$  desde hace 71 Ma hasta la actualidad y cercanos a los valores de la curva de evolución para el Manto Empobrecido, ubicándose de esta manera en el cuadrante I de la Fig 28. Si esta edad representa la edad del vulcanismo que dio origen a los basaltos son rocas que no han sido modificadas significativamente hasta el presente, aun incluso si la edad de estas rocas es del Paleozoico como es propuesto por Rodríguez (2010) (Fig 29).

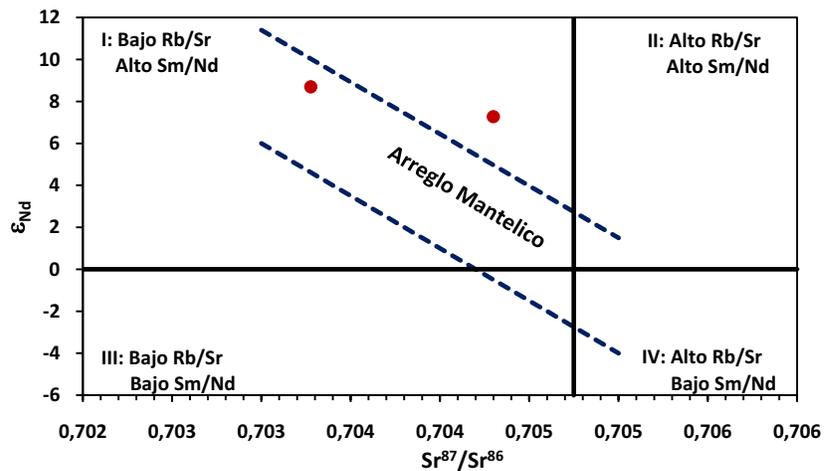


Fig 28: Diagrama  $\epsilon_{Nd}$  vs  $87Sr/86Sr$  para los horizontes volcánicos de los Esquistos de Sabaletas.

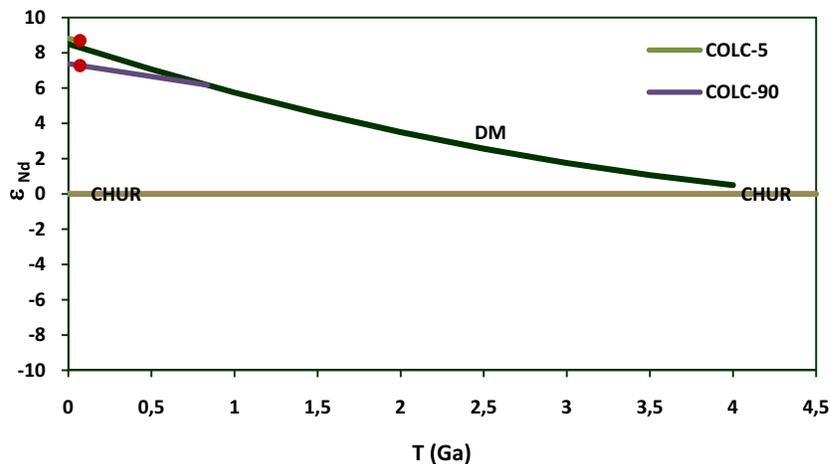


Fig 29: Curva de evolución de  $\epsilon_{Nd}$  para las rocas volcánicas de los Esquistos de Sabaletas.

Con los datos obtenidos tanto para los horizontes volcanicos de los Esquistos de Sabaletas se puede inferir derivacion de manto empobrecido con altos valores  $\epsilon_{Nd}$  similar a una fuente tipo N-MORB, cumpliendo con las características de un ambiente de formacion en una dorsal medio-oceanica o una cuenca tras-arco y cuya evolución es baja en términos isotópicos. La existencia de horizontes de protolito sedimentario provenientes a de fuentes que han sufrido procesos evolutivos avanzados indican la presencia de un arco cerca a la cuenca de depositación. Bajo este esquema geodinamico, dichas rocas pudieron haber sido depositadas en una cuenca de zona de arco, indicando que las anomalías registradas en los elementos traza más móviles son indicativos de zona de subduccion, sin embargo, una de las características principales de este ambiente es el empobrecimiento de los HFSE respecto al N-MORB en cuyo caso es muy poco y en algunos casos inexistente (Fig 18).

## GABRO Y DIORITA DE PUEBLITO

En la zona de Heliconia cerca al corregimiento de Pueblito aflora una franja alargada de peridotitas, gabros y dioritas, con dirección N10°W controlada por el sistema de fallas de Romeral. Dentro de este grupo se encuentran los cuerpos del Gabro y la Diorita de Pueblito en contacto aparentemente fallado mediante la Falla Llorasangre (Montoya y Peláez., 1993).

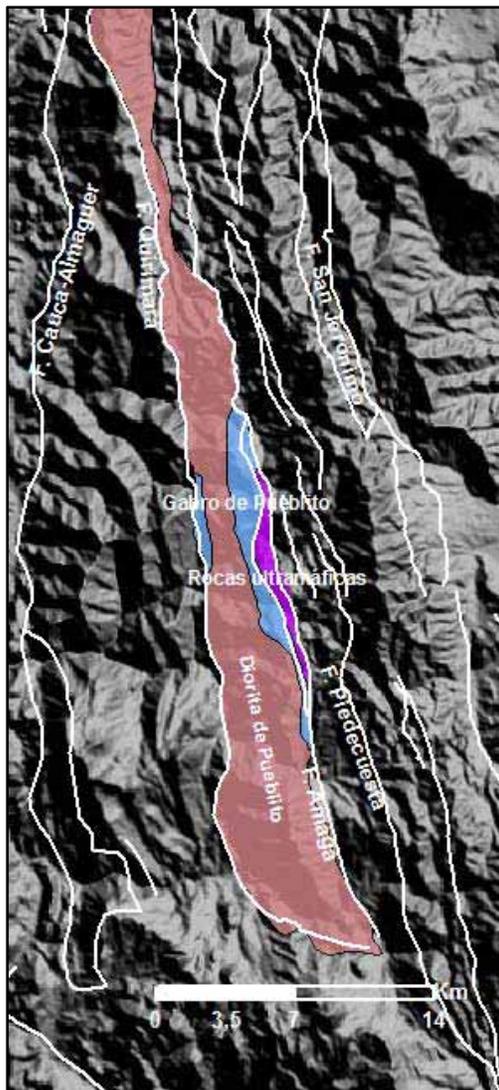


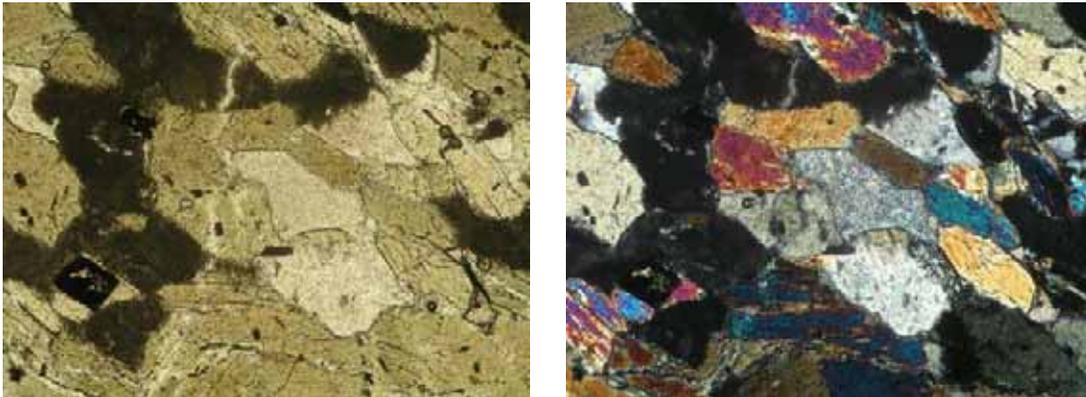
Fig 30: Localización de los cuerpos de Gabro y Diorita de Pueblito. Imágen Tomada de NASA, 2001.

Montoya y Peláez (1993) definen el Complejo Máfico-Ultramáfico de Heliconia para la asociación gabro-peridotita, excluyendo el cuerpo de la Diorita de Pueblito por no encontrar evidencias petrológicas que las relacione, sin embargo, varios autores sugieren una relación genética para estos cuerpos (Grosse, 1926; Calle y González, 1980, González y Londoño, 2002). Según González y Londoño (2002) el Gabro de Pueblito es una facie de borde del cuerpo de diorita. Restrepo et al, (1991) por medio de la metodología K/Ar en plagioclasa para el cuerpo diorítico, obtuvo edades de  $580 \pm 130$  y  $102 \pm 28$  Ma la primera interpretada como anómalamente vieja debido a exceso en argón radiogénico. Una datación de los gabros bandeados de  $130 \pm 12$  Ma (Restrepo y Toussaint., 1976) es postulada como concordante con la segunda datación obtenida para la diorita si se tiene en cuenta los errores analíticos y la sugieren como la edad mínima del magmatismo. Posteriormente, obtuvieron una datación de  $166 \pm 10$  Ma en gabros pegmatíticos encajada en el cuerpo de diorita. Recientemente, Vinasco et al, (2001) obtuvieron una edad de Ar-Ar plateau de  $224 \pm 2$  y  $230 \pm 3$  Ma para el gabro y  $238,1 \pm 1,6$  y  $232,6 \pm 1,7$  Ma para la diorita ubicando la edad de cristalización de estas rocas durante el Triásico Superior.

Señalan que este conjunto de rocas hace parte de un complejo ofiolítico y que las edades más antiguas presentadas por diorita significan la actividad magmática inicial de este complejo.

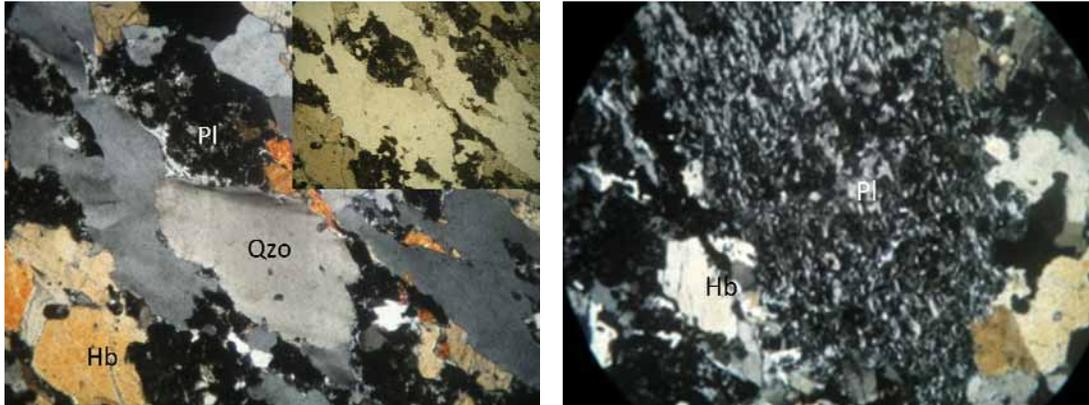
De estas cuerpos se analizaron cuatro muestras correspondientes a la nomenclatura COLC-14, COLC-16, COLC-23, COLC-25 y COLC-75.

La muestra COLC-25 es una roca de grano medio a grueso, inequidimensional, con bandeamiento ígneo de diferentes con orientación de lentes de hornblendas primarias de formas euhedrales a subhedrales de color café pardo fuertemente pleocroicas a verde oliva, intercaladas con plagioclasas de gran tamaño con saussuritización avanzada y algo de sericitización especialmente los cristales de plagioclasa de menor tamaño. Hay recristalización de las plagioclasas de mayor tamaño por lo que la determinación del tipo de plagioclasa es bastante difícil, sin embargo, se puede apreciar que poseen maclado polisintético tipo albita y carlsbad. Están acompañados de cristales de apatito de formas hexagonales, esfena euhedral en altas cantidades, algo de epidota (zoicita) secundaria, zircón y opacos, algunos rodeados por epidota. Esta muestra presenta una fractura rellena de cuarzo.



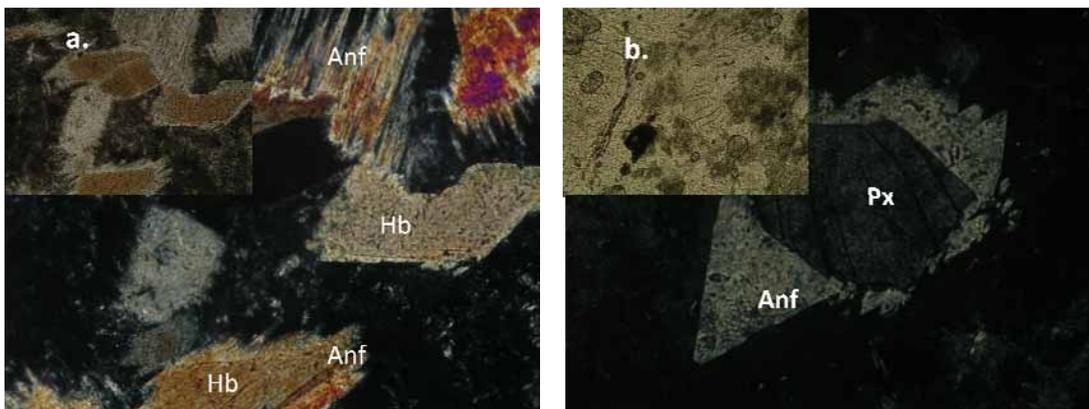
**Fig 31: Muestra COLC-25 para una muestra del Gabro de Pueblito con orientación preferencial de los anfíboles y las plagioclasas.**

La muestra COLC-23a presenta una textura similar con tamaño de grano equidimensional y bandeamiento discontinuo dado por la presencia de hornblendas pardas primarias intercaladas con plagioclasas saussuritizadas y en algunos casos recristalizadas. Como minerales accesorios se encuentra apatito, epidota, zircón y cuarzo (15% modal). La presencia de cuarzo es importante pues la diferencia notablemente de la muestra COLC-25.



**Fig 32: Muestra COLC-23a. Presenta una textura fanerítica gruesa con bandeamiento ígneo composicional. Compuesta de Hornblenda, cuarzo y plagioclasa.**

Por otro lado, la muestra COLC-16 es una roca de grano fino con alta saussuritización de las plagioclasas y núcleos de hornblenda parda primaria con textura de reemplazamiento (uralitización) a un anfíbol incoloro posiblemente actinolita. En algunos casos presenta hábito fibroso especialmente cuando no están asociados a hornblenda parcialmente cloritizada. A diferencia de las muestras COLC-23a y COLC-25 esta roca no presenta una textura de bandeamiento, sin embargo, los anfíboles de origen primario insinúan una orientación enmascarada por el crecimiento de nuevos minerales posiblemente debido a efectos hidrotermales. Hay presencia de apatito hexagonal, opacos posiblemente illmenita. No hay presencia de cuarzo en esta muestra.



**Fig 33: a. Muestra COLC-16. Se muestran anfíboles con coronas de reacción a anfíbol fibroso y plagioclasas saussuritizadas. b. Muestra COLC-75. Piroxénos con uralitización a anfíbol posiblemente actinolita, acompañados de plagioclasas saussuritizadas.**

La muestra COLC-75 difiere notablemente de las rocas anteriores, ya que es la única que contiene clinopiroxeno (augita) equidimensional con inclusiones de apatito, y uralitización posiblemente actinolita la cual en algunos casos presenta hábito fibroso de color verde a incolora. La roca presenta cristales de plagioclasa altamente saussuritizadas impidiendo su determinación. Algunos piroxénos presentan retrogradación en sus bordes a clorita. No hay presencia de hornblenda parda de origen magmático, tampoco se evidencia la presencia de cuarzo. Como minerales accesorios hay epidota que en algunos casos se encuentra como inclusiones a lo largo de la exfoliación de los anfíboles fibrosos, cristales de circón y opacos.

## 7.1 GEOQUIMICA CONVENCIONAL

Para identificar una posible alteración hidrotermal que pueda afectar la química original de la roca, se hace necesario identificar patrones de dispersión graficando elementos tanto móviles (*LILE*) como relativamente inmóviles (*HFSE*) respecto a la concentración de Cr el cual se considera compatible con una fuente mantélica peridotítica (Fig 34).

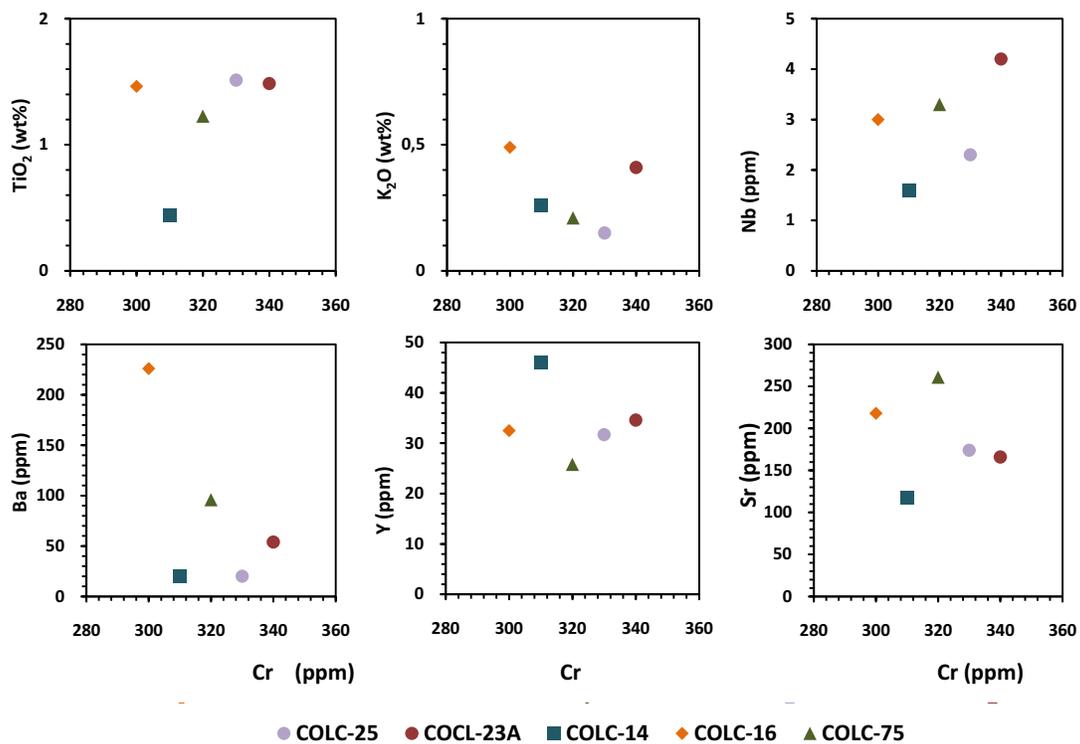


Fig 34: Cr vs. Óxidos mayores y elementos traza.

Los cuerpos de la Diorita y Gabro de Pueblito son rocas que poseen valores de Cr menores a los reportados para el manto pero similares para magmas provenientes de un N-MORB (Hawkins, 2003), indicando posible procedencia de una fuente mantélica empobrecida por procesos de fusión parcial. En general hay buena correlación con movilización del Ba y K<sub>2</sub>O en la muestra COLC-16 y este último también enriquecido en COLC-23a (Fig 34). La presencia de piroxéno en COLC-75 disminuye la concentración de Y con aumento de Sr sustituyendo al Ca en la plagioclasa.

### 7.1.1 Elementos mayores

Según la clasificación usada para rocas ígneas plutónicas no potásicas de Cox et al (1979) (Fig 35 y Fig 36), las rocas analizadas caen dentro del área definida para los gabros sub-alcalinos de la serie toleítica baja en K con cantidades de SiO<sub>2</sub> wt% desde 47,93 wt% para la muestra COLC-25 a 51,29 wt% de la COLC-23a, este último dato es congruente con la cantidad de cuarzo. La muestra COLC -16 presenta un contenido mayor de K<sub>2</sub>O wt% conforme con su enriquecimiento en Ba.

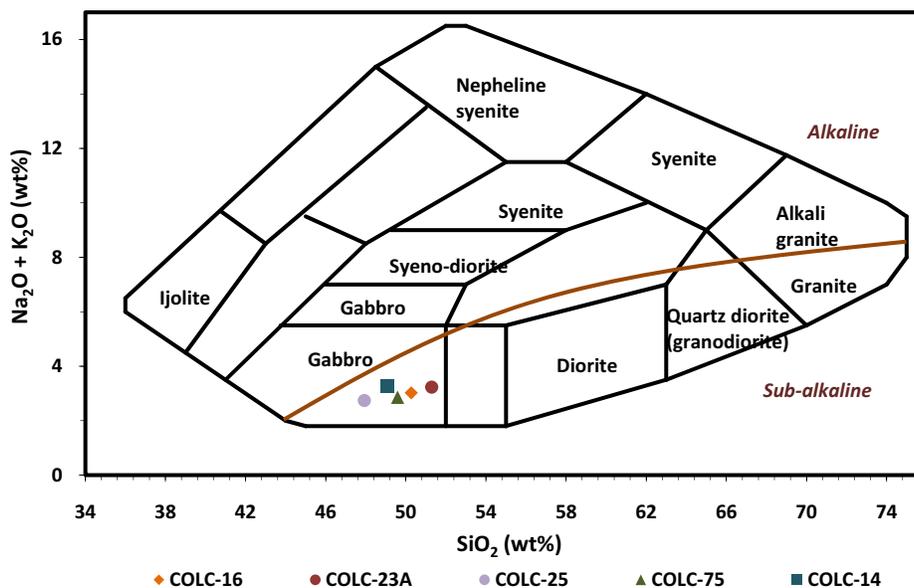


Fig 35: Nomenclatura para rocas ígneas no potásicas (Cox et al., 1979). Las líneas de división entre las series alcalinas y sub-alcalinas es de Miyashiro (1978).

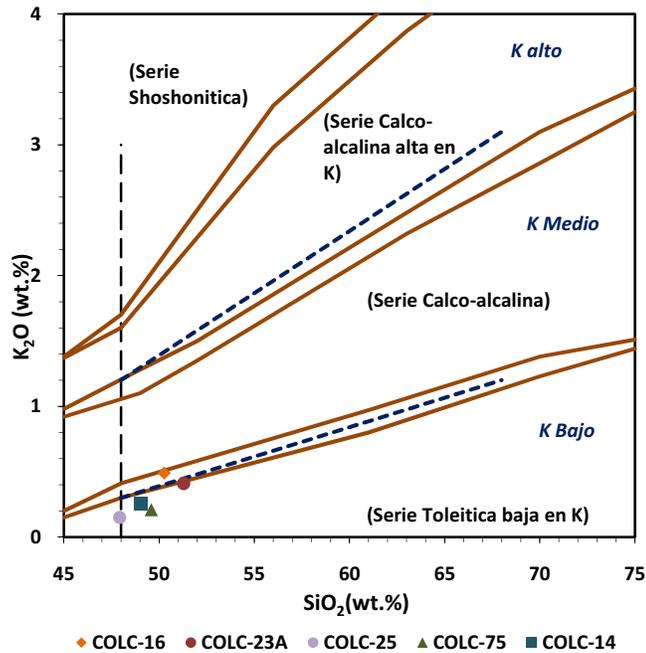


Fig 36: Sub-división de las rocas sub-alcálicas  $SiO_2$  wt% vs.  $K_2O$  wt%. Según LeMaitre *et al.*, 1989 (líneas y letra en azul) y según Rickwood (1989) en paréntesis.

En la Fig 37 se muestran los diagramas de variación según el contenido de  $SiO_2$  wt% como índice de diferenciación comparado con otros óxidos mayores. A medida que aumenta el contenido de  $SiO_2$  wt% hay disminución de  $Al_2O_3$  wt% y  $CaO$  wt% con progresivo aumento de Nb y Zr. Son rocas que presentan valores relativamente altos en el contenido de  $TiO_2$  wt%, al igual que en la concentración de  $MgO$  wt% con excepción de la muestra COLC-14 cuyos valores difieren del promedio. Esta muestra en particular presenta un valor de  $MgO$  (wt%) bastante alto de 10.38% y muy bajos con respecto al resto de 0.442 ppm de  $TiO_2$ %, 6% de  $Fe_2O_3$ % y 42 ppm de Zr indicando posiblemente que es una muestra poco evolucionada dentro del sistema magmático.

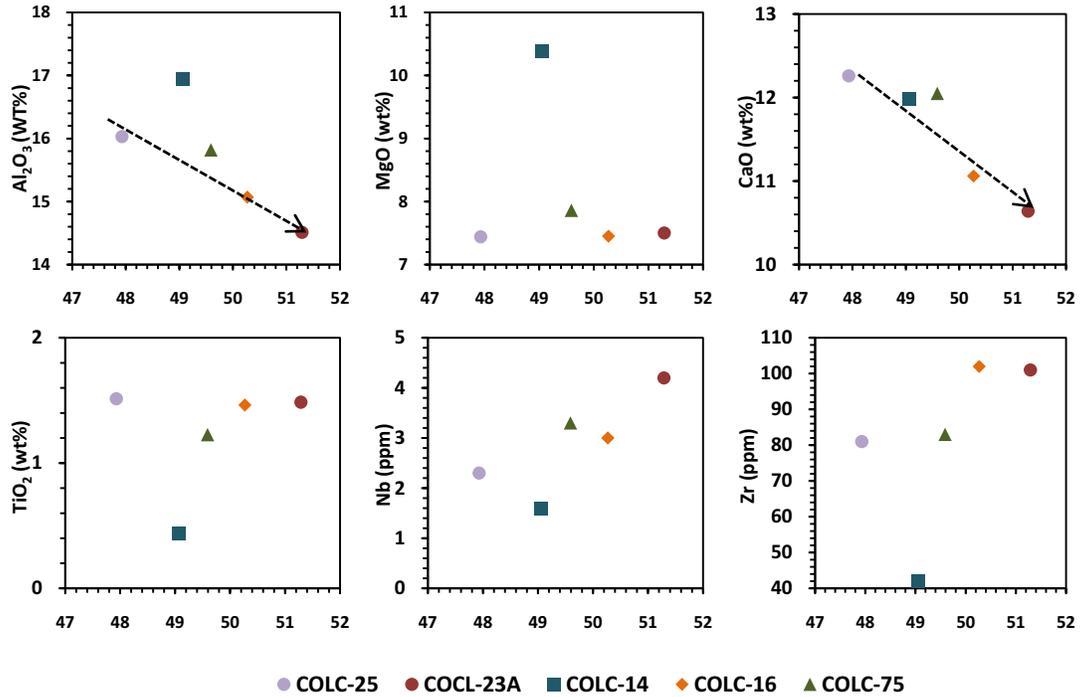


Fig 37: Diagramas de variación de Harker, según el contenido de SiO<sub>2</sub> wt%.

### 7.1.2 Elementos traza y de las tierras raras

En Tabla 11 se presentan las razones entre elementos de tierras raras normalizados con los valores del condrito según los datos de Sun y McDonough (1995). Son rocas que presentan altos valores de #Mg especialmente COLC-14 y COLC-75 indicando que son bastante primitivas, y un índice de aluminosidad bajo sugiriendo un carácter metaluminoso.

Tabla 11: Relaciones de las rocas de pueblito.

	$(La/Yb)_n$	$(La/Sm)_n$	$(Gd/Yb)_n$	Mg#	A/CNK	Eu/Eu*	Fracc
COLC-14	0,36	0,37	0,94	82,47	0,63	0,55	0,57
COLC-25	0,77	0,65	1,15	67,4	0,61	1,13	0,94
COLC-23a	1,39	1,07	1,15	67,82	0,6	0,99	1,50
COLC-16	1,37	1,03	1,28	68,09	0,61	1,09	1,44
COLC-75	1,93	1,34	1,27	72,18	0,6	1,10	1,79

El diagrama para tierras raras presentado en la Fig 38 muestra heterogeneidad en las fuentes que dieron origen a este cuerpo. Las muestras COLC-16, COLC-23a y COLC-75 presentan un patrón similar con enriquecimiento de las tierras raras livianas y progresivo

empobrecimiento de los elementos más pesados como se puede ver en los valores positivos del fraccionamiento en la razón  $(La/Sm)_n$ , especialmente en la muestra COLC-75, posiblemente debido a la presencia de piroxéno. Por otro lado, las muestras COLC-25 y COLC-14 poseen un patrón de empobrecimiento de las tierras raras livianas, indicando que provienen de una fuente ya empobrecida. La fuerte anomalía de Eu en la muestra COLC-14 indica que la fuente magmática que dio origen a esta muestra poseía plagioclasa.

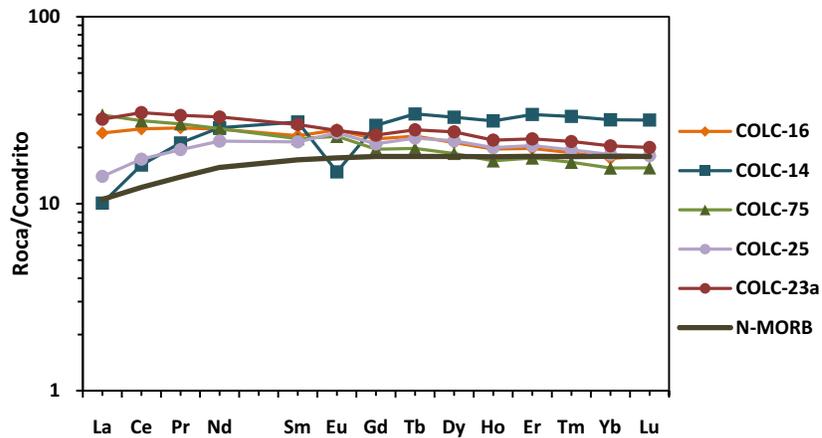


Fig 38: Diagrama de Elementos de Tierras Raras normalizados según los valores del condrito. Sun y McDonough (1995).

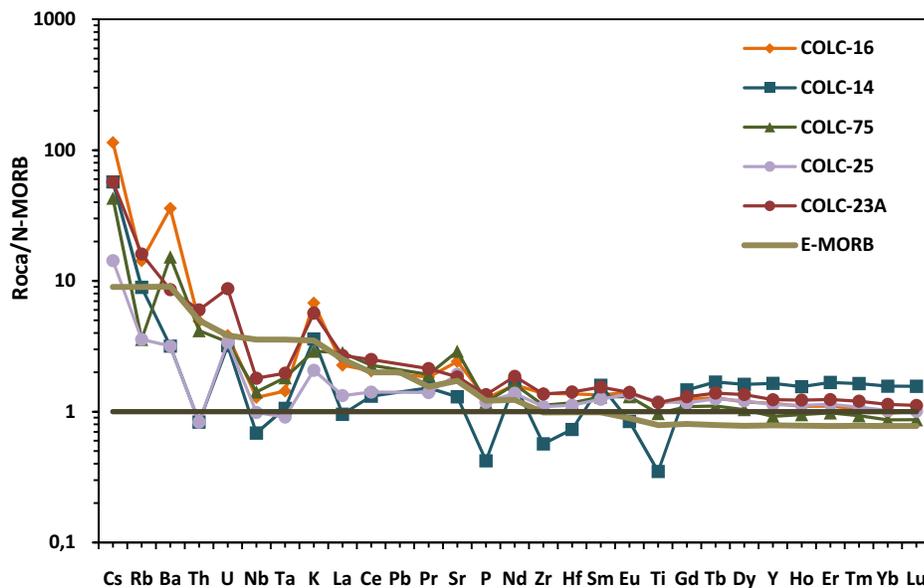
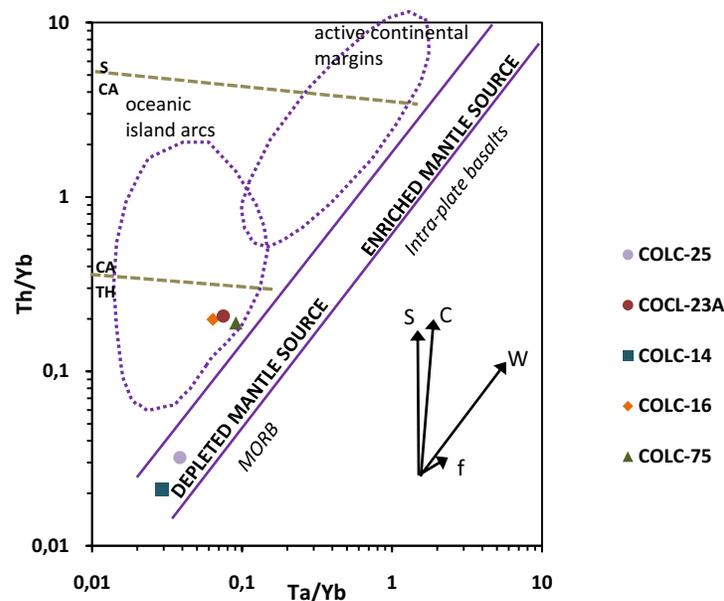


Fig 39: Diagrama multielemental para el Gabro y la Diorita de Pueblito. Sun y McDonough (1995).

De acuerdo con el diagrama multielemental para el cuerpo de la Diorita de Pueblito estas rocas presentan enriquecimiento de los elementos más móviles como Cs, Ba, Sr y K respecto a los elementos considerados más inmóviles ubicados hacia la parte derecha de la grafica. Una característica importante es el empobrecimiento de los HFSE particularmente el Nb y Ta además de P y Ti especialmente en la muestra COLC-14, típico de magmas generados en zonas de subducción con fuentes heterogéneas desde relativamente empobrecidas con una razón baja en las razones Ta/Yb y Th/Yb hasta fuentes algo mas enriquecidas por la influencia de componentes de subducción (Fig 40).



