

**Caracterización petrográfica y geoquímica del Stock de Cambumbia, flanco occidental  
de la Cordillera Central de Colombia, La Pintada, Antioquia.**

**Oscar Antonio González González**

**Universidad de Caldas**

**Facultad de Ciencias Exactas y Naturales**

**Programa de Geología**

**Manizales**

**2021**

**Caracterización petrográfica y geoquímica del Plutón de Cambumbia, cordillera central de Colombia, La Pintada, Antioquia.**

**Oscar Antonio González González**

**Trabajo de tesis para optar por el título de Geólogo**

**Directora**

**MSc. July Quiceno Colorado**

**Asesoras**

**MSc. Luz Mary Toro Toro**

**MSc. Elvira Cristina Ruiz Jiménez**

**Universidad de Caldas**

**Facultad de Ciencias Exactas y Naturales**

**Programa de Geología**

**Manizales**

**2021**

Nota de aceptación  
Directora

July Quiceno E.

---

M.Sc. July Quiceno Colorado

## **Dedicatoria**

A mi madre Clarisa y mi tía María Mercedes,  
por su incondicional amor y apoyo a lo largo de  
toda mi vida, para ellas con infinito amor.

## **Agradecimientos**

A la profesora July Quiceno por su gran apoyo durante todo el desarrollo del trabajo, por sus aportes y gran dedicación en la elaboración del mismo, así como sus valiosos consejos, por brindarme sus palabras de apoyo siempre que las necesite y guiarme en este camino de las ciencias geológicas compartiendo abiertamente su conocimiento

A los profesores Sebastián Hernández, Luz Mary Toro y Elvira Cristina Ruiz por sus valiosos aportes y recomendación para el desarrollo del trabajo

A todos mis compañeros por compartir este recorrido académico aportando desde su ser, a toda esta experiencia

## Resumen

El Stock de Cambumbia es un cuerpo de edad Triásico, localizado en el flanco occidental de la Cordillera Central de los Andes colombianos, siendo uno de los plutones representativos dentro de la Zona de Cizalla de Romeral. Este plutón está conformado principalmente por gabros con piróxeno y anfíbol, que está cortado por una serie de diques de textura pegmatítica. Químicamente estas rocas son de afinidad calcoalcalina lo cual es congruente con los resultados de la normalización MORB, donde es posible observar enriquecimientos en los elementos incompatibles (Rb, Ba, Sr y Th) y empobrecimiento en los elementos de alto potencial iónico (Nb, Ti, Yb y Ti), mientras que la normalización de estas rocas al condrito permitió observar empobrecimientos en los elementos de las tierras raras livianas (LREE) y patrones planos de las tierras raras pesadas (HREE) cercanos a diez partes. Estos contrastes en dichos patrones dificultan la interpretación del ambiente de formación específico del magma, ya que, si bien la afinidad calcoalcalina permite sugerir un ambiente convergente de tipo arco continental, las diferencias entre los patrones en las normalizaciones a MORB y condrito podrían reflejar asimilación de un basamento ensiálico en un ambiente de zona de suprasubducción. Teniendo en cuenta lo anterior, algunos modelos regionales atribuyen el origen del magmatismo del Triásico Superior a un ambiente extensional en una cuenca de tras-arco la cual es asociada al retroceso de la placa Paleo-pacífico con respecto al margen continental suramericano. En esta etapa se vieron involucrados procesos de *roll-back* y descompresión adiabática durante el evento de disgregación de Pangea conocido como el *Payandé Rift*.

**Palabras clave:** Stock de Cambumbia, Triásico, subducción, *roll-back*

## **Abstract**

The Cambumbia stock is a body of Triassic age, located on the western flank of the Central Cordillera of the Colombian Andes, being one of the representative plutons within the Romeral Shear Zone. This pluto is made up mainly of gabbros with pyroxene and amphibole, which is cut by a series of dikes with a pegmatite texture. Chemically these rocks have a chalcoalkaline affinity, which is congruent with the results of the MORB normalization, where it is possible to observe enrichment in incompatible elements (Rb, Ba, Sr and Th) and depletion in elements with high ionic potential (Nb, Ti, Yb and Ti), while the normalization of these rocks to the chondrite will observe depletions in the elements of the light rare earths (LREE) and planes of the heavy rare earths (HREE) close to ten parts. These contrasts in these patterns make it difficult to interpret the specific magma formation environment, since, although the chalcoalkali affinity allows to suggest a convergent continental arc-type environment, the differences between the patterns in the normalizations to MORB and chondrite could reflect assimilation of an ensialic basement in a suprasubduction zone environment. Taking into account the above, some regional models attribute the origin of the Upper Triassic magmatism to an extensional environment in a back-arc basin which is associated with the retreat of the Paleo-Pacific plate with respect to the South American continental margin. At this stage, roll-back and adiabatic decompression processes were involved during the Pangea disintegration event known as the Payandé Rift.

**Keywords:** Cambumbia stock, Triassic, subduction, roll-back

## Tabla de Contenido

### Contenido

1. Introducción .....	1
2. Objetivos .....	4
2.1 Objetivo general.....	4
2.2 Objetivos específicos .....	4
3. Marco Geológico .....	5
4. Marco teórico .....	8
5. Metodología .....	14
5.1 Trabajo de Campo y Muestreo.....	14
5.2 Análisis petrográfico .....	14
5.3 Análisis químicos de roca total .....	15
6. Resultados .....	16
6.1 Trabajo de Campo.....	16
6.2 Análisis petrográfico .....	19
6.2.1 Stock de Cambumbia .....	19
6.2.3 Diques .....	22
6.3 Química de roca total .....	25
7. Discusión e interpretación de resultados.....	35
7.1 Origen y evolución del magma. ....	36
7.2 Emplazamiento y tectónica.....	40
8. Conclusiones .....	43
9. Lista de referencias .....	45

## Lista de tablas

Tabla 1. Edades de plutones triásicos del área norte de la Zona de Cizalla de Romeral. ....	2
Tabla 2. Coordenadas de las muestras recolectadas de campo del Stock de Cambumbia .....	16
Tabla 3. Porcentaje modal de los minerales del stock de Cambumbia. ....	19
Tabla 4. Porcentaje modal de los diques pegmatíticos de Cambumbia. ....	22
Tabla 5. Análisis de óxidos mayores y elementos traza del Stock de Cambumbia .....	26

## Tabla de figuras

Figura 1. Ubicación y edades del stock de Cambumbia y diorita de Pueblito.....	3
Figura 2. Mapa de ubicación stock de Cambumbia y geología local de la zona de trabajo.....	7
Figura 3. Diagramas ilustrativos de la producción de magma en los diferentes límites de placa.....	8
Figura 4. Modelo propuesto del desarrollo de un arco magmático.....	9
Figura 5. Diagrama solución binaria del olivino.....	12
Figura 6. Ubicación del stock de Cambumbia; afloramientos y muestras de mano .....	18
Figura 7. Fotomicrografías de las rocas correspondiente al stock de Cambumbia. ....	22
Figura 8. Diagrama de clasificación de Le Maitre (2002) para las rocas gabroicas .....	21
Figura 9. Diagrama de clasificación n Streckeisen (1976) para los diques.....	23
Figura 10. Fotomicrografías de las rocas correspondientes los diques monzograníticos .....	24
Figura 11. Diagramas de Clasificación química para las rocas del stock de Cambumbia .....	28
Figura 12. Diagramas de variación de los elementos mayores con respecto a SiO <sub>2</sub> .....	28
Figura 13. Diagramas de variación de los elementos traza con respecto a SiO <sub>2</sub> .....	29
Figura 14. Patrones de elementos traza del stock de Cambumbia y diorita de Pueblito.....	31
Figura 15. Patrones de elementos de traza de los Diques Pegmatíticos del stock de Cambumbia .....	32
Figura 16. Diagramas de discriminación magmática y tectónica .....	33
Figura 17. A) diagramas A/NK (molecular Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O) vs A/CNK de Shand (1943).....	34
Figura 18. Patrones de tierras raras normalizadas a condrito (Boyton, 1984) .....	37
Figura 19. Diagrama de Pearce (1982) Diagramas de variación (ppm) de SiO <sub>2</sub> vs Nb/Th y Nb/La. .	39
Figura 20. Diagramas binarios de variación vs SiO <sub>2</sub> .....	40
Figura 21. Modelo evolutivo de la margen occidental de los Andes del Norte durante el triásico.....	42
Figura 22. Modelo evolutivo de la margen occidental de los Andes del Norte durante el triásico.....	42

## 1. Introducción

El Stock de Cambumbia, es un cuerpo ígneo localizado en el flanco occidental de la cordillera central de los Andes colombianos ( $05^{\circ} 42' 22.32''$  N,  $75^{\circ} 34' 56.76''$  W) y es de composición predominantemente diorítica (González, 1980; González & Londoño, 2002), con una edad de  $236 \pm 0.7$  Ma (Ar/Ar en biotita; Vinasco, 2001) o  $232.9 \pm 1.2$  Ma (U/Pb en zircón; Zapata et al., 2019) y está cortado por diques de textura pegmatítica (González & Londoño, 2002; Alarcón, 2019; Rojas et al., 2012). Este plutón es correlacionable con una serie de cuerpos plutónicos de edad Triásico distribuidos a lo largo de toda la cordillera central de Colombia y sobre la cordillera real en Ecuador, y es afín con los eventos tectonomagmáticos de ensamble y disgregación de Pangea (Spinkings & Paul, 2019). Localmente está relacionado con cuerpos como: La Diorita de Pueblito ( $233 \pm 14$  Ma; Rodríguez-Jiménez et al., 2018) el Stock del Buey y el Stock de Amagá ( $215.4 \pm 0.2$  Ma y  $227 \pm 4.5$  Ma respectivamente; Vinasco et al., 2006) (Figura 1). Rojas et al., (2012) y Alarcón (2019) determinaron que las rocas que conforman el Stock de Cambumbia presentan variaciones composicionales entre gabros, dioritas y tonalitas, de carácter calcoalcalino, que se generaron en dos ambientes geotectónicos: uno tipo arco de islas (subducción, compresión) y otro tipo MORB (extensión). La distinción geoquímica de las diferentes fuentes magmáticas que generaron estas rocas son evidencia de las dinámicas que influyeron durante su formación y posterior emplazamiento, pero dichas dinámicas aún no se encuentran claramente establecidas debido a la complejidad tectónica de la zona y a los diferentes modelos evolutivos geodinámicos propuestos para el Triásico de la actual la Cordillera Central.

Tabla 1. Edades de plutones triásicos del área norte de la Zona de Cizalla de Romeral.

	Stock de Cambumbia	Diorita de pueblito	Stock de Amagá	Stock de Honda	Stock del Buey
Edad	232.9 ± 1.2 Ma (Zapata et al., 2019)	233± 14 Ma (Rodríguez-Jiménez et al., 2018)	227± 4.5 Ma (Vinasco et al 2006)	218± 0.2 Ma (Vinasco 2001)	219 Ma (Vinasco 2001)
Método	U-Pb	U-Pb	U-Pb	Ar-Ar	Ar-Ar
Fase mineral	Zircón	Zircón	Zircón	Biotita	Moscovita

Al Stock de Cambumbia (05° 42' 22.32" N, 75° 34' 56.76" W), puede accederse desde la vía que comunica a las ciudades de Manizales y Medellín, específicamente antes del municipio de La Pintada, donde los afloramientos se exponen principalmente en el corte de la antigua carrilera al margen derecho del río Cauca y los cortes de las quebradas Cambumbia y el Diablo, al norte del cuerpo en cercanía de la localidad de Bocas en el municipio de Aguadas.

En este trabajo se presenta una caracterización composicional (química y petrográfica) del Stock de Cambumbia donde se exponen ideas que, siguiendo modelos evolutivos ya propuestos, pretenden aportar veracidad a los argumentos establecidos para la construcción de dichos modelos y darle continuidad a la construcción de la historia evolutiva de los Andes septentrionales.