**Fig 40: Gráfica Ta/Yb vs. Th/Yb (Pearce, 1982, 1983) mostrando las diferencias entre basaltos relacionados a zonas de subducción, basaltos oceánicos derivados de fuentes empobrecidas y fuentes enriquecidas. Los vectores muestran la influencia de: un componente de subducción (S), enriquecimiento intraplaca (W), contaminación cortical (C) y cristalización fraccionada (F). las líneas quebradas separan los campos de toleíticos (TH), calco-alcalinos (CA) y shoshonítico (S).**

Zonas de arcos volcánicos se caracterizan por la adición de componentes ricos en elementos solubles como el Sr, Ba, K, U, Pb y LREE provenientes de la incorporación de sedimentos a la zona de subducción generando fluidos enriquecidos que disminuyen el punto de fusión de la roca fuente enriqueciéndola en dichos elementos. De esta manera, el diagrama multielemental de estas rocas generadas en dicho ambiente presentan picos en estos elementos que no pueden ser explicados por simple proveniencia de una fuente empobrecida tipo N-MORB (Wilson, 1991). La anomalía de Nb y Ta en zonas de subducción

ha sido interpretada de diferentes maneras. Algunos autores (en Wilson, 1991) proponen la presencia de fases residuales dentro de la cuña del manto como rutilo, ilmenita, esfena o incluso hornblenda que retienen ambos elementos, así como el Ti el cual en zonas de supra-subducción muestra empobrecimiento relativo. Por otro lado, McCulloch y Gamble (1991 en Winter, 2001) argumentan que estos elementos se encuentran en concentraciones similares al MORB en comparación a los elementos más compatibles que no son incorporados en dichos minerales, por lo que esta anomalía resulta de la adición de los elementos vecinos a una fuente tipo MORB mas que a un empobrecimiento en Nb-Ta en la roca fuente. Según el modelo de Thompson et al (1984 en Winter, 2001) la fuente mantélica para zonas de arco volcánico es una mezcla entre fuentes empobrecidas y fuentes enriquecidas, por lo que la concentración en los elementos traza incompatibles pueden ser explicadas mostrando variabilidad en empobrecimiento y probablemente enriquecimiento.

## 7.2 DIAGRAMAS DISCRIMINATORIOS DE AMBIENTES TECTONICOS

En las Fig 41, Fig 42, Fig 43 Y Fig 44 se presentan algunos diagramas que ayudan a identificar el posible ambiente tectónico de formación de los intrusivos básicos.

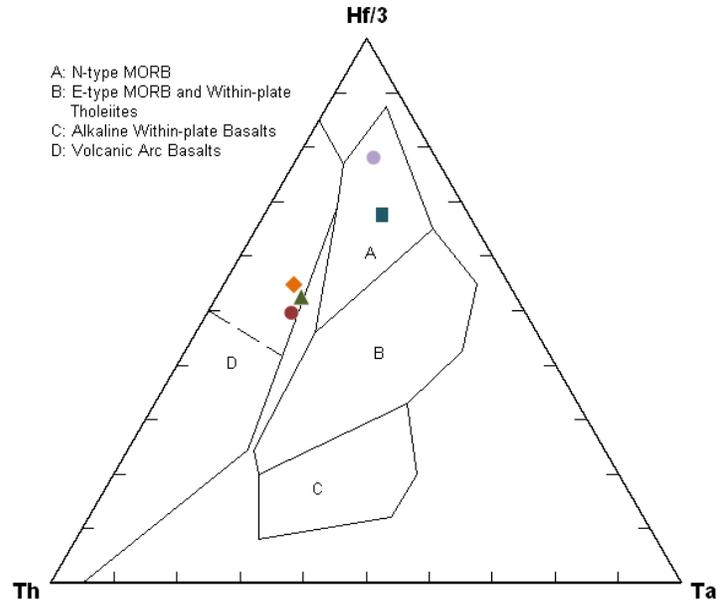


Fig 41: Diagrama discriminador Hf/3-Ta- Th según Wood, (1980). La flecha indica el efecto de adicionar Th a partir de sedimentos.

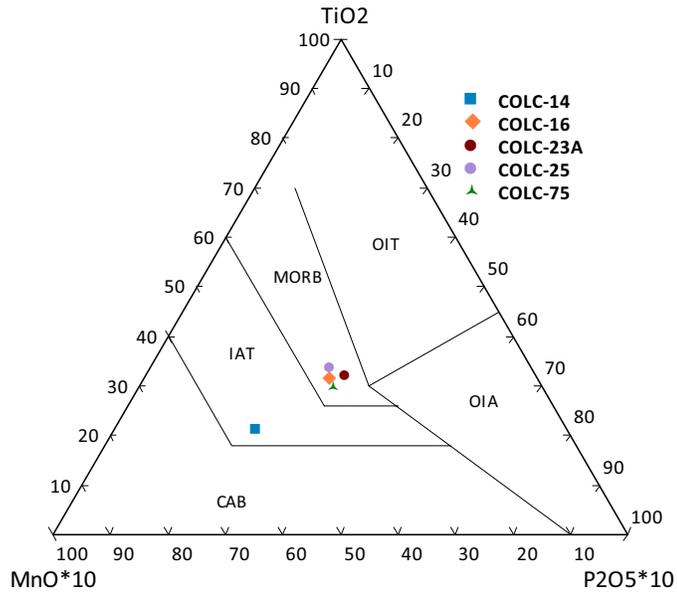


Fig 42: Diagrama ternario MnO-TiO<sub>2</sub>-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> para los intrusivos básicos de Pueblito, según Mullen, 1983.

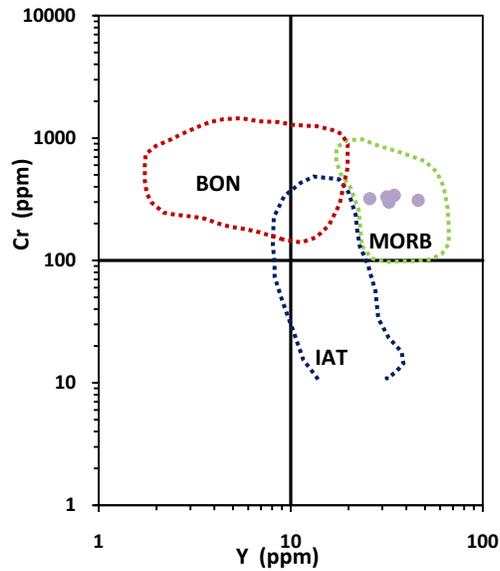


Fig 43: Diagrama Cr-Y según Pearce et al (1981), mostrando los campos de BON-Boninitas, IAT-Toleítas de Arcos de Islas y MORB-Basaltos Medio Oceánicos.

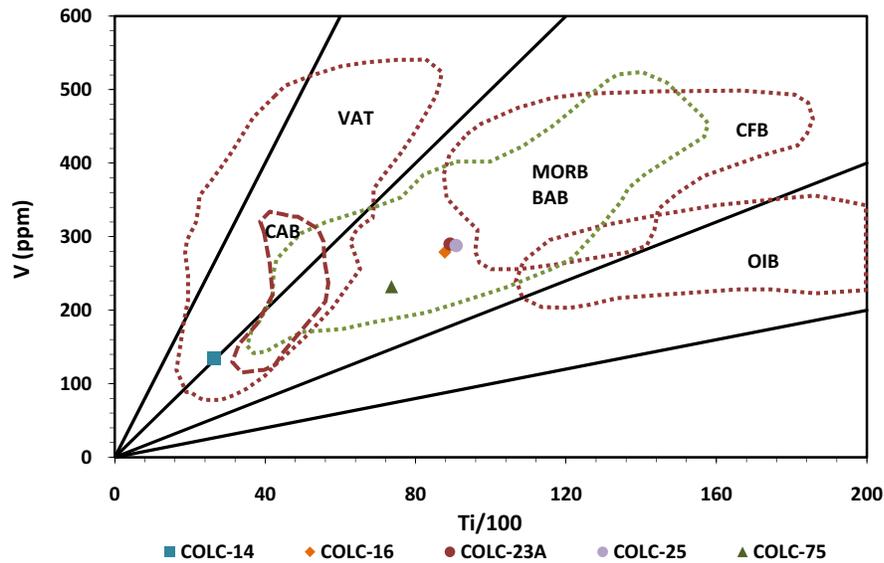


Fig 44: Diagram Ti/100 vs. V según Shervais (1982).CAB: Continental Arc Basalts; MORB: Mid Ocean Ridge Basalts; BAB: Back Arc Basin; OIB: Ocean Island Basalts; VAT: Volcanic Arc Tholeites; CFB: Continental Flood Basalts.

Las rocas analizadas hacen parte de una secuencia máfica-ultramáfica generadas en aparentemente en un ambiente tipo MORB con influencias de una zona de subducción con formación de magmas de composición heterogénea. Posiblemente estas rocas hayan sido parte de la construcción de un arco inmaduro sobre rocas de corteza oceánica tipo MORB, permitiendo de esta manera obtener patrones afines a ambos ambientes.

### 7.3 GEOQUIMICA ISOTÓPICA

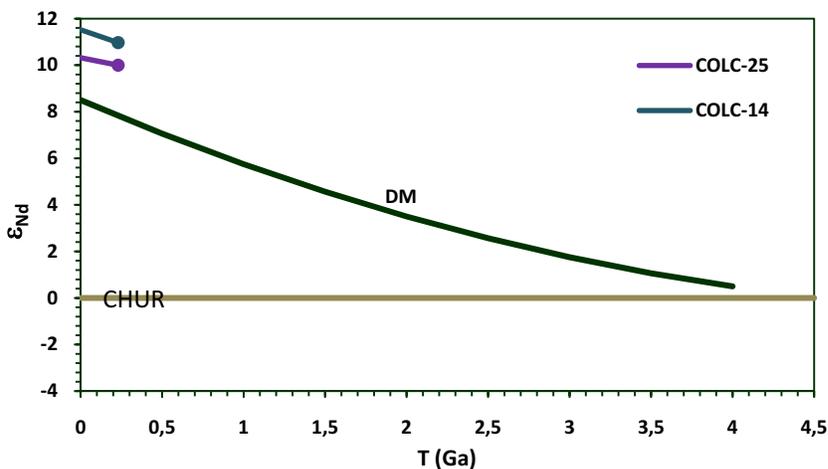
Para estas rocas solo se tiene resultados de isotopos de neodimio para las muestras COLC-14 y COLC-25.

#### 7.3.1 Isotopos de Nd

En la Tabla 12 se presentan los datos obtenidos y calculados para los isotopos de Nd. La relación  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  inicial ha sido calculada a la edad de cristalización de la roca obtenida a por de Vinasco (2001) a partir de la metodología Ar-Ar.

**Tabla 12: Datos de isotopos de Nd para las rocas del conjunto Gabro y Diorita de Pueblito.**

	$(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{(0)}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{(0)}$	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	Edad (Ma)	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{R}}(T)$	$\epsilon_{(0)}$	$\epsilon_{(T)}$
COLC-25	0,2026	0,513159	0,03	230	0,512341	10,16	10,00
COLC-14	0,2158	0,513229	0,10	230	0,512341	11,53	10,97



**Fig 45: Curvas de evolución de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  para los intrusivos básicos de la Diorita-Gabro de Pueblito**

Los valores  $\epsilon_{\text{Nd}}(230)$  son bastante positivos variando entre +10,32 y +11,52 indicando un origen a partir del manto empobrecido sin la participación aparente de materiales corticales, en cuyo caso la contribución de materiales sedimentarios en una zona de subducción bastante inmadura no registrada isotópicamente, y una historia evolutiva muy poca desde el momento de su formación. Esta tendencia evolutiva es muy similar a la registrada por los Esquistos de Sabaletas con aumento progresivo en la razón Sm/Nd (Fig 45).

## ROCAS METABASICAS

Todos los cuerpos de anfibolitas que afloran en los alrededores de Medellín fueron descritos por Botero (1963) como la parte basal del Grupo Ayurá-Montebello sobre las cuales descansan los esquistos y gneises de alto grado. Posteriormente, con la introducción de la tectónica de terrenos, estos cuerpos fueron agrupados dentro del Terreno Puquí (Etayo, 1986 en Restrepo 2008), Cajamarca-Valdivia (Cediell et al., 2003 en Restrepo 2008), Tahamí (Restrepo y Toussaint, 1988) dentro del “Complejo Polimetamórfico de la Cordillera Central” (Restrepo y Toussaint, 1984), o “Complejo Cajamarca” (Maya y González, 1995). Correa y Martens (2000) dividieron estas anfibolitas según datos de geoquímica y petrografía en: Anfibolitas de Medellín, Anfibolitas del Retiro, Anfibolitas de Boquerón y Metagabros del Picacho. Restrepo (2008) propone redefinir la unidad Anfibolitas de Medellín como Anfibolitas de Santa Elena, correlacionables con las del Retiro y Metagabros del Picacho por Metabasitas del Picacho.

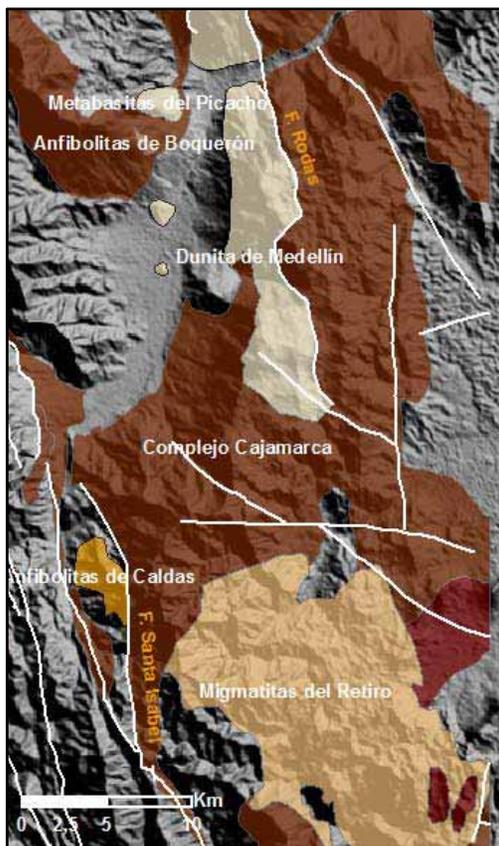


Fig 46: Localización general del Complejo Cajamarca, Ofiolita de Aburrá y Anfibolitas de Caldas y Boquerón. Imagen tomada de NASA, 2001.

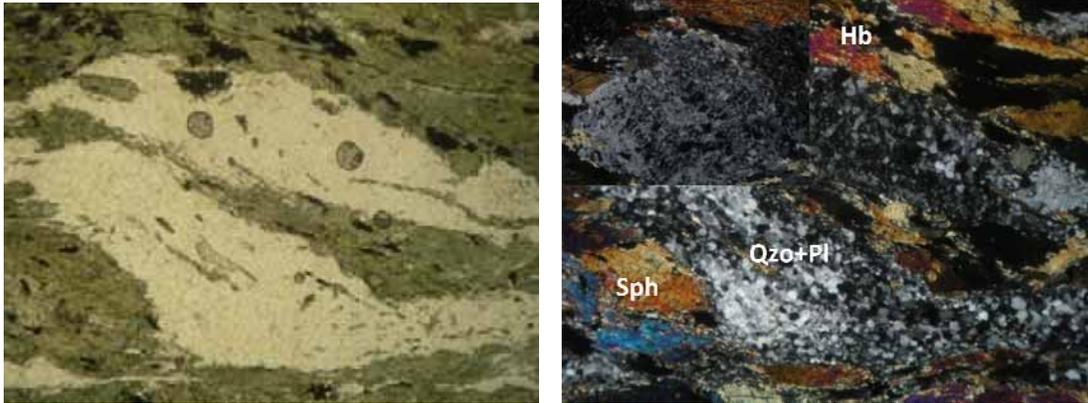
Las Anfibolitas de Santa Elena están intercaladas con los Paraneises de las Peñas (Estrada, 2003) del Retiro y la Ceja La mayoría de las dataciones realizadas se ubican durante el Cretácico Superior al Paleoceno (Restrepo et al., 1991, Martens y Dunlap, 2003; Restrepo et al., 2008), edades interpretadas como de recalentamiento por la intrusión del Batolito Antioqueño. Vinasco et al. (2001) obtienen una edad Ar-Ar plateau de 230 Ma para una muestra de anfibolita en la zona de el Retiro y sugieren que son rocas paleozoicas con metamorfismo Pérmico y recalentamiento post-metamórfico durante el Triásico. Martens y Dunlap obtienen una edad permiana para el metamorfismo entre 250 y 275 ma. Restrepo (2008) concuerda con un metamorfismo en el Pérmico de una corteza oceánica empobrecida tipo N-MORB. Los Metagabros del Picacho fueron originalmente definidas como rocas ígneas plutónicas con

bandeo composicional primario y textura reliquia gabrónica, con recristalización de los minerales ferromagnesianos a anfíboles. Debido a sus características texturales y químicas Correa y Martens (2000) las consideraron como parte del “Complejo Ofiolítico de Aburra” junto con la Dunita de Medellín, al igual que las Anfibolitas de la Espadera-Chupadero (Restrepo, 2008). Dicho complejo sería formado en el Triásico Tardío en un ambiente de un arco de islas incipiente con desarrollo de una cuenca tras-arco ubicado en el Pacífico, acrecionado a la margen occidental del Terreno Tahamí sobre las Anfibolitas de Santa Elena y sus rocas metasedimentarias asociadas, donde la secuencia ofiolítica sufrió recristalización por la obducción. La edad Ar-Ar de  $154,3 \pm 1,0$  fue explicada como la edad de obducción del Complejo Ofiolítico de Aburra sobre el Terreno Tahamí. Las Anfibolitas de Boquerón afloran hacia el occidente de la ciudad de Medellín. Según Correa y Martens (2000) son una unidad diferente a las Anfibolitas de Medellín ya que presentan características texturales diferentes aunque químicamente pueden ser correlacionables. Restrepo (2008) considera que este cuerpo podría ser una unidad independiente aunque su deformación es similar a las rocas del Picacho por lo que las incluye dentro del grupo de las Metabasitas del Picacho. Las Anfibolitas de Caldas (Echeverría, 1974; Restrepo y Toussaint, 1978) afloran cerca al Municipio de Caldas. Se encuentran intercaladas con esquistos de medio a alto grado con presencia de porfidoblastos de estauroilita y granate e intruída toda la secuencia por el Neis de la Miel. Análisis radiométricos sugieren una edad en el Paleozoico de  $324 \pm 16$  y  $319 \pm 48$  Ma K-Ar en anfíbol con algunas edades un poco más jóvenes de  $306 \pm 15$  y  $254 \pm 8$  Ma que corresponderían a la orogenia Permo-Triásica (Restrepo *et al.*, 1991). Restrepo *et al.* (2008) sugieren que estas rocas hacen parte de un terreno diferente al resto de las rocas metamórficas del Terreno Tahamí y obtienen una edad Ar-Ar  $404,3 \pm 2,3$  Ma lo que sugeriría un metamorfismo durante el Devónico y posterior acreción al Terreno Tahamí, luego de que este último sufriera un evento deformacional en el Permo-Triásico.

Dentro de las anfibolitas estudiadas en el presente trabajo se encuentran las de Boquerón (COLC-40\*), Baldías (COLC-83), Santa Elena (COLC-81, COLC-82, COLC-86) el Metagabro del Picacho (COLC-85) y las Anfibolitas de Caldas (COLC-35, COLC-43).

La muestra COLC-40\* de las Anfibolitas de Boquerón se caracterizan por presentar foliación anastomosada milonítica de tamaño medio, marcada por la orientación de hornblenda subhedral parda con pleocrismo a verde oscuro, intercalada con bandas discontinuas de cuarzo con fuerte extinción ondulatoria, formación de subgranos y bordes lobulados. Posee una textura tipo augen, donde se pueden ver plagioclasas reliquias fuertemente recristalizadas y algo sausrinizadas que en algunos casos permite su identificación por las maclas polisintéticas. Como minerales accesorios se encuentra la esfena y algunos, opacos (posiblemente illmenita) orientados según la foliación de la roca.

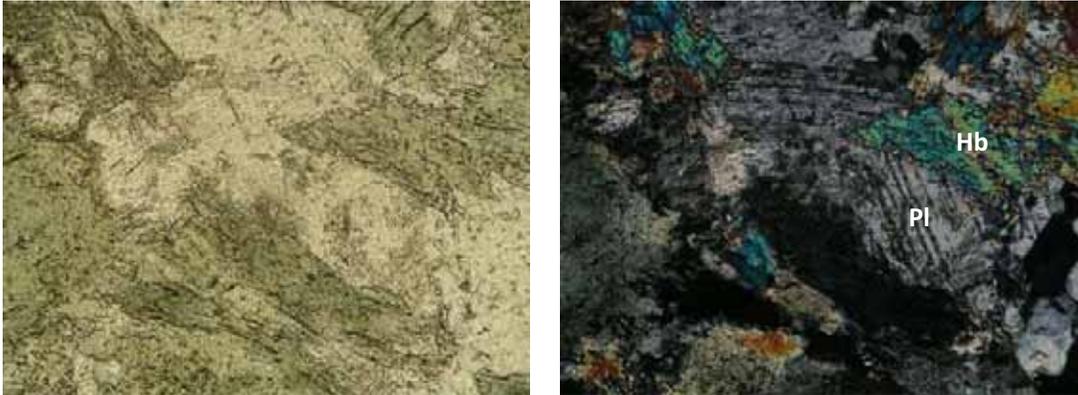
Como minerales secundarios se encuentran actinolitas de tamaño pequeño de hábito acicular asociadas a las hornblendas, epidota, saussurita y algo de cloritización de los anfíboles.



**Fig 47: Muestra COLC-40\* de las Anfibolitas de Boquerón. Presentan bandeamiento composicional con orientación de hornblenda y bandas de cuarzo y plagioclasa. Presenta foliación milonítica y recristalización de plagioclasas reliquias**

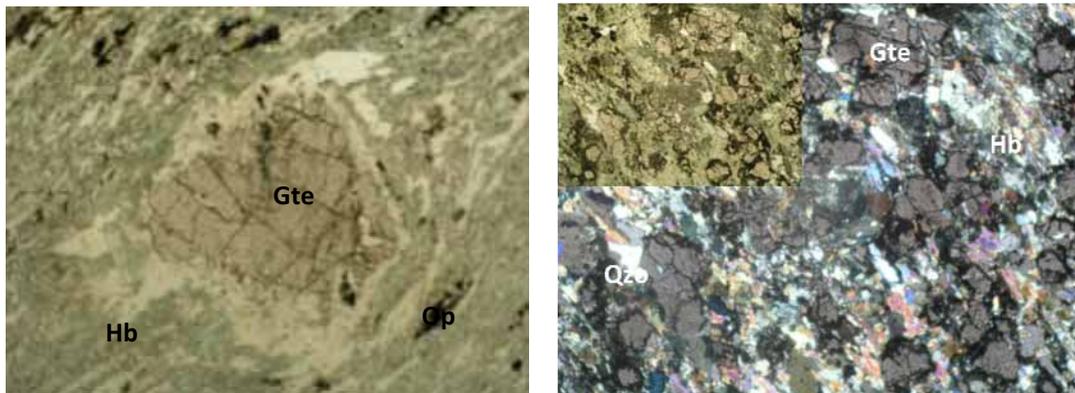
Las Anfibolitas de Santa Elena y del Alto de Baldías presentan una foliación nematoblástica definida por la orientación de anfíboles subhedrales con fuerte pleocroísmo de verde a pardo oscuro, alternadas con bandas de cuarzo y plagioclasas (tipo andesina-labradorita) de formas subhedrales a anhedrales, más o menos continuas. Hay presencia de esfena dispuesta paralelamente a la foliación de la roca.

La muestra representativa de los Metagabros del Picacho (Fig 48) posee una foliación mal definida con evidencias de haber sufrido procesos de deformación milonítica. Está compuesta por hornblenda y plagioclasas reliquias algo saussuritizadas con fuerte recristalización y maclas polisintéticas que permiten su identificación. Los cuarzos se encuentran bastante poligonizados. Los anfíboles son de color verde claro posiblemente hornblenda con sobrecrecimiento en los bordes de actinolita. Hay formación de epidota como reacción entre las plagioclasas y los anfíboles, además de presentar algo de clorita con evidencias de deformación. Correa y Martens (2001) encuentran clinopiroxeno primario en esta unidad de forma anhedral y tamaño pequeño.



**Fig 48:** Muestra COLC-85 de los Metagabros del Picacho. Foliación mal definida. Compuesta por hornblenda y plagioclasas reliquias fuertemente recristalizadas, con cuarzo, actinolita, clorita y esfena.

Las Anfibolitas de Caldas se caracterizan por la presencia de anfíbol de color verde intenso posiblemente hornblenda acompañada de plagioclasas saussuritizadas, epidota y pocas cantidades de clorita y cuarzo. Presenta porfidoblastos de granates de formas euhedrales a subhedrales de diferentes tamaños, con inclusiones orientadas de epidota que en algunos casos es diferente a la foliación principal de la roca y en otros casos están en concordancia con ella formando espirales que indican rotación de granates de crecimiento sin-tectónico. Estos minerales presentan coronas de reacción de plagioclasa con sericita



**Fig 49:** Anfibolita de Caldas. Se encuentran intercaladas con esquistos de medio a alto grado. Foliación dada por cristales de hornblenda y plagioclasa rodeando porfidoblastos de granates. Está compuesta de Hornblenda, plagioclasa, granate, y en algunos casos, cuarzo y clorita

## 8.1 GEOQUIMICA CONVENCIONAL

Para la interpretación de los resultados geoquímicos se realizaron varios diagramas con miras a destacar las diferencias o similitudes entre los diferentes cuerpos metabásicos estudiados, utilizando elementos mayores y traza. Los elementos mayores son usados especialmente para la clasificación del protolito de las rocas metamórficas además de que estos elementos controlan las propiedades químicas de los minerales presentes y los procesos de diferenciación. Con la información extraída de los elementos traza se evalúan procesos evolutivos de los magmas precursores y su fuente.

### 1.1.4. Elementos mayores

Según la clasificación de rocas dada por las Fig 50 y Fig 51, los protolitos de las metabasitas que afloran en los alrededores de Medellín y la zona de Caldas son en general basaltos toleíticos subalcalinos con algunas diferencias en el contenido de  $K_2O$  wt% y  $SiO_2$  wt%.

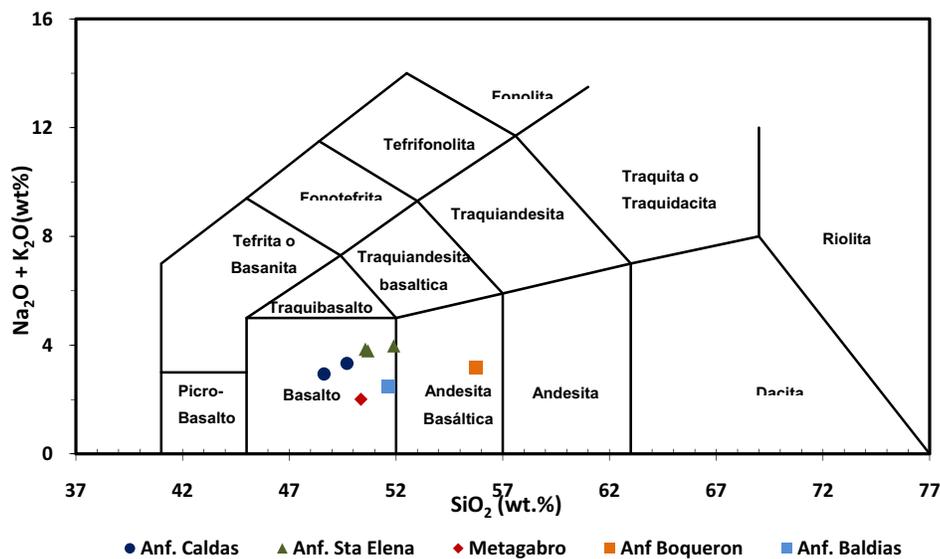


Fig 50: Diagrama TAS ( $Na_2O$  wt% +  $K_2O$  wt%) versus  $SiO_2$  wt% según Cox *et al.* (1979).

Las Anfibolitas de Caldas presentan los menores contenidos de sílice graficando en el campo de los basaltos de composición toleítica a calco-alcalina, mientras que las Anfibolitas de Boquerón se ubican en el campo de las andesitas basálticas bajas en  $K_2O$  wt%. Las Anfibolitas de Baldías presenta valores similares a los obtenidos para las Anfibolitas de

Santa Elena, estas últimas con mayor contenido de álcalis cuyos valores se encuentran entre 3,79% y 3,97% gracias a una mayor concentración de Na<sub>2</sub>O wt%. La muestra de Metagabro del Picacho posee concentraciones de sílice promedio mientras que la cantidad de álcalis es bastante inferior relativo a las otras muestras (1,93 y 0,08 % para Na<sub>2</sub>O y K<sub>2</sub>O respectivamente).

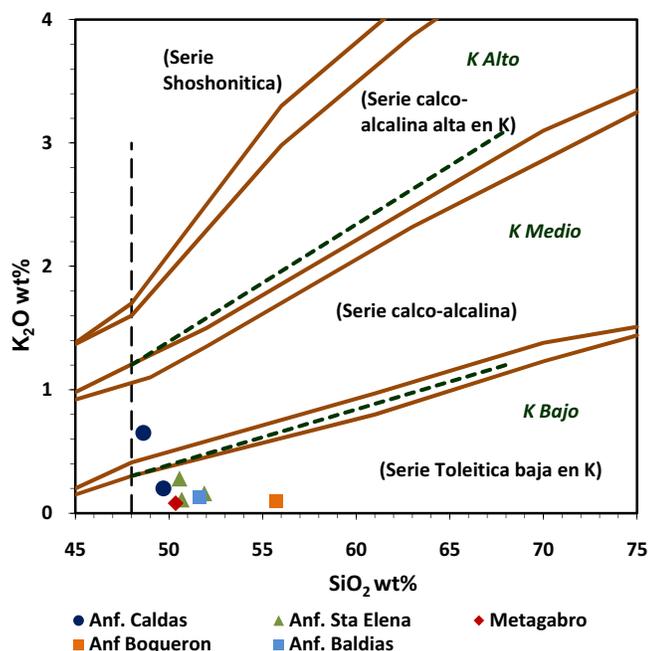


Fig 51: Sub-división de las rocas sub-álcalinas SiO<sub>2</sub> wt% vs. K<sub>2</sub>O wt%. Según LeMaitre *et al.*, 1989 (líneas y letra en verde) y según Rickwood (1989) en paréntesis.

Los Diagramas de Harker con respecto al contenido de SiO<sub>2</sub> wt% aunque importantes en el reconocimiento de procesos de diferenciación de suites de rocas cogenéticas, en el caso de las anfibolitas sirve como medio de comparación ya que estas rocas no parecen pertenecer a un proceso conjunto de diferenciación magmática, por lo menos en cuanto a las Anfibolitas de Caldas. En la Fig 52 se ha graficado el contenido de SiO<sub>2</sub> wt% vs el contenido de otros elementos mayores y traza para todas las rocas de en estudio.

Las Anfibolitas de Caldas normalmente se alejan de las otras rocas con contenidos mayores de TiO<sub>2</sub> wt%, Nb y Zr y concentraciones muy bajas en el contenido de SiO<sub>2</sub> wt% y de MgO wt%. La muestra del Alto de Baldías aparentemente presenta una química muy similar a las Anfibolitas de Santa Elena, mientras que la roca de la zona de boquerón, aunque con valores también similares, presenta contenidos superiores de SiO<sub>2</sub> wt%.

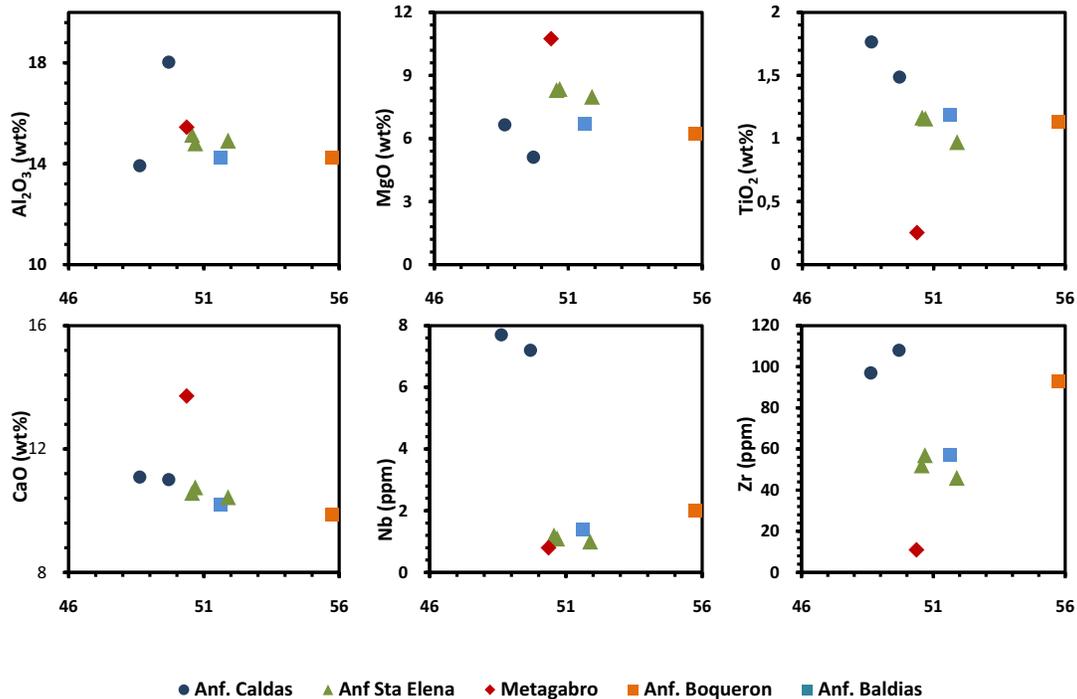


Fig 52: Diagrama de variación de Harker con respecto a las concentraciones de SiO<sub>2</sub> wt% para las Anfibolitas de la zona.

Los Metagabros, contiene los mayores valores en el contenido de MgO% y por lo tanto de #Mg con un valor tan alto como 82,64 wt% cercano a magmas parentales (Tabla 13). De la misma manera, esta muestra presenta valores altos en el contenido de CaO wt% y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> wt% respecto a las Anfibolitas cercanas a Medellín. Por otro lado, esta roca posee muy bajas concentraciones relativas de TiO<sub>2</sub> (0,253 wt%), Zr (11 ppm) y Nb (0,8 ppm). Correa y Martens (2000) reportaron valores de geoquímica muy similares a los aquí encontrados y sugieren que los valores bajos de TiO<sub>2</sub> se debe a su poca concentración en piroxénos y anfíboles primarios, criterio químico utilizado para su diferenciación de las Anfibolitas de Medellín, Boquerón y El Retiro. Recientemente Restrepo *et al.* (2008) utiliza el mismo criterio de comparación para diferenciar las Anfibolitas que subyacen a la dunita de las de las de la zona de Santa Elena, correlacionándolas con los Metagabros del Picacho.

Todas las anfibolitas exceptuando las de la zona de Caldas, presentan valores de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> wt% similares. El #Mg para las Anfibolitas de Boquerón es menor que las de Santa Elena pero mayor que las Anfibolitas de Baldías. No se aprecian diferencias en el contenido de TiO<sub>2</sub> wt% sin embargo estas unidades poseen valores significativamente mayores que en las rocas del Cerro el Picacho.

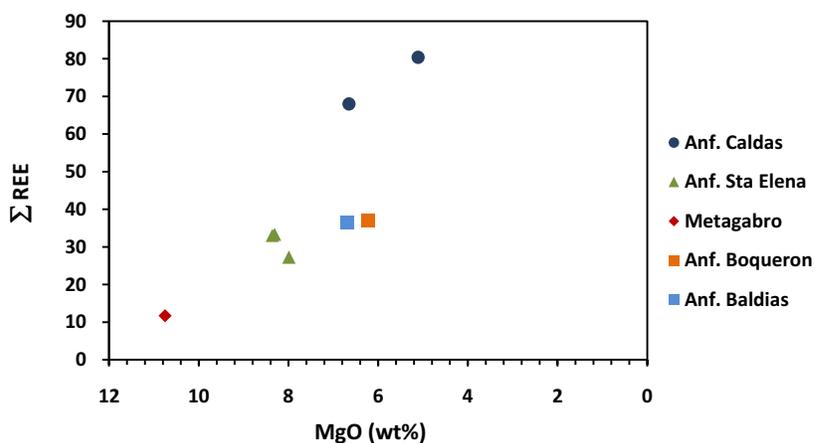
### 1.1.5. Elementos traza y de las tierras raras

En la Tabla 13, se presentan las razones entre elementos de las tierras raras normalizados con valores del condrito de Sun y McDonough (1995). El índice de aluminosidad A/CNK indica su carácter metaluminoso debido a su alta concentración relativa de Ca especialmente la muestra del Picacho.

**Tabla 13: Razones de elementos de las tierras raras para las metabasitas de la zona de estudio**

	$(La/Sm)_n$	$(La/Yb)_n$	$(Gd/Yb)_n$	Mg#	A/CNK	Eu/Eu*	Fracc
Metagabro	0,39	0,45	0,98	82,6	0,56	1,2991	0,58
Anf. Caldas	3,19	1,93	1,34	58,7	0,72	1,0304	2,84
	2,30	1,19	1,67	59,2	0,57	1,0650	2,30
Anf. Boquerón	0,83	0,75	1,06	65,8	0,62	1,0706	0,93
Anf. Baldías	0,42	0,50	0,89	59,2	0,64	1,0942	0,52
Anf. Sta Elena	0,47	0,50	1,01	70,0	0,6	1,2244	0,63
	0,49	0,50	1,02	71,9	0,59	1,1364	0,65
	0,51	0,52	0,99	69,6	0,58	1,1251	0,66

En la Fig 53 se presenta la concentración absoluta de los elementos de las tierras raras según la su concentración de MgO wt%, permitiendo ver como a medida que esta concentración disminuye, aumenta la concentración total de los elementos de las tierras raras, donde las Anfibolitas de Caldas poseen valores absolutos mayores que el resto de mientras que el Metagabro del Picacho posee valores inferiores, relativo a las otras muestras (Tabla 13).

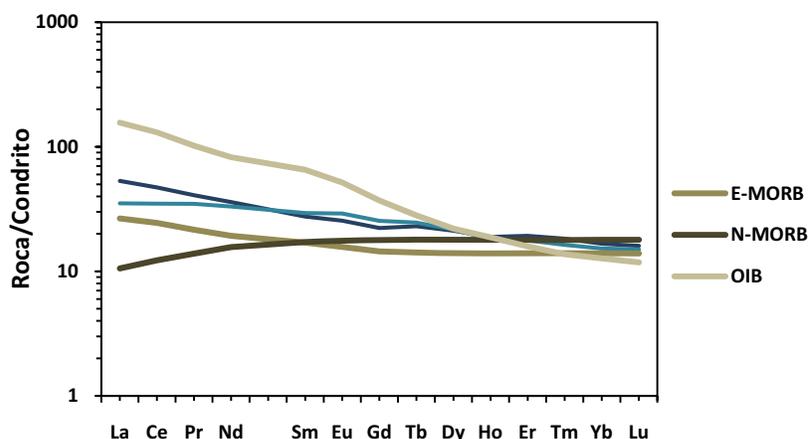


**Fig 53: MgO wt% vs Concentración total de elementos de las tierras raras para cada una de las unidades de rocas metabásicas estudiadas.**

Debido a que las Anfibolitas de Caldas han mostrado que en cuanto a su comportamiento químico son diferentes al resto de los cuerpos meta-básicos que afloran cerca a la ciudad de Medellín serán tratadas en forma independiente. Por otro lado, aunque el comportamiento del Metagabro del Picacho también parece diferir del resto de las otras muestras, serán tratadas en conjunto con las Anfibolitas de Santa Elena, Boquerón y Baldías.

## 8.2 ANFIBOLITAS DE CALDAS

En la Fig 54 se muestra el patrón de tierras raras para las Anfibolitas de Caldas comparadas con diferentes reservorios mantélicos. Poseen altos valores en la concentración absoluta de las tierras raras con valores desde 350.81 hasta 386,86, mostrando un patrón de enriquecimiento progresivo de las tierras raras livianas respecto al N-MORB como consecuencia de provenir de una fuente enriquecida. A diferencia de las rocas originadas en zonas de E-MOR y N-MOR, cuyo patrón de elementos de las tierras raras pesadas (HREE) tiende a ser homogéneo sin fraccionamiento alguno, estas muestras presentan leve fraccionamiento de estos elementos (Gd/Yb) indicando la presencia de fases minerales en la fuente que alcanzan a incorporar dichos elementos.



**Fig 54: Patrón de Tierras Raras para las Anfibolitas de Caldas. Valores de normalización según Sun and McDonough (1995).**

El diagrama de elementos traza organizados según su compatibilidad (Fig 55), muestra empobrecimiento progresivo hacia los elementos más compatibles con diferencias en las concentraciones respecto al N-MORB, siguiendo más una tendencia similar al E-MORB. Ambas muestras presentan diferencias en las concentraciones en los elementos más móviles posiblemente por removilización durante el metamorfismo, especialmente en Th, U

y K. No se aprecian claras anomalías negativas de Nb y Ta que puedan situar estas rocas en un ambiente de arco, aunque hay cierto empobrecimiento leve de Nb. Anomalías negativas en P y levemente en Ti se da para ambas rocas indicando presencia de apatito y óxidos de Fe y Ti respectivamente, para la roca fuente.

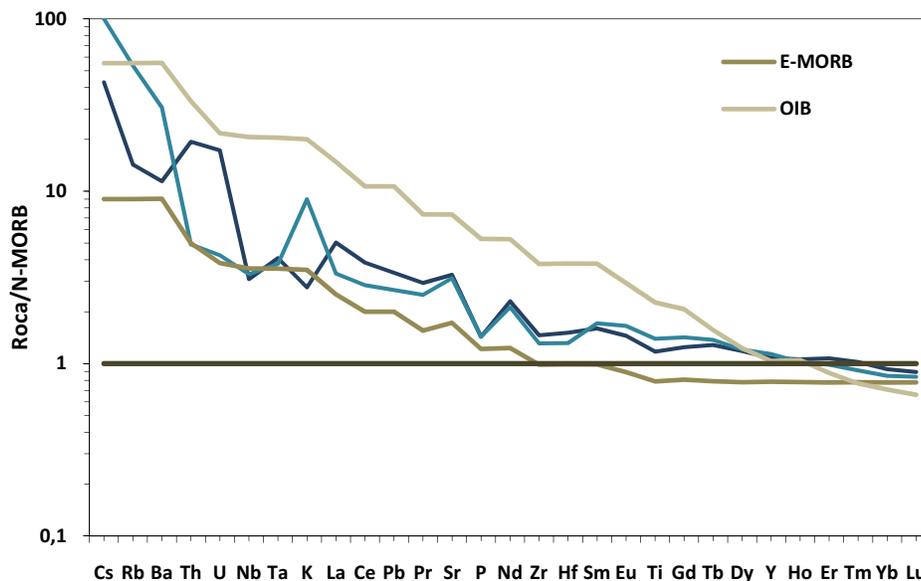


Fig 55: Diagrama multielemental, normalizados según Sun y McDonough (1995), para las Anfibolitas de Caldas

### 8.3 ANFIBOLITAS DE SANTA ELENA, BOQUERÓN Y METAGABRO DEL PICACHO

En la Fig 56 se presenta el diagrama de elementos de las tierras raras para las rocas metabásicas que afloran en los alrededores de Medellín. Las Anfibolitas de Boqueron, Santa Elena y Baldías presentan patrones de tierras raras similares con variación en el empobrecimiento de los REE livianos (razón  $(La/Sm)_n$ ) y tendencias planas en los elementos más pesados siguiendo el patrón representado por el N-MORB. La concentración absoluta de las tierras raras y elementos traza para las Anfibolitas de Santa Elena es menor que las Anfibolitas de Boqueron y Baldías, todas con anomalías positivas de Eu y Sr indicando que la plagioclasa calcica estuvo involucrada en el proceso de fusión parcial. La muestra del Alto de Baldías posee un patrón bastante similar con leve enriquecimiento relativo de sus tierras raras pesadas como lo demuestra su razón  $(Gd/Yb)_n$ . Por su parte, el patrón de tierras raras registrado por la muestra del Metagabro del Picacho exhibe tendencias de empobrecimiento de los elementos livianos y homogéneas para los pesados similar al

patron registrado por el N-MORB pero con concentraciones absolutas mucho menores para todos los elementos de las tierras raras (Tabla 13) respecto al resto de las metabasitas. Es una roca que posee el mayor contenido de CaO wt% lo que explicaria la anomalia positiva de Eu y Sr en la Fig 56 y Fig 57. El proceso de empobrecimiento generalizado para estos elementos puede ser fruto de un proceso de fusion parcial a partir de fuentes muy empobrecidas donde los ultimos liquidos tendran una composicion muy similar al de su propia fuente.

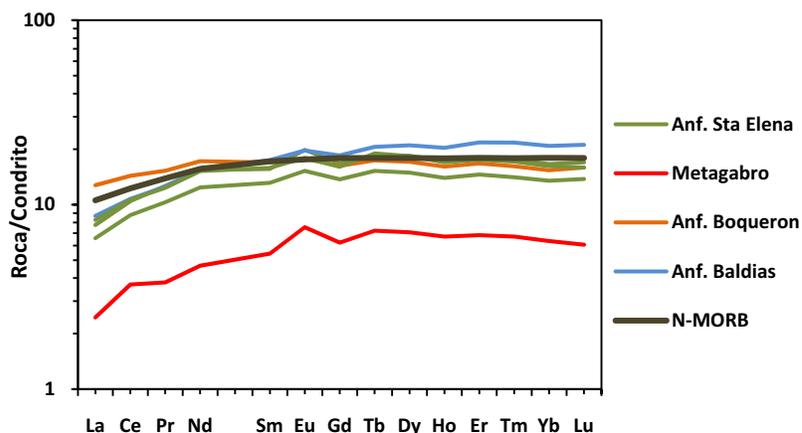
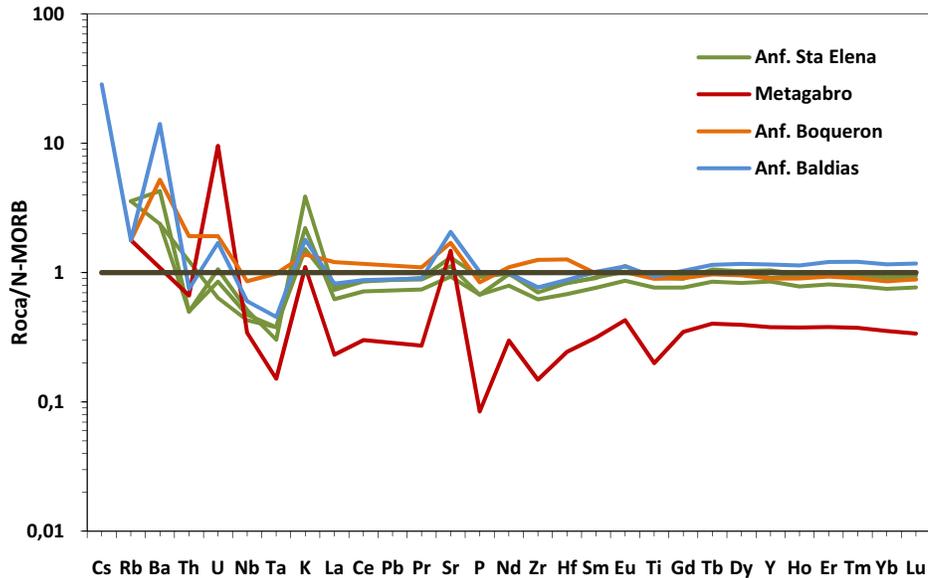


Fig 56: Diagrama de elementos de las tierras raras para las Anfibolitas de Boquerón, Santa Elena, Baldías y el Metagabro del Picacho. Sun y McDonough (1995).

En la Fig 57 se representan los elementos traza normalizados con el N-MORB (Sun y McDonough, 1995). Los elementos mas moviles presentan picos positivos de K y Ba y negativos de Th, Nb y Ta, estos ultimos importantes en discriminar entre ambientes de arco, islas oceanicas y zonas de MORB. El empobrecimiento de los HFSE respecto a los valores del manto empobrecido ha sido discutido por Hawkins (2003) como ser indicativo de un ambiente de formacion en un ambiente de supra-subduccion para secuencias ofioliticas. Anomalias negativas de P indican un proceso de diferenciacion donde el apatito no se fracciona permaneciendo en la roca fuente, mientras que la plagioclasa estuvo involucrada en la fusion parcial.



**Fig 57: Diagrama multielemental de las Anfibolitas de Boquerón, Santa Elena, Baldías y los Metagabros del Picacho. Valores de normalización según Sun y McDonough (1995).**

La muestra de la zona de Baldías es bastante similar a las rocas de Santa Elena por lo que podrían ser parte de la misma unidad como lo propone Correa y Martens (2001). De manera similar, las rocas de Boqueron exhiben anomalías negativas de Nb y Ta con enriquecimiento de Ba respecto al Rb, Zr y Hf respecto al N-MORB. La mayor concentración en los HFSE respecto a las otras rocas metamórficas, podría indicar que la fuente de estas rocas es más enriquecida, sin embargo, aunque son rocas que presentan algunas diferencias en el comportamiento de sus elementos, no hay suficiente información que lleve a diferenciar geoquímicamente las rocas de Santa Elena y Boquerón y podrían eventualmente, hacer parte de la misma suite de rocas ígneas con diferentes grados de diferenciación magmática.

Con la Fig 58 se pretende mostrar la diferencia entre las diferentes fuentes, especialmente las Anfibolitas de Caldas, las cuales se ve claramente la tendencia hacia fuentes de manto enriquecido con posible contaminación cortical así como la muestra de la zona de Boquerón con un mayor contenido en Th y Ta relativo a las muestras de Baldías y Santa Elena sustentando la idea de una fuente un poco más enriquecida para esta roca. El Metagabro del Picacho posee una razón muy baja de Ta/Yb con adición de Th posiblemente debido a una zona de subducción.

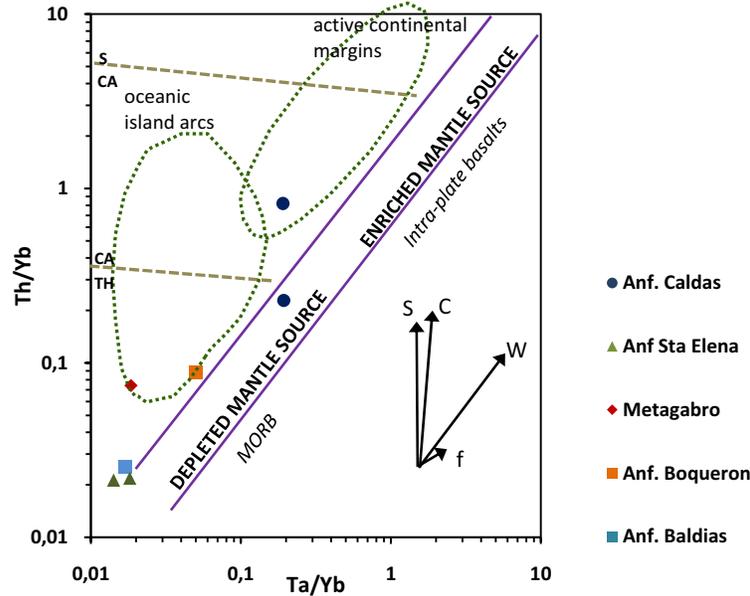


Fig 58: Grafica de Ta/Yb vs. Th/Yb utilizado para la diferencia entre basaltos relacionados con zonas de subducción y basaltos derivados de fuentes empobrecidas (MORB) y fuentes enriquecidas (OIB). Los vectores muestran la influencia de: un componente de subducción (S), enriquecimiento intraplaca (W), contaminación cortical (C) y cristalización fraccionada (F). Las líneas quebradas separan los campos de toleíticos (TH), calco-alcalinos (CA) y shoshonítico (S).

#### 8.4 DIAGRAMAS DISCRIMINATORIOS DE AMBIENTES TECTÓNICOS

A continuación se presentan una serie de diagramas que muestran los posibles ambientes de formación de las metabasitas de los alrededores de Medellín (Fig 59, Fig 60, Fig 61, Fig 62).

El diagrama de la Fig 60 propuesto por Mullen (1983) es basado en elementos menores para basaltos y andesitas basálticas cuya concentración de SiO<sub>2</sub> está en el rango 45 y 54 wt%. Mn, Ti y P son relativamente inmóviles e insensibles a procesos de alteración hidrotermal en facies esquistos verde. Aunque estas rocas han sufrido un metamorfismo en facies hasta anfibolita alta (Correa y Martens, 2000; Restrepo *et al.*, 2008) se han graficado las rocas estudiadas con el fin de comparar los resultados obtenidos por dichos autores, especialmente para las Anfibolitas de Santa Elena. Según los datos aquí analizados, las Anfibolitas de Santa Elena y del Alto de Baldías poseen una afinidad con basaltos tipo MORB con aparente enriquecimiento de elementos incompatibles provenientes de una zona de subducción y empobrecimiento de los HFSE, lo que una zona de tras-arco es plausible para el ambiente de formación de estas rocas. La relación de estas rocas con las Anfibolitas de

Boquerón es aún incierta. Restrepo (2008) propone que las Anfibolitas de Boquerón son correlacionables con los Metagabros del Picacho generados en un ambiente de supra-subducción a  $228 \pm 0.92$  Ma (Restrepo, 2008). Los datos aquí obtenidos indican una similitud en la química con las metabasitas de Santa Elena y Baldías, proveniente de una fuente un poco ms evolucionada.

Las Anfibolitas de Caldas son químicamente diferentes al resto de las metabasitas que afloran en cercanías de la ciudad de Medellín, cuya fuente según los diagramas discriminatorios son concordantes con un ambiente de MORB con patrones de enriquecimiento de los elementos más incompatibles posiblemente por fertilización de un manto enriquecido o contaminación cortical.

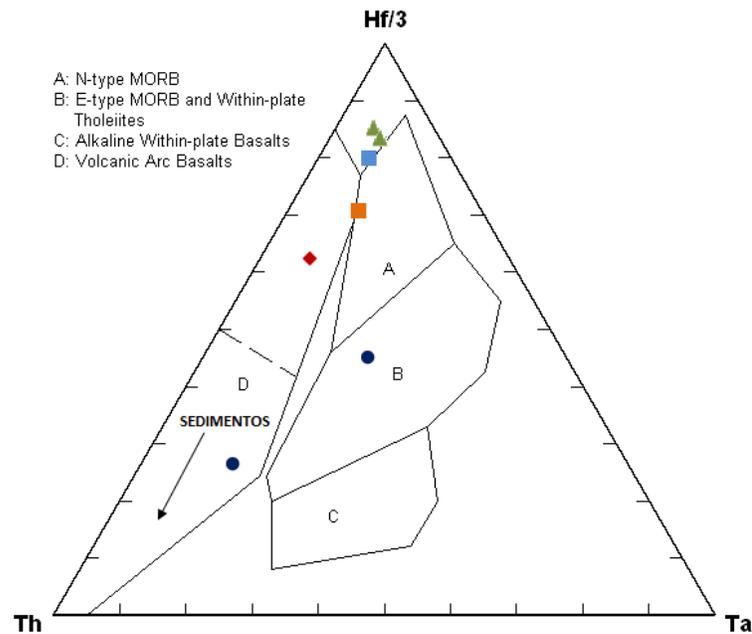


Fig 59: Diagrama tectono magmático para basaltos y rocas mas diferenciadas Hf/3-Th-Ta. Wood *et al.*, 1979.

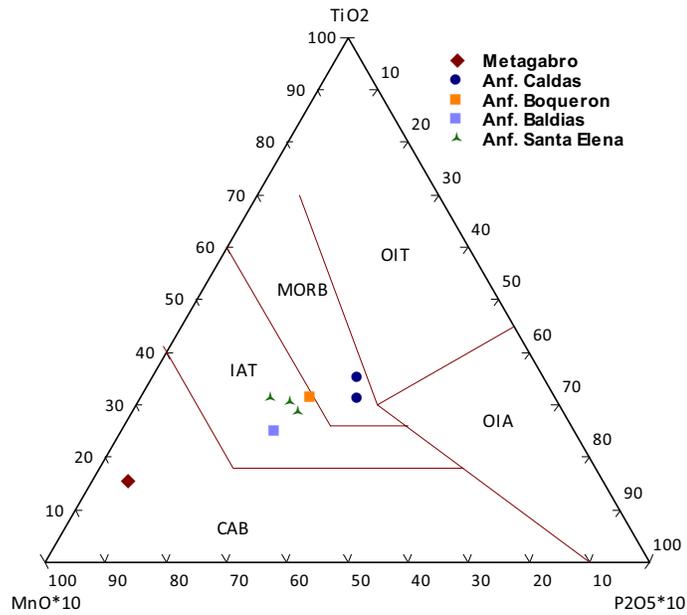


Fig 60: MnO-TiO<sub>2</sub>-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> para basaltos y andesitas basálticas según Mullen, 1983.

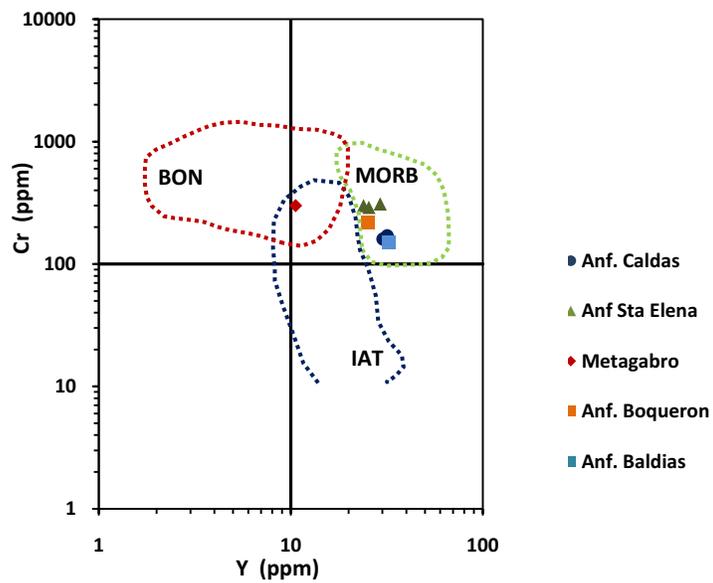


Fig 61: Diagrama Cr-Y según Pearce et al (1981), mostrando los campos de BON-Boninitas, IAT-Toleítas de Arcos de Islas y MORB-Basaltos Medio Oceánicos.

Teniendo en cuenta el diagrama de Shervais (1982) usado para distinguir toleítas de arcos volcánicos, MORB y basaltos alcalinos, la relación Ti/V para las Anfibolitas de Caldas, Boquerón, Baldías y Santa Elena está entre 20 y 50 típico de zonas de MORB y cuencas tras-arco, exceptuando el Metagabro del Picacho cuyo valor de 9,85 se ubica cerca del campo de las toleítas de arcos volcánicos. Sin embargo, las rocas de Boquerón y Santa Elena se ubican muy cerca a este campo (Fig 62).

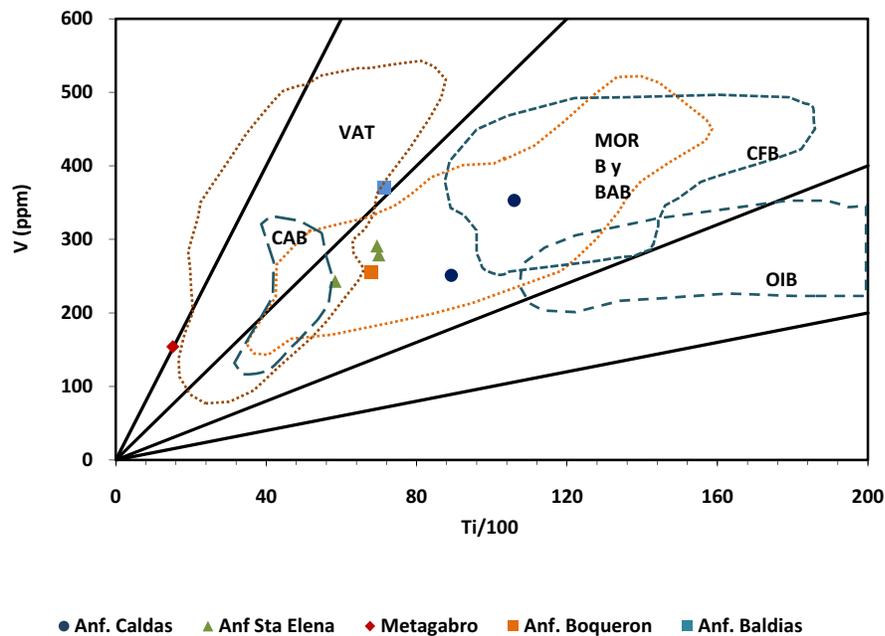


Fig 62: Diagrama Ti vs. V para Basaltos (Shervais., 1982).

## 8.5 GEOQUIMICA ISOTÓPICA

Se realizaron isotopos de Sr y Nd en la muestra de los Metagabros del Picacho, Anfibolitas de Boquerón, Anfibolitas de Caldas y dos muestras de las Anfibolitas de Santa Elena.

### 8.5.1 Isotopos de Sr y Nd

En la Tabla 14 se presentan los datos obtenidos y calculados para los isotopos de Nd a la edad de metamorfismo según edades obtenidas por diferentes autores tomados de la literatura.

**Tabla 14: Datos de isotopos de Nd para los cuerpos de metabasitas de los alrededores de Medellín.**

	<i>Edad</i> (Ma)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{(0)}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(0)}$	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	$\epsilon_{\text{Nd}}$	$\epsilon_{\text{Nd}(T)}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{R}(T)}$
Metagabro	228 <sup>(1)</sup>	0,241754	0,513101	0,229	9,04	7,73	0,512740
Anf. Caldas	350 <sup>(3)</sup>	0,152098	0,512567	-0,226	-1,38	0,61	0,512219
	350 <sup>(3)</sup>	0,171686	0,512820	-0,127	3,55	4,67	0,512426
Anf. Boquerón	250 <sup>(1)</sup>	0,200748	0,513100	0,020	9,01	8,89	0,512771
Anf. Sta Elena	250 <sup>(2)</sup>	0,222055	0,513129	0,128	9,58	8,77	0,512766
	250 <sup>(2)</sup>	0,219446	0,513140	0,115	9,80	9,08	0,512781

Restrepo et al, 2007

Vinasco et al, 2001

Restrepo et al. , 1991, 2008

En la Tabla 15 se presentan los datos obtenidos para la relación  $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$  y  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  y los calculados a partir de la edad de metamorfismo de la roca, según edades obtenidas por diferentes autores.

**Tabla 15: Datos obtenidos y calculados para los isotopos de Sr.**

	<i>Edad</i> (Ma)	$\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}_{(0)}$	$\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}_{(0)}$	$(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_{\text{R}(T)}$	<i>Rb/Sr</i>
Metagabro	228 <sup>(1)</sup>	0,028828	0,704562	0,704459	0,00996
Anf. Caldas	350 <sup>(3)</sup>	0,064204	0,705541	0,705221	0,02218
Anf. Caldas	350 <sup>(3)</sup>	0,232587	0,708671	0,707512	0,08035
Anf. Boquerón	250 <sup>(2)</sup>	0,021302	0,704311	0,704226	0,00736
Anf. Sta Elena	280 <sup>(2)</sup>	0,041031	0,704074	0,703910	0,01418
Anf. Sta Elena	280 <sup>(2)</sup>	0,020061	0,703947	0,703867	0,00692

(1) Restrepo et al, 2007

(2) Vinasco et al, 2001

(3) Restrepo et al. , 1991, 2008

En la Fig 63 se presenta la curva de evolución de  $\epsilon_{\text{Nd}}$ , mientras que en la Fig 64 se muestra el diagrama  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs  $\epsilon_{\text{Nd}}$  para las rocas metabásicas estudiadas.

Las Anfibolitas de Caldas presentan una evolución isotópica diferente al resto de las rocas metabásicas de la zona de Medellín, con valores  $\epsilon_{\text{Nd}}$  menores indicando que provienen de fuentes menos empobrecidas que el resto de las metabasitas, mostrando pendientes negativas en la curva evolutiva (Fig 63), y desviándose notoriamente del arreglo mantélico, ubicándose en el segundo cuadrante del diagrama  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs  $\epsilon_{\text{Nd}}$ . Estas rocas registran un tiempo de residencia cortical muy alto, con edades modelo que van desde 1.17 a 0.82 Ga y valores  $\epsilon_{\text{Nd}}$  bastante diferentes, sufriendo un proceso de continentalización bastante marcado incluso desde la edad del metamorfismo. Poseen altos valores en la razón  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$

posiblemente por alteración debido a enriquecimiento de Sr, o contaminación cortical de rocas de origen sedimentario de fuentes corticales.

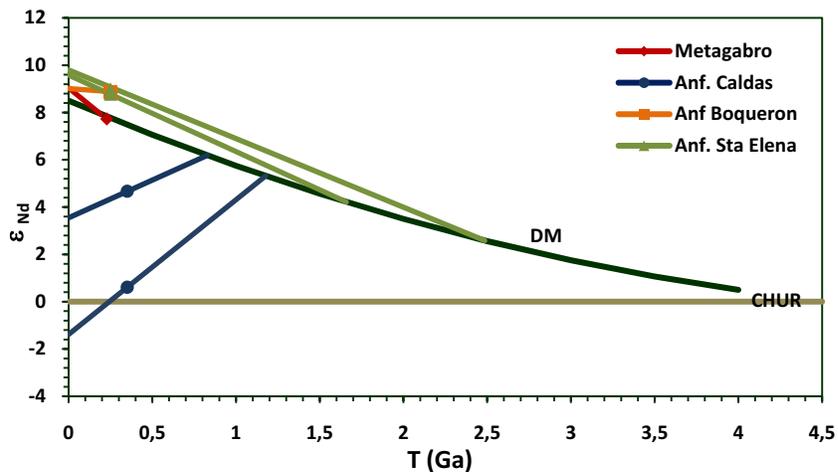


Fig 63: Curvas de evolución de  $\epsilon_{Nd}$  para las rocas metabásicas de los alrededores de Medellín.