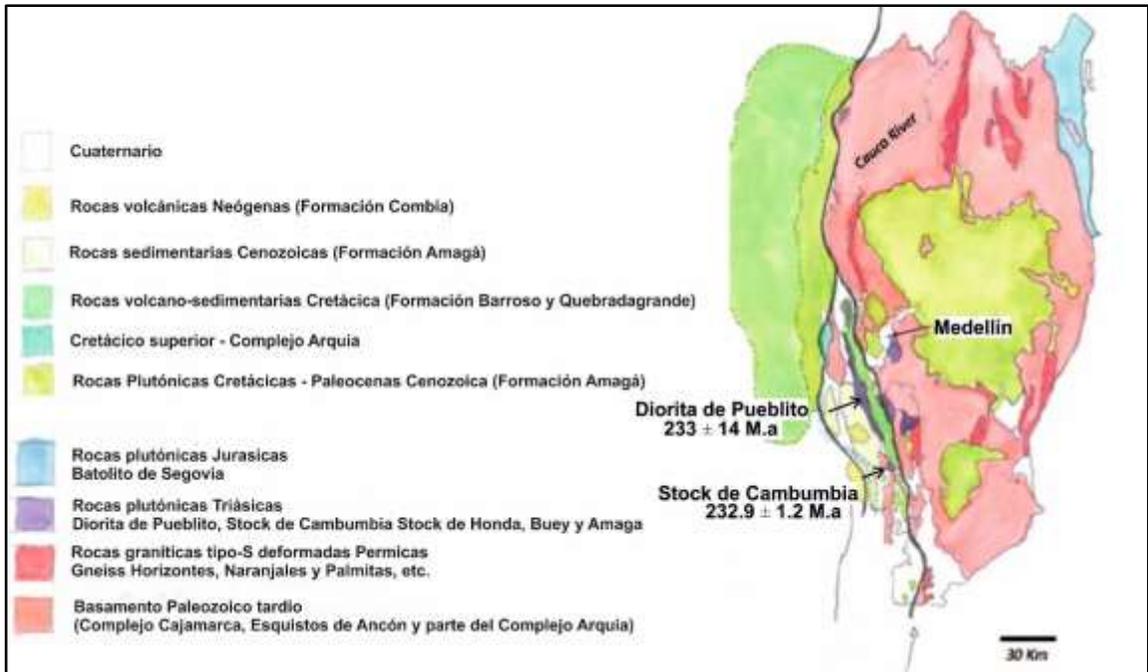


Figura 1. Ubicación y edades del Stock de Cambumbia y Diorita de Pueblito. Tomado y modificado de Vinasco (2019)

## **2. Objetivos**

### **2.1 Objetivo general**

Realizar una caracterización química y petrográfica de las rocas pertenecientes al Stock de Cambumbia definiendo su origen y relación con modelos evolutivos ya propuestos.

### **2.2 Objetivos específicos**

- Caracterizar composicionalmente las rocas pertenecientes al Stock de Cambumbia a partir de análisis químicos y petrográficos
- Relacionar las unidades intrusivas de edades similares comparando sus características geoquímicas y petrográficas
- Relacionar e interpretar los resultados obtenidos asociándolos a un contexto geológico regional, que además permitan sugerir un ambiente de formación del magma que dio origen al Stock de Cambumbia.

### 3. Marco Geológico

La cordillera central de los Andes del Norte, está compuesta por un basamento donde se exponen rocas precámbricas, paleozoicas y mesozoicas, con rocas con carácter tanto oceánico como continental, (Toussaint & Restrepo, 1982; Jaillard, 1990; Cediél et al., 2003; Rodríguez & Zapata, 2013). La vertiente occidental de la cordillera central entre los departamentos de Caldas y Antioquia consta de unidades alóctonas, con afinidad oceánica y continental, que constituyen el Complejo Arquía y el Complejo Quebradagrande donde el contacto es netamente estructural entre ambos Complejos, los cuales corresponden a las unidades litodémicas definidas por Maya & González (1995) o a la parte occidental del Terreno Tahamí que compone la cordillera central propuesto por Restrepo & Toussaint (1988).

El Complejo Arquía se sitúa entre las fallas Silvia-Pijao y Cauca-Almaguer; está compuesto por diferentes unidades litodémicas metamorfoseadas provenientes de protolitos ígneos, sedimentarios y metamórficos, de afinidad oceánica, cubiertos parcialmente por rocas clásticas de la Formación Amagá (Maya & González, 1995; Ruiz et al., 2012) y se encuentra en contacto fallado con el Complejo Quebradagrande.

El Complejo Quebradagrande se encuentra limitado en su parte occidental por la falla Silvia-Pijao y al oriente por la falla San Jerónimo; lo componen rocas metamórficas como esquistos y cuarcitas, además de rocas clásticas conformadas por fragmentos líticos de andesitas, gabros, tobas, arenitas y arcillolitas de variada composición con algunas intercalaciones de chert (González, 1980; Álvarez, 1987; Moreno et al., 2008; Zapata et al., 2019) y de igual manera se encuentra cubierto por rocas cenozoicas, algunas depositadas en las cuencas asociadas a la falla Silvio-Pijao (Moreno et al., 2008).

El Stock de Cambumbia, fue descrito inicialmente por González (1980) como una unidad, de composición predominantemente diorítica con variaciones a gabros y tonalitas (González, 1980; González & Londoño, 2002; Rojas, 2012; Alarcón, 2019) con una edad de  $236 \pm 0.7$  Ma (Ar/Ar en biotita; Vinasco, 2001) o  $232.9 \pm 1.2$  Ma (U/Pb en zircón; Zapata et al., 2019). Esta unidad se encuentra suprayacida por la Formación Amagá y las rocas volcanoclásticas de la Formación Combia, se encuentra en contacto intrusivo con los pórfidos dioríticos y tonalíticos de la pintada, y en contacto fallado con el Complejo Quebradagrande (Moreno et al., 2008; Zapata et al., 2019; Weber et al., 2020).

A nivel estructural, el área de estudio tiene afectaciones dentro del sistema de Fallas Cauca- Romeral, donde los patrones estructurales dominantes son posteriores a la formación y emplazamiento del cuerpo. Las principales fallas relacionadas al área de estudio corresponden a la Falla Cauca-Almaguer, de componente sinistral, que afecta las unidades sedimentarias de las Formaciones Amagá y Combia (Moreno et al., 2008), y la Falla de Arma, que corresponde a un sistema transpresional en sentido NW-SE atribuido a la acreción del Bloque Choco que afecta los trazos de las fallas cretácicas y unidades de roca de la Formación Amaga, en el sentido NW-SE (López et al., 2006).

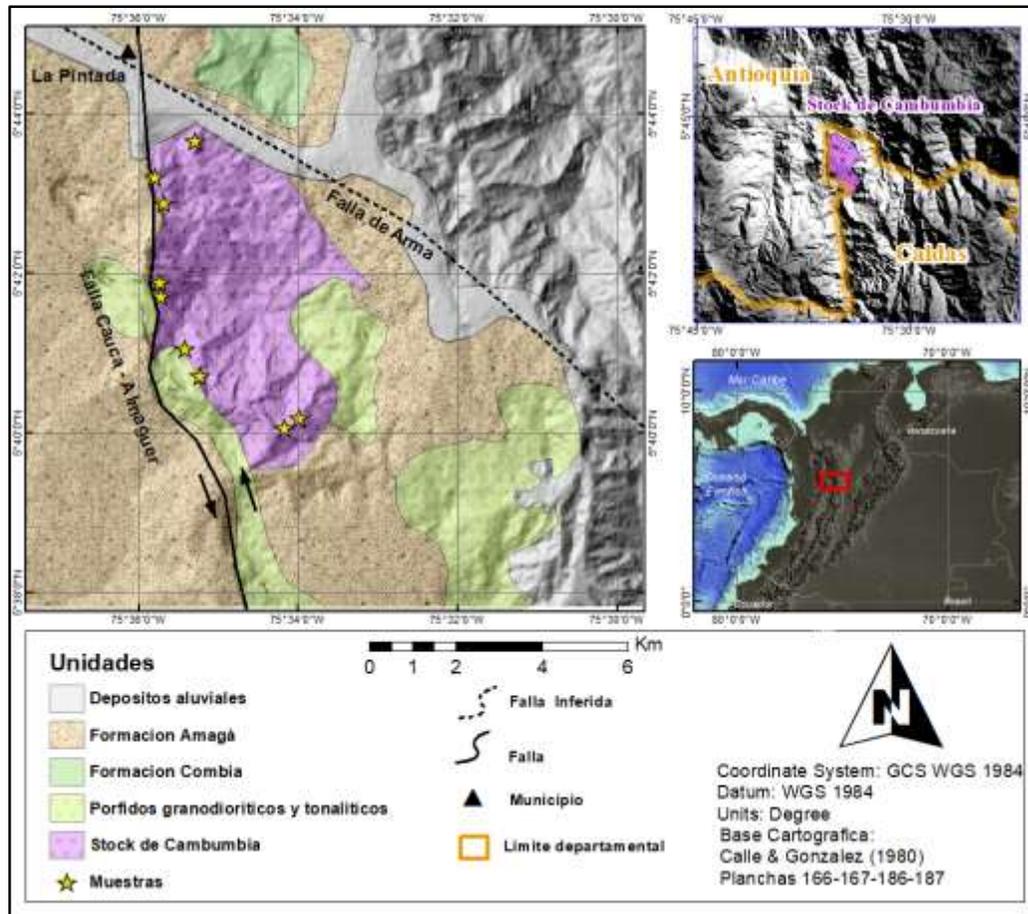


Figura 2. Mapa de ubicación del Stock de Cambumbia y geología local de la zona de trabajo. Tomado y modificado de Calle & González (1980).

#### 4. Marco teórico

Los estudios petrogenéticos en rocas ígneas permiten la caracterización e identificación de las regiones donde se generan los magmas, las condiciones en las que ocurrió la fusión parcial, así como todas las modificaciones composicionales producidas durante el emplazamiento, migración y cristalización magmática. En general, la interacción de las placas tectónicas (Figura 3) es la responsable de la generación de magmas a partir de fuentes mantélicas de diferentes composiciones y profundidades (Wilson, 1989). En la naturaleza se presentan rocas con una composición química característica según el ambiente donde estas se hayan originado; con base en esto, se registran concentraciones de los elementos químicos que definen firmas geoquímicas a partir del enriquecimiento o empobrecimientos de dichos elementos en las rocas (Winter, 2014). La diversificación en la composición de los magmas tiene su origen en los procesos de fusión parcial y diferenciación magmática, y posteriormente se ven afectados por procesos de migración y emplazamiento, generando el amplio espectro composicional de las rocas ígneas (Sen, 2014).

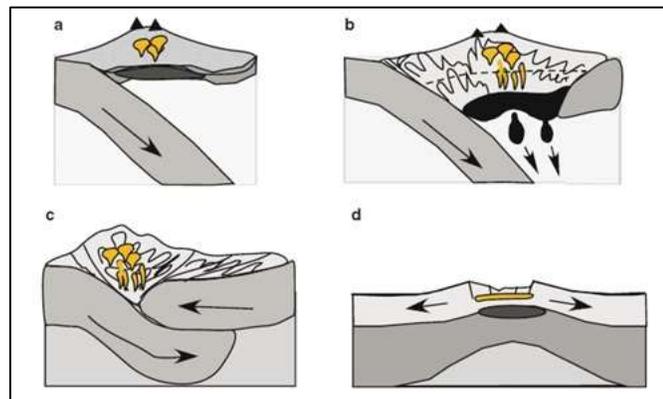


Figura 3. Diagramas ilustrativos de la producción de magma en los diferentes límites de placa, (a) arco de islas; (b) arco continental; (c) colisión continental; (d) separación de placas. Tomado de Sen (2014).

En el caso del magmatismo de arco continental o arco andino, una placa oceánica se hunde por debajo de una placa continental, la placa en subducción libera fluidos que promueven la fusión del manto peridotítico y esta fusión solidus y semi-solidus de una composición primitiva de peridotita ocurre a presiones en rango 1.2–3.2 GPa en condiciones saturadas de H<sub>2</sub>O. La fusión comienza a 940°C y 1.2 GPa y la temperatura de fusión solidus disminuye continuamente a medida que la presión aumenta, pasando a 860°C y 2 GPa y finalmente y finalmente disminuyendo hasta 800°C y 3.2 GPa, según los resultados experimentales de Grove et al. (2006). Diferentes autores coinciden que en el magmatismo de arco ocurren procesos de mezcla entre componentes juveniles mantélicos y material preexistente de la corteza, en una diferenciación cortical, pero todavía es materia de debate la manera en la cual ocurre el proceso de hibridación y su posterior emplazamiento (Figura 4) (Stern, 2002; Ducea et al., 2015; Errazuriz-Henao et al., 2019; Stowell, 2019).

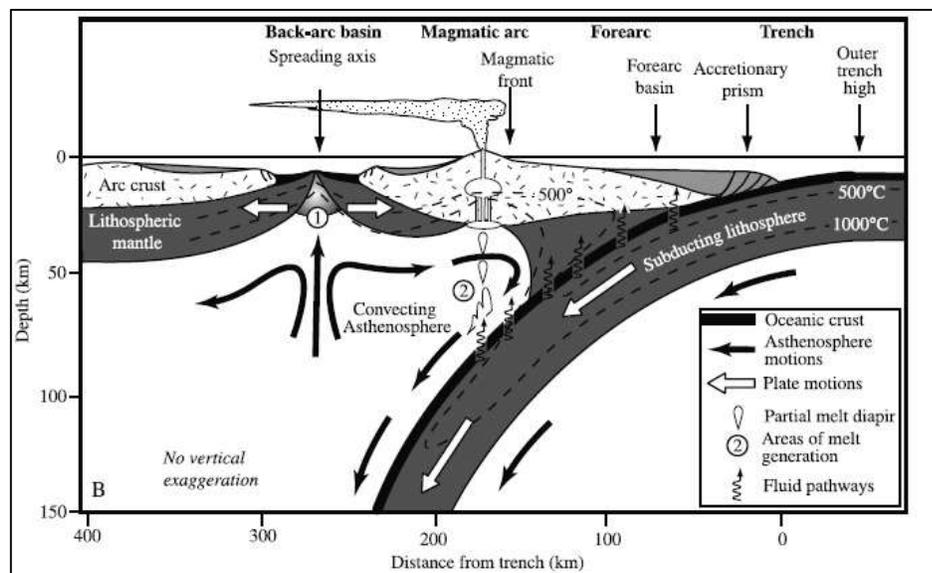


Figura 4. Modelo propuesto del desarrollo de un arco magmático. La deshidratación de la corteza y la incorporación de sedimentos durante la subducción provoca la hidratación del manto que provoca la fusión parcial. Tomado de Stern (2002).

Geoquímicamente las rocas generadas en arco continental presentan características distintivas como un enriquecimiento notable en Pb, Th, Sr, y un contenido importante en H<sub>2</sub>O debido a la deshidratación y liberación de fluidos ricos en elementos incompatibles como los elementos litófilos de radio iónico grande o LILE (por sus siglas en inglés) provenientes tanto de la corteza oceánica en subducción como de la cubierta sedimentaria por reacciones metamórficas que ocurren durante su descenso (Stern, 2002). Otra característica de las rocas de arco es el bajo contenido en elementos de tierras raras pesadas (Heavy Rare Earth Elements, HREE) comparado a las LILE, por partición de fundidos subducidos. Estas variaciones geoquímicas en los distintos patrones de elementos de tierras raras (Rare Earth Elements, REE), por tanto, tienen un componente de “subducción” independiente de la serie magmática a la cual pertenezcan (Stern, 2002; Mori, 2007).

En los arcos magmáticos el ascenso casi adiabático del material del manto explica como fluye parcialmente el fundido en forma de diapiro a través de trayectorias determinadas por el equilibrio entre las fuerzas de flotabilidad y flujo del manto (Grove et al., 2006). Dependiendo de la disponibilidad de material se generan diapiros cuyo ascenso se da de dos maneras: i) poca disponibilidad de material flotante, con formación de diapiros pequeños con un ascenso lento y ii) aumento en el material flotante con generación de diapiros de mayor tamaño que ascienden de manera más acelerada que los de menor tamaño (Ducea et al., 2015). A niveles más corticales, la partición de esfuerzos transpresivos, transtensivos y de convergencia, generan fallamientos los cuales son aprovechados por las masas fundidas para su ascenso y almacenamiento (Stern, 2002). Los diferentes momentos por los cuales pasa el material fundido antes de su emplazamiento

explican la heterogeneidad facial y deformativa dentro de un mismo plutón, así como sus variaciones composicionales, mezcla de magmas, la asimilación cortical, los cambios de presión y temperatura durante el ascenso, además del régimen tectónico durante el cual se formó y evolucionó (Stern, 2002; Stowell, 2019).

Dentro de las firmas geoquímicas de cada uno de los ambientes geológicos en los que se generan los magmas, se encuentran las series magmáticas y su entendimiento es de gran importancia para los estudios petrogenéticos ya que permiten la clasificación del tipo de magma que se genera en los ambientes y como estos pueden relacionarse geoquímicamente. Existen dos series magmáticas principales que se distinguen una de la otra por su contenido de  $\%Na_2O + K_2O$  (álcalis) y  $\%SiO_2$ , estas son la serie alcalina, la serie subalcalina y serie alta en potasio, dentro de las cuales se clasifican las rocas ígneas. A su vez, la serie sub-alcalina se divide en la serie toleítica y la serie calcoalcalina, las cuales no se diferencian por su contenido de álcalis y  $SiO_2$  sino por sus porcentajes de Fe, Al, Mg (AFM; Irvine & Baragar, 1971), y la serie alta en potasio propuesta por Middlemost (1975) en la cual se hace una subdivisión de la serie alcalina según su contenido  $\%K_2O$  y  $\%Na_2O$ .

La dinámica de la tectónica de placas genera cambios en los ambientes de generación del magma, los cuales quedan evidenciados en enriquecimiento o empobrecimiento de elementos mayores, traza y REE, (Ducea et al., 2015). La cristalización fraccionada y la contaminación cortical responden también a cambios en la composición en contraste con el fundido parental. Esto puede explicar la gran diversidad de firmas geoquímicas en rocas presentes en un ambiente actual, las cuales aportan evidencias de la evolución y dinámica que tuvo lugar en dicho ambiente. (Winter, 2014; Ducea et al., 2015). Diferentes

reacciones termodinámicas ocurren en las cámaras magmáticas desde su formación hasta sus últimas fases de cristalización; estas reacciones van ligadas a cambios composiciones que constantemente se ven afectados por variables de presión y temperatura. Un modelo explicativo de estas reacciones son las soluciones sólidas binarias que consideran dos condiciones extremas de cristalización del fundido y fusión de los sólidos y, por lo tanto, la cristalización de magmas y la fusión de rocas es una interacción constante entre estos dos conceptos. Los cristales de olivino presentan un ejemplo de solución binaria perfecta entre forsterita y fayalita, en una atmósfera isobárica, como se muestra en el diagrama de fase del olivino (Figura 5) que muestra una zona con los puntos de fusión fosterita-fayalita definiendo los dos extremos de esta, a través de curvas que se conocen como liquidus y solidus, y entre ellas coexisten una fase solida con una fase fundida (Sen, 2014).

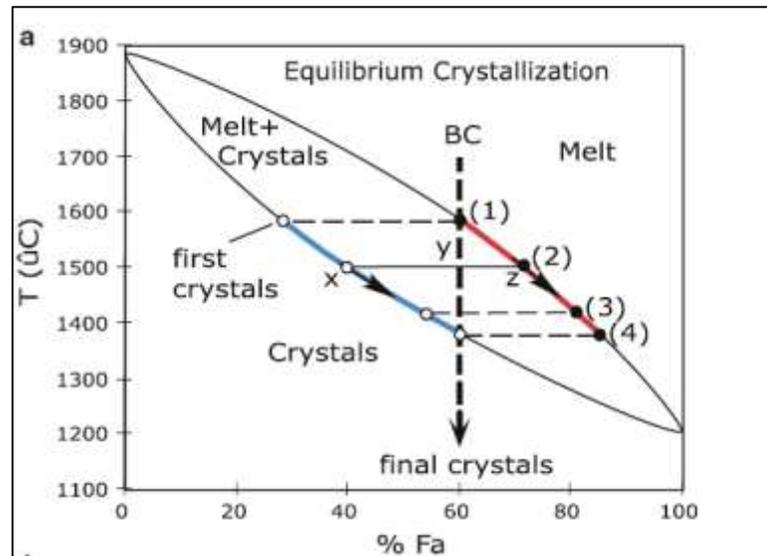


Figura 5. Diagrama solución binaria del olivino. La curva azul representa el punto de aparición de primeros cristales, la curva roja el punto de fusión de la roca, entre ellos la zona de coexistencia entre cristales y fundido. Tomado de Sen (2014).

Minerales como la plagioclasa o el olivino, a menudo crecen en contornos de composiciones distintas debido a los cambios en la composición y condiciones del fundido; esta zonación de los cristales puede ser resultado de varios procesos como mezcla de magmas o cristalización fraccionada.

La respuesta a estos cambios genera estas zonaciones en donde ciertos límites de la zonación dentro del cristal pueden aparecer reabsorbido o desigual por su reacción con la masa fundida circundante, lo que evidencia el desequilibrio temporal al cual los cristales se vieron expuestos Sen (2014).

La presencia de varias zonaciones en los cristales bien sea de plagioclasas, olivino o anfíboles en una roca son buenos indicadores de la evolución que tuvo la cámara magmática durante su emplazamiento y cristalización (Castro, 2015). La dinámica de la mezcla de magmas también está conjuntamente relacionada con la cristalización fraccionada y la contaminación cortical; ambos procesos ocurren desde la formación del fundido hasta las fases finales de enfriamiento de los cuerpos magmáticos, así como la cristalización fraccionada genera la disminución en la concentración de los elementos cristalizados cambiando la composición original de la roca. La contaminación cortical provoca la incorporación de la roca circundante aumentando las concentraciones de los elementos en el fundido ascendente explicando las zonaciones, los bordes de absorción, y en condiciones de presión y temperatura más corticales donde no hay fusión del material circundante, la formación de xenolitos (Winter, 2014).

## **5. Metodología**

### **5.1 Trabajo de Campo y Muestreo**

Se realizaron dos campañas de campo las cuales estuvieron enfocadas a la búsqueda, recolección y descripción de la litología presente en las quebradas con accesibilidad al norte del cuerpo, afluentes al Rio Arma, y sur del Stock de Cambumbia, además sobre su margen occidental, sobre la antigua vía del ferrocarril donde se exponen afloramientos. Se recolectaron un total de 11 muestras con un peso promedio de 2 kg entre roca fresca a moderadamente meteorizada de las cuales siete fueron seleccionadas y procesadas para análisis petrográfico, tanto en sección delgada como en muestra de mano, y nueve para análisis químicos de roca total.

### **5.2 Análisis petrográfico**

Se analizaron un total de siete muestras de las cuales cuatro pertenecen al Stock de Cambumbia y tres a los diques pegmatíticos; cada muestra fue caracterizada de manera cualitativa y cuantitativa utilizando un microscopio de luz transmitida “Nikon E200”, se realizó un análisis del grado de cristalinidad, textura, tamaño y forma de los cristales, según la sistemática de Le Maitre et al. (2002); se usaron las abreviaturas para los nombres de los minerales de Whitney & Evans (2010) en donde: Amp: anfíbol; Cb: carbonato; Cpx: clinopiroxeno; Opx: ortopiroxeno; Chl: clorita; Ep: epidota; Or: ortosa; Pl: plagioclasa, Qz: cuarzo; Prh: prehnita; Pmp: pumpellyta. Adicionalmente se realizó un conteo modal de 300 puntos a partir de la reconstrucción de 32 fotografías tomadas con el objetivo de 4X y reconstituidas en el programa de uso libre Image Composite Editor, para después ser

procesadas también en el software de uso libre Image-J, en donde se insertan la malla y diferentes tipos de minerales para la realización del conteo.