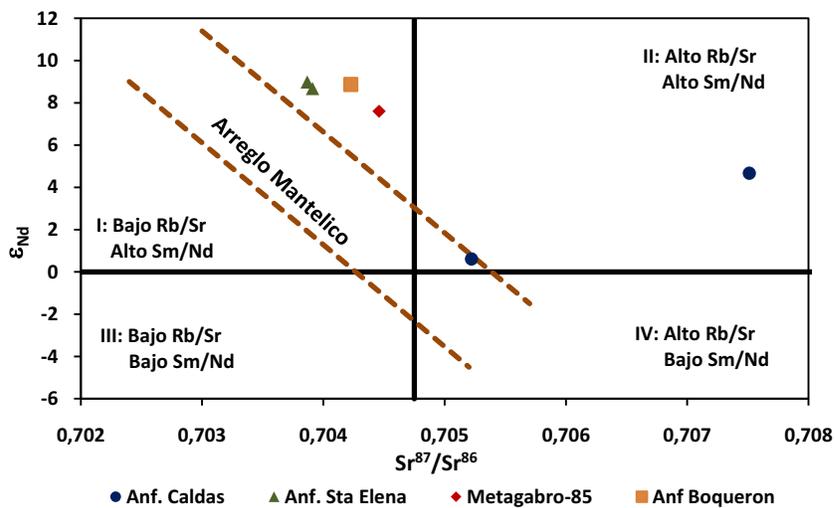


Fig 64: Diagrama  $^{87}Sr/^{86}Sr$  vs  $\epsilon_{Nd}$  para las metabasitas.

Las metabasitas que afloran en los alrededores de Medellín, dígame Metagabros del Picacho, Anfibolitas de Santa Elena y Boquerón poseen valores  $\epsilon_{Nd}$  bastante altos, ubicándose en el primer cuadrante con altos valores en la razón Sm/Nd y bajo Rb/Sr. La

mayoría de estas rocas muestran una evolución similar al Manto Empobrecido, indicando que son rocas MORB provenientes de fuentes empobrecidas del manto y cuya edad de cristalización podría ser similar a la edad modelo, no registrada en las curvas de evolución.

Isotópicamente, las rocas de Boquerón provienen de fuentes empobrecidas similares a las registradas por las Anfibolitas de Medellín y poca evolución desde el momento de su generación. De esta manera, podría haber una relación genética entre ambas unidades en contra posición a lo propuesto por Restrepo et al (2008) en cuyo modelo las Anfibolitas de Boquerón hacen parte de la Ofiolita de Aburra con perturbaciones en el contenido de argón debido a la obducción. La muestra de los Metagabros del Picacho presenta una evolución más joven sin aparente relación con el resto de las rocas metamórficas aquí descritas.

## METASEDIMENTOS

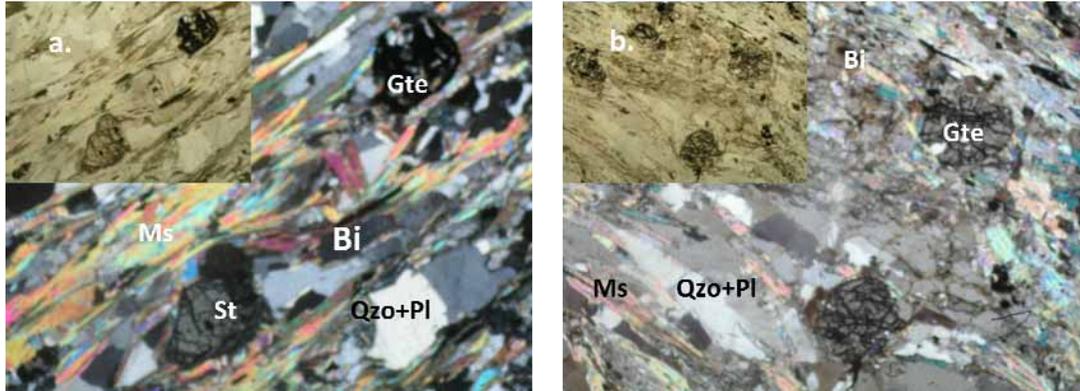
---

En los últimos años la geoquímica en rocas meta-sedimentarias ha sido ampliamente utilizada en estudios de proveniencia de rocas fuente para establecer como ha sido la evolución de la corteza y los posibles ambientes tectónicos de depositación. Son muchos los procesos que controlan la composición química y mineralógica de los sedimentos clásticos, como por ejemplo la composición de la roca fuente, procesos de meteorización, sedimentación y diagénesis, entre otros. Estos análisis son posibles en este tipo de rocas, siempre y cuando los procesos pos-depositacionales no afecten su química general. Los elementos mayores y menores dan información acerca de los efectos de los procesos sedimentarios tales como meteorización y clasificación sedimentaria, sin embargo, en años recientes estos elementos han sido bastante criticados como discriminadores tectónicos pues no son buenos indicadores petrogenéticos. Por otro lado, la composición de sedimentos en cuanto a elementos traza y de las tierras raras son indicadores importantes de la química de la roca fuente, ya que estos elementos son poco fraccionados por procesos sedimentarios y metamorfismo de bajo grado (Taylor y McLennan 1985 en K. Sifeta *et al.*, 2004). De esta manera, los elementos de las tierras raras, Y, Th y Sc entre otros son muy utilizados como marcadores petrogenéticos en rocas metasedimentarias para entender regímenes de meteorización antiguos, condiciones paleo-ambientales y otros procesos químicos a los cuales los sedimentos y su roca fuente estuvieron sometidos (Sifeta *et al.*, 2004).

Dentro de este estudio se realizaron cuatro análisis de geoquímica de elementos mayores y traza en roca total además de dos datos isotópicos Sm-Nd y uno de Rb-Sr para los metasedimentos intercalados con las Anfibolitas de Caldas. Con los datos obtenidos se pretende discutir de manera muy general su ambiente de proveniencia, alteración de la roca fuente y factores que han controlado la geoquímica de los elementos traza.

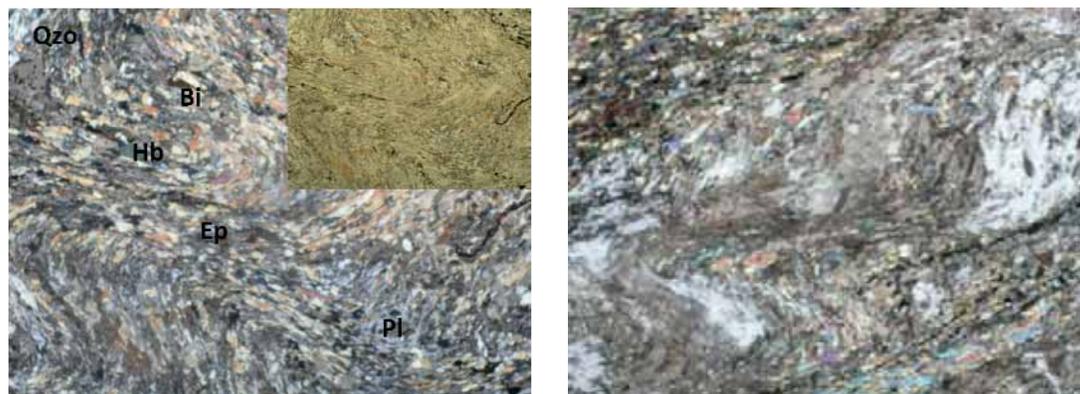
La muestra COLC-48 (Fig 65) posee una foliación lepidoblástica, dada por la orientación de minerales como la biotita y moscovita rodeando porfidoblastos de granates y estaurilitas ambos con inclusiones de cuarzo. Se presentan algunas bandas discontinuas de cuarzo y plagioclasa. Las biotitas presentan halos pleocroicos. Posee venas rellenas de calcita.

La muestra COLC-54 está marcada principalmente por la orientación de la moscovita y biotita con cloritización más o menos avanzada y algunas bandas discontinuas de cuarzo y plagioclasa. Se encuentran porfidoblastos pequeños de granates con reemplazamiento pseudomórfico a clorita. Hay crecimiento pos-tectónico de cristales de moscovita y biotita ya que se encuentran cortando la foliación primaria de la roca (Fig 65).



**Fig 65: a. Muestra COLC-48, b. Muestra COLC-54. Presentan foliación lepidoblástica dada por la orientación de biotita y moscovita, intercalada con bandas de cuarzo y plagioclasa, rodeando porfidoblastos de granates y estaurolitas**

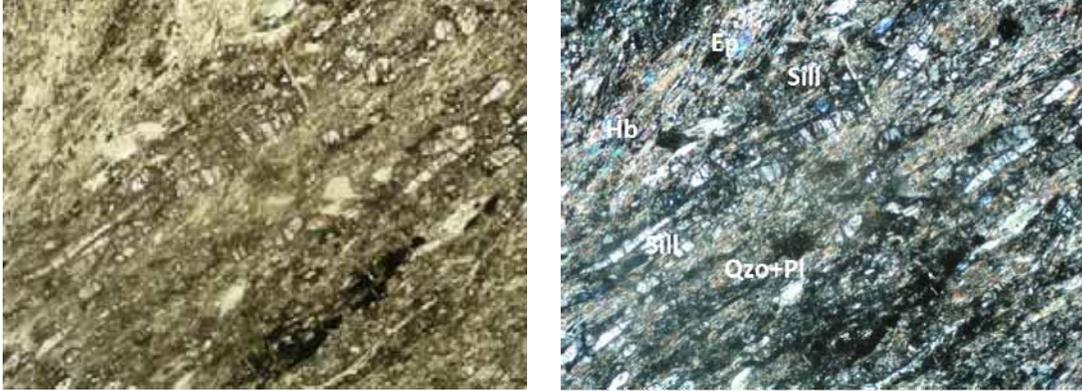
La muestra COLC-30 (Fig 66) presenta foliación nematoblástica dada por la presencia de anfíboles de color verde de tamaño más o menos finos acompañada de cristales de biotita y epidota, intercaladas con bandas más o menos continuas de cuarzo y plagioclasa. Se encuentran biotitas cloritizadas cortando la foliación de la roca. Aparentemente, la roca posee algunos cristales de plagioclasa de mayor tamaño posiblemente reliquias. Esta roca aparentemente parece una anfíbolita con una foliación bien desarrollada y plegada.



**Fig 66: Muestra COLC-30. Foliación nematoblástica dada por anfíbol y biotita, intercaladas con bandas de cuarzo y plagioclasa, mostrando buen plegamiento.**

La muestra COLC-59 (Fig 67) posee una mineralogía similar a COLC-30 con anfíboles de color verde, alta cantidad de epidota y sillimanita además de clorita aparentemente de la retrogradación de biotitas. La presencia de sillimanita indica que es una roca con un contenido de aluminio mayor de lo normal que para las rocas básicas, esto podría ser

debido a la interacción de sedimentos y un vulcanismo básico en una cuenca de deposición.



**Fig 67: Muestra COLC-59. Foliación nematoblástica dada por anfíbol y sillimanita principalmente, con intercalaciones de bandas de cuarzo y plagioclasa.**

## 9.1 GEOQUÍMICA CONVENCIONAL

A continuación se describirán los resultados de geoquímica convencional obtenidos para los sedimentos metamorfoseados intercalados con las Anfibolitas de Caldas.

### 1.1.6. Elementos mayores

Los diagramas de variación son muy útiles ya que representa relaciones geoquímicas entre las diferentes rocas de esta manera, en la Fig 68 se presentan la distribución de las muestras según el contenido de los elementos mayores graficado contra el contenido de  $\text{SiO}_2$  wt%.

Las rocas metasedimentarias muestran gran variabilidad en los valores obtenidos para los elementos mayores y traza, mostrando una correlación negativa entre los contenidos de  $\text{CaO}$  wt%,  $\text{Na}_2\text{O}$  wt%, y  $\text{MgO}$  wt%, mientras que el contenido de  $\text{K}_2\text{O}$  wt% muestra correlación positiva. Se puede apreciar que las muestras se distribuyen generalmente en dos grupos diferentes, donde las muestras COLC-30 y COLC-59 se encuentran separadas composicionalmente de las muestras COLC-48 y COLC-54. A manera general, las muestras poseen valores relativamente bajos pero variables en el contenido de  $\text{SiO}_2$  wt% (46,37-64,73 con un promedio de 56,76%); el  $\text{Al}_2\text{O}_3$  wt% presenta homogeneidad relativa variando entre 16,06 y 18,17 wt% con promedio de 16,76%. Las muestras COLC-30 y COLC-59 poseen concentraciones especialmente altos en el contenido de  $\text{MgO}$  wt%, alcanzando valores

hasta de 8,62 y 8,97 respectivamente sugiriendo origen máfico para estas muestras, correlacionable con el contenido de CaO wt% valores de 5,99 y 7,0 así como el de Na<sub>2</sub>O wt% (3,5 y 2,56%); su contenido de K<sub>2</sub>O wt% es bajo (1,49 y 1,82% respectivamente) así como la relación K<sub>2</sub>O/ SiO<sub>2</sub> (0,42 y 0,71). Por otro lado, las muestras COLC-54 y COLC-48 presentan valores bastante disímiles a las anteriormente descritas, así, su contenido de MgO wt% es de 2,02 y 2,7; el CaO wt% es de 0,97 y 1,05; el Na<sub>2</sub>O wt% oscila entre 1,67 y 1,79 y los valores para K<sub>2</sub>O wt% son de 3,86 y 3,07 respectivamente, obteniendo valores mayores para la relación K<sub>2</sub>O/ SiO<sub>2</sub> (2,31 y 1,71). La muestra COLC-59 presenta un valor de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> wt% bastante mayor, debido posiblemente por la presencia de sillimanita en la roca.

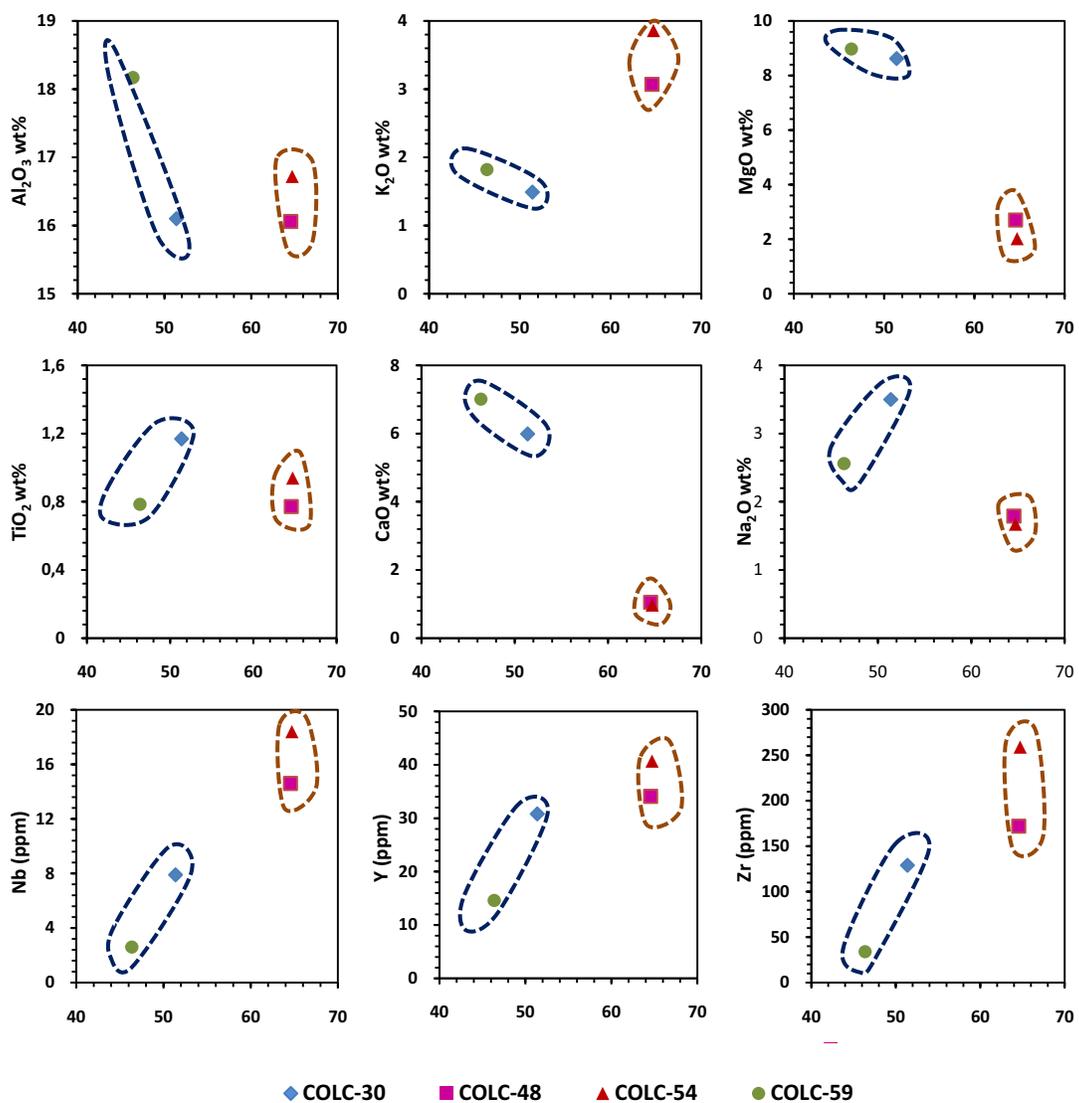


Fig 68: Diagramas de variación de Harker para los metasedimentos.

Hay que tener en cuenta que los procesos pre-metamórficos que actuaron en ambos grupos de rocas podrían afectar la química original de la roca. Valores bajos de CaO wt% y Na<sub>2</sub>O wt% podrían representar destrucción de la plagioclasa especialmente la cálcica durante la meteorización de la roca original o que eventualmente son sedimentos pobres en plagioclasa. En general, los valores obtenidos para SiO<sub>2</sub> wt% muestran dos poblaciones de rocas contrastantes, puesto que algunas muestran composiciones al parecer basálticas y otras poseen características de fuentes más evolucionadas. De esta manera tenemos rocas fuentes producto de la erosión de rocas básicas posiblemente de zonas de arco, con protolitos félsicos de zonas continentales.

La mayoría de los elementos traza analizados muestran en general una correlación positiva con SiO<sub>2</sub> wt%, especialmente para el Y, Nb y Zr. La alta cantidad de Y en COLC-54 y COLC-48 puede deberse a la presencia de fases minerales tales como el granate que puede acomodar este elemento fácilmente dentro de su estructura.

#### 1.1.7. Elementos traza y de las tierras raras

---

Los patrones de tierras raras normalizados según los valores del Condrito obtenidos por Taylor y McLennan (1985) se muestran en la Fig 69. En la mayoría de las muestras de los metasedimentos se presenta un buen fraccionamiento, con un marcado enriquecimiento en las tierras raras livianas en relación a las tierras pesadas ((La/Sm)<sub>n</sub>=2.44-3.75 y (La/Yb)<sub>n</sub>=3,31-8,81), una muy leve anomalía negativa de *Eu* y un patrón muy plano para las tierras pesadas. Los valores alcanzan hasta 114 veces enriquecimiento en *La*, con un valor mínimo de 39 veces para este elemento. La muestra COLC-59 presenta un patrón bastante uniforme tanto para los elementos de tierras raras livianas como para las pesadas, con valores mucho menores que el resto de las muestras, además, presenta un enriquecimiento de 6.7 veces para *La* y 5.6 para el *Lu*, según los valores del condrito y una tendencia de concentración menor que la observada para el N-MORB, sugiriendo proveniencia a partir de una fuente poco empobrecida. Se puede apreciar una clara anomalía positiva de *Eu*, donde el valor de  $Eu/Eu^* = 1.41$ , para esta muestra donde excede los valores promedio para las otras rocas (Tabla 16) coincidiendo con la mayor cantidad de CaO wt%. Se presenta también la distribución de los elementos de tierras raras para la corteza superior obtenidos por Taylor y McLennan (1981), el cual posee una concentración absoluta de 168,37 con un patrón de fraccionamiento bastante definido representado en valores altos de la razón (La/Yb)<sub>n</sub> y una anomalía negativa de *Eu* menor ( $Eu/Eu^* = 0.65$ ). La movilidad del *Eu* se da en muchos casos en respuesta a condiciones muy oxidantes del medio.

En la Fig 70 se presenta la abundancia de las tierras raras en relación al contenido de SiO<sub>2</sub> wt%. La concentración absoluta de los elementos de las tierras raras es variable con valores extremos de 205,20 y 24,94 para las muestras COLC-48 y COLC-59 respectivamente, en especial esta última presenta empobrecimiento relativo en el contenido de SiO<sub>2</sub> wt% (Tabla 16).

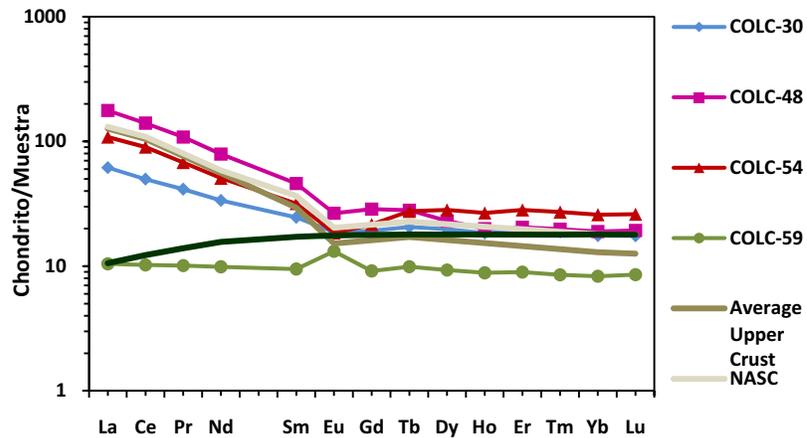


Fig 69: Patrones de Tierras Raras, normalizados según Sun y McDonough (1995), para los metasedimentos de Caldas, comparadas con NASC (North American Shale composite) de Gromet *et al.* (1984), la corteza superior promedio de Taylor y McLennan. (1981) y el N-MORB.

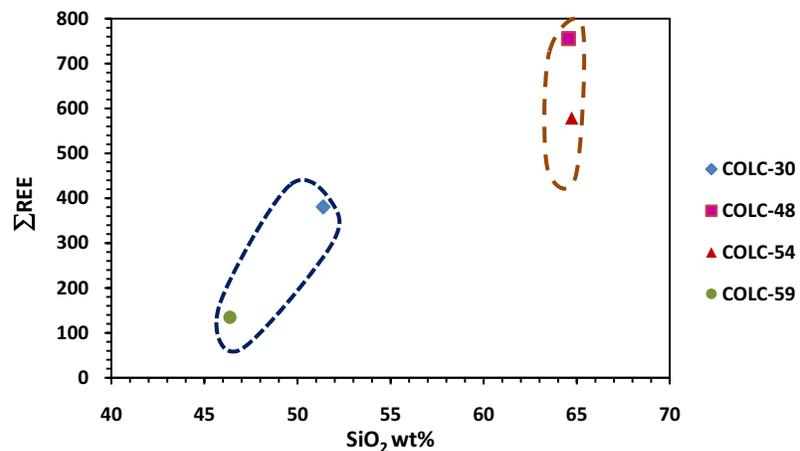
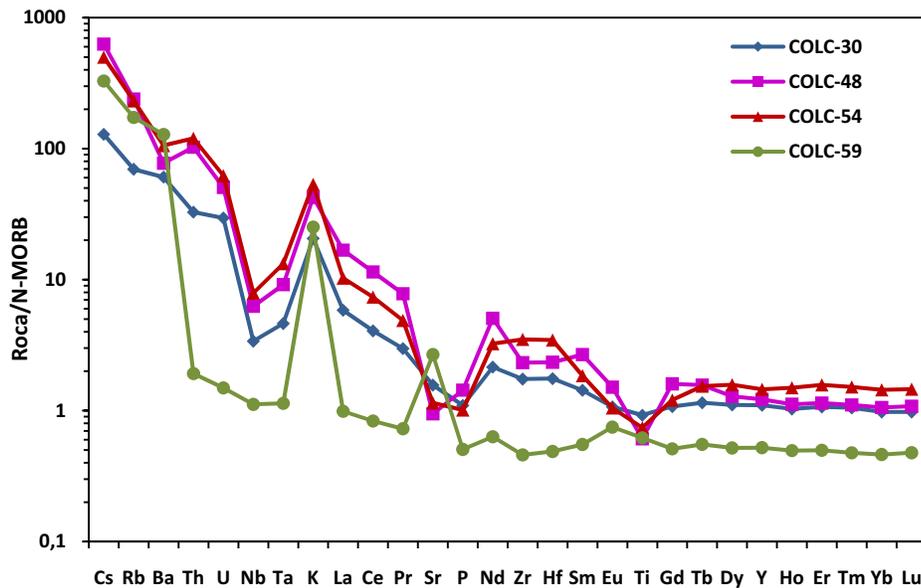


Fig 70: SiO<sub>2</sub> wt% vs Concentración total de elementos de las tierras raras para cada una de las unidades de rocas metasedimentarias estudiadas.

En la Tabla 16 se presenta un resumen de las relaciones que se consideran pertinentes para la caracterización geoquímica de los metasedimentos.

**Tabla 16: Razones entre los diferentes elemento de las tierras raras para las rocas meta-sedimentarias de la zona de Caldas.**

	COLC-30	COLC-48	COLC-54	COLC-59	Upper Crust (Taylor y McLennan,1981)
$\Sigma REE$	87,44	205,20	141,54	24,94	168,37
LREE/HREE	3.93	8.66	4.85	1.92	
CIW	49.63	78.32	79.83	51.94	
CIA	47.28	67.40	66.56	49.17	
(La/Yb) <i>n</i>	3.31	8.81	3.95	1.18	9.22
(La/Sm) <i>n</i>	2.44	3.75	3.33	1.07	9.2
(Gd/Yb) <i>n</i>	1.07	1.48	0.82	1.08	1.4
(La) <i>n</i>	39.78	114.44	70.03	6.73	81.74
Eu/Eu*	0,86	0,73	0,70	1,41	0.65
Zr/Sc	4,16	10,75	16,19	1,21	
Th/U	2,83	5,17	4,93	3,29	
Th/Sc	0,13	0,77	0,90	0,01	
Rb/Sr	0,28	1,58	1,26	0,40	
SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,19	4,02	3,87	2,55	
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,43	1,72	2,31	0,71	



**Fig 71: Diagrama multielemental para los metasedimentos de la zona de Caldas, según Sun y McDonough (1995).**

El Diagrama multielemental muestra enriquecimiento de los elementos incompatibles, con anomalías de los HFSE, que indican que las fuentes de estas rocas fueron generadas en un ambiente de arco.

## 9.2 PROVENIENCIA Y AMBIENTE TECTÓNICO

---

Los elementos de tierras raras, los HFSE y elementos como Y, Ti, Nb, Ta, Th, Sc, Y Hf son útiles para análisis de proveniencia ya que son relativamente poco móviles durante meteorización, transporte, diagénesis y metamorfismo de bajo grado (Do Campo y Guevara., 2005), por lo que se hacen útiles para identificar proveniencia de rocas. Las razones entre elementos incompatibles y compatibles son favorables para diferenciar entre materiales fuente de carácter félsico y máfico tales como Th/Sc y Zr/Sc los cuales aumentan durante la evolución magmática así, igual a los REE, son considerados relativamente inmóviles durante procesos de superficie y por lo tanto son transferidos cuantitativamente de la fuente a los sedimentos. La relación Th/Sc es un buen marcador de procesos de diferenciación magmática, el Zr es indicativo de enriquecimiento en circón, mientras que el Sc da indicios de proveniencia. La corteza continental superior posee una razón Th/Sc >1 (Taylor y McLennan., 1985), razones menores en las rocas en secuencias volcánico sedimentarias indica una mayor influencia de fuentes de arco.

Las muestras COLC-48 y COLC-54 presentan valores altos de Th/Sc cerca de valores de rocas ígneas ácidas de corteza superior altamente evolucionadas como rocas fuente y poco de circón. Por otro lado, las muestras COLC-30 y COLC-59 exhiben valores menores, especialmente la muestra COLC-59 indicando una naturaleza más inmadura para estas muestras.

En la Fig 72 y Fig 73 se muestra la composición de las rocas fuentes que dieron origen a los metasedimentos de la zona de Caldas. Las rocas se distribuyen entre los miembros extremos de rocas félsicas y básicas donde las muestras COLC-48 y COLC-54 presentan valores altos de Th/Sc y Zr/Sc y bajos de La/Th, cerca de valores de rocas ígneas ácidas de corteza superior altamente evolucionadas como rocas fuente, mientras que la muestra COLC-30 presenta una composición intermedia a básica cerca al campo de las andesitas y basaltos. La muestra COLC-59 presenta razones bajas de Th/Sc, Zr/Sc y Hf con valores relativamente altos de La/Th, sugiriendo una fuente posiblemente tipo toleítica con empobrecimiento en elementos incompatibles, concordante con los datos obtenidos de elementos de tierras raras.

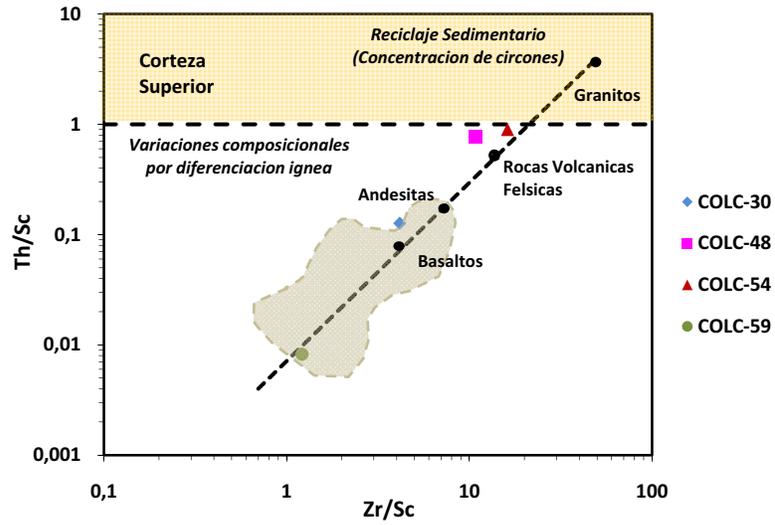


Fig 72: Diagrama Zr/Sc vs Th/Sc (McLennan *et al.*, 1993) para los metasedimentos. Datos promedio de rocas ígneas obtenidos de Condie (1993).

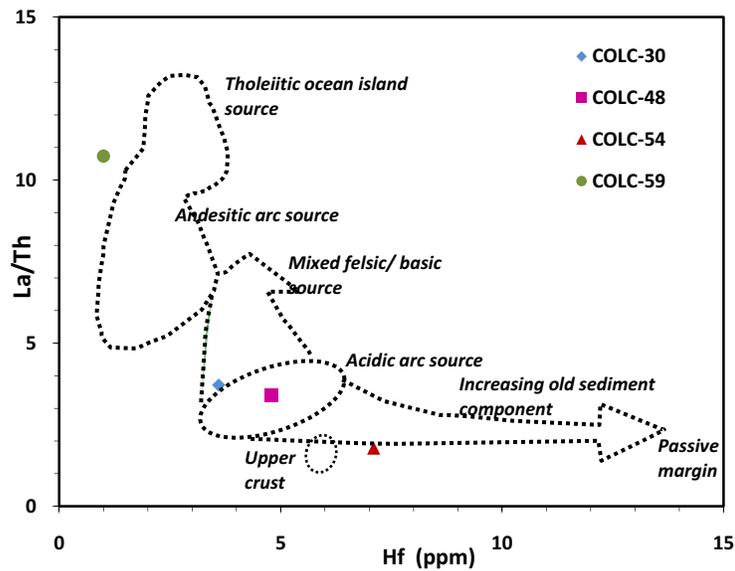


Fig 73: Diagrama La/Th-Hf (Floyd and Leveridge, 1987). Los campos indican la composición de las rocas sedimentarias depositadas en diferentes ambientes tectónicos.

Los diagramas discriminitorios para proveniencia de rocas sedimentarias se presentan en la Fig 74 según Roser y Korsch (1986). Como se puede observar, las muestras COLC-59 y COLC-30 se ubican en los campos de Arcos de Islas Oceánicas, respondiendo a una

composición intermedia a básica mientras que las muestras COLC-54 y COLC-48 se ubican en ambientes de cuencas desarrolladas en márgenes continentales activos y de arcos continentales. Estas muestras poseen una roca fuente más félsica como rocas graníticas o neises que podrían estar asociadas a rocas del basamento.