### **5.3 Análisis químicos de roca total**

Se analizaron nueve muestras, cuatro perteneciente al Stock de Cambumbia y cinco a diques pegmatíticos; los estudios geoquímicos fueron realizados por ALS Geochemistry. Para el análisis de óxidos mayores se usa la metodología ME-ICP06, iniciando con un proceso de trituración de las muestras en un molino de carburo de tungsteno de las muestras representativas eliminando bordes de alteración. Posteriormente se tomó una muestra del material pulverizado (0.100g), se añadió metaborato de litio/tetraborato de litio, se homogeniza la muestra y esta es puesta en un horno a 1025°C. El material resultante fue congelado y disuelto en una mezcla que contiene ácido nítrico, clorhídrico y fluorhídrico, que finalmente fue analizada por el método de espectrometría de masas con plasma acoplado inducido –(ICP-MS); para los elementos traza a partir de la metodología ME-MS81 se usa la misma metodología de preparación (ME-ICP06) sin embargo, esta requiere una mayor adición de borato de litio y ácidos de digestión para su análisis final por ICP-MS.

## 6. Resultados

### 6.1 Trabajo de Campo

En los recorridos de campo sobre el stock de Cambumbia se realizó una caracterización litológica de los afloramientos, determinado además de la relación de las diferentes unidades que componen el cuerpo, el estado de los afloramientos en cuanto la influencia tectónica de la zona y el estado de meteorización. Las etapas de campo permitieron también la recolección de muestras para la elaboración de secciones delgadas y análisis químicos (Tabla 2)

Tabla 2. Coordenadas de las muestras recolectadas durante la campaña de trabajo de campo del Stock de Cambumbia

Unidad	Muestra	Coordenadas
Stock de Cambumbia	STC-G1	75°35'41,023"W 5°42'51,927"N
	STC-G5	75°35'41,023"W 5°42'51,927"N
	STC-G9	75°35'43,015"W 5°41'43,313"N
	STC-G11	75°34'10,502"W 5°40'4,632"N
Diques Pegmatíticos	STC-P1	75°35'47,662"W 5°43'12,057"N
	STC-P3	75°35'44,236"W 5°41'53,892"N
	STC-P7	75°35'25,026"W 5°41'3,224"N
	STC-P8	75°35'13,205"W 5°40'43,179"N
	STC-P13	75°33'58,167"W 5°40'11,313"N

El Stock de Cambumbia se encuentra localizado 3.5 km en línea recta hacia el SW del municipio de La Pintada, con una altura de 1500 m.s.n.m. Las mejores exposiciones de esta unidad se observan en el corte de la antigua carrilera que se localiza al margen derecho del río Cauca, al sur en la quebrada Cambumbia y en la quebrada El Diablo al norte del cuerpo, en cercanía de la localidad de Bocas-Caldas (Figura 6A), en donde los afloramientos se encuentran de medianamente a altamente meteorizados. Las rocas que componen al Stock de Cambumbia, macroscópicamente presentan una textura holocristalina fanerítica con índice de color melanocrático y color general moteado, en las cuales se reconocen cristales de anfíbol (3-0.7mm) y plagioclasa (3-9 mm), y en ocasiones cortes basales cuadrados de piroxenos (2 - 6 mm), se clasificaron como un gabro con piroxenos y anfíbol.

El Stock de Cambumbia es cortado por diques pegmatíticos (Figura 6 B y C), que macroscópicamente tienen una textura holocristalina fanerítica con índice de color hololeucocrático con variación a leucrático (Figura 6 F-G), y se reconocen cristales de mica biotita con tamaños que alcanzan 20 mm, plagioclasas (5 – 10 mm) cuarzo (5 - 20 mm) y ocasionalmente ortosa (5 – 7 mm); estos dos últimos en algunos afloramientos configurando una textura gráfica. Esta roca fue clasificada como una tonalita biotítica con variaciones a granodiorita.

En general los afloramientos se observan fuertemente fracturados, Este cuerpo se encuentra en contacto intrusivo con cuerpos subvolcánicos denominados pórfidos de la Pintada, los cuales presentan una matriz holocristalina (Figura 6 E), compuesta por

microcristales de anfíbol y plagioclasa, además de fenocristales de plagioclasa, anfíbol y ocasionalmente cuarzo, permitiendo clasificar a esta roca como una microtonalita con anfíbol. Las relaciones con las demás unidades aflorantes en cercanías a la zona de estudio no fue posible observarlas debido a la espesa vegetación.

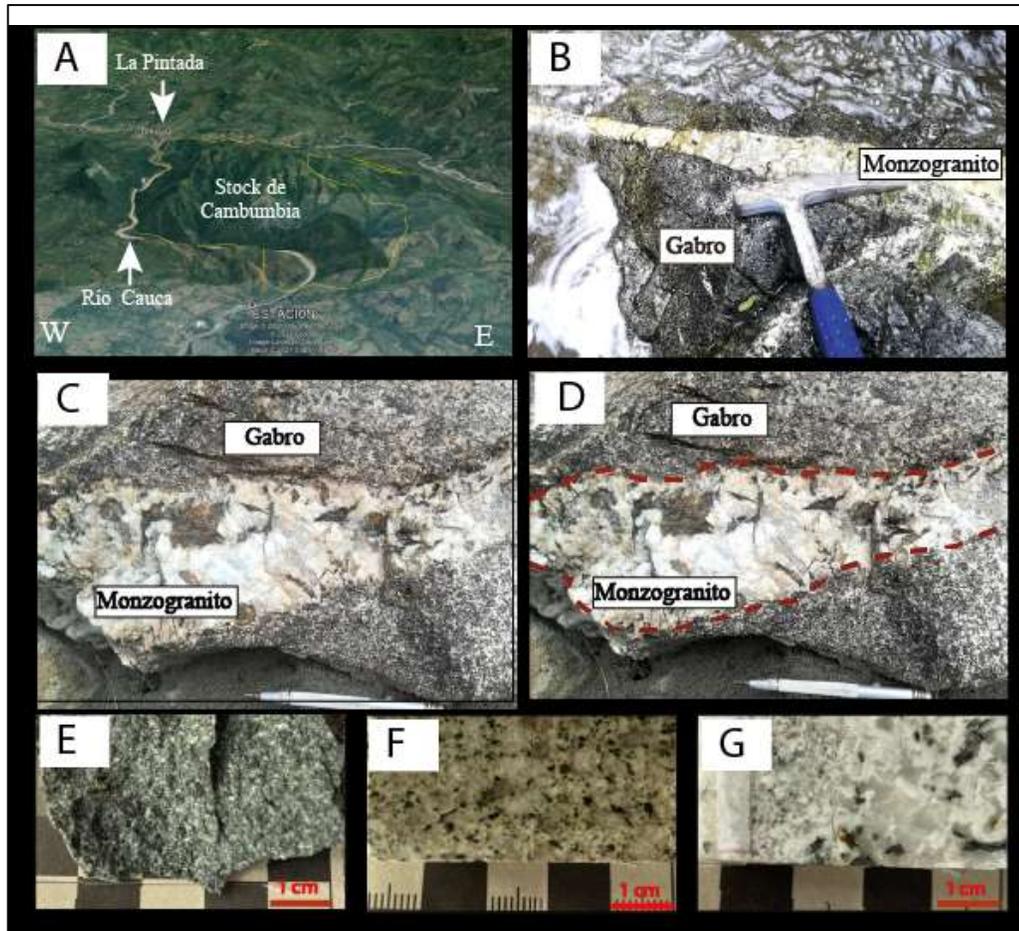


Figura 6. (A) Ubicación del Stock de Cambumbia (B-C-D)(Tomado de Google Earth; Datos del mapa: Imagen © CNES/ AIRBUS); Dique félsico con textura pegmatítica intruyendo a gabro en la quebrada Cambumbia (E) Muestra de mano del pórfido de la Pintada (F-G) Muestra de mano monzogranito.

## 6.2 Análisis petrográfico

Fueron realizadas descripciones mineralógicas y texturales de 4 muestras correspondientes al Stock de Cambumbia y 3 correspondientes a diques que cortan el cuerpo.

### 6.2.1 Stock de Cambumbia

Presenta textura holocristalina, fanerítica, inequigranular y está compuesta por cristales de plagioclasas (13-25 Vol %) como mineral esencial y anfíbol (7-20 Vol %), clinopiroxeno (11-17 Vol %), ortopiroxeno (1-7 Vol %) como minerales accesorios. La roca también presenta minerales metamórficos como la actinolita-tremolita (3-12% Vol %), clorita (8-13 Vol %) prehnita-pumpellyta (8-8.5 Vol %), y cuarzo (5-9 Vol%); la saussurita (10-20 Vol %) y sericita (0-13 Vol %) se encuentran como minerales secundarios.

Tabla 3. Porcentaje modal de los minerales del stock de Cambumbia.

Muestra	Pl %	Amp %	Cpx %	Opx %	Bt %	Chl %	Act %	Ep %	Prh-Pmp %	Qz %	Saus %	Cb %	Ser %	Total
STC-G11	15	8,3	11,7	-	-	10	8	5	8	10	11	3	10	100
STC-G2	25	24	18	-	-	8	4	-	-	5	10	6	-	100
STC-G5	24	9,2	15,4	10	-	11	7	-	5,5	8,1	-	3,5	11,8	100
STC-G9	18	12	25	7	-	10	3				20	5		100

La plagioclasa es la fase mineral dominante, con cristales subhedrales que presentan colores de interferencia grises de primer orden, maclas tipo albita, periclina y polisintéticas, y tamaños que varían de 0.3 mm a 0.7 mm (Figura7; C, D, F, G), generalmente se encuentran alteradas a sericita y saussurita. El anfíbol se presenta en cristales subhedrales en algunas ocasiones euhedrales, de habito hexagonal, con tamaños entre 0.3 mm – 0.5 mm, que generalmente muestran pleocroísmo fuerte en colores marrones y exfoliación clara a 60 y 120 ° (Figura 7; B y E). el clinopiroxeno presenta un leve pleocroísmo en tonalidades verdes, de habito subhedral, con colores de interferencia de final de primer

orden y principio del segundo y tamaños de grano que varían de 0.4 a 1.2 mm (Figura 7; B y E). La actinolita se observa en cristales fibrosos, de coloración verde clara y color de interferencia amarillo de mitad de segundo orden. La clorita se encuentra reemplazando de manera total y parcial a los cristales de anfíbol. El cuarzo se encuentra distribuido de manera uniforme en la roca. Las rocas en general presentan textura ofítica, sin embargo, la muestra STC-G9 muestra texturas en corona entre las augitas rodeadas de anfíbol (Figura 7; A y B) y de ortopiroxeno rodeado por clinopiroxeno

La asociación mineral primaria de origen magmático está dada por plagioclasa, piroxenos y anfíbol, lo que señala una clasificación de las rocas como gabros piroxenos-hornbléndicos. Sin embargo, la roca también presenta minerales que representan procesos metamórficos como actinolita-tremolita, clorita, cuarzo y prehnita-pumpellyta.