Los sedimentos que dieron origen a las rocas metasedimentarias fueron depositados en diferentes ambientes y son de diferente proveniencia, lo que puede indicar de que la cuenca ha evolucionado desde de un ambiente de arco oceánico a un ambiente de arco continental activo. Roser y Korsch (1986) proponen que la razón  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  por ser sensible a procesos de reciclaje y meteorización aumenta con la descomposición de los feldespatos y minerales máficos, por lo que es buen indicador de madurez sedimentaria. Argumentan que para rocas ígneas inalteradas van desde  $\sim 3,0$  (rocas básicas) a  $\sim 5,0$  (rocas ácidas), mientras que valores mayores a 5.0-6.0 en sedimentos son indicativos de una maduración progresiva. Dicha razón es las rocas metasedimentarias indican baja madurez sedimentaria, teniendo en cuenta la diferencia en los protolitos (Fig 74b).

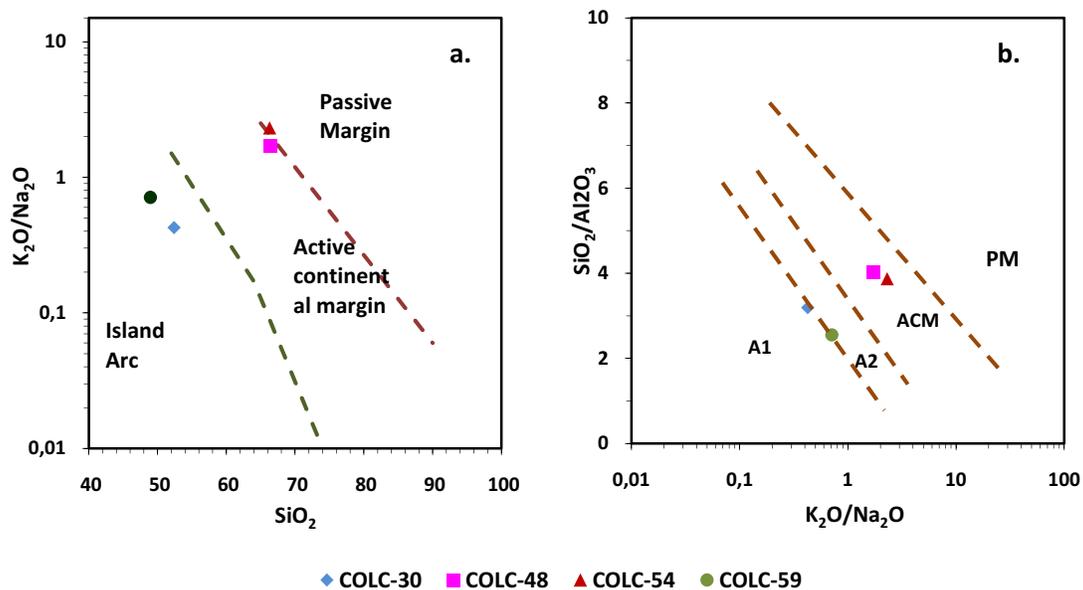
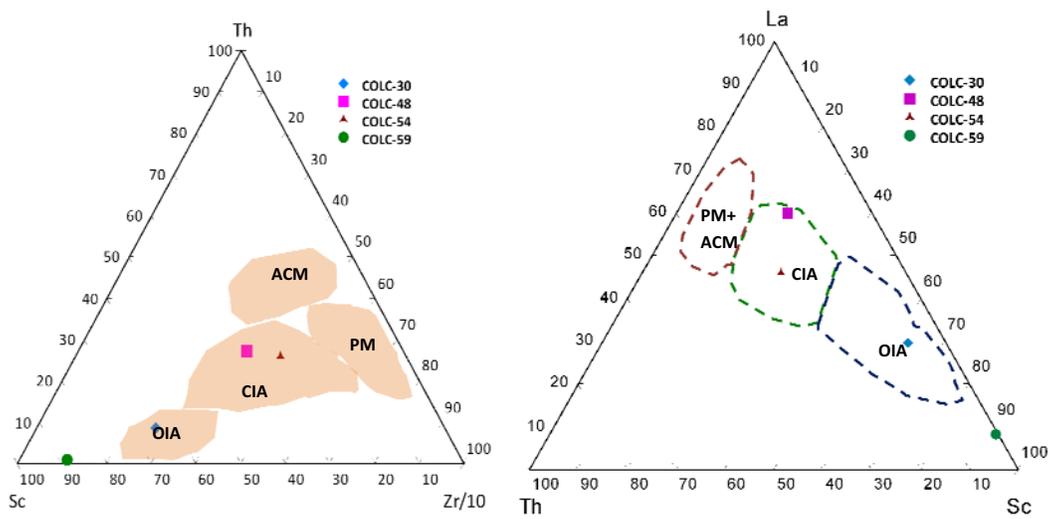


Fig 74: Diagramas discriminatorios según Roser y Korsch (1986). PM=Margen Pasiva; ACM= Margen Continental Activa; ARC= Margen de Arcos de Islas Oceánicas; A1= Ambiente de arco, detritus basálticos y andesíticos; A2= Ambiente de arco evolucionado con detritus de plutones félsicos. Limite A1-A2: naturaleza transicional.



**Fig 75: Diagrama discriminatorio de ambientes tectónicos para las rocas metasedimentarias de la zona de Caldas según Roser y Korsch (1986). OIA: Arcos de islas oceánicas, CIA: Arcos de islas continentales; ACM: Márgenes continentales activos; PM: Márgenes pasivas.**

En la Fig 75 se presentan los diagramas ternarios de ambientes tectónicos para rocas de protolito sedimentario propuestos por Roser y Korsch (1986). La mayoría de las muestras se localizan cerca a una margen convergente, ya sea en arcos de islas o arcos de márgenes continentales. La alta cantidad de Sc de la muestra COLC-59 es característico de rocas ígneas básicas, indicando una contaminación de los sedimentos con material volcánico.

De esta manera, se trata de sedimentos compatibles de la erosión de un arco volcánico progresivo desde estados inmaduros hasta más maduros, establecido cerca a una margen continental. Estos sedimentos tienen metamorfismo del Paleozoico Inferior lo que implica que el arco debió ser Paleozoico Inferior o inclusive Precámbrico.

### 9.3 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Para la geoquímica de isotopos de Nd se utilizaron las muestras COLC-54, COLC-30 y COLC-48, mientras que para los isotopos de Sr se tienen datos de las muestras COLC-30 y COLC-48.

### 9.3.1 Isotopos de Sr y Nd

En la Tabla 17 se presentan los datos obtenidos y calculados para los isotopos de Nd. La relación  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  inicial ha sido calculada a la edad del metamorfismo de las Anfibolitas de Caldas obtenida por Restrepo., 2008. Los isotopos de Nd son importantes en rocas sedimentarias ya que ayudan a determinar la edad modelo de su fuente. En la Tabla 18 se presentan los datos isotópicos Rb/Sr para las muestras COLC-48 y COLC-30 de los metasedimentos.

**Tabla 17: Datos de isotopos de Nd para los metasedimentos.**

	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	Edad (Ma)	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{R(T)}}$	$\epsilon_{(0)}$	$\epsilon_{(T)}$	$T_{\text{DM}}$
COLC-30	0.1404	0.512399	-0.29	350	0.512077	-4.66	-2.15	1.33
COLC-48	0.1127	0.512005	-0.43	350	0.511747	-12.35	-8.60	1.56
COLC-54	0.1185	0.512039	-0.40	350	0.511768	-11.68	-8.19	1.56

**Tabla 18: Datos de isotopos de Sr para los metasedimentos.**

	Edad (Ma)	$(\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86})_{(0)}$	$(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_{(0)}$	$(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_{\text{R(T)}}$	Rb/Sr
COLC-48	350	3.401	0.732	0.71526	1.17
COLC-30	350	0.529	0.711	0.70839	0.18

En la Fig 76 se presenta el diagrama de evolución de las Anfibolitas de de Caldas, los metasedimentos intercalados y el Neis de la Miel. Los datos obtenidos para las Anfibolitas de Caldas se asemejan un poco a los encontrados para la muestra COLC-30 de los metasedimentos, la cual posee una composición similar a una anfibolita con contaminación de materiales pelíticos y una foliación bien desarrollada. El valor de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  a 350 es similar para las muestras COLC-54 y COLC-48, con valores relativamente negativos de -8.19 a -8,60 similares al Neis de la Miel (Fig 77). Esto podría ser indicio de que el intrusivo es el producto de la fusión de estos sedimentos a la edad del metamorfismo propuesto.

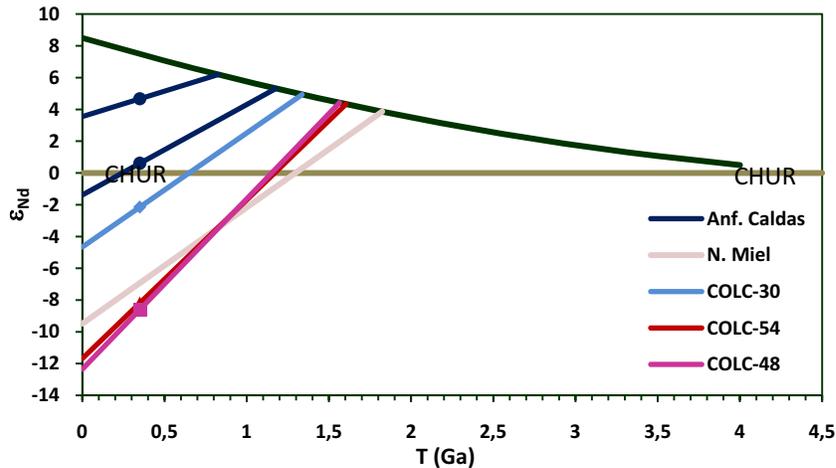


Fig 76: Diagrama  $\epsilon_{Nd}$  vs. Tiempo para las Anfibolitas de Caldas, los metasedimentos intercalados y Neis de La Miel.

Los datos  $^{87}Sr/^{86}Sr$  para las muestras COLC-48 y COLC-30, muestran que al momento del metamorfismo de medio a alto grado a 350 Ma, existieron fuentes con razones iniciales  $^{87}Sr/^{86}Sr$  diferentes, donde la muestra COLC-30 puede provenir de corteza juvenil, mientras que COLC-48 provienen de fuentes corticales mas re- trabajadas (Fig 77).

En la Fig 77 se muestra el diagrama de correlación  $\epsilon_{Nd}$  vs.  $^{87}Sr/^{86}Sr$  a T, de las rocas metasedimentarias, el Neis de la Miel y las Anfibolitas de Caldas. En términos isotópicos las rocas metabásicas muestran una evolución de Nd particular y diferente a los metasedimentos y del Neis de la Miel. Por su parte, de acuerdo a las curvas de evolución encontradas, el neis pudo haberse derivado directamente de fusión parcial de los metasedimentos. La muestra COLC-30 parecería corresponder a una mezcla de las anfibolitas y los metasedimentos tipo COLC-48. Esta relación podría sugerir que el magmatismo básico estaría siendo intercalado con sedimentos en la cuenca de sedimentación de manera contemporánea. La secuencia se habría metamorfoseado a c. 400 Ma con formación de granitos sin-tectónicos concomitantes tipo la Miel.

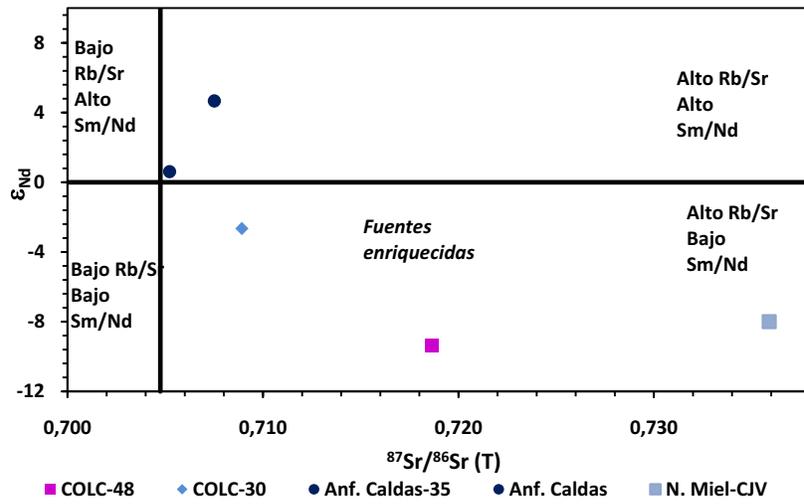


Fig 77: Diagrama de correlación  $\epsilon_{\text{Nd}}$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , para las rocas de La zona de Caldas (Anfibolitas de Caldas, Neis de La Miel y Metasedimentos intercalados).

## ROCAS GRANITICAS

Los granitoides son las rocas plutónicas más abundantes dentro de la corteza continental superior, por lo que sus fuentes son bastante variadas, así como los procesos que llevan a su formación (Winter, J., 2001). En este trabajo se estudio una muestra de cada uno de los intrusivos graníticos de Amagá, la Honda y el Buey, además, de los Ortoneises de la Miel y Palmitas, con el fin de

obtener un panorama general sobre su origen y ambiente general de formación.

El Monzogranito de Amagá (González y Londoño, 2002) aflora al oriente del Municipio de Amagá entre la quebrada Sinifaná al sur y la quebrada La Clara al Norte, al occidente de la Falla de Romeral y al este de la Falla Piedecuesta (Gil y Valencia., 1991). Tiene una forma elongada en dirección N20-30°W con una longitud de 11,7 Km y un ancho de 3 Km aproximadamente, para un área total de 45 Km<sup>2</sup>. Es intrusivo en las metamorfitas de bajo grado de los Metasedimentos de la Sinifaná, con desarrollo de una pequeña aureola de contacto en facies albita-epidota a cornubiana de hornblenda (González., 1980). Está limitado al oriente por el Complejo Quebradagrande con el cual tiene una relación fallada, mientras que al occidente la Formación Amagá reposa discordantemente sobre el cuerpo granítico, aunque localmente este límite está dado por la Falla Piedecuesta (González y

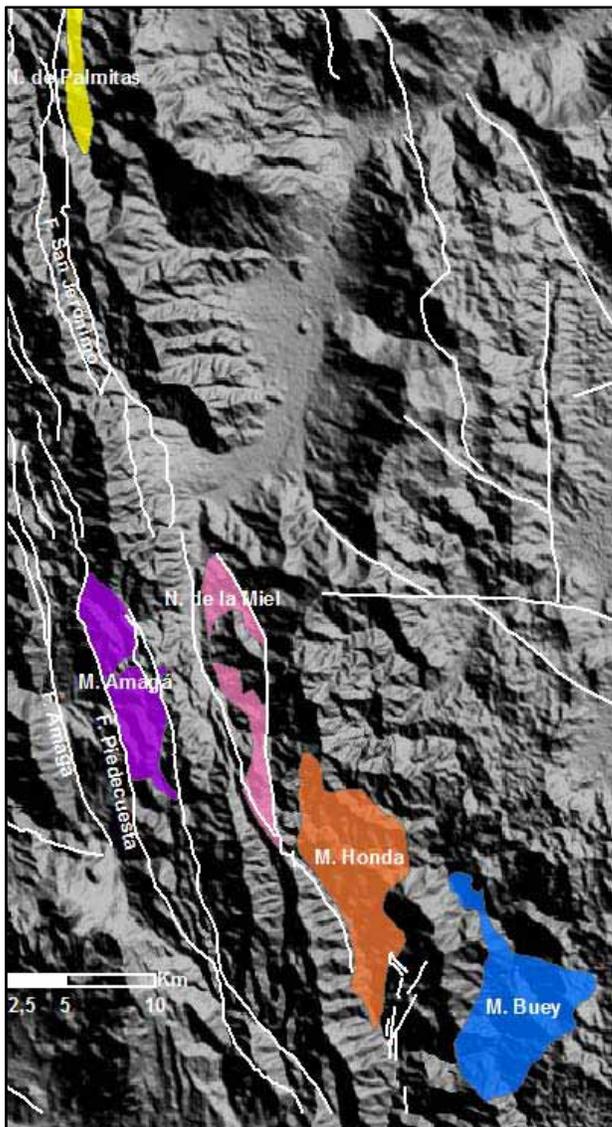
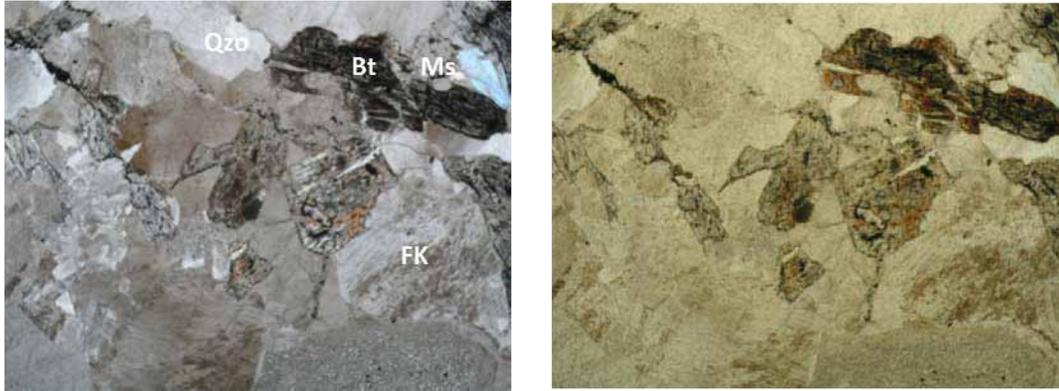


Fig 78: Localización esquemática de los cuerpos intrusivos graníticos considerados en el presente estudio. Imagen tomada de Nasa, 2001.

Londoño, 2002). Son rocas masivas, inequigranulares, granular a porfídica de color rosado a gris claro, compuesta principalmente de cuarzo, feldespato potásico tipo ortoclasa y microclina con crecimiento peritéticos; plagioclasa de composición An<sub>20</sub> a An<sub>32</sub> alterada a sericita y arcillas con algo de zonación e inclusiones de apatito y biotita parcialmente cloritizada. Como accesorios se encuentran el zircón, apatito, esfena, epidota y opacos (González., 2001; Gonzales y Londoño., 2002., Ríos 2003). Hacia los bordes del cuerpo se presentan facies más básicas con presencia de diques aplíticos y pegmatíticos. (Gonzales y Londoño., 2002). Vinasco (2006) obtuvo una datación U/Pb SHRIMP en zircón de  $227,6 \pm 4,5$  Ma la cual considero como la edad de intrusión. Restrepo *et al.* (1991) presentan una edad Rb/Sr isócrona de  $309 \pm 20$  Ma interpretada como la edad de intrusión y una K/Ar de  $231 \pm 12$  Ma como la edad de levantamiento y erosión. Para los diques aplíticos asociados al cuerpo obtuvieron edades de  $92 \pm 3,6$  y  $79 \pm 2,7$  Ma K/Ar, posiblemente indicando un evento térmico durante el Cretácico.

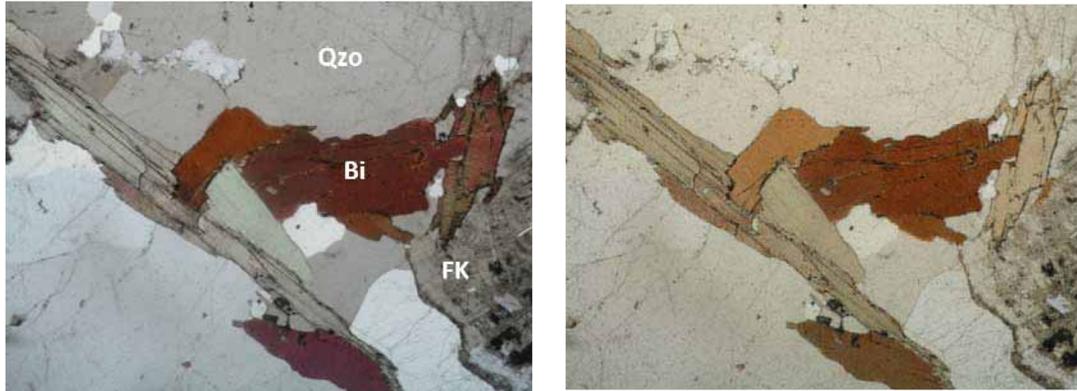
La muestra COLC-74 del Monzogranito de Amagá aquí analizada, tiene una textura holocristalina granular con micro perititas tipo llama por intercrecimiento de feldespato sódico y potásico con formación de algunas mirmequitas. Es una roca que está compuesta por cuarzo anhedral de bordes suturados y fuerte extinción ondulatoria. La plagioclasa presenta formas generalmente euhedrales de tamaños variables con maclas tipo albita y sericitización en sus núcleos. Presenta moscovita primaria en poca cantidad con hábito radial y formas subhedrales. Como mineral ferro magnesiano se encuentra la biotita con cloritización avanzada y deformación de la red cristalina. Se presenta en cristales de tamaño variable donde los de mayor tamaño se encuentran dispersos a lo largo de toda la sección y presentan inclusiones de rutilo, mientras que los más pequeños están juntos y en ocasiones como inclusiones dentro de las plagioclasas. Como minerales accesorios se presentan apatitos y calcita anhedral algunas veces incluida en las plagioclasas.



**Fig 79: Muestra COLC-74. Monzogranito de Amagá. Roca masiva, inequigranular con textura holocrystalina, compuesta principalmente de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas, biotita con inclusiones de rutilo y moscovita.**

El nombre de Monzogranito de la Honda fue propuesto por González y Londoño (2002) para un cuerpo de composición monzogranítica con variaciones a granodiorita, cuarzomonzonita y alaskita que aflora en la Quebrada Honda, entre el Municipio de Versalles y Montebello al sur del Departamento de Antioquia en el flanco occidental de la Cordillera Central (González, 1976). Es un cuerpo con un área aproximada de 40 km<sup>2</sup> con una longitud de 14,5 Km en dirección NW y espesor máximo de 3 Km. Es intrusivo en las rocas metamórficas del Complejo Cajamarca con desarrollo de una aureola de contacto cuyas cornubianas y xenolitos de rocas metamórficas son transformados a rocas con granate y biotita y biotita en las cornubianas del Grupo Retiro. Para este cuerpo, Ríos (2003) reporta la presencia de sillimanita y cordierita posiblemente debido a procesos de asimilación de la roca caja o fusión de corteza superior con formación de granitos tipo S, y señala que su fuente es diferente a la fuente que generó el Stock de Amagá. Dataciones radiométricas K/Ar en mica de las zonas pegmatíticas, realizadas por Martínez., 1978, una edad de  $180 \pm 10$  Ma, sin embargo, Vinasco *et al.* (2006) obtienen una datación Ar-Ar plateau de  $218.7 \pm 0.3$ .

La muestra analizada del Monzogranito de la Honda (COLC-79) indica que es una roca holocrystalina inequigranular idiomórfica a hipidiomórfica. Se encuentran grandes cristales de plagioclasa con maclas de albita y carlsbad con sericitización y saussuritización y feldespato potásico tipo ortoclasa. El cuarzo se presenta en cristales anhedrales con algunos rastros de micro inclusiones y poca extinción ondulatoria en relación al Monzogranito de Amagá. Hay Biotita y cristales de zoisita asociada a la moscovita.

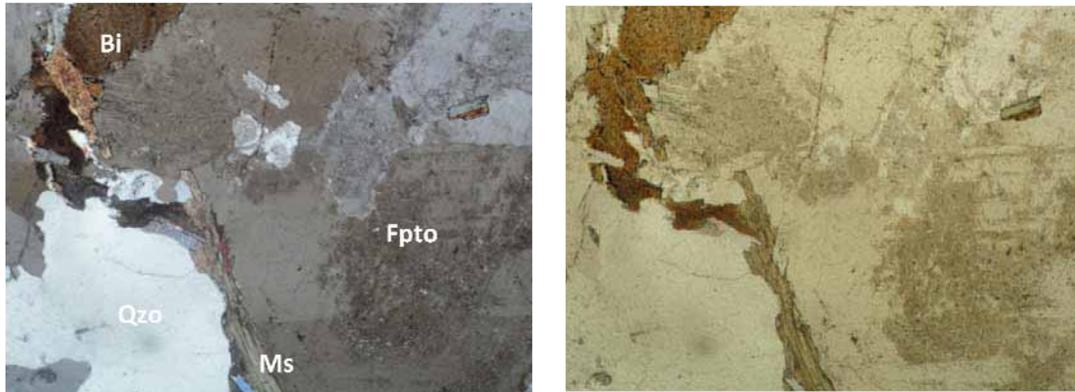


**Fig 80: COLC-79. Monzogranito de la Honda. Roca holocristalina inequigranular idiomórfica a hipidiomórfica, compuesta de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas, biotita y moscovita.**

El Monzogranito del Buey aflora al occidente del Municipio de Montebello en el Río Buey en el Departamento de Antioquia, sobre la Cordillera Central. Posee una forma elongada en sentido de las estructuras regionales con un espesor máximo de 6 Km en la zona central y menos de 2 Km al norte y un largo de 13 Km. Es intrusivo en esquistos cuarzo-sericiticos del Complejo Cajamarca formando una aureola de contacto con cornubianas de sillimanita-andalucita y xenolitos transformados a rocas con biotita y granate. Es intrusivo en el Neis de Abejorral hacia el este y con on las Migmatitas del Retiro al norte donde se han formado brechas intrusivas. las rocas conglomeraticas cuarzosas de la Formacion Abejorral reposan discordantemente sobre el cuerpo ígneo (González y Londoño., 2001). Según González (1980) y González y Londoño., 2001, este cuerpo presenta una composición granodiorítica con variaciones a cuarzomonzonita y tonalita de color gris moteado. A nivel microscopico posee una textura holocristalina, hipidiomorfica compuesta de cuarzo, feldespato potásico tipo microclina y algo de otroclasa; plagioclasa ( $An_{30}$  a  $An_{40}$ ) con textura mirmequiticas en el contacto con el cuarzo; biotita con halos pleocroicos algo flexiondas y orientadas, moscovita, apatito, rutilo, magnetita, esfena, turmalina y epidota como producto de saussuritizacion de la plagioclasa. Según González (1980) el Monzogranito del Buey presenta características composicionales similares al Stock de la Honda y presenta una datación K/Ar en Biotita del Triásico (González *et al.*, 1997). Posteriormente, Vinasco *et al.* (2006)obtienen una edad Ar-Ar *plateau* de  $215.4 \pm 0.2$  Ma, similar a las edades reportadas por dichos autores a los intrusivos de Amagá y la Honda, interpretadas como edades de enfriamiento regional.

La muestra COLC-77 del Monzogranito del Buey presenta una textura equigranular idiomórfica a hipidiomórfica de grano grueso. Presenta alto contenido de cuarzo con extinción ondulatoria, recristalización incipiente, con límites lobulados y suturados que

podrían indicar sometimiento a esfuerzos dinámicos o a procesos de reabsorción. Su mineralogía está dada por la presencia de biotita con retrogradación parcial a clorita, moscovita, cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, epidota y circones formando halos pleocroicos en biotita.



**Fig 81: Muestra COLC-77. Monzogranito del Buey. Textura equigranular idiomórfica a hipidiomórfica de grano grueso. Formación de mirmequitas en plagioclasa y cuarzo. Presenta además, plagioclasa, biotita y moscovita.**

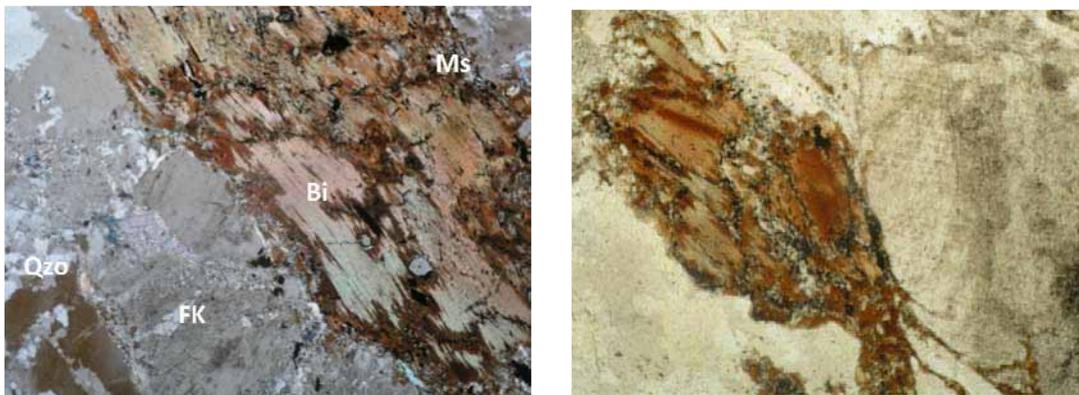
Dentro de este grupo se consideran los Ortoneises de la Miel y Palmitas.

El Neis de Palmitas aflora cerca al corregimiento de Palmitas al occidente de la ciudad de Medellín con una forma elongada en dirección N-S paralelo a las estructuras regionales. Restrepo *et al.* (1991) obtuvieron una edad K/Ar de  $96 \pm 5$  Ma interpretada como efecto de un reseteamiento por un evento térmico debido a la intrusión del Stock de Altavista. Dataciones isócrona Rb/Sr para esta roca fueron realizadas por Restrepo *et al.* (1991) plantean la posibilidad de una edad paleozoica durante el evento hercínico relacionado con los ortoneises sintectónicos de la Cordillera Central, con efectos térmicos durante el Cretácico según una datación K/Ar en biotita de  $96 \pm 5$  Ma obtenida por estos mismos autores. Vinasco *et al.*, obtienen una edad U/Pb SHRIMP de 250 Ma interpretada como la edad de cristalización con asimilación de material cortical antiguo y sugiere que este cuerpo está relacionado con los otros neises intrusivos de la Cordillera Centra, exceptuando al Neis de la Miel. Ordoñez (2001) obtuvo una edad similar U/Pb SHRIMP de 223 Ma.

El Neis de la Miel es un cuerpo granítico de estructura néisica que intruye a las Anfibolitas de Caldas y los metasedimentos intercalados. Varias han sido las dataciones obtenidas para este cuerpo en el Devónico-Carbonífero. Restrepo *et al.* (1991) obtienen una edad Rb-Sr isócrona de  $388 \pm 12$  Ma considerada como la edad de intrusión, mientras que las edades K-Ar de  $331 \pm 29$  Ma representarían la edad mínima para el metamorfismo

del Complejo Cajamarca al final de la Orogenia Acadiana, similar a la edad obtenida por Restrepo y Toussaint (1978) de  $343 \pm 12$  Ma. Vinasco et al. (2006) obtienen una edad U-Pb SHRIMP de  $380 \pm 8,4$  Ma,  $410 \pm 9,6$  Ma y edades Ar-Ar en moscovita de 345 Ma confirmando una edad Paleozoica con contribución de fuentes antiguas.

Las muestras COLC-73, COLC-41\* indican que el Neis de Palmitas es una roca de composición granítica, compuesta por cristales de cuarzo en ocasiones formando subgranos y con recristalización parcial; plagioclasas sausrinizadas con algunas maclas de deformación, las biotita poseen un color pardo rojizo mas enfatizado en los núcleos de los cristales de mayor tamaño. Se encuentran formando agregados minerales orientados dándole una cierta foliación a la roca. El feldespato potásico presenta lamellas de exolución, y en algunos casos recristalización parcial en sus bordes posiblemente por el sometimiento a un procesos deformativos en estado sólido (Vernon, 2004). Algunos de estos cristales poseen pequeñas inclusiones de cuarzo y plagioclasa sin deformación alguna. Se encuentran cantidades menores de moscovita, epidota, apatito, esfena y sericita de alteración. El tamaño de grano es poco homogéneo, donde predominas los cristales grandes de plagioclasa y feldespato potásico.

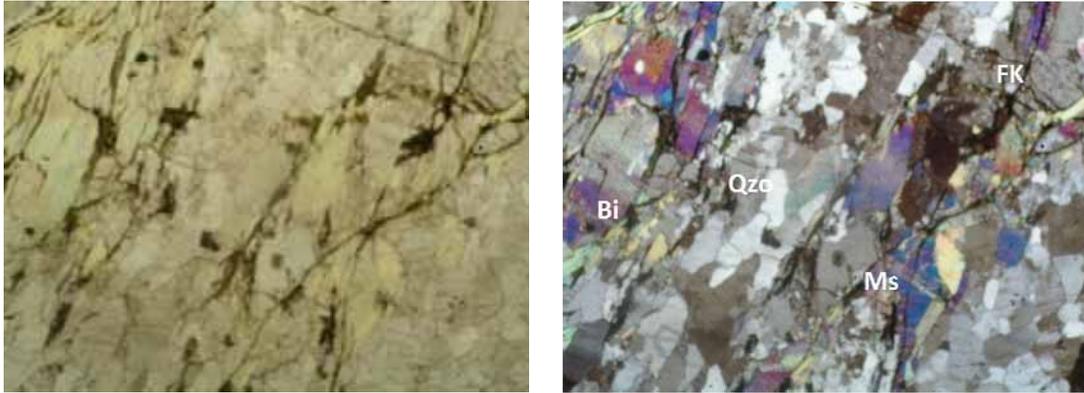


**Fig 82: Muestra COLC-73 y COLC-41\*. Neis de Palmitas. Presenta una textura protoclástica lepidoblástica con formación de agregados minerales orientados. Está compuesta de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita principalmente.**

El Ortoneis de La Miel es un cuerpo granítico de estructura néisica que intruye a las Anfibolitas de Caldas y los metasedimentos intercalados.

La muestra COLC-49 posee una composición similar al Neis de Palmitas, con un mayor contenido de moscovita y un tamaño de cristales más homogéneo. Presenta plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, biotita altamente cloritizada y moscovita parcialmente oxidada

en altas proporciones en relación a la biotita. Posee una foliación dada por la orientación de los minerales micáceos, los cuales se ubican en bandas más o menos discontinuas. Otros minerales que se presentan como accesorios son el apatito y la sericita de alteración.



**Fig 83: Muestra COLC-49. Neis de la Miel. Textura lepidoblástica continua con intercalación de bandas de cuarzo y plagioclasa con moscovita y biotita.**

## 10.1 GEOQUIMICA CONVENCIONAL

A continuación se describirán los resultados de geoquímica convencional obtenidos para los cuerpos de composición granítica además, se incluirán algunos de los resultados obtenidos por Vinasco et al (2006) referenciados con las siglas CJV, con el propósito de mejorar la interpretación geológica.

### 1.1.8. Elementos mayores

A partir de los resultados obtenidos de los elementos mayores, se procedió a clasificar las rocas de afinidad granítica según el diagrama TAS de Cox et al, 1989 (Fig 84).

Las rocas grafican en el campo de los granitos sub-alcálinos con contenidos variables de  $\text{SiO}_2$  wt% donde la Honda y el Buey presentan los porcentajes menores y mayores respectivamente. La Fig 85, muestra la distribución de las rocas sub-alcálinas según la clasificación de LeMaitre et al (1989) y Rickwood (1989). Se puede apreciar como las rocas varían desde afinidad casi toleítica, calco-alcálinas hasta rocas cerca al campo de las shoshonitas. El Neis de la Miel grafica en el campo de las series calco alcalinas altas en  $\text{K}_2\text{O}$  wt%, cerca del campo de las shoshonitas en fuerte contraste con los intrusivos graníticos y el Neis de Palmitas. El Monzogranito de Amagá se ubica en el campo de la serie calco alcalina alta en K a diferencia del Monzogranito del Buey y la Honda que grafican en el campo calco-alcálico de medio K.

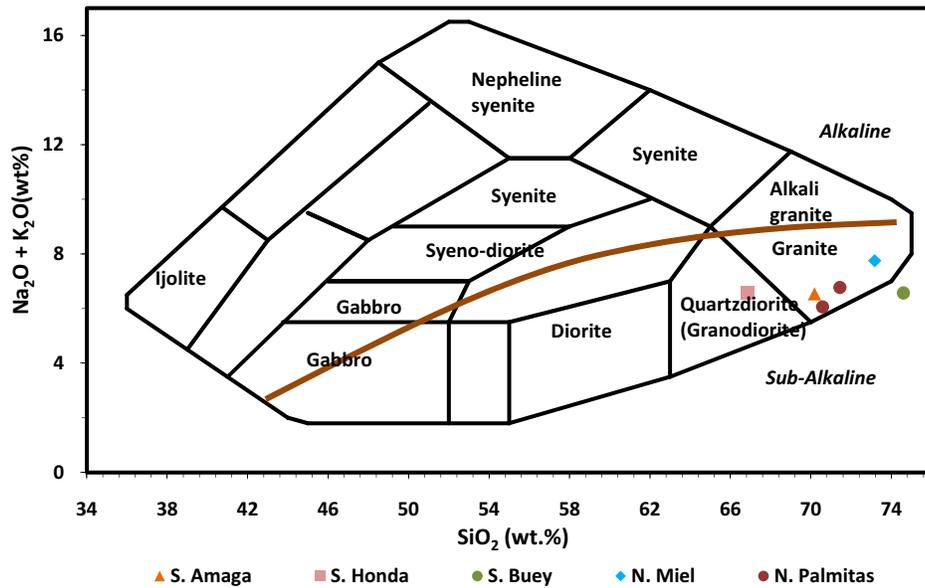


Fig 84 : Nomenclatura para rocas ígneas no potásicas (Cox *et al.*, 1979). Las líneas de división entre las series alcalinas y sub-alcalinas es de miyashiro (1978).

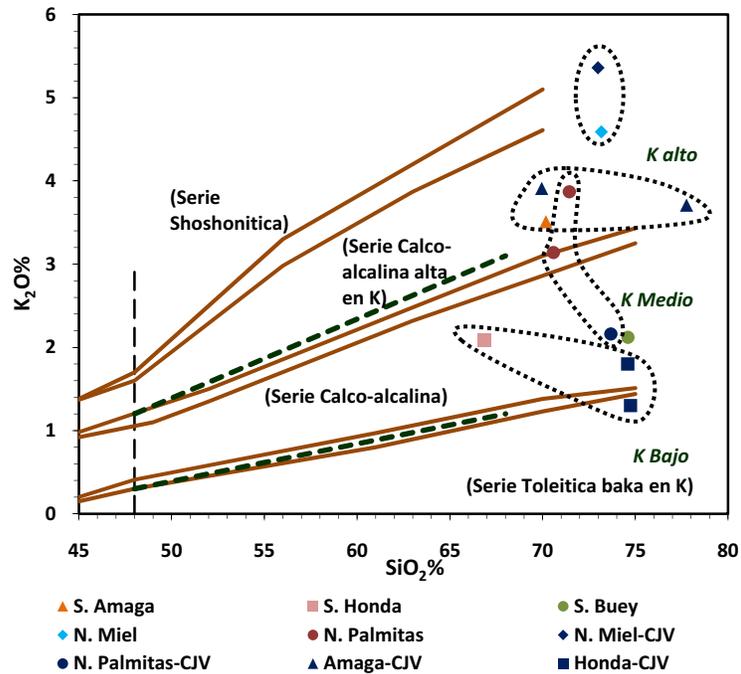


Fig 85: Sub-división de las rocas sub-alcalinas  $SiO_2\%$  vs.  $K_2O\%$ . Según LeMaitre *et al.*, 1989 (líneas y letra en verde) y según Rickwood (1989) en paréntesis.

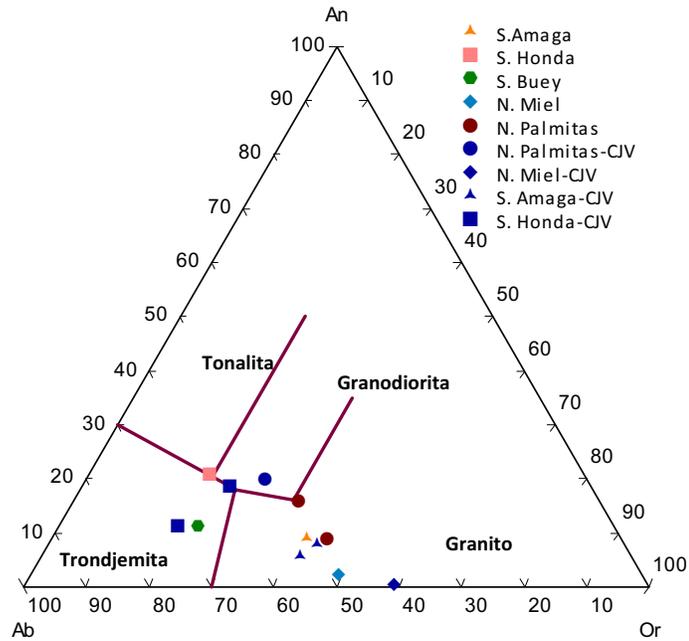
En la Tabla 19 se presenta la mineralogía normativa obtenida para las rocas analizadas, además de algunas relaciones importantes para la discusión de la petrogénesis de las rocas graníticas.

**Tabla 19: Norma CIPW y valores de I.D de las rocas graníticas realizadas en el presente estudio**

	<i>M. Amagá</i>	<i>M. Honda</i>	<i>M. Buey</i>	<i>N. Miel</i>	<i>N. Palmitas</i>	
<i>A/CNK</i>	1,27	1,14	1,09	1,22	1,26	1,27
<i>A/NK</i>	1,53	1,71	1,34	1,34	1,77	1,54
<i>NK/A</i>	0,65	0,58	0,74	0,75	0,57	0,65
<i>A.I</i>	1,42	1,63	1,22	1,51	1,29	1,40
<i>Mg#</i>	52,37	64,53	42,18	43,93	49,00	48,64
<i>Q</i>	34,24	24,42	37,01	35,53	35,64	36,01
<i>Or</i>	20,74	12,35	12,53	27,12	18,56	22,87
<i>Ab</i>	25,64	38,08	37,65	26,74	24,71	24,54
<i>An</i>	4,56	13,11	6,20	1,22	8,18	4,43
<i>Hy</i>	5,02	4,45	1,65	2,07	4,17	3,21
<i>Ap</i>	0,28	0,28	0,14	0,57	0,47	0,36
<i>Ilm</i>	1,31	0,58	0,21	0,44	1,18	0,81
<i>Cor</i>	3,11	2,28	1,17	3,10	3,42	3,31
<i>Mag</i>	3,09	1,71	1,22	1,54	2,86	2,17

El diagrama de clasificación según Baker., 1979 (Fig 86) muestra la distribución de los neises y granitos según su composición normativa de Ab-An-Or.

El Monzogranito de la Honda y el Buey grafican en posiciones muy cercanas dentro de las trondjemitas y granodioritas, mientras que el Monzogranito de Amagá muestra una composición mas potásica con mayor contenido de ortoclasa normativa ubicándose dentro del campo de los granitos. De la misma manera, el Neis de la Miel presenta una mayor alcalinidad con valores superiores de ortoclasa normativa y bastante menores de anortita normativa en relación a las muestras del Neis de Palmitas.



**Fig 86: Clasificación de granitoides cuyo contenido abundante de pl y q normativo mayor del 20%. Baker (1975).**

El diagrama de Maniar y Poccoli, 1989 (Fig 87) representa la cantidad relativa de aluminio y álcalis, donde en el eje de la abscisa se grafica la relación  $Al_2O_3/(CaO+Na_2O_3+K_2O)$  y en el eje de las ordenadas la relación  $Al_2O_3/(Na_2O_3+K_2O)$  en cantidades moleculares.

Si la razón  $Al_2O_3/(CaO+Na_2O_3+K_2O) > 1$  entonces se dice que la roca es *peraluminosa* debido a que hay un exceso en  $Al_2O_3$  lo que determinara que mineral máfico entrara a hacer parte de la roca que adoptara este exceso en alúmina (Tabla 19). La razón para el alto contenido de  $Al_2O_3$  o bajo  $Na_2O$  y/o  $CaO$  según Chappell y White (1974, 1982 en White., 1992) se da por la descomposición de la anortita en rocas de composición andesítica perdiendo el  $Na_2O$  y  $CaO$  al agua de mar donde serán depositados como evaporitas o calizas en las plataformas continentales. El residuo de la meteorización serán arcillas con altos contenidos de  $K_2O$ . Granitos derivados de rocas que han estado sometidas a diferentes ciclos de meteorización tendrán bajas concentraciones en  $Na$  y  $Ca$  y una razón alta en  $K/Na$  (White. A., 1992) Algunos ejemplos de minerales peraluminosos son: cordierita, moscovita, granate, andalucita y biotita, este último ampliamente distribuido en las rocas analizadas. Todas las rocas analizadas muestran un carácter peraluminoso especialmente el Monzogranito de Amagá respecto a los otros intrusivos graníticos con presencia de corindón normativo (>1%) como ha sido reportado por Vinasco *et al.*, 2006.

Si  $Al_2O_3/(CaO+Na_2O_3+K_2O) < 1$  pero  $Al_2O_3/(Na_2O_3+K_2O) > 1$  hay un exceso de  $CaO+Na_2O_3+K_2O$  dado por el calcio y manifestado por la presencia de anfíboles cálcicos o clinopiroxeno en magmas de alta temperatura con bajos contenidos de  $H_2O$ , estas rocas se denominan *metaluminosas*. El carácter metaluminoso de una roca esta dado por la alta concentración relativa de Na y Ca debido a mezclas entre componentes corticales (sedimentarios) y mantélicos (basálticos) o por ser el producto de una fuente cortical antigua donde el sistema isotópico ha evolucionado antes de que se diera la fusión parcial que dio origen a los magmas graníticos. Una de las muestras analizadas por Vinasco, et al (2006) y Ríos (2003) encuentran que algunas muestras del Monzogranito de Amagá se ubican en el campo de las rocas metaluminosas indicando algún tipo de aporte juvenil.

El último caso se da cuando  $Al_2O_3/(CaO+Na_2O_3+K_2O) < 1$  con exceso de álcalis ( $Na_2O_3+K_2O$ ) y la roca se ubica en el campo de las rocas *peralcalinas*, donde los minerales ferro magnesianos como aegirina (piroxéno) o riebeckita (anfíbol) tienen exceso de álcalis, pero son bastante raros. Ninguna de las rocas analizadas posee un carácter peralcalino.

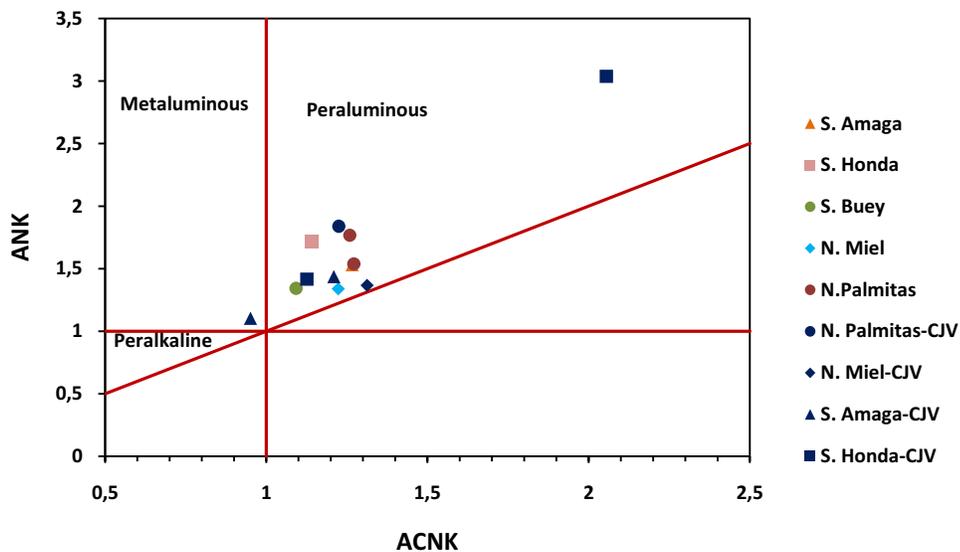


Fig 87: Diagrama A/NK VS. A/CNK para los cuerpos graníticos estudiados (Maniar y Pocoli, 1989).

Los diagramas de variación de Harker según  $SiO_2$  wt% vs. Otros óxidos mayores son mostrados en la Fig 88 para algunos cuerpos intrusivos de composición granítica de la Cordillera Central y en la Fig 89 se presentan los diagramas de variación para los ortoneises estudiados. En general, para todas las unidades de rocas se puede apreciar una disminución en el contenido de  $MgO$  wt%,  $Al_2O_3$  wt%,  $TiO_2$  wt% y Zr a medida que aumenta el valor de  $SiO_2$  wt%.

Las muestras del Monzogranito de Amagá presentan mayores concentraciones en el contenido de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  wt%,  $\text{TiO}_2$  wt%,  $\text{MgO}$  wt% y Zr y menores concentraciones de  $\text{CaO}$  wt%,  $\text{Na}_2\text{O}$  wt% que los Monzogranito de la Honda y el Buey. Las rocas del Monzogranito de Amagá muestran posiblemente un proceso de diferenciación desde muestras con alto contenido de  $\text{MgO}$  wt%, y hierro hasta muestras más evolucionadas con menores contenidos en estos óxidos. Para el caso de la Honda se encuentran graficados posibles miembros extremos donde faltarían muestras de afinidad intermedia que completen la tendencia de diferenciación.

El Monzogranito del Buey, por ser la única muestra no puede definir un sistema de diferenciación, sin embargo se puede ver como posee valores similares a los miembros más silíceos del Monzogranito de la Honda. La alta cantidad de  $\text{CaO}$  wt% en la muestras COLC-79 de la Honda puede estar asociado a la presencia de zoisita. La muestra COLC-74 del Monzogranito de Amagá aunque contiene calcita no presenta valores apreciablemente altos de  $\text{CaO}$  wt%, pero la presencia de rutilo como inclusión dentro de la biotita puede corresponder a la alta cantidad de  $\text{TiO}_2$  wt% y Zr en esta muestra en particular. La abundancia total de las tierras raras vs  $\text{SiO}_2$  wt% presenta una tendencia a disminuir a medida que aumenta el contenido de  $\text{SiO}_2$  especialmente en el Monzogranito de Amagá, mientras que en muestras del Monzogranito de la Honda a valores diferentes de  $\text{SiO}_2$  wt% posee abundancias similares de tierras raras.

A excepción de una muestra del Monzogranito de la Honda, hay una buena correlación negativa con la cantidad de Zr vs.  $\text{SiO}_2$  wt%. Por otro lado, la correlación entre LILE (Ba, Cs, Rb y Sr) con  $\text{SiO}_2$  wt% es generalmente similar a los elementos mayores a los que se relacionan (Ba y Sr al Ca en feldespatos y plagioclasas; Rb al K). En el caso del Ba, a excepción de la muestra del Monzogranito del Buey hay una correlación negativa aceptable, mientras que el Sr presenta mayor movilización, donde una muestra de la Honda presenta altos valores

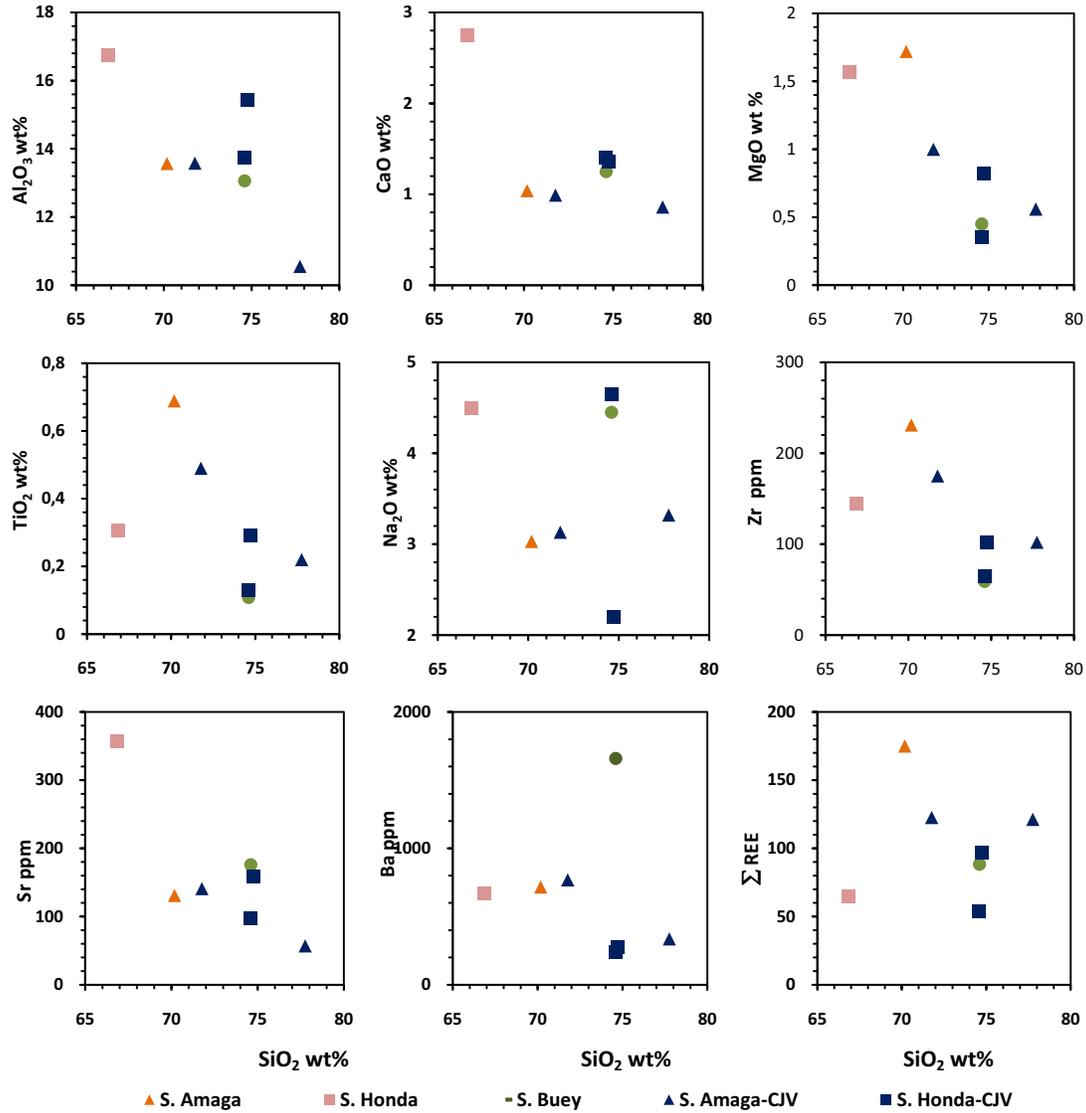


Fig 88: Diagramas de variación de Harker para El Monzogranito de Amagá. La Honda y el Buey.

En el caso de los intrusivos néisicos estudiados (Fig 89), el Neis de Palmitas presenta mayores concentraciones en los óxidos mayores, elementos traza, y de tierras raras que el Neis de la Miel, el cual presenta una química más homogénea entre las dos muestras analizadas pero con mayor contenido de  $K_2O$  wt%. La correlación de  $SiO_2$  wt% con HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf, Th, U, Y y REE) depende de la abundancia de minerales accesorios como apatito, monazita y zircón (Fig 89).

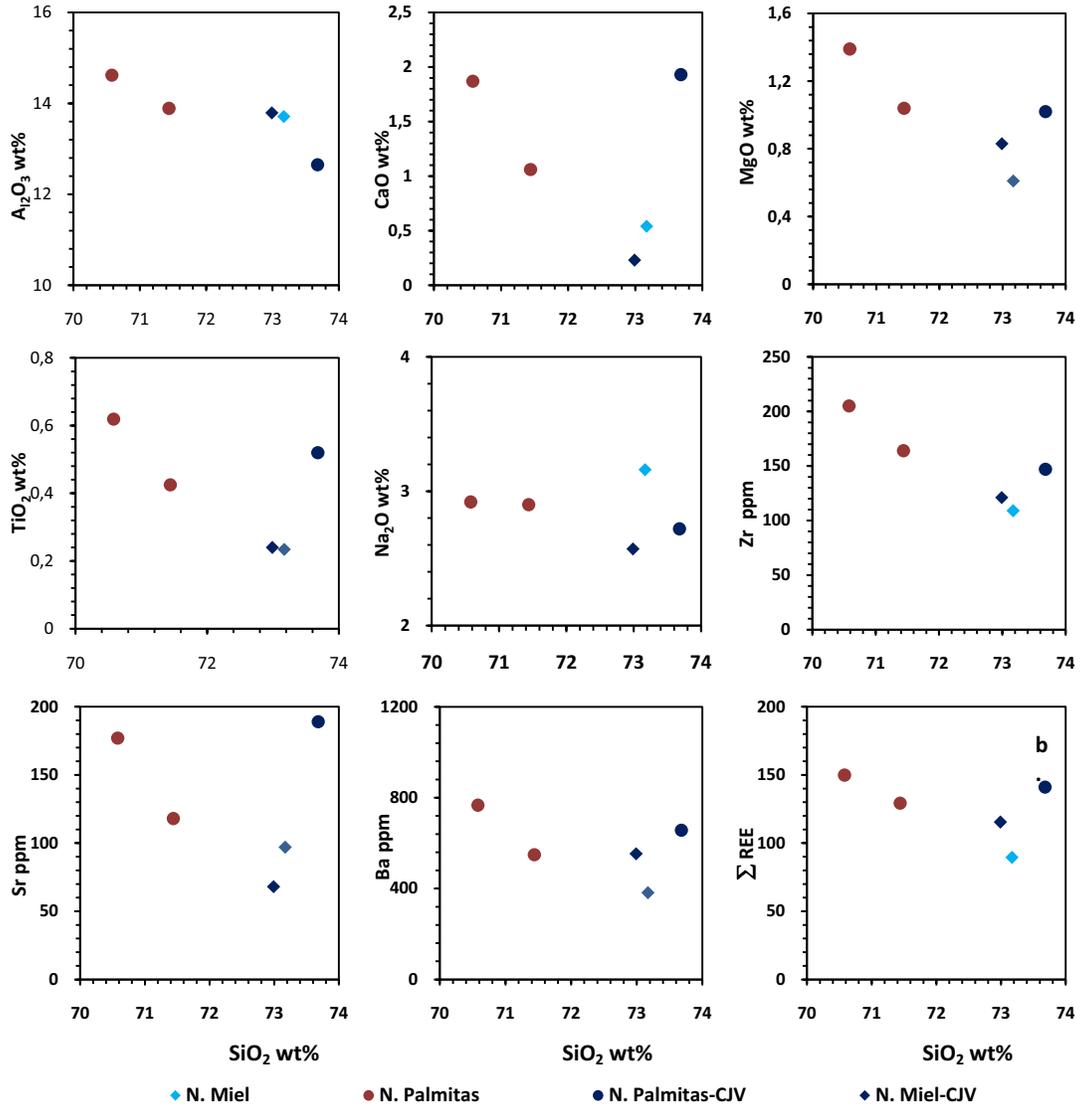


Fig 89: Diagramas de variación de Harker para las rocas de composición granítica y estructura néisica de la Cordillera Central. Ortoneis de la Miel y de Palmitas.

### 1.1.9. Elementos traza y de las tierras raras

Los patrones de tierras raras normalizados con el condrito según Sun y McDonough (1995) muestran enriquecimiento de los elementos livianos con anomalía negativa de Eu para los Monzogranito de Amagá y El Buey, mientras que el Monzogranito de la Honda presenta anomalía positiva, correlacionable con la cantidad de CaO wt% y otra levemente

negativa. Todas las rocas de composición granítica presentan fraccionamiento de las tierras raras pesadas respecto a las livianas, poco claro en el Monzogranito de Amagá.

Las muestras del Monzogranito de Amagá están más enriquecidas, donde el contenido de tierras raras posee valores desde 122 a 175 ppm con fraccionamiento relativamente bajo  $(La/Yb)_N$ , mientras que el Monzogranito de la Honda presenta valores bajos desde 53 a 65 ppm pero altos valores en la relación de  $(La/Yb)_N$  indicando mayor fraccionamiento de las tierras livianas. El Monzogranito del Buey presenta valores intermedios entre estos cuerpos.

El Neis de Palmitas muestra altos valores en la concentración de tierras raras similares al Monzogranito de Amagá desde 130 a 150 ppm, pero con valores  $(La/Yb)_N$  de fraccionamiento bastante superiores, El Neis de la Miel posee valores promedios de 90 a 115 ppm en la concentración total de tierras raras así como el fraccionamiento  $((La/Yb)_N)$ , sin embargo, ambos cuerpos de neises presentan un patrón de tierras raras bastante concordante, con el Neis de Palmitas un poco mas evolucionado.

En la Tabla 20 se presentan los valores obtenidos para las muestras de roca que fueron analizadas dentro de este estudio.

**Tabla 20: Relaciones de elementos traza para las rocas analizadas dentro de este estudio.**

	$(La/Yb)_n$	$(La/Sm)_n$	$(Gd/Yb)_n$	$Eu/Eu^*$	Fracc
<i>M. Amagá</i>	4.61	3.07	1.12	0,48	3,82
<i>M. Honda</i>	8.20	3.44	1.50	1,47	6,38
<i>M. Buey</i>	6.31	3.23	1.42	0,61	5,24
<i>N. Miel</i>	5.85	2.73	1.46	0,52	5,17
<i>N. Palmitas</i>	6.68	3.25	1.31	0,59	6,04
	7.36	3.23	1.46	0,48	5,63

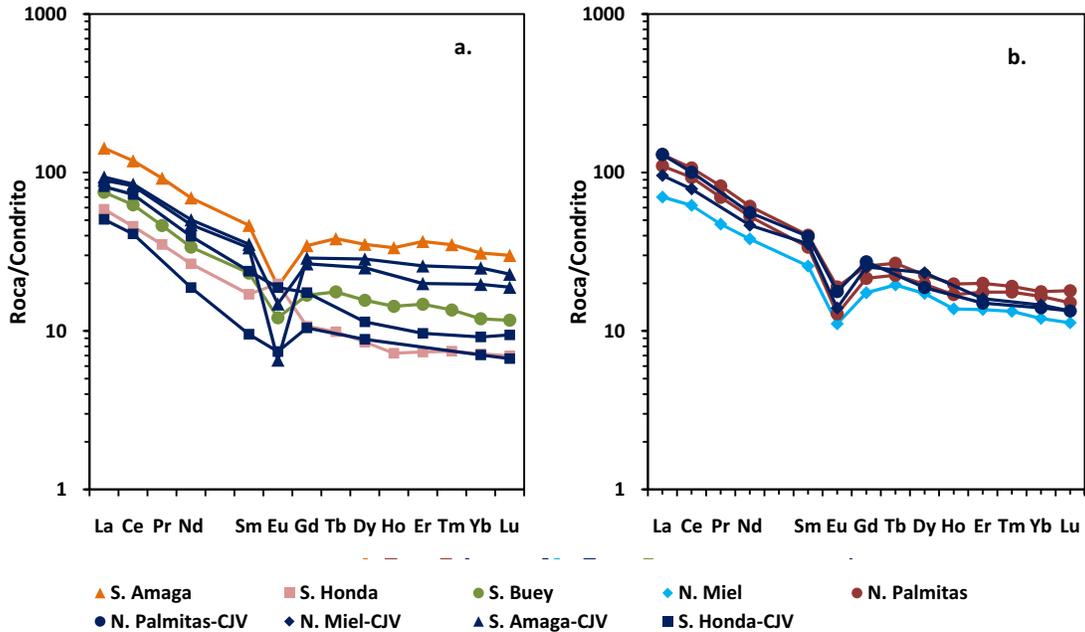


Fig 90: Diagrama de elementos de las tierras raras normalizados según los valores del condrito de Sun y McDonough (1995). (a) Monzogranito graníticos de Amaga, La Honda y el Buey; (b) y los neises graníticos de Palmitas y la Miel

El proceso de cristalización fraccionada se ha dado en estas rocas, evidenciado por empobrecimiento en Ba, Sr, Nb, P, Ti y Eu como se observa en los diagramas de elementos traza normalizado con N-MORB según Sun y McDonough, 1995 (Fig 91).

Las anomalías negativas de Nb-Ti se consideran relacionadas al fraccionamiento de óxidos de Fe-Ti (ilmenita, esfena, etc.) y la anomalía negativa de P podría resultar de la separación de apatito (Wilson, 1991), anomalía se presente en la muestra del Monzogranito del Buey. En la Fig 92 se presentan los diagramas multielementales para las rocas graníticas estudiadas normalizados según los valores de los granitos de de dorsal oceánica (ORG) según Pearce *et al.*, 1984.

Las muestras del Neis de Palmitas y la Miel tienen un patrón bastante similar con empobrecimiento progresivo de los elementos pesados y anomalías negativas de Ba, Nb, La, Ce, Sr, Zr y Ti. Las rocas del Neis de Palmitas poseen anomalía de Ta y P diferente a lo que sucede con la muestra del Neis de la Miel.

Todas las muestras presentan una importante similitud excepto tal vez el Neis de la Miel por falta de anomalía negativa de Ta (pero si de Nb), con características de rocas generadas en un ambiente de subducción o con herencias corticales, que permite el enriquecimiento de los elementos más móviles.

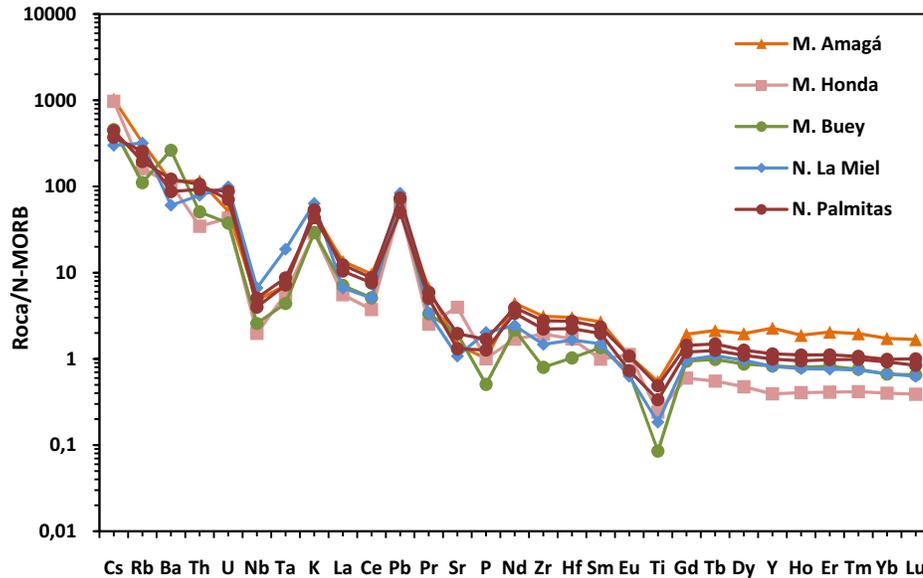


Fig 91: Diagrama de elementos traza para las rocas estudiadas. Según Sun y McDonough (1995)

Pearce *et al.*, (1984) proponen la normalización de rocas de composición granítica según valores calculados para granitos de dorsales oceánicas (*Ocean Ridge Granites – ORG*). Estos valores de normalización representan la composición de un granito hipotético que fue el producto de un manto superior convectivo no afectado por eventos de enriquecimiento, derivados de un magma basáltico parental por cristalización fraccionada y no es afectado por fusión cortical o asimilación de corteza (Fig 92).