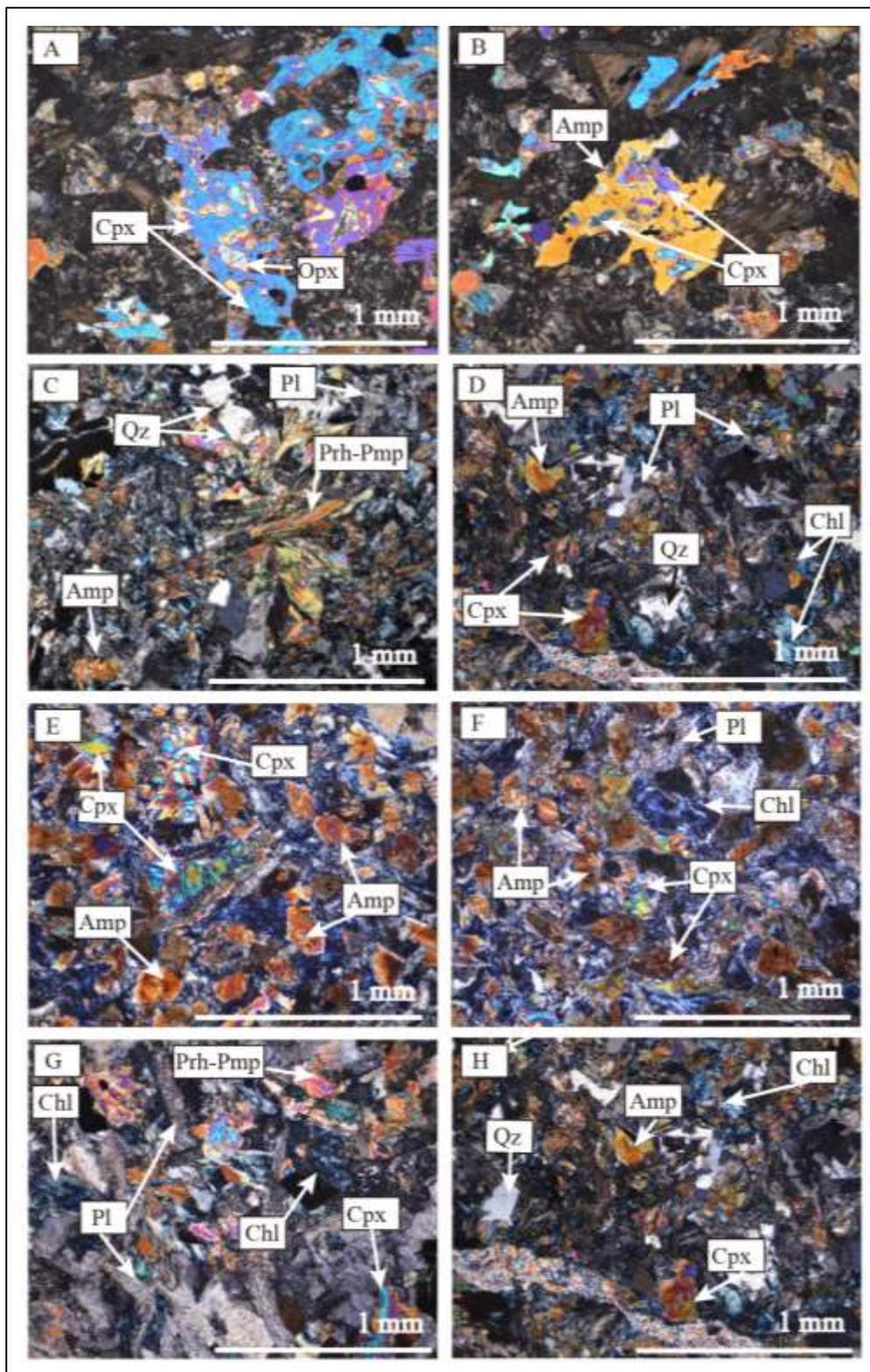


Figura 7. Fotomicrografías de las rocas correspondiente al Stock de Cambumbia, NX, 10X. A y B. clinopiroxenos con corona de anfíbol, clinopiroxeno con corona de anfíbol en muestra STC-G9. C y D. Cuarzo en contacto con prehnita-pumpellyta, anfíbol y clinopiroxeno en muestra STC-G11 E y F. Anfíbol, plagioclasa, clinopiroxeno y clorita en muestra STC-G2. G y H. Plagioclasa, anfíbol, clinopiroxeno, clorita y prehnita-pumpellyta en la muestra STC-G5.

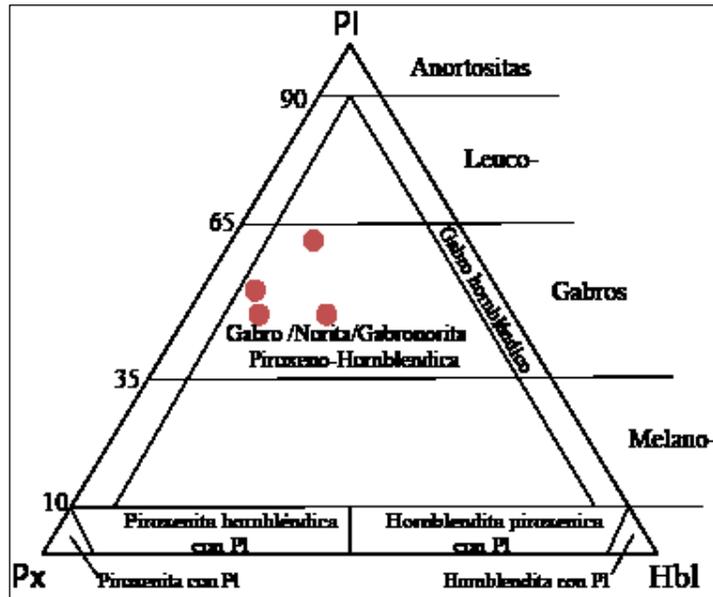


Figura 8. Diagrama de clasificación de Streckeiszen (1976) para las rocas gabroicas del Stock de Cambumbia.

### 6.2.3 Diques

Las rocas que constituyen los diques presentan textura holocristalina fanerítica inequigranular. La mineralogía de esta roca está representada por cuarzo (16 – 20 Vol %), plagioclasa (16 – 20 Vol %), microclina (10 – 12 Vol %) y ortosa (15 – 20 Vol %) como minerales esenciales, biotita (7 – 9.5 Vol %), moscovita (5 – 7 Vol %) y titanita (2 – 3 Vol %) como minerales accesorios y zoisita (2 – 3 Vol %), clorita (6 – 8 Vol %), caolín (6 – 7 Vol %) y sericita (4 – 6 Vol %) como minerales secundarios.

Tabla 4. Porcentaje modal de los diques pegmatíticos de Cambumbia.

Muestra	Qz %	Pl %	Mc%	Or %	Bt %	Ms %	Ttn %	Chl %	Zo %	Caolín %	Ser%	Total
STC-P3	17	17	12	15	7	5	3	8	3	7	6	100
STC-P7	16	20	11	20	8	3	2	7	2	6	5	100
STC-P1	20	16	10	17	9,5	7	2	6,5	2	6	4	100

La microclina presenta colores de interferencia grises de primer orden, con macla tipo enrejada y tamaños que varían entre 0.5 y 1.5 mm. La Ortosa, incolora, generalmente se observa alterada a caolín, y presenta tamaños que varían entre 0.3 - 1.5 mm. La mica biotita generalmente es subhedral, de hábito laminar y absorción en tonos marrones, en

ocasiones se encuentra flexurada. La titanita se encuentra en cristales euhedrales, formas romboédricas alargadas y relieve alto.

La zoisita-clinozoisita, se presenta de manera esporádica, anhedral con colores de interferencia de primer orden con tonalidades azules, La clorita se encuentra reemplazando de manera parcial o total a los cristales de mica biotita; se presenta de incolora a verde muy claro, con colores de interferencia azul y café, anómalos. La sericita se presenta en cristales muy finos sobre las plagioclasas al igual que el caolín sobre el feldespato potásico. En cuanto a las relaciones texturales, los cristales de cuarzo, microclina y ortosa presentan texturas concertadas entre sí, además, es posible observar textura gráfica, mirmekítica y vermicular. La asociación mineral encontrada en los diques de características pegmatíticas, permiten clasificar esta roca como monzogranitos biotíticos, (Figura 9).

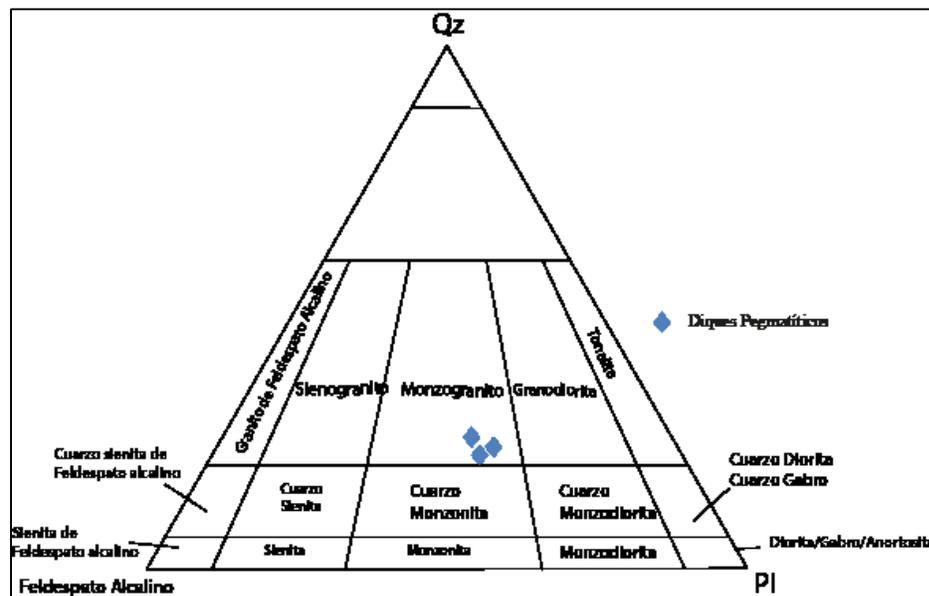


Figura 7. Diagrama de clasificación Le Maitre (2002) con base en Streckeisen (1976) de los diques pegmatíticos.

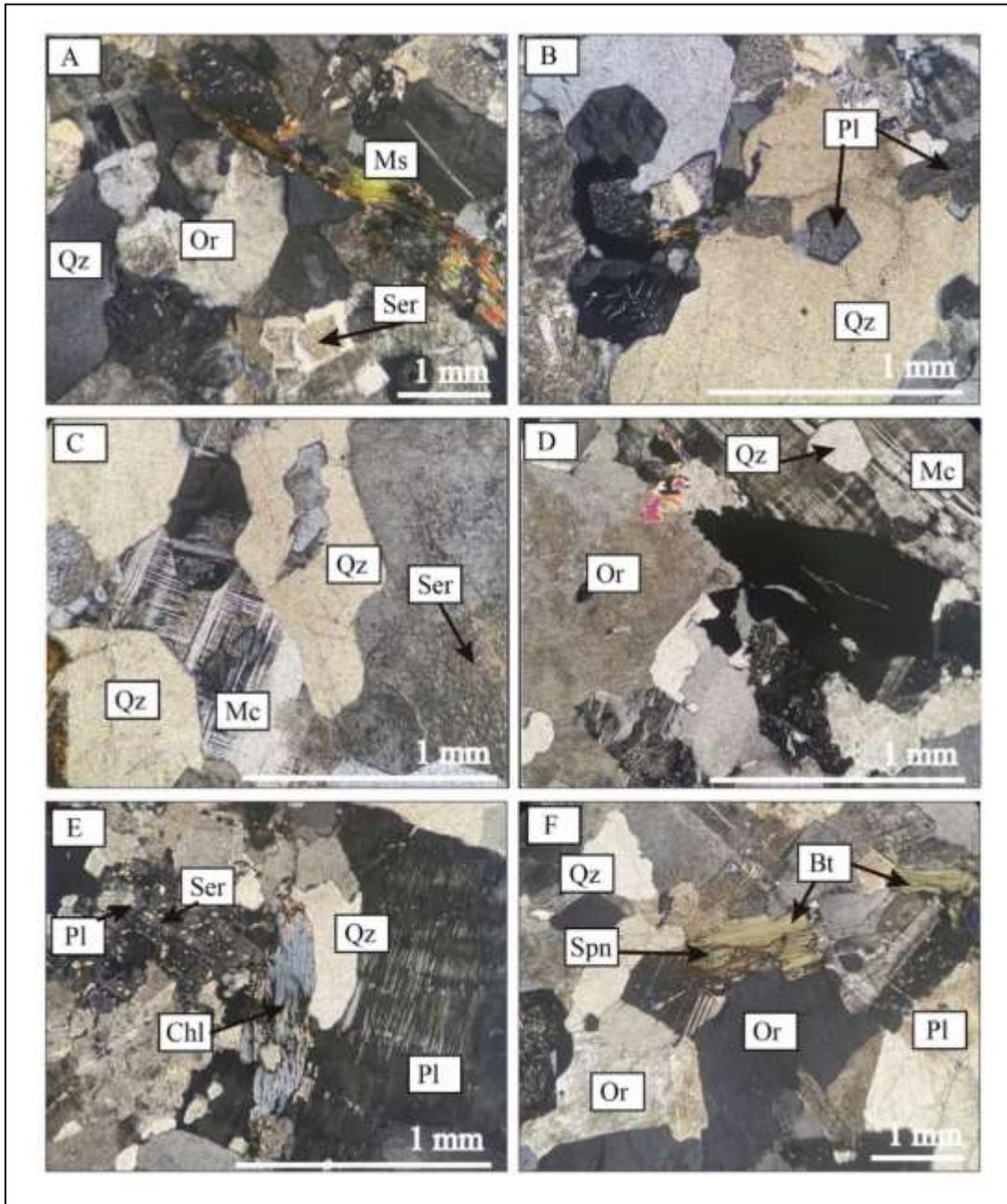


Figura 8. Fotomicrografías de las rocas correspondientes los diques monzograníticos que cortan al Stock de Cambumbia. A. NX. 4X. textura concertal entre cuarzo, ortosa y plagioclasa en muestra STC P3. B y C. NX. 10X. Textura vermicular dada entre cuarzo y plagioclasa, textura concertal entre cuarzo y plagioclasa en muestra STC P3. D y E. NX. 10X. Cuarzo, ortosa, plagioclasa, sericita y clorita en muestra STC D7. F. NX. 4X. Cuarzo, plagioclasa, ortosa, biotita y esfena en muestra STC P1.

### 6.3 Química de roca total

A continuación, se presenta la información obtenida de los análisis químicos de nueve muestras de roca distribuidas así; cuatro muestras pertenecen al Stock de Cambumbia (STC-G11, STC-G2, STC-G5, STC-G9) y cinco a diques pegmatíticos (STC-P1, STC-P3, STC-P7, STC-P8, STC-P13). Se incluyen además los datos obtenidos para el Stock de Cambumbia de Rojas et al. (2012) y Alarcón (2019), además de los datos de Giraldo (2010) de la Diorita de Pueblito con fines comparativos.

Las rocas analizadas se representan en dos grupos (Tabla 3), el primer grupo correspondiente a las rocas constituyentes del Stock de Cambumbia, que presentan contenidos de SiO<sub>2</sub> en un rango entre 49.9 wt% hasta 55.2 wt%; y álcalis (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) entre 3.35 wt% hasta 4.33 wt%. El segundo grupo de rocas corresponde a diques pegmatíticos los cuales presentan contenidos de SiO<sub>2</sub> entre 75.2 wt% hasta 78.2 wt% y álcalis (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) entre 5.76 wt% hasta 8.19 wt%. Para la clasificación de las rocas, se utilizó la propuesta de Middlemost (1994) de rocas plutónicas en donde las rocas del Stock de Cambumbia corresponden a gabro y gabro dioritas, mientras que los diques pegmatíticos a granitos (Figura 11A). Además, se usó el diagrama de clasificación de Pearce (1996) de rocas volcánicas el cual se basa en elementos HFSE, donde las rocas del Stock de Cambumbia corresponden a basaltos, y andesitas basálticas, y los diques pegmatíticos a riolitas (Figura 11B). De acuerdo con el diagrama de Irvine & Baragar (1971; Figura 11C) las concentraciones de elementos mayores indica una afinidad calcoalcalina para los diques, mientras que las rocas del Stock de Cambumbia se encuentran en el límite transicional calcoalcalino-toleítico con prevalencia en el campo calcoalcalino.

Los diagramas Harker fueron realizados comparando el SiO<sub>2</sub> con los demás óxidos mayores, donde se observan pendientes negativas con respecto a MgO, CaO, y FeO (Figura 12), los demás óxidos no muestran un patrón claro. Sin embargo, se pueden observar dos grupos de muestras claramente diferenciados.

Tabla 5. Análisis de óxidos mayores y elementos traza para los diques pegmatíticos y las rocas del Stock de Cambumbia. Se incluyen datos de pérdidas por calcinación

Muestra	Stock de Cambumbia						Diques Pegmatíticos		
	STC-G1	STC-G5	STC-G9	STC-G11	STC-P1	STC-P3	STC-P7	STC-P8	STC-P13
SiO <sub>2</sub>	54.8	50.8	49.9	55.2	76.5	75.2	76.5	78.2	77.7
TiO <sub>2</sub>	1.06	0.88	1.16	0.96	0.05	0.28	0.03	0.36	0.19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.4	14.35	15.8	14.3	11.95	13.6	12.85	11.3	11.95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.8	8.59	8.33	12.35	0.10	2.3	0.61	1.84	2.03
MnO	0.18	0.14	0.14	0.2	0	0.03	0.01	0.02	0.02
MgO	4.91	10.7	7.64	3.93	0.04	0.68	0.06	1.13	0.6
CaO	7.96	8.69	9.99	7.73	4.4	2.08	0.86	1.83	2.04
Na <sub>2</sub> O	3.65	3.32	2.88	3.2	5.70	4.57	4.41	4.58	4.97
K <sub>2</sub> O	0.68	0.49	0.47	0.37	0.06	0.07	3.78	0.36	0.54
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.09	0.12	0.09	0.01	0.07	0.01	0.11	0.03
LOI	2.7	2.93	3.02	3.23	1.92	1.33	1	1.66	1.32
Suma	98.55	98.05	96.43	98.33	98.81	98.88	99.12	99.73	100.07
Ba	251	113.5	188.5	124.5	14.4	125	180	90.9	134.5
Rb	21.5	14.2	8.8	8	1.5	41.8	67.7	10.2	14.1
Th	1.36	0.46	1.5	0.77	19.1	11.35	7.14	10.15	25.3
Nb	1.6	1	3.8	0.9	3.7	11.8	6.5	6	8
Sr	210	195	251	137	35.5	106	51.4	76.8	89.6
Zr	66	74	133	53	30	191	71	223	135
Y	23.4	17.2	29	23.3	51.8	56.6	51.5	32.7	15.6
Cr	120	650	320	30	20	30	20	30	30
V	327	224	201	340	13	34	5	41	10
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Co	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sc	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Pb	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cu	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Zn	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cs	0.83	0.53	0.78	0.4	0.11	1.12	0.51	0.58	0.36
Be	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ga	17.3	16.2	15.7	16.5	10	17.4	14.1	12.2	14.4

Tabla 5. Continuación

Mo	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sn	2	2	2	1	2	3	1	2	2
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ta	0.2	0.1	0.4	0.2	0.3	0.7	1.2	1	0.5
Hf	2	2.2	3.6	1.7	1.3	5	3.7	6.3	4.8
U	0.43	0.18	0.61	0.62	2.81	2.24	6.42	3.49	1.35
La	5.8	4.1	9.6	4	15.4	23.7	9.3	19.4	81.3
Ce	13.7	11.6	22.9	9.1	33	52.8	22.1	44.3	162
Pr	2.01	1.86	3.17	1.37	4.15	6.59	2.83	5.54	19
Nd	9.3	9	16.7	7.7	16.7	24.7	12.4	25.3	82.2
Sm	3.03	2.55	4.19	2.5	5.86	6.87	4.19	5.9	12.7
Eu	1.16	1.05	1.16	0.76	0.66	0.82	0.17	0.53	1.31
Gd	3.75	3.13	4.65	3.43	8.56	9.12	5.56	5.43	7.26
Tb	0.68	0.5	0.83	0.59	1.57	1.52	1.11	0.95	0.8
Dy	4.09	3.09	4.87	3.7	9.81	9.73	7.47	5.68	3.64
Ho	0.89	0.62	1	0.82	1.83	2.03	1.57	1.08	0.59
Er	2.51	1.88	3.09	2.63	5.36	6.21	5.52	3.1	1.3
Tm	0.38	0.29	0.41	0.37	0.72	0.91	0.92	0.46	0.2
Yb	2.29	1.68	2.73	2.54	5.27	5.81	6.44	3.05	1.19
Lu	0.39	0.24	0.4	0.43	0.65	0.84	1.08	0.46	0.22
(La/Yb)N	5.76	5.55	7.99	3.58	6.64	9.27	3.28	14.46	155.33
(Gb/Yb)N	0.69	0.59	1.39	0.35	0.7	2.03	1	1.96	6.72
(Ba/Nb)N	27.45	19.86	8.68	24.21	0.68	1.85	4.85	2.65	2.94
(Sr/Y)N	2.24	2.83	2.16	1.47	0.17	0.47	0.25	0.59	1.44

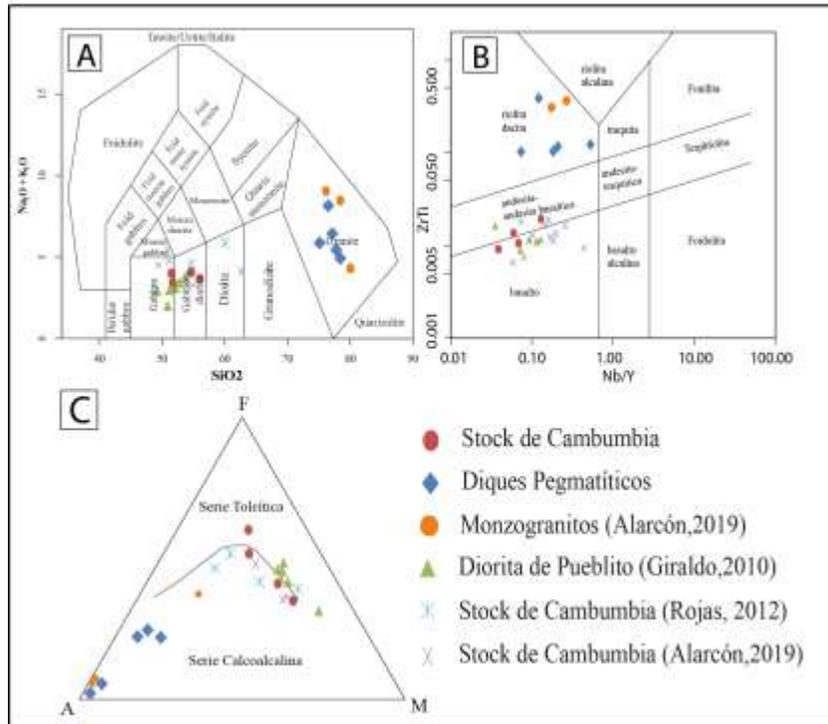


Figura 9. Diagramas de clasificación química para las rocas del Stock de Cambumbia A) Diagrama de clasificación SiO<sub>2</sub> vs Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O de Middlemost (1994). B) Diagrama modificado de Pearce (1996) con base Zr/TiO<sub>2</sub> vs Nb/Y. C) Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971).

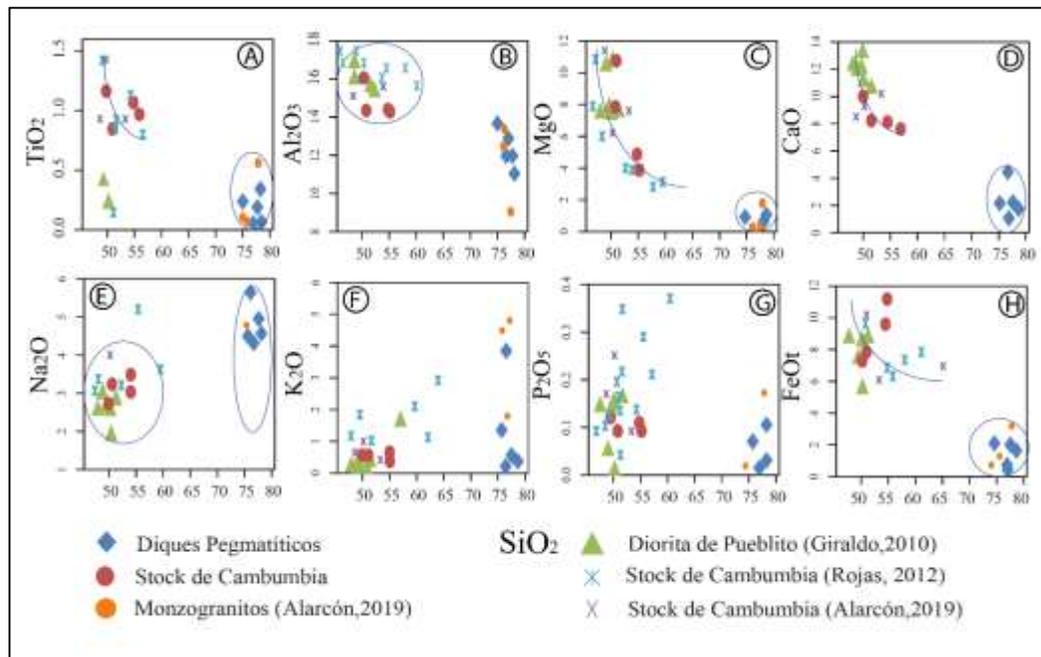


Figura 10. Diagramas de variación de los elementos mayores con respecto a SiO<sub>2</sub> (A) TiO<sub>2</sub>. (B) Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. (C) MgO D) CaO. (E) Na<sub>2</sub>O. (F) K<sub>2</sub>O, (G) P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (H). FeO vs. SiO<sub>2</sub>.