Los patrones registrados para los cuerpos graníticos, tanto los intrusivos como para los ortoneises son bastante similares, se caracterizan por disminución progresiva en la concentración de los elementos más compatibles, enriquecimiento en K, Rb, Ba, Th respecto a los valores de normalización, y mayores concentraciones de Ce y Sm respecto a los valores adyacentes, lo que ha sido interpretado por los autores como índice de participación de corteza, así como los altos valores en las razones Rb y Th relativo a Ta y Nb.

Pearce *et al.*, (1984) notan la similaridad en los patrones registrados por algunos granitos formados en arcos volcánicos con aquellos de zonas de colisión. Sin embargo, algunas características distintivas son la alta concentración en Rb en granitos sin-colisionales y menores valores en las razones de Ce, Zr, Hf y Sm. Se puede apreciar como los cuerpos de composición granítica de la Cordillera Central poseen patrones similares a granitos formados en arcos volcánicos o ambientes colisionales. Sin embargo, hay una tendencia de los monzogranitos y el Ortoneis de Palmitas a seguir la tendencia de los granitos pos-

colisionales, mientras que el Neis de la Miel presenta valores en sus concentraciones bastante similares a intrusivos graníticos sin-colisionales.

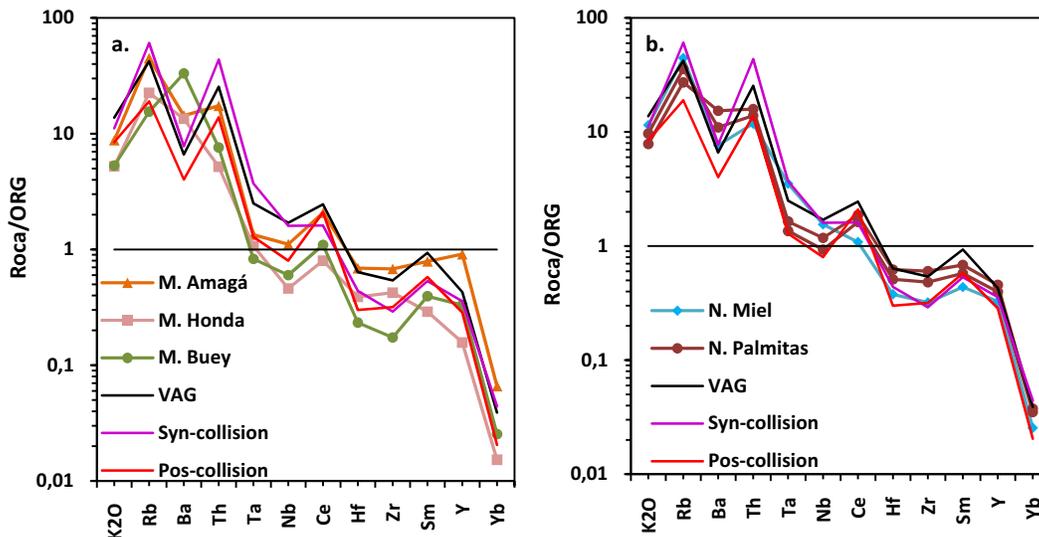


Fig 92: Diagrama multielemental de elementos de tierras raras para a. Monzogranitos de Amagá, La Honda y El Buey, b. Ortoneises de Palmitas y La Miel. Normalización según Ocean Ridge Granite (ORG) de Pearce *et al.*, 1984.

## 10.2 DIAGRAMAS DISCRIMINATORIOS DE AMBIENTES TECTÓNICOS

La geoquímica de elementos traza en rocas graníticas se ve comprometida debido a la presencia de fases menores, mezcla de fuentes, interacción de volátiles, grado de fusión parcial y procesos de diferenciación, por lo que los diagramas discriminarios deben ser tomados con cuidado (Winter, 2001).

Pearce *et al.* (1984) en un estudio sobre la geoquímica de rocas graníticas propusieron una clasificación para estas rocas según su ambiente de formación. Con este estudio se encontró que algunos elementos traza (Y, Yb, Rb, Ba, K, Nb, Ta, Ce, Sm, Zr y Hf) son buenos para discriminar entre granitos emplazados en diferentes ambientes tectónicos, de estos elementos el Rb, Y, Yb, Nb y Ta se consideran como los más eficientes discriminadores. Elementos que son incompatibles en basaltos son comúnmente incorporados en las fases

minerales de granitoides, por lo que la concentración de varios elementos traza puede estar controlada por la presencia de minerales accesorios.

A continuación se presentan una serie de diagramas propuestos por Pearce *et al.* (1984) útiles en la interpretación del ambiente de formación de rocas de afinidad granítica. Según dichos autores, los elementos Rb, Y (o Yb) y Nb (o Ta) son bastante efectivos para la discriminación de ambientes tectónicos para rocas graníticas.

Los diagramas de la Fig 93 y Fig 94 representan las rocas analizadas en este estudio así como algunos de los datos obtenidos por Vinasco *et al.* (2006).

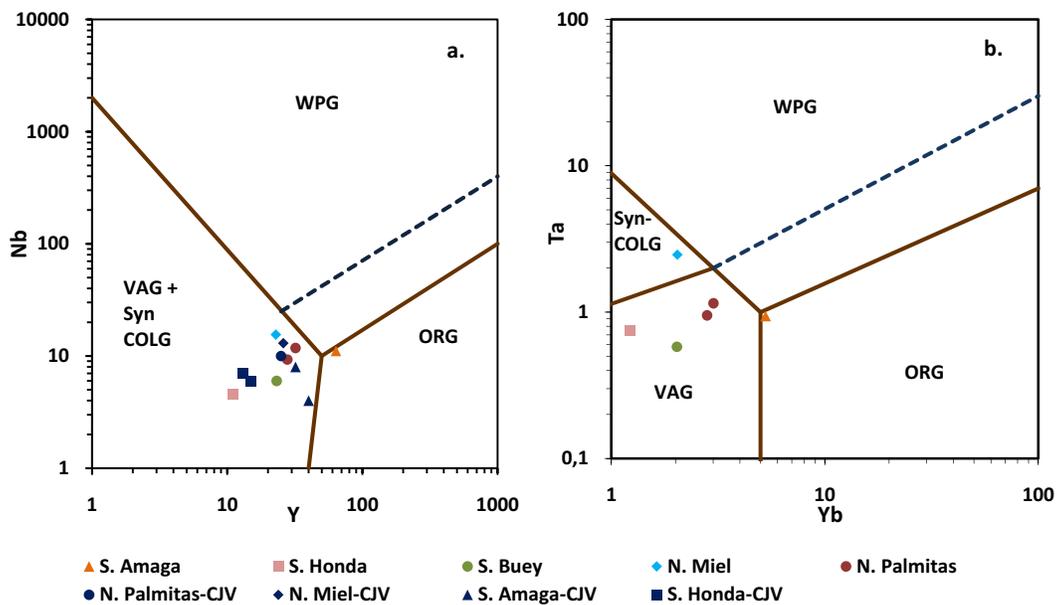


Fig 93: a. Nb vs Y y b. Ta vs. Yb para granitos (Pearce., 1984). VAG: Volcanic-arc granites; syn-COLG: syn-collisional granites; WPG: within-plate granites y ORG: Ocean-ridge granites.

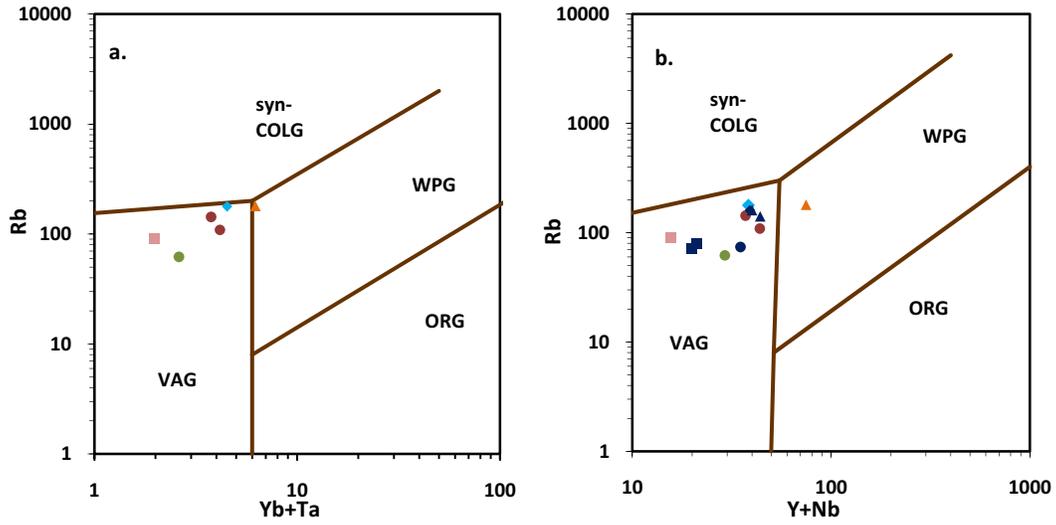


Fig 94: Rb vs. (Yb+Ta) y Rb vs. (Yb+Nb) según Pearce *et al.* (1984). VAG: Volcanic-arc granites; syn-COLG: syn-sollisional granites; WPG: within-plate granites y ORG: Ocean-ridge granites. Símbolos como en Fig 93.

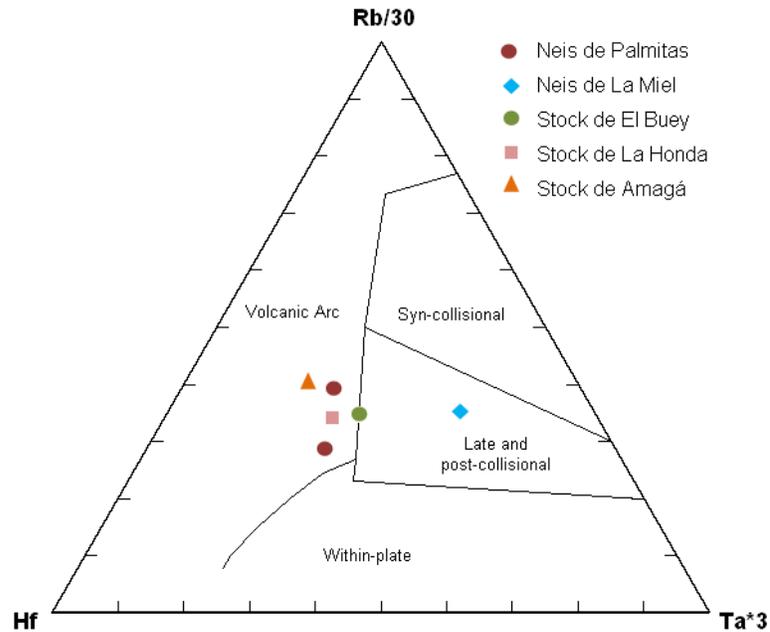


Fig 95: Diagrama Hf-Rb/30-Ta\*3 para granitos según Harris *et al.*, 1986. Se muestran los campos de granitos procedentes de arcos volcánicos, intraplaca, sin colisionales y pos colisionales.

La mayoría de las muestras analizadas y de Vinasco et al (2006) se ubican dentro del área de los arcos (Fig 93, Fig 94 y Fig 94) excepto para la muestra del Monzogranito de Amagá analizada dentro del presente proyecto, donde sus valores mayores de Y y Yb son mayores posiblemente por acumulación de circón. El Neis de la Miel está ubicado en el campo de los arcos volcánicos así como en un ambiente post-colisional según su mayor cantidad de Ta. (Fig 93b, Fig 95).

Según Pearce et al (1984) los granitos de ambientes pos-colisionales presentan problemas para su clasificación, ya que ellos no pueden ser explicados en términos de una sola fuente, ya sea del manto o de corteza. De esta manera, se ha demostrado que estos cuerpos son el resultado de procesos de fusión de la corteza inferior por relajación térmica seguida del evento colisional o por fusión del manto superior por descompresión adiabática con posterior colisión, levantamiento y erosión. En estudios de geoquímica en granitos pos-colisionales realizados por Pearce et al (1984) encuentran que estos cuerpos grafican hacia la parte superior del campo de los arcos volcánicos en el diagrama Rb vs. Y+Nb (Fig 94) o en la parte inferior del campo de los granitos sin-colisionales, incluso en el campo de los granitos intraplaca. Esta variación es explicada por la mezcla de magmas manto derivados con magmas de afinidad cortical. El diagrama Ta-Hf-Rb propuesto por Harris et al (1986) permiten parcialmente localizar estos cuerpos en un ambiente tectónico determinado, aunque como es anotado por Pearce et al (1984) es de uso limitado gracias a la poca cantidad de datos con los que fue construido.

Por lo anterior, aunque es cierto que estas rocas muestran afinidad con arcos volcánicos, podrían ser formados en ambientes de colisión por engrosamiento cortical (sin-colisionales) o colapso orogénico (post-colisional). Sin embargo, su carácter fuertemente peraluminoso indica que podrían ser granitos sin colisionales (Pearce *et al.*, 1984) con algún tipo de aporte posterior de colapso orogénico como es el caso del Monzogranito de Amagá, como lo anota Vinasco *et al.*, 2006.

### 10.3 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

---

Para los análisis de geoquímica de isotopos de Sr y Nd se escogió una muestra de cada una de las rocas analizadas

#### 10.3.1 Isotopos de Sr y Nd

---

En la Tabla 21 y Tabla 22 se presentan los datos obtenidos y calculados para los isotopos de Nd y Sr respectivamente Las razones  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{R(T)}}$  y  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}_{\text{R(T)}}$  iniciales han sido calculadas acorde con la edad obtenida por Vinasco *et al.* (2006). La relación inicial

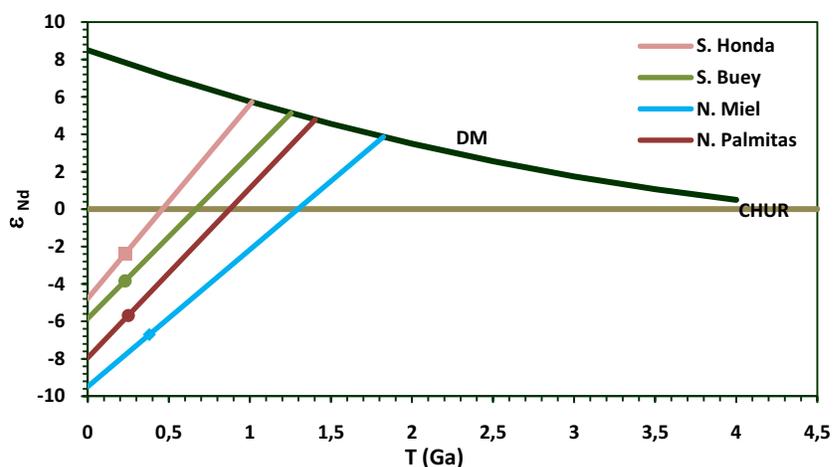
$(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_{R(T)}$  obtenido para el Neis de la Miel es anómalamente bajo posiblemente por error analítico, por lo que es excluido del análisis.

**Tabla 21: Datos obtenidos para los isotopos de Nd.**

	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	$\text{Edad}_{(Ma)}$	$(\text{Nd}/\text{Nd})_{R(T)}$	$\epsilon_{\text{Nd}(0)}$	$\epsilon_{\text{Nd}(T)}$	$T_{DM}$
M. Honda	0,1155	0,512393	-0,41	230	0,512219	-4,78	-2,39	1,01
M. Buey	0,1281	0,512338	-0,35	230	0,512145	-5,85	-3,84	1,25
N. Miel	0,1393	0,512152	-0,29	380	0,511805	-9,49	-6,71	1,82
N. Palmitas	0,1256	0,512230	-0,36	250	0,512025	-7,95	-5,68	1,40

**Tabla 22: Datos obtenidos de isotopos de Sr para las rocas de afinidad granítica**

	$\text{Edad}$	$(\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86})_{(0)}$	$(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_{(0)}$	$(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_{R(T)}$	$\text{Rb}/\text{Sr}$
M. Honda	230	0.67446	0.70954	0.70733	0.233
M. Buey	230	0.72458	0.70837	0.70600	0.250
N. Miel	380	5.54426	0.70844	0.67844	1.916
N. Palmitas	250	3.48015	0.75177	0.73940	1.197



**Fig 96: Curvas de evolución de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  para las rocas de afinidad granítica.**

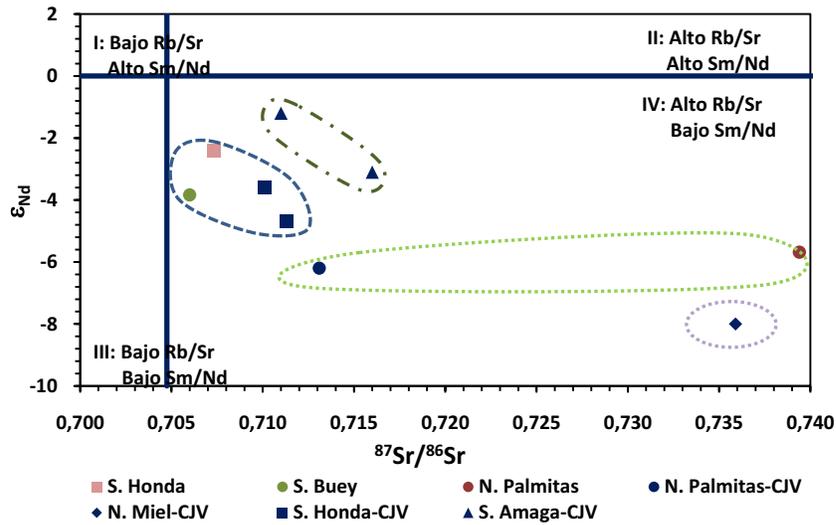


Fig 97: Diagrama  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs  $\epsilon_{\text{Nd}}$  para las rocas de composición granítica de la parte norte de la Cordillera Central.

Las características isotópicas de Sr y Nd de las rocas graníticas de la parte norte de la Cordillera Central analizadas en este trabajo además de los datos de Vinasco *et al.* (2006) se muestran en las Fig 96 y Fig 97, a la edad de formación según diferentes autores (Tabla 21 y Tabla 22), donde se pueden apreciar tres grupos de rocas, ubicadas todas en el cuadrante IV lo que indica que el material fue generado a partir de fuentes de afinidad cortical. Los valores  $\epsilon_{\text{Nd}}$  son disimiles así como la razón  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , mostrando variación entre los Monzogranito y los neises. El primer grupo está definido por los Stocks graníticos de la Honda y el Buey con los valores más bajos  $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_{\text{R(T)}}$  y variación en  $\epsilon_{\text{Nd(T)}}$  desde -2.4 a -3.8 y edades modelo  $T_{\text{DM}}$  desde 1.01 a 1.25 Ga respectivamente. El Monzogranito de Amagá posee una pequeña variación dentro de los intrusivos graníticos, posiblemente por heterogeneidad inducida por la diferencias en las fuentes que indujeron la migmatización triásica. El Neis de Palmitas y de la Miel muestran la signatura cortical más fuerte, con altos valores  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}_{\text{(T)}}$  y bajos  $\epsilon_{\text{Nd(T)}}$ , con edades modelo  $T_{\text{DM}}$  de 1.4 y 1.82 Ga respectivamente, indicando igual fuentes de diferente naturaleza.

Según las características geoquímicas e isotópicas de las rocas graníticas del norte de la Cordillera Central, son el producto de la fusión parcial de un material de afinidad metasedimentaria. Chappell and White han definido varios parámetros geoquímicos que han permitido la diferenciación de granitos tipo-S y tipo-I. La asociación biotita  $\pm$  moscovita  $\pm$  cordierita  $\pm$  granate  $\pm$  illmenita  $\pm$  monazita ha sido definida como diagnostica de granitos tipo-S, además de la cristalización de apatito y la presencia de corindón normativo mayor a

uno y una concentración de SiO<sub>2</sub> mayor a 65%. El índice de aluminosidad mayor a 1.1 es una característica distintiva (Fig 87). En términos isotópicos, Chappell et al (1974), sugieren que los granitos tipo-S poseen una razón Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> inicial de 0.708, donde todas las muestras analizadas cumplen con esta propiedad especialmente el Neis de Palmitas registrando valores tan altos de 0.739.

Según Rubatto, D (2002) la razón U/Th en circones ha sido utilizada para definir una proveniencia ígnea si el valor es menor a doce, o en el caso contrario el cristal es de carácter metamórfico. Datos U/Th para rocas intrusivas néisicas suministrados por Vinasco et al (2006), presentan valores menores a 12 indicando, de manera muy general, que empieza un proceso de re-fusión de material sedimentario o de fuentes más viejas de afinidad continental cerca a 300 Ma con un pico importante a 280 y 250 y posterior intrusión en ambiente no deformacional del Monzogranito de Amagá, la Honda y el Buey (Fig 98).

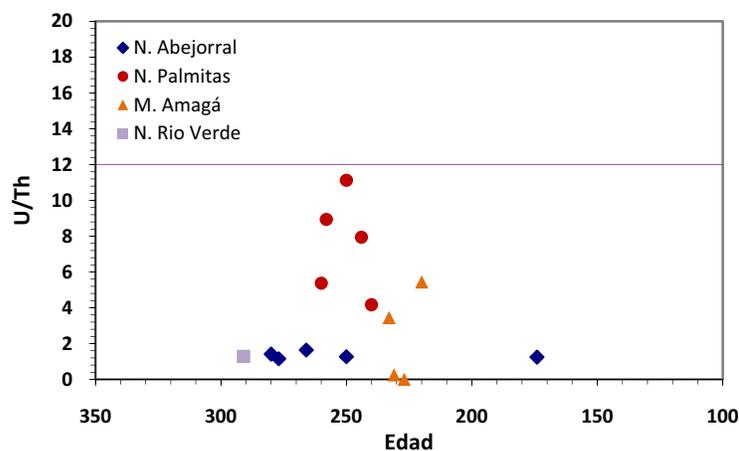


Fig 98: Razón U/Th para algunos ortoneises de la Cordillera Central y el Stock de Amaga. Datos suministrados por Vinasco et al (2006).

En la Tabla 23 se presentan las edades U-Pb de Vinasco et al. (2006) de los cuerpos graníticos, además de edades Ar-Ar y Rb-Sr importantes en la interpretación de la edad de cristalización y enfriamiento.

**Tabla 23: Edades obtenidas por diferentes autores, para algunos cuerpos de afinidad granítica que afloran hacia la parte norte de la Cordillera Central.**

	<b>METODO</b>	<b>EDAD (Ma)</b>	<b>AUTOR</b>
<i>Gneis de Abejorral</i>	<i>U-Pb circón</i>	250	<i>Vinasco et al., 2006</i>
	<i>U-Pb circón</i>	270-300	<i>Vinasco et al., 2006</i>
<i>Gneis de Palmitas</i>	<i>U-Pb circón</i>	250	<i>Vinasco et al., 2006</i>
<i>Gneis de Rio Verde</i>	<i>U-Pb circón</i>	290- 302	<i>Vinasco et al., 2006</i>
<i>Gneis de Samaná</i>	<i>U-Pb circón</i>	245	<i>Ibañez-Mejía et al., 2008</i>
	<i>Isócrona Rb-Sr</i>	346	<i>Restrepo et al., 1991</i>
<i>Monzogranito de Amagá</i>	<i>Ar-Ar</i>	227	<i>Vinasco et al., 2006</i>
<i>Monzogranito de la Honda</i>	<i>Ar-Ar</i>	218	<i>Vinasco et al., 2006</i>
<i>Monzogranito del Buey</i>	<i>Ar-Ar</i>	215	<i>Vinasco et al., 2006</i>
<i>Neis de la Miel</i>	<i>U-Pn circon</i>	404	<i>Vinasco et al., 2006</i>
	<i>Ar-Ar</i>	345	<i>Vinasco et al., 2006</i>
	<i>Isócrona Rb-Sr</i>	388	<i>Restrepo et al., 1991</i>
	<i>K-Ar</i>	343, 331	<i>Restrepo et al., 1991</i>

## DISCUSION

---

La evolución geológica de la parte NW de la Cordillera Central, ha sido tradicionalmente entendida como la construcción compleja de un orógeno colisional pérmico (Vinasco et al, 2006), como un orógeno poli-metamórfico con basamento del paleozoico inferior (Restrepo., 1991) o inclusive pre-cambriano (Hall et al 1972). Adicionalmente, el límite del basamento metamórfico hacia el occidente no es claro y menos el papel de los cinturones intrusivos básicos tipo Diorita y Gabro de Pueblito, separados del núcleo principal de la Cordillera Central por el sistema de fallas de Romeral.

La parte norte de la Cordillera Central está representada básicamente por una serie de bloques tectónicos adosados a la margen noroccidental de Colombia desde el Paleozoico hasta el Cretácico Inferior. De acuerdo a los datos obtenidos, es posible identificar de manera preliminar algunos bloques tectónicos según sus diferencias y similitudes de carácter geoquímico.

Al oriente del sistema de fallas de Romeral, las rocas más antiguas reportadas están representadas por los Esquistos Anfibólicos de Caldas intercalados con secuencias sedimentarias metamorfoseadas en facies anfibolita, e intruídas en su conjunto por el Neis de La Miel. Los datos geoquímicos para las metabasitas aparecen sistemáticamente diferentes de las demás unidades de anfibolitas de esta parte de la cordillera, sugiriendo fuentes de manto enriquecidas al paso que los indicadores isotópicos muestran evoluciones con variada contribución cortical, evidentes en las curvas de evolución de Nd. En los diagramas de correlación Nd-Sr, las muestras de los Esquistos Anfibólicos de Caldas aparecen en el cuadrante II, sugiriendo una importante contribución o contaminación cortical, debido posiblemente a intercalaciones sedimentarias de origen continental en el protolito, o posible alteración hidrotermal. De igual manera, los metasedimentos intercalados con las rocas metabásicas se encuentran contaminados con material máfico proveniente de la Anfibolita, enmascarando en parte la composición de la roca fuente original. Aquellas muestras de los metasedimentos que no están contaminados con materiales volcánicos provienen de la erosión de fuentes que han sufrido procesos de continentalización evidenciado en la alta concentración de elementos traza y de las tierras raras, así como en los altos valores de Sr y valores negativos de Nd. De acuerdo a los indicadores geoquímicos, las rocas meta vulcano-sedimentarias de la zona de Caldas corresponden a fuentes producto de la erosión de rocas básicas posiblemente de afinidad de arco volcánico del Paleozoico Inferior o Precámbrico, instaurado cerca a una margen continental mostrando la intercalación con sedimentos de fuentes corticales. Esta hipótesis

se basa en que la muestra COLC-30 parecería corresponder a una mezcla de las anfibolitas y los metasedimentos tipo COLC-48, sugiriendo que el magmatismo básico estaría siendo intercalado con sedimentos en la cuenca de sedimentación de manera contemporánea. Las curvas de evolución de Nd de los metasedimentos se comportan de manera similar a la muestra del Neis de la Miel, indicativo posiblemente de un proceso de migmatización por fusión de rocas de afinidad sedimentaria al momento del metamorfismo que diera como resultado intrusivos peraluminosos con valores altos en la razón  $Sr^{87}/Sr^{86}$ . La secuencia se habría metamorfoseado a 400 Ma con formación de granitos sin tectónicos tipo La Miel. El registro conocido para el resto de la Cordillera Central, no muestra de manera clara evidencias de metamorfismo a esta época por lo que pareciera responder a una evolución más joven, Paleozoico Superior o Mesozoico Inferior. De esta manera, los metasedimentos, las rocas metabásicas asociadas y el Neis de la Miel corresponden a un bloque tectónico independiente y diferenciado, claramente alóctono con relación a la Cordillera Central que no registra el intenso magmatismo y metamorfismo Permo-Triásico característico del resto de la Cordillera Central. La edad de acreción podría estar en el Jurásico y el Cretácico, dado por la acreción o formación de las rocas volcánicas del Quebradagrande del Cretácico Inferior.

Por otro lado, las Anfibolitas de Santa Elena y Baldías presentan edades similares a las reportadas para el basamento de la Cordillera Central (Vinasco *et al.*, 2001). En general, corresponden a basaltos toleíticos de fuentes afines a magmas tipo MORB-N con influencia de una zona de subducción, en ambientes de arcos inmaduros o cuenca tras-arco pues los trazadores isotópicos sugieren una evolución similar al manto empobrecido (DM) con muy poca contaminación cortical. Las anfibolitas de Boquerón presentan afinidades geoquímicas similares a las anfibolitas de Santa Elena, como los muestran la concentración de elementos mayores y los patrones de elementos traza indicando que pertenecen a la misma suite con diferentes grados de evolución magmática. Los valores isotópicos para estas rocas indican de manera similar proveniencia de fuentes empobrecidas y valores  $\epsilon_{Nd}$  similares a los obtenidos para las rocas de Santa Elena. Martens y Dunlap (2003) obtuvieron un espectro Ar-Ar con edades entre 145 y 100 Ma, reinterpretada por Restrepo (2008) como la edad del cabalgamiento de la Ofiolita de Aburra, sugiriendo una edad de formación entre 175 y 250 ma.

La muestra representativa del Metagabro del Picacho presenta diferencias geoquímicas importantes con el resto de las rocas metamórficas básicas de esta parte de la cordillera, especialmente en la concentración de elementos traza y de las tierras raras, así como en los valores bajos de Zr y  $TiO_2$  wt% y muy altos de #Mg y  $\epsilon_{Nd}$ , indicando magmas provenientes de fuentes primarias formadas en un ambiente de supra-subducción junto con el cuerpo

ultramáfico de la Dunita de Medellín a  $228 \pm 0,9$  Ma (Restrepo *et al.*, 2007), aunque la extensión del cuerpo es poco claro al igual que las unidades que la conforman.

El basamento de la Cordillera Central es intruído por cuerpos magmáticos Triásicos de composición granítica algunos de ellos con evidencias de deformación sin-tectónica. En términos de Sr y  $\epsilon_{Nd}$ , estos cuerpos se ubican en el cuadrante IV, sugiriendo fuentes fundamentalmente corticales del tipo granitos-S provenientes de la fusión de rocas sedimentarias, evidenciado además por la presencia de moscovita, biotita y corindón normativo y el carácter fuertemente peraluminoso, aparentemente formadas bajo la influencia de una zona de subducción según el diagrama de elementos traza, indicado por el empobrecimiento de Nb y Ta.

Por otro lado, los intrusivos néisicos de la cordillera central con edades permianas, un poco más antiguos que los granitoides Triásicos, presentan también fuentes fundamentalmente corticales como lo sugiere el diagrama Sr-Nd con valores en la razón  $Sr^{87}/Sr^{86}$  bastante alta, formados bajo la influencia de una zona de subducción o de fuentes sedimentarias provenientes de erosión de arcos volcánicos, eventualmente precursores de los fenómenos colisionales alleghanianos. Los tiempos de residencia cortical son menores que el registrado por el Neis de la Miel de nuevo mostrando las diferencias genéticas ya discutidas.

Según Vinasco *et al* (2006) el Monzogranito de Amagá presenta firmas isotópicas corticales con aporte de material mantélico por colapso orogénico relacionado a la extensión final de la orogenia Permo-Triásica. La posición estructural del Monzogranito de Amagá ha generado mucha controversia acerca de la afinidad de este cuerpo con los intrusivos de la Honda y El Buey que se encuentran al oriente de la Falla de Romeral y la relación del basamento metamórfico de la Cordillera Central con las metasedimentitas de la Sinifaná, que sirve de roca caja al Monzogranito de Amagá. Restrepo (en prep) propone que este cuerpo y su roca caja de presumible edad Paleozoica, hacen parte del terreno Amaga-Sinifaná alóctono a la Cordillera Central. En este trabajo no se encontraron diferencias geoquímicas e isotópicas significativas que permitan diferenciar el Monzogranito de Amagá de los granitos de la Honda y el Buey, además de su concordancia geocronológica, por lo que es probable estén relacionados al mismo evento de fusión de rocas sedimentarias provenientes de corteza continental, dentro de las que se encontrarían las rocas de la Sinifaná, en un ambiente de margen continental activa, en una zona de colisión continental.

Según las edades geocronológicas obtenidas por diferentes autores para las rocas graníticas y neises intrusivos, se pueden observar tres pulsos magmáticos dentro de la cordillera: a) Paleozoico inferior (Neis de la Miel); Pérmico (Neis de Palmitas, Abejorral,

Horizontes, Rio verde) y un magmatismo Triásico (Monzogranitos de Amaga, La Honda y Buey). El Neis de Palmitas, presenta igualmente fuentes fundamentalmente corticales como lo sugiere el diagrama Sr-Nd con valores en la razón  $Sr^{87}/Sr^{86}$  bastante alta, formado en un ambiente de arco continental y tiempo de residencia menores que el registrado por el Neis de la Miel. Sin embargo, como ya se menciona anteriormente, el Neis de la Miel y las rocas metamórficas de la zona de Caldas parecen corresponder a un bloque alóctono acrecionado al continente en el rango desde el Triásico Superior al Cretácico Inferior.