Debido a la movilidad de los elementos mayores por procesos de metamorfismo y alteración (Ross & Bédard, 2009), se emplean diagramas de elementos traza inmóviles o menos móviles para mostrar la evolución del fundido y los procesos implicados durante la cristalización en ambientes tectónicos particulares. Además, se incluyen los diagramas Harker para elementos traza, en los cuales no son muy claras las tendencias (Figura 13), sin embargo, se pueden distinguir dos grupos, uno perteneciente a las rocas que conforman el Stock de Cambumbia junto a las de diorita de Pueblito y otro grupo correspondiente a los diques pegmatíticos.

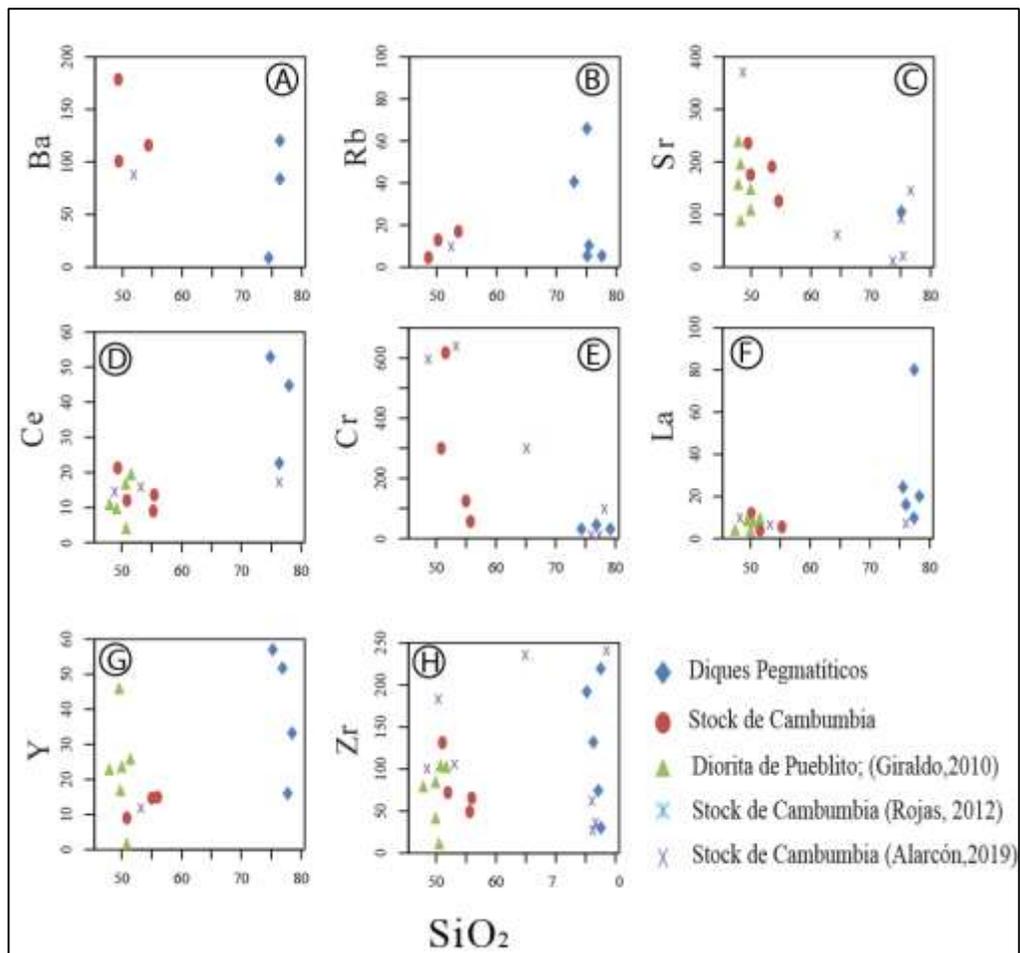


Figura 11. Diagramas de variación de los elementos traza con respecto a  $\text{SiO}_2$ .

Por otra parte, las rocas del Stock de Cambumbia fueron normalizadas a condrito de Nakamura (1974; Figura 14A) donde se observan patrones casi planos y enriquecidos alrededor de 10 partes más que el Condrito. Las relaciones  $(La/Yb)_N = (3.58 - 7.99)$  y  $(Gd/Yb)_N = (5.05 - 3.66)$  indican un fraccionamiento en los HREE superior que en los LREE; en el caso de los diques pegmatíticos se observa un enriquecimiento de los LREE cercano a 100 partes con una anomalía negativa notoria en Eu y relaciones  $(La/Yb)_N = (3.28 - 14.46)$  y  $(Gd/Yb)_N = (2.34 - 16.53)$ . Particularmente la muestra STC-P13 muestra unas relaciones  $(La/Yb)_N = (155.33)$ , exhibe contenidos más altos de LREE respecto a las HREE reflejando grado de fraccionamiento de los HREE mayor durante las fases de cristalización de los diques.

El diagrama multielemental de Pearce (1983) permite observar que las rocas del Stock de Cambumbia presentan enriquecimientos de los elementos como Rb, Ba y Th de hasta 10 partes con una pequeña anomalía negativa en Nb, también presentan patrones planos cercanos a 1 en los elementos HFSE (Figura 14B). Por su parte los diques pegmatíticos presentan una anomalía positiva de Th de hasta 100 partes y anomalías negativas en P y Ti (Figura 15B). Las rocas presentan un mayor enriquecimiento de los LILE con respecto a los HFSE reflejados en las relaciones  $(Ba/Nb)_N = (27.45 - 8.68)$  y  $(Sr/Y)_N = (2.83 - 1.46)$  las cuales indican un mayor grado de fraccionamiento de los HFSE durante las fases de cristalización de las rocas del stock. Las relaciones  $(Ba/Nb)_N = (4.84 - 0.68)$  y  $(Sr/Y)_N = (2.24 - 0.24)$  presentes en los diques pegmatíticos señalan que el grado de fraccionamiento de los HFSE fue menor que en las rocas del Stock de Cambumbia.

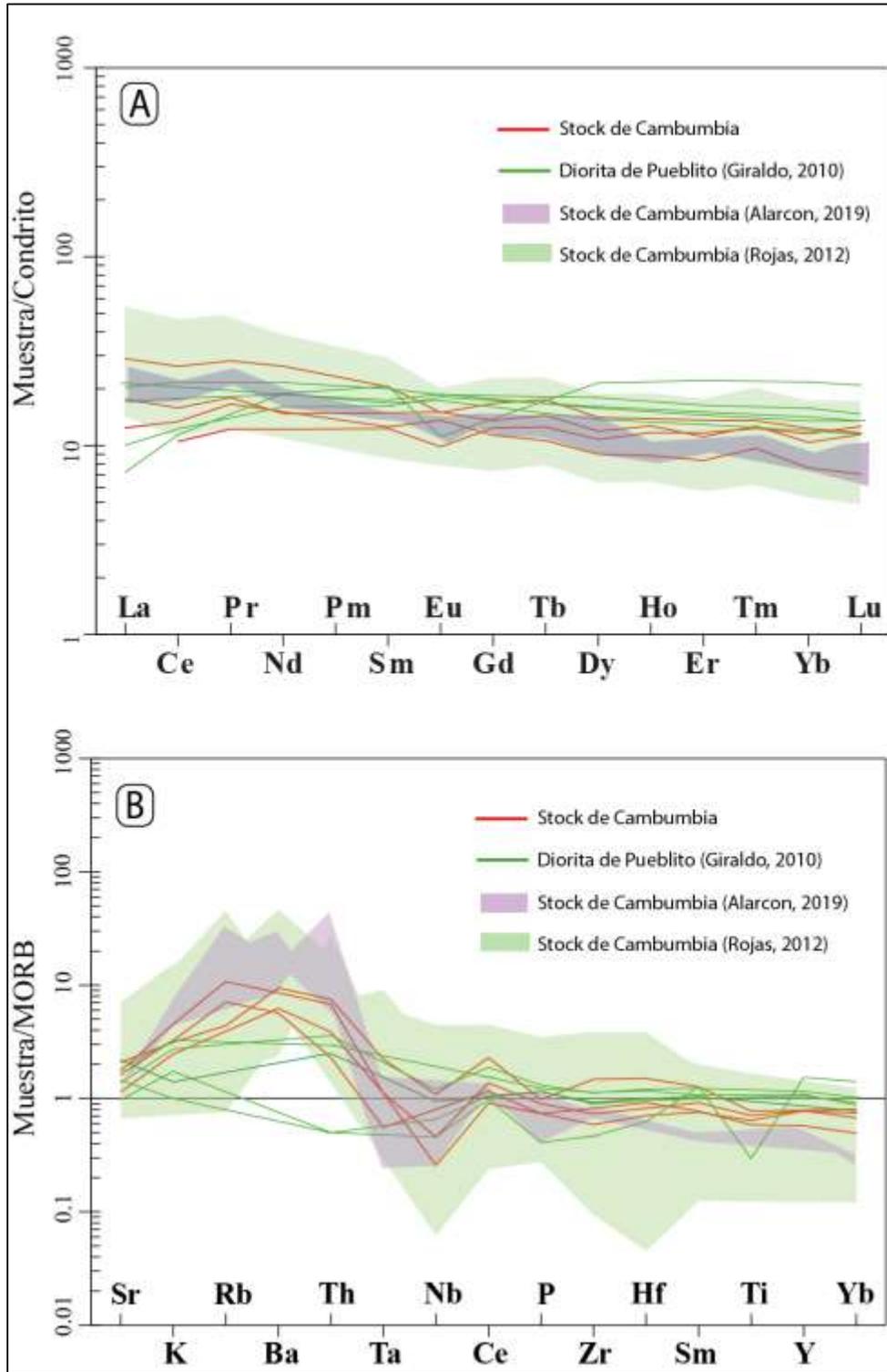


Figura 12. Patrones de elementos traza del Stock de Cambumbia y Diorita de Pueblito. A. Patrones de tierras raras normalizadas a condrito (Nakamura, 1974). B. Diagrama multielemental; elementos normalizados a MORB (Pearce, 1983).