La posición de la Cordillera Central durante el metamorfismo y los procesos de deformación es tema de amplio debate. Vinasco et al (2006) proponen un evento tectono-magmático durante el Permo-Triásico relacionado con la colisión de los continentes de Gondwana y Laurentia alrededor de 280 Ma representado en edades U-Pb del Neis de Abejorral y Rio Verde, además de intrusiones sin tectónicas del Neis de Palmitas a 250 Ma y posterior emplazamiento de granitos perlauminosos no deformados a 230 Ma, relacionados con el comienzo de la disgregación del súper continente de Pangea, por lo que la Cordillera Central estaría ubicada al norte de Venezuela y sur de Estados Unidos. Por otro lado, Restrepo (en prep) sugiere que el pico máximo de metamorfismo se da a 245 Ma con formación de rocas de alto grado al occidente de Pangea, en la zona de subducción de la Orogenia Terra-Australis.

Los datos geoquímicos aquí analizados indican que estas rocas son formadas en una margen continental activa aparentemente bajo la influencia de subducción. Los datos U/Th (de Vinasco *et al.*, 2006) en circones heredados para los intrusivos néisicos de Abejorral, Palmitas, Rio Verde y el Monzogranito de Amagá indican que a partir de 280 Ma inicia un proceso de magmatismo continuo asociado a procesos orogénicos activos con formación de granitos ígneos sin-tectónicos y pos-tectónicos por migmatización de la corteza superior. Apenas una muestra del Neis de Rio Verde con circón de 300 Ma da indicaciones U/Th de fuentes metamórficas dados los valores por encima de 12.

Siguiendo al occidente del Sistema de Fallas de Romeral, se encuentran las rocas meta-volcánicas de los Esquistos de Sabaletas en contacto fallado con los intrusivos máficos denominados comúnmente Diorita y Gabro de Pueblito.

Los horizontes volcánicos de los Esquistos de Sabaletas, corresponden a una secuencia de basaltos toleíticos formados a partir de fuentes empobrecidas similar al patrón registrado por el N-MORB, depositados posiblemente en una dorsal oceánica o cuenca tras-arco, e intercalados con secuencias metapsamíticas provenientes de fuentes de arco aparentemente continental maduro, como lo indican los trazadores geoquímicos. Esta secuencia fue incluida por Maya y González (1995) dentro del Complejo Arquía, excluyéndolas de las rocas que conforman el núcleo de la Cordillera Central del Complejo

Cajamarca, separadas por la secuencia vulcano-sedimentaria del Complejo Quebradagrande del Aptiano.

A su vez, las rocas intrusivas maficas triásicas, dígase la Diorita y Gabro de Pueblito, corresponden a gabros toleíticos con firmas geoquímicas de fuentes heterogéneas desde empobrecidas hasta levemente enriquecidas con valores  $\epsilon_{Nd}$  bastante altos indicando magmas provenientes de fuentes primarias generadas en un ambiente de supra-subducción. La similitud en temporalidad, ambiente de formación y estructura ígnea reliquia con bandeamiento composicional de la unidad de Metagabros del Picacho con los cuerpos máficos de Pueblito ha puesto sobre el tapete la posible correlación entre estas unidades, posiblemente formadas en un arco desmembrado y luego emplazado en el Jurásico Superior sobre la margen de la Cordillera Central luego de que esta haya sido metamorfoseada.

Rodríguez et al (2009) encuentran un dique de composición y edad similar al cuerpo principal de los gabros encajado en los esquistos sugiriendo una relación de intrusión, constriñendo la edad del metamorfismo de los Esquistos de Sabaletas como pre-Triásica, además de la presencia de circones heredados por contaminación continental, con edades similares a las registradas para la Cordillera Central (Vinasco., com oral). Por otro lado, en este trabajo se reporta una edad U/Pb de alrededor de 70 ma en circones para rocas metabásicas, que podría eventualmente representar la edad del vulcanismo de las rocas de sabaletas, aunque no se descarta que este dato signifique la edad máxima de un metamorfismo de bajo grado en facies esquistos verde.

Preliminarmente es posible considerar la presencia de diversos bloques definiendo una zona de melange tectónico con bloques paleozoicos y bloques cretácicos intercalados.

La propuesta de intrusión de Rodríguez et al (2009) constriñe la edad del metamorfismo de los Esquistos de Sabaletas como pre-Triásica y plantea la posibilidad de correlacionarse al menos temporalmente con otras rocas formadas en ambientes de MORB al oriente del sistema de fallas, propiamente en la Cordillera Central. Los datos geoquímicos para los intrusivos básicos sugieren el desarrollo de un arco de islas inmaduro en una zona de supra-subducción con ningún aporte continental. De esta manera, es posible que las curvas de evolución de Nd y los valores de Sr al tiempo de la cristalización durante el Triásico, no estén siendo sensibles a la contaminación, ya que el tiempo de residencia cortical de estas rocas es corto como lo indica la poca variación en los valores  $\epsilon_{Nd}$  desde el momento de la cristalización.

La ausencia sistemática de estructuras de intrusión a lo largo del cuerpo de los esquistos podrían indicar que el dique es una repetición del cuerpo principal en una zona de falla (García, 2010). Además, no hay una aureola de contacto claramente desarrollada en las rocas de bajo grado metamórfico de los esquistos teniendo en cuenta la temperatura y el

nivel cortical de emplazamiento epizonal de estos cuerpos (Rodríguez *et al.*, 2009). La edad U/Pb obtenida para los horizontes volcánicos de los Esquistos de Sabaletas, implica la formación de cristales de circón durante el Cretácico indicando posiblemente la edad del vulcanismo o edad máxima del metamorfismo. Esta edad relacionaría a las meta-vulcanitas con la placa Caribe, mientras que una edad Paleozoica las relaciona con la Cordillera Central. Mas estudios acerca de esta zona son necesarios para clarificar la relación entre estos cuerpos y su edad de formación.

A la luz de los datos analizados anteriormente, se puede plantear la presencia de magmatismo durante el Triásico cercana a una margen continental, con desarrollo de granitos tipo S (tipo Amagá, Buey y la Honda) y posiblemente intrusivos tipo I (Diorita y Gabro de Pueblito). La posición de estos cuerpos dentro del orógeno es seguramente diferente, considerando que el magmatismo básico es principalmente asociado a cuencas extensionales tipo *back-arc* mientras que la granito génesis tipo S se desarrolla por fusión parcial de corteza continental. Las evidencias de la edad de metamorfismo sugiere un pico durante el pérmico con subsecuente magmatismo que se extiende hasta el triásico. Es posible que la evolución general corresponda al final del alleghaniano con posterior instalación de un arco magmático en el límite Permo-Triásico. Los magmas estarían siendo mezclas de fenómenos de subducción con distensión asociada a la propia dinámica de subducción o a fenómenos descompresionales post-colisionales. Sin embargo, es una posibilidad que debe ser explorada mejor, teniendo en cuenta la posibilidad de un sistema acrecional para las rocas de esta parte de la Cordillera Central.

La presencia del Complejo Quebradagrande en la zona de influencia de la Falla de Romeral y el papel que esta unidad juega dentro del marco evolutivo de la cordillera es bastante discutida. Aunque hay un consenso general en la edad Cretácica para este cuerpo, su procedencia y relación con las rocas del Complejo Arquía es poco claro. Nivia *et al.*, 2006 propone un ambiente de supra-subducción para la formación en una cuenca de tras-arco, basado en un metamorfismo del Neoproterozoico para las rocas del Complejo Arquía. Este modelo es parcialmente validado por la propuesta de una edad Paleozoica para las rocas de Sabaletas presentado por Rodríguez *et al.* (en prep) indicando que las rocas de Quebradagrande fueron formadas en un ambiente distensivo en la margen continental durante el Cretácico. Sin embargo, la presencia de un arco en la margen occidental del continente implica contaminación del magma con materiales corticales, en este caso rocas del Complejo Cajamarca y del Complejo Arquía, además del desarrollo de un arco sincrónico con la formación de la cuenca, de la cual no hay registro alguno en las rocas al occidente del Complejo Quebradagrande. Sin embargo, hay que tener en cuenta el papel dispersivo de la Falla de Romeral.

Según el mapa geológico de Antioquia (González, 2001) las rocas de Sabaletas están en contacto fallado con las rocas al occidente de los basaltos toleíticos de la Formación Barroso con edades K/Ar de  $105 \pm 10$  Ma. Sin embargo, García (2010), observa que los Esquistos de Sabaletas sufrieron un metamorfismo de tipo dinámico bajo condiciones dúctiles en facies esquistos verde, y su contacto con las rocas de la Formación Barroso es de carácter aparentemente transicional con intercalación de tobas y lodolitas vulcano clásticas. Bajo estas consideraciones se hace necesario buscar evidencias que permitan una mejor correlación de los Esquistos de Sabaletas con las rocas del Arquía o con una corteza oceánica tipo MORB similar a las rocas de la Formación Barroso. En caso de existir dicha correlación es posible que la edad Cretácica obtenida para los Esquistos de Sabaletas marque la edad de colisión con los basaltos de la Formación Barroso.

Hay aún todavía muchas discrepancias geológicas en cuanto a los modelos presentados por diferentes autores, lo que invita a desarrollar proyectos de investigación que ayuden a mejorar el registro geoquímico, geocronológico e isotópicos de los diferentes cuerpos que conforman el norte de la Cordillera Central y de esta manera contribuir con el conocimiento que se tiene acerca de la evolución de la esquina noroccidental de los Andes del norte.

## CONCLUSIONES

---

- Las Anfibolitas de Caldas provienen de fuentes del manto enriquecido posiblemente de un arco volcánico del Paleozoico Inferior o incluso Precámbrico localizado cerca a una margen continental con intercalación de material sedimentario de afinidad cortical. El metamorfismo de la secuencia vulcano-sedimentaria se da a 400 Ma con formación de granitos sin tectónicos peraluminosos tipo la Miel.
- Alrededor de la ciudad de Medellín existen cuerpos de anfibolitas de edad y ambiente de formación diferente como lo han planteado algunos investigadores anteriormente (Correa y Martens, 2000; Restrepo *et al.*, 2008). Las rocas de la zona de Baldías poseen una química similar a las Anfibolitas de Santa Elena haciendo parte de las rocas que componen el núcleo de la Cordillera Central y formadas a partir de un manto empobrecido posiblemente en una cuenca tras-arco con influencia de una zona de subducción y cerca a una margen continental activa que permitiera la sedimentación de materiales de afinidad continental dentro de la cuenca. El metamorfismo de estas rocas se desarrolla durante el Permo-Triásico en un ambiente de subducción con formación de rocas de alto a bajo grado metamórfico e intrusiones graníticas por procesos de fusión de materiales corticales.
- Las Anfibolitas de Boquerón son similares petrográficamente a las metabasitas de Picacho, (Correa y Martens, 2000), sin embargo, presentan características geoquímicas e isotópicas similares a las Anfibolitas de Santa Elena por lo que pueden ser correlacionables. Estas rocas presentan deformación milonítica posiblemente debido al emplazamiento de la Ofiolita de Aburrá durante el Jurásico Superior-Cretácico Inferior.
- Valores U/Th en circones heredados (Vinasco *et al.*, 2006) para los cuerpos graníticos, indican la presencia de un magmatismo continuo a partir de 280 Ma con formación de intrusivos néisicos sin-tectónicos y granitos pos-tectónicos por procesos de migmatización de la corteza superior. No hay evidencias geoquímicas e isotópicas claras que permitan definir que el Monzogranito de Amagá sea parte de un terreno alóctono a la Cordillera Central. La concordancia en edad y afinidad química permite correlacionar este cuerpo con los granitos

de la Honda y el Buey tal y como lo sugiere González (1980) y Vinasco et al (2006).

- Según los datos geoquímicos e isotópicos, la unidad cartografiada como Diorita y Gabro de Pueblito, hacen parte de una secuencia de rocas máficas y ultramáficas formadas en un ambiente de supra-subducción con fuentes de manto heterogéneas desde empobrecidas a levemente enriquecidas. Químicamente son rocas de composición gabroide con variación en la textura y tamaño de la roca. Su relación con las rocas máficas que componen la Ofiolita de Aburra no es clara, sin embargo la concordancia en edad y la coherencia en los datos geoquímicos e isotópicos podrían eventualmente sugerir una correlación entre ambos cuerpos en un ambiente de supra-subducción y desmembramiento del arco en el proceso de acreción. Por otro lado, es posible que los datos isotópicos no registren una posible contaminación cortical como lo sugiere la presencia de circones heredados aparentemente correlacionables con la Cordillera Central y de esta manera pone en evidencia una posible autoctonía o para-autoctonía de esta secuencia localizada al occidente del sistema de Romeral.
- Los Esquistos de Sabaletas es una unidad de rocas volcánicas y sedimentarias formadas a partir de fuentes empobrecidas en un ambiente de dorsal oceánica o una cuenca tras-arco. La presencia de sedimentos de fuentes continentales argumenta a favor de ser una corteza oceánica localizada cerca a un margen continental. La edad U/Pb Cretácica en circón podría representar la edad del vulcanismo o la edad máxima para un metamorfismo dinámico en facies esquistos verde. La relación de intrusión con los intrusivos Triásicos de la zona de Pueblito discutida por Rodríguez et al (2009) implica un metamorfismo Paleozoico para la secuencia y pone sobre el tapete una posible correlación con rocas tipo MORB localizadas en la Cordillera Central al otro lado del sistema de Romeral. Sin embargo, la ausencia de evidencias claras de una relación de intrusión entre ambas unidades y la edad cretácica aquí reportada para la secuencia meta vulcano-sedimentaria pone de manifiesto la presencia de diversos bloques tectónicos en la zona de influencia del Sistema de Fallas de Romeral, definiendo una zona de melange con presencia de bloques de edad Paleozoica y Cretácica.

- Como posibilidad, se plantea la presencia de una zona de subduccion durante el triasico que permita la formacion de rocas magmaticas tipo-S y Tipo-I y posterior acrecion de rocas vulcano-sedimentarias a la margen continental tipo Cordillera Occidental dentro de las cuales eventualmente podrian ubicarse las rocas de los Esquistos de Sabaletas.

## BIBLIOGRAFÍA

---

- ASPDEN, J., 1984. The geology of western Cordillera. Department of Valle, Colombia. INGEOMINAS – Mission Británica (British Geological Survey). Report &. Cali, Colombia.
- BOTERO, G., 1963, Contribución al conocimiento de la geología de la zona central de Antioquia: Anales Fac. Minas, Medellín, No. 57, 101 p.
- BUSTAMANTE, A., 2003. Definição das trajetórias P-T-t em rochas metamórficas do flanco ocidental da Cordilheira Central da Colômbia nas regiões de Caldas e El Retiro. Master dissertation, University of São Paulo, Brazil.
- BUSTAMANTE, A., 2008. Geotermobarometria, geoquímica, geocronología e evolução tectônica das rochas da fácies xisto azul da Colômbia nas áreas de Jambalo (Cauca) e Barragan (Valle del Cauca). Teses de doutorado. Instituto de Geociências. Universidade do São Paulo.
- CAWOOD, P.A., 2004. Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margin of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Earth Science Reviews*, 69, 249-279.
- CAMPOS, N.O., ROSER, B.P., 2007, Geochemistry of black shales from the Lower Cretaceous Paja Formation, Eastern Cordillera, Colombia: Source weathering, provenance, and tectonic setting. *Journal of South American Earth Sciences* 23, p. 271–289.
- CEDIEL, F., R. P. SHAW., C. CACERES, 2003, Tectonic assembly of the Northern Andean Block, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79*, p. 815–848.
- CORREA A.M., U. MARTENS., 2000, Caracterización geológica de las anfibolitas de los alrededores de Medellín, Trabajo dirigido de grado. Universidad Nacional de Colombia, Facultad de Minas

- CORREA A.M., U. MARTENS, J. J. RESTREPO, O. ORDÓÑEZ-CARMONA & M. MARTINS., 2005, Subdivisión de las metamorfitas básicas de los alrededores de Medellín – Cordillera Central de Colombia. *Rev. Acad. Colomb. Cienc.* 29 (112): 325-344. 2005. ISSN 0370-3908.
- COX, K.G., BELL, J.D., PANKHURST, R.J., 1979. *The interpretation of igneous rocks.* George Allen y Unwin, Londres.
- DePAOLO, D., LINN, A., SCHUBERT, G., 1991. The continental crustal age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm–Nd isotopic data and application to the southwestern United States. *Journal of Geophysical Research* 96 (B2), 2071–2088.
- DICKIN, A.P., 2005. *Radiogenic Isotope Geology.* Second Edition Cambridge.
- Do Campo, M., GUEVARA., S.R., 2005. Provenance analysis and tectonic setting of late Neoproterozoic metasedimentary successions in NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 19 (2005) 143–153
- ETAYO, F., 1983, Mapa de terrenos geológicos de Colombia. *Publicación Geológica Especial Ingeominas.* 14 (I) 1-235. Bogotá.
- FEININGER, T., BARRERO, D. Y CASTRO, N., 1972, *Geología de la parte de los departamentos de Antioquia y Caldas (Subzona IIB):* *Bol. Geol., Bogotá,* v. 20, No.2, 1-173 p.
- FLOYD, P.A., LEVERIDGE, B.E., 1987. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Journal of the Geological Society of London* 144, 531–542.
- FRISCH, W., MESCHEDE, M., SICK, M., 1992. Origin of the Central American ophiolites: evidence from paleomagnetic results. *Geol. Soc. Am. Bull.* 104 (10), 1301–1314.
- GARCÍA, D.A., 2010. *Caracterización de la deformación de los Esquistos de Sabaletas, Departamento de Antioquía. Tesis de Maestría Ingeniería de Materiales y Procesos.* Universidad Nacional de Colombia, Facultad de Minas. Medellín

- GÓMEZ, J., NIVIA, A., MONTES, N.E., JIMÉNEZ, D.M., TEJADA, M.L., SEPÚLVEDA, M.J., OSORIO, J.A., GAONA, T., DIEDERIX, H., URIBE, H. & MORA, M., compiladores. (2007). Mapa Geológico de Colombia. Escala 1:1'000.000. INGEOMINAS, 2 hojas. Bogotá.
- MESCHÉDE, M., FRISCH, W., 1998. A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate. *Tectonophysics* 296, 269–291.
- MEJÍA, M.; ÁLVAREZ, E.; GONZÁLEZ, H. 1983a. Mapa geológico de la Plancha 130 Santa Fe de Antioquia. Escala 1:100.000. Ingeominas. Bogotá.
- MEJÍA, M.; ÁLVAREZ, G.; GONZÁLEZ, H.; GROSSE, E. 1983b. Mapa geológico preliminar de la Plancha 146 Medellín Occidental. Escala 1:100.000. Ingeominas. Bogotá.
- GARCÍA, D.A., 2010 Caracterización de la deformación y metamorfismo de los Esquistos de Sabaletas, parte norte de la Cordillera Central de Colombia. Tesis de Maestría, Universidad Nacional de Colombia.
- GONZÁLEZ, H., 1980, Geología de las planchas 167 (Sonsón) y 187 (Salamina): *Bol. Geol.*, Bogotá, v. 23, n.1, p. 1-174.
- GONZÁLEZ, H., NÚÑEZ, A., PARIS, G., 1988. Mapa Geológico de Colombia. Memoria explicativa. Ingeominas, Colombia.
- GONZÁLEZ., 1995. Nuevas edades radiométricas en rocas relacionadas al límite geológico. Cordillera Central-Occidental de Colombia.
- GONZÁLEZ, H.; LONDOÑO, A., 1999. Catalogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia: Monzogranito de el Buey. Comisión estratigráfica de Ingeominas.
- GONZÁLEZ, H.; LONDOÑO, A., 1999. Catalogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia: Monzogranito de la Honda. Comisión estratigráfica de Ingeominas.
- GONZÁLEZ, H., LONDOÑO, A., 2002. Catalogo de las Unidades Litodémicas de Colombia. Diorita de Pueblito. INGEOMINAS. Bogotá, 20p.

- GONZÁLEZ, H.; LONDOÑO, A., 2002, Catalogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia: Monzogranito de Amaga. Comisión estratigráfica de Ingeominas.
- GONZÁLEZ, H. 2001. Mapa Geológico del departamento de Antioquia. Escala 1:400.000. Memoria Explicativa. Ingeominas, Medellín. 240 p.
- GONZÁLEZ, H., LINARES, E. 1978. Edad K-Ar de tres rocas metamórficas del flanco noroccidental de la Cordillera Central. Publicación Especial Geológica. Medellín, Facultad de Ciencias, No 14.
- GROMET, L.P., DYMEK, R.F., HASKIN, L.A., KOROTEV, R.L., 1984. The North American Shale Composite: its compilation, major and trace element characteristics. *Geochim, Cosmochim. Acta*, 48, 2469-2482.
- HALL, R., ALVAREZ, J., RICO, H. 1972. Geología de los departamentos de Antioquia y Caldas (Subzona II-A). Bogotá, *Boletín Geológico Ingeominas*, 20 (1): 1-85.
- HAWKINS, J.W., 2003. Geology of supra-subduction zones. Implication for the origin of ophiolites. Geological Society of America. Special paper 373.
- IBÁÑEZ-MEJÍA, M., JARAMILLO-MEJÍA, J.M., VALENCIA, V.A., 2008. U/Ob zircón geochronology by multicollector LA-ICP-MS of the Samana Gneiss: A Middle Triassic syn-tectonic body in the Central Andes of Colombia, related to the latter stages of Pangea Assembly. VI south American Symposium on Isotope Geology. San Carlos de Bariloche, Argentina.
- INGEOMINAS. 1999, Geología del Departamento de Antioquia, Escala 1:400000
- INGEOMINAS, 2001. Memoria Explicativa Del Mapa Geológico Del Departamento De Antioquia. Escala 1:400000
- KERR, A. C., MARRINER, G. F., TARNEY, J., NIVIA, A., SAUNDERS, A.D., THIRLWALL, M. F., SINTON, C. W., 1997. Cretaceous Basaltic Terranes in Western Colombia: Elemental, Chronological and Sr–Nd Isotopic Constraints on Petrogenesis. *Journal of petrology*, VOL 38, N 6, p 677–702.
- KERR, A. C., TARNEY, J., MARRINER, G. F., NIVIA, A., SAUNDERS, A. D. & KLAVER, G. TH., 1996. The geochemistry and tectonic setting of late Cretaceous Caribbean and Colombian volcanism. *Journal of South American Earth Sciences* **9**, 111–120.

- KERR, A.C., MARRINER, G.F., TARNEY, J., NIVIA, A., SAUNDERS, A.D., THIRLWALL, M.F., SINTON, C.W., 1997. Cretaceous Basaltic Terranes in Western Colombia: Elemental, Chronological and Sr–Nd Isotopic Constraints on Petrogenesis. *Journal of Petrology* 38, 677-702.
- LeMAITRE, R.W., BATEMAN P., DUDEK, A., KELLER, J., LAMEYRE, Le BAS M.J., SABINE, P.A., SCHMID, R., SORENSEN, H., STRECKEISEN, A., WOOLEY, A.R., ZANETTIN, B., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.
- MAYA, M., GONZÁLEZ, H., 1996. Unidades litodémicas en la Cordillera Central de los Andes Colombianos. *INGEOMINAS. Boletín Geológico*, Vol. 35, 2-3. Pp 43-55.
- MARTENS, U., DUNLAP, J. 2003, Características del metamorfismo triásico del terreno Tahalí como se infiere a partir de edades Ar/Ar obtenidas en las Anfibolitas de Medellín, Cordillera Central de Colombia, IX Congreso Colombiano de Geología, p. 47.
- MARTÍNEZ, S.; VÉLEZ, M.; RESTREPO, J. J., TOUSSAINT, J. F.; LINARES, E. 1978. Datación radiométrica de las pegmatitas de Montebello. *U. Nal., Publ. Esp. Geol.*, (6) 4 p. Medellín.
- MARRINER, G.F., MILLWARD, D., 1984. The petrology and geochemistry of Cretaceous to Recent volcanism in Colombia: the magmatic history of an accretionary plate margin. *J. Geol. Soc. London*, Vol. 141, 473-486.
- McCOURT, W., ASPDEN, J., BROOK, M., 1984. New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion. *Journal of the Geological Society*, 141: 831-845.
- MESCHÉDE, M., FRISCH, W., 1998. A plate-tectonic model for the Mesozoic and early Cenozoic history of the Caribbean plate. *TECTONOPHYSICS* 296, 169-191.
- MONTOYA, D., PELAEZ, I., 1993. Ultramafitas y rocas relacionadas de Heliconia, Antioquia. Tesis de grado. Universidad Nacional. 223 p. Medellín.

- MONTES, L.F., 2003. Relación entre las metamorfitas de alto y bajo grado en el sur del Valle de Aburra, Antioquia. Tesis de grado, Universidad Nacional de Colombia. Medellín. 198 P.
- MONTOYA, D. PELÁEZ, I. 1993. Ultramafitas y rocas relacionadas de Heliconia. Tesis grado, U. Nal., 223 p. Medellín.
- MURPHY, J.B; Nance, R.D; Cawood, P.A., 2009. Contrasting modes of supercontinent formation and the conundrum of Pangea
- NELSON, H., 1962, Contribución al conocimiento de la Cordillera Central de Colombia, Sección, J entre Ibague y Armenia: Bol. Geol., Bogota, v. 10, p. 161-202.
- NESBITT, H.W., YOUNG, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 279, 715–717.
- NIVIA, A., MARRINER, G.F., KERR, A.C., TARNEY., 2006. The Quebradagrande Complex: A Lower Cretaceous ensialic marginal basin in the Central Cordillera of the Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 21, 423-436.
- ORDOÑEZ-CARMONA., 2001. Caracterização isotópica rb-sr e sm-nd dos principais eventos magmáticos nos andes colombianos. Tesis de doctorado. Univ de Brasilia, pp 1-177.
- PINDELL, J., DEWEY, J., 1982. Permo-Triassic reconstruction of Western Pangea and the evolution of the gulf of Mexico/Caribbean Region. *Tectonics*, 1: 179-211.
- PINDELL, J., 1985. Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the gulf of Mexico, Bahamas and Proto Caribbean. *Tectonics*, 4 (1): 1-39.
- PINDELL, J. L., S. F, BARRETT, S. F., 1990. Geologic Evolution of the Caribbean Region: a Plate-Tectonic Perspective, in J. E. Case, and G. Dengo, eds., *The Caribbean Region: GSA, Geology of North America*, v. H, p. 405-432.
- RESTREPO, J.J., 2008. Obduccion y metamorfismo de ofiolitas triásicas en el flanco occidental del Terreno Tahamí, Cordillera Central de Colombia. *Boletín de Ciencias de la Tierra*. No 22, Edición Especial, Marzo. Medellín

- RESTREPO J., TOUSSAINT, J.F., 1984. Unidades litológicas de los alrededores del Valle de Aburrá, Medellín. Sociedad Colombiana Geológica. Memoria 1: 1-26.
- RESTREPO, J.J., 1986. Metamorfismo en el sector norte de la Cordillera Central de Colombia. Inf. Univ. Nacional. Medellín. 1-27.
- RESTREPO, J.J., 1991. Datación de algunos plutones de Antioquia por el método de trazas de fisión. Boletín de ciencias de la tierra (Colombia) No. 10 (1991)
- RESTREPO, J.J., 2008. Obducción y metamorfismo de ofiolitas triásicas en el flanco Occidental del terreno tahamí, Cordillera Central de Colombia. Boletín de ciencias de la tierra. Edición especial 22, 49-100.
- RESTREPO, J.J., ORDOÑEZ-CARMONA., 2001., MARTEN, U., CORREA, A.M. Terrenos, complejos y provincias en la parte norte de la Cordillera Central. XII Congreso Colombiano de Geología. Paipa, Boyacá.
- RESTREPO, J.J., TOUSSAINT, J. J., 1982. Metamorfismos superpuestos en la Cordillera Central de Colombia. V Cong. Latin-Amer. Geol. Argentina. 505-512 p.
- RESTREPO, J.J., TOUSSAINT, J.F., 1978. Ocurrencia de Precámbrico en las cercanías de Medellín, Cordillera Central de Colombia: Publ. Esp. Geol., No. 12, Fac. Ciencias, Medellín, 11p.
- RESTREPO, J.J., TOUSSAINT, J.F., 1975, Edades radiométricas de algunas rocas de Antioquia-Colombia: Publ. Esp., geol., No.6, fac. Minas, Medellín, 24p.
- RESTREPO, J.J., TOUSSAINT, J.F., GONZÁLEZ, H., LINARES, E. 1978. Datación de metasedimentos del grupo Ayurá-Montebello. Publ: Esp. Geol. Universidad Nacional, Medellín, 10: 1-5.
- RESTREPO, J.J., DUNLAP, W.J., MARTENS, U., ORDOÑEZ, O., CORREA, A.M., 2008. Ar-Ar ages of amphibolites from the Central Cordillera of Colombia and their implications for tectonostratigraphic terrane evolution in the northwestern Andes. VI South American Symposium on Isotope Geology. San Carlos, Bariloche-Argentina.
- RICKWOOD, P., 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. Lithos 22, 247–263.

- RODRÍGUEZ, G., GONZÁLEZ, H., ZAPATA, G., 2005. Complejo Retiro, Cordillera Central de Colombia. Boletín de Ciencias de la Tierra. No 22, Edición Especial, Marzo. Medellín
- RODRÍGUEZ, J., VINASCO, C.J., MARIN, E., 2009. Emplazamiento de la Diorita de Pueblito e Implicaciones Tectónicas, NW Cordillera Central. XII Congreso Colombiano de Geología. Paipa, Boyaca
- ROLLINSON, H., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Prentice Hall.
- RUBATTO, D., 2002. Zircon trace element geochemistry: distribution coefficients and the link between U-PB ages and metamorphism. *Chemical Geology*. 184, 123-138.
- SHERVAIS, J.W., 1982. Ti-V plots and the petrogeneses of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, 101-118.
- SUN, S.S., MCDONOUGH, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of ocean basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London Special Publication, vol. 42, pp. 313–346.
- TAYLOR, S.R., MCLENNAN, S.M., 1981. The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. *Phil. Trans. R. Soc.*, A301, 381-399.
- TAYLOR, S.R., MCLENNAN, S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312p.
- TABOADA, A., RIVERA, L.A., FUENZALIDA, A., CISTERNAS, A., HERVE, P., BIJWAARD, H., OLAYA, J., RIVERA, C., 2000. Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). *TECTONICS*, 19 (5), 787-813.
- TOUSSAINT, J.F., RESTREPO, J.J., 1976, Modelos orogénicos de tectónica de placas en los Andes Colombianos: *Bol. Cienc. De la Tierra, Medellín*, No. 1, p. 1-47.

- TOUSSAINT, J. Y RESTREPO, J. (1978a). Edad K/Ar de dos rocas básicas del flanco noroccidental de la Cordillera Central. Boletín de Ciencias de la Tierra Nº15. Universidad Nacional de Colombia. Medellín, 1p.
- TOUSSAINT, J. Y RESTREPO, J. (1978b). Edad cretácea de una anfibolita granatífera de Pijao-Quindío. Boletín Ciencia de la Tierra Nº17. Universidad Nacional de Colombia. Medellín, 1p.
- TOUSSAINT, J., 1993. Evolución Geológica de Colombia. Precámbrico -Paleozoico. Universidad Nacional de Colombia, Medellín.
- TOUSSAINT, J.F. 1993. Evolución geológica de Colombia. Precámbrico-Paleozóico. Univ. Nac. De Colombia, 129 p. Medellín.
- VASCONCELOS, M., SURENDRA P.V., VARGAS, R.C., 2001. Diagrama Ti - V: una nueva propuesta de discriminación para magmas básicos en cinco ambientes tectónicos. Revista Mexicana de Ciencias Geologicas, Vol 18, No 2, pp 162-174.
- VERNON, R.H., 2004. A practical guide to Rock Microstructure. Cambridge University Press.
- VINASCO, C., CORDANI, U., VASCONCELOS, P. 2001.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dates in the central cordillera of Colombia: Evidence for an upper triassic regional tectonomagmatic event. Ext. Abstracts. III SSAGI. Pucón, Chile. 638-641 p.
- VINASCO, C., CORDANI, U.G., GONZÁLEZ H., WEBER, M., PELÁEZ, C. 2004. Crustal evolution and tectonic history of the Permo-Triassic granitoids of the Colombian central Andes In: IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Queretaro. IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra. Juriquilla: IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, 2004. v.1. p.201 - 201
- VINASCO, C.J., CORDANI U.G., GONZÁLEZ, H., WEBER, M., PELAEZ, C., 2006. Geochronological, isotopic, and geochemical data from Permo-Triassic granitic gneisses and granitoids of the Colombian Central Andes. Journal of South American Earth Sciences 21, 355–371.
- WHITE, A.R, 1992. Granite handbook. Description, genesis, some associated ore deposits.

- WINTER, J., 2001. An introduction to igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall.
- WHITE, W.M., 2001. Geochemistry.
- WILSON, M., 1991. Igneous Petrogenesis. A global tectonic approach. Harper Collins Academic.