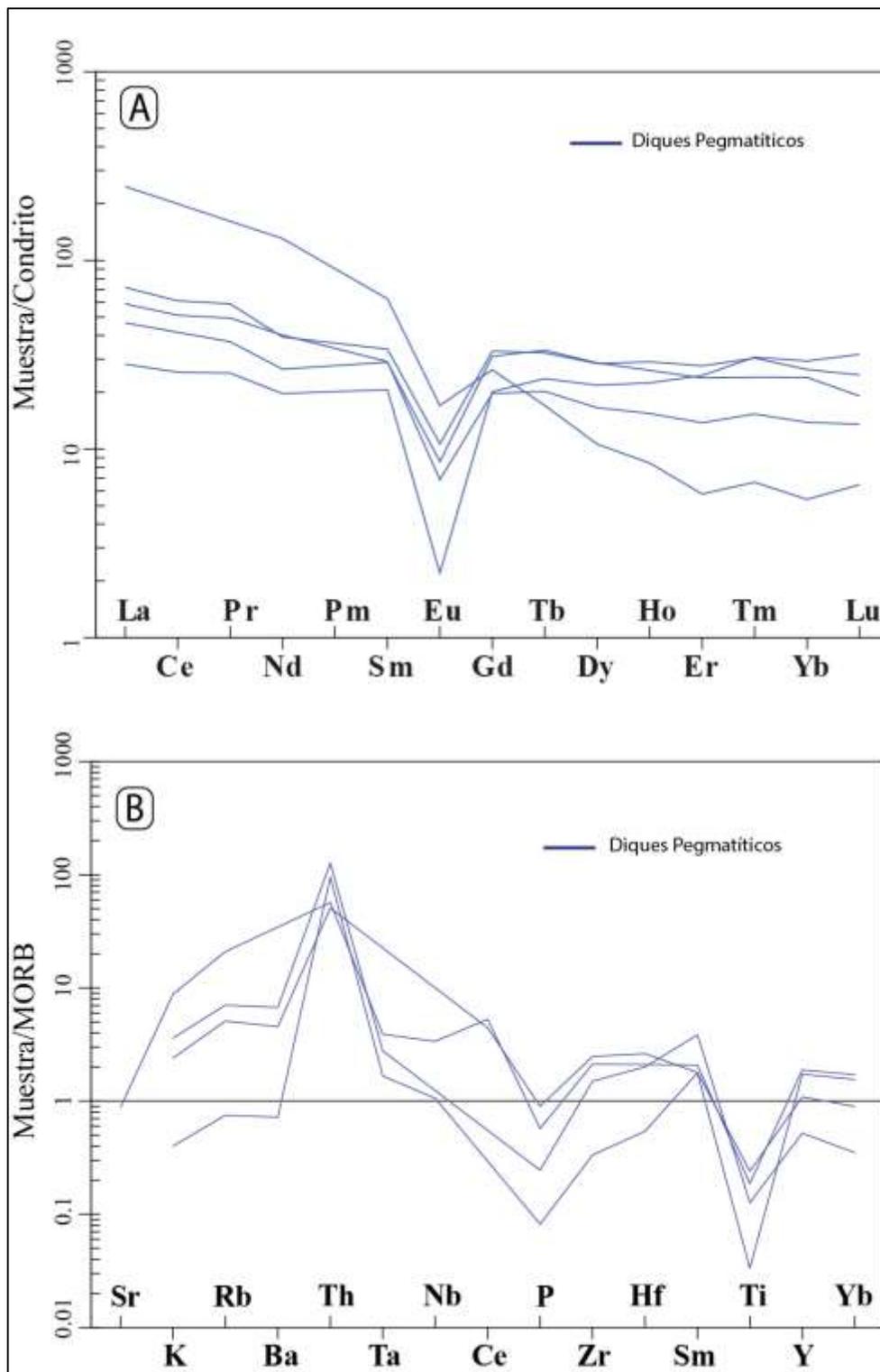


Figura 13. Patrones de elementos de traza de los diques pegmatíticos del Stock de Cambumbia, A. Patrones de tierras raras normalizadas a condrito (Nakamura, 1974). B. Diagrama multielemental; elementos se normalizados a MORB (Pearce, 1983).

Se realizaron además los diagramas de discriminación magmática y tectónica Zr/Nb vs Nb/Th y Nb/Y vs Zr/Y de Condie, (2005; Figura 16A y B) donde se observa la prevalencia de muestras del Stock de Cambumbia sobre los campos de basaltos relacionados a arcos (ARC) en ambos diagramas. También fueron usados los diagramas de discriminación propuestos por Wood (1980; Figura 16C) los cuales sugieren un ambiente de arco calco-alcalino para todas las muestras, sin embargo, particularmente las rocas del Stock de Cambumbia se encuentran en el límite transicional de arco de islas toleítica con el arco calco-alcalino. Finalmente, en los diagramas V vs Ti/1000 de Shervais, (1982, Figura 16D) para rocas básicas se observa una prevalencia en el campo MORB-BABB para las rocas del stock.

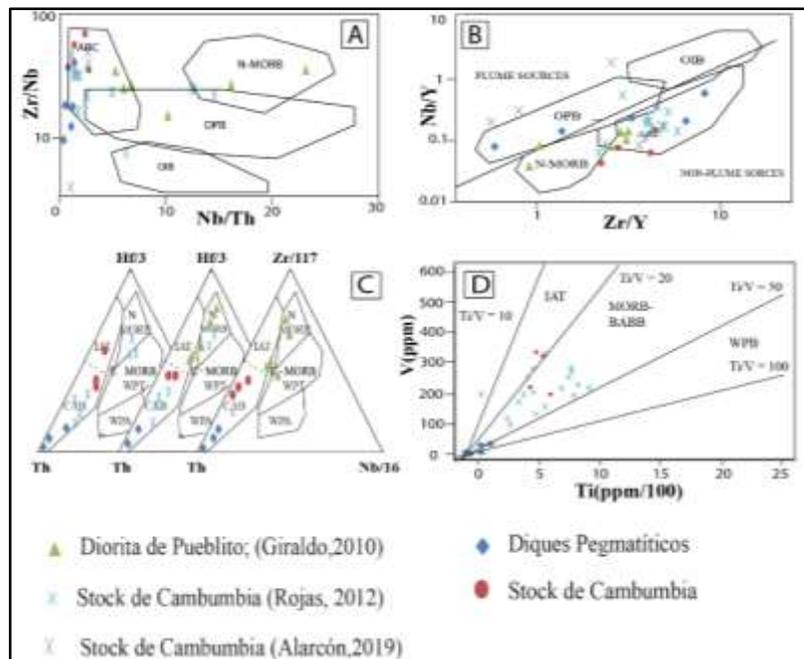


Figura 14. Diagramas de discriminación magmática y tectónica. (A) Zr/Nb vs Nb/Th y (B) Nb/Y vs Zr/Y (Condie, 2005); basaltos relacionados a arcos (ARC), basaltos de islas oceánicas (OIB), basaltos de plateau oceánico (OPB), basaltos de ridge mediooceánicos normal (N-MORB). (C) Diagramas de discriminación tectónica propuestos por Wood (1980), para las rocas del Stock de Cambumbia y diques Pegmatíticos; CAB, *calc-alkaline basalt*; E-MORB, *enriched mid-ocean ridge basalt*; IAT, *island-arc tholeiite*, N-MORB, *normal mid-ocean ridge basalt*; WPB, *within-plate basalt* (D) V vs Ti/1000 (Shervais, 1982): basaltos *back-arc* (BABB); basaltos de arcos de islas (IAT); basaltos intraplaca (WPB).

En diagramas A/NK vs A/CNK de Shand (1943) y el diagrama Na<sub>2</sub>O-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-K<sub>2</sub>O (Figura 17) se distingue la afinidad metalumínica de las muestras del stock de Cambumbia, mientras que los diques pegmatíticos tienen una afinidad peralumínica.

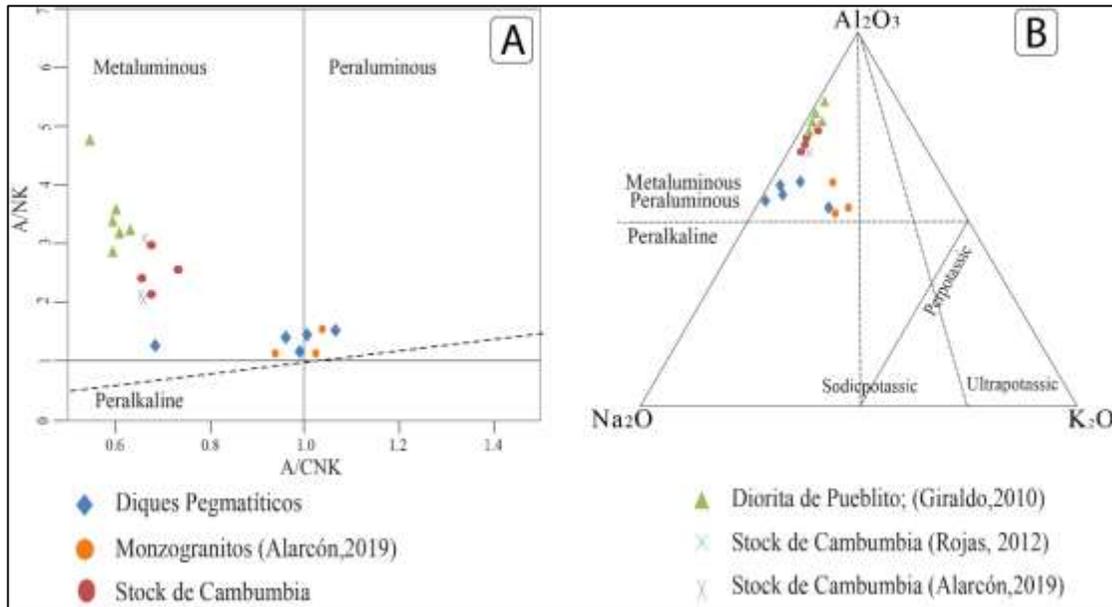


Figura 15. A) diagramas A/NK (molecular  $Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$ ) vs A/CNK (molecular  $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ ) de Shand (1943) B) Diagramas Na<sub>2</sub>O-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-K<sub>2</sub>O en donde todas las muestras se encuentran en el campo metalumínico + peralumínico.

## 7. Discusión e interpretación de resultados

A partir de los análisis petrográficos se determinó que la unidad máfica, presenta una composición gabro piroxeno-hornbléndico, que además se encuentra afectada por diques composicionalmente monzograníticos. No se observó ningún tipo de enclave de xenolitos, ni xenocristales. Sumado a lo anterior un aspecto importante en las rocas gabroicas es su grado de alteración, ya que presenta minerales de alteración tanto de los minerales esenciales, como de los accesorios. Petrográficamente, la unidad corresponde a rocas holocristalinas, faneríticas, inequigranular, compuesta, plagioclasas que varía entre 0.3 y 0.7 mm como mineral esencial, como minerales accesorios presenta piroxenos y anfíboles, minerales metamórficos como actinolita, prehnita-pumpellyta, cuarzo clorita, epidota, y sericita, saussurita como minerales secundarios.

En algunos sectores del cuerpo, se encuentran porcentajes superiores al 10 % de cuarzo, por lo que algunos autores (e, g. Rojas et al., 2012 y Alarcón, 2019) sugieren que la variación de este cuerpo alcanzaría facies tonalíticas. No obstante, el cuarzo en la mayoría de las rocas estudiadas se encuentra en asociación con clinopiroxeno lo cual no es común en una secuencia de cristalización magmática. Sin embargo, la ocurrencia de cuarzo y clinopiroxenos en este cuerpo está acompañado por la ocurrencia de minerales como prehnita-pumpellyta, actinolita-tremolita además de clorita, lo que sugeriría que el stock de Cambumbia fue sometido a un evento metamórfico que habría alcanzado las facies esquistos verdes, donde no se borró la textura original de la roca permitiendo clasificar a estas rocas como metagabros.

Químicamente las rocas del Stock de Cambumbia, son clasificadas como gabros y gabro dioritas, congruente con las clasificaciones e interpretaciones petrográficas, clasificadas

geoquímicamente en el límite calcoalcalino y toleítico, y tectónicamente en una transición entre rocas generadas en ambientes tipo MORB y de Arcos Continentales.

### **7.1 Origen y evolución del magma.**

Los datos químicos obtenidos de las rocas del Stock de Cambumbia al ser normalizados al Condrito, permiten observar patrones compatibles con magmas basálticos generados en ambientes de dorsales medio oceánicas (MORB) con patrones casi planos o un leve empobrecimiento en las tierras raras livianas (LREE) y un comportamiento casi plano y cercano a 10 partes en las tierras raras pesadas (HREE) lo que podría ser interpretado como un N-MORB o un MORB transicional (T-MORB).

La normalización de estas rocas a MORB, deja ver que las rocas presentan enriquecimientos en los elementos LILE, las relaciones La/Sm (1.9 – 2.29) para el stock de Cambumbia y La/Sm (0.57-2.07) para la Diorita de Pueblito, usadas para distinguir los diferentes tipos de MORB (Winter, 2014), concuerdan con los rangos intermedios de rocas T-MORB La/Sm (0.7- 2.1) (Figura 18) (Tarney et al., 1980; Rodríguez, 2013).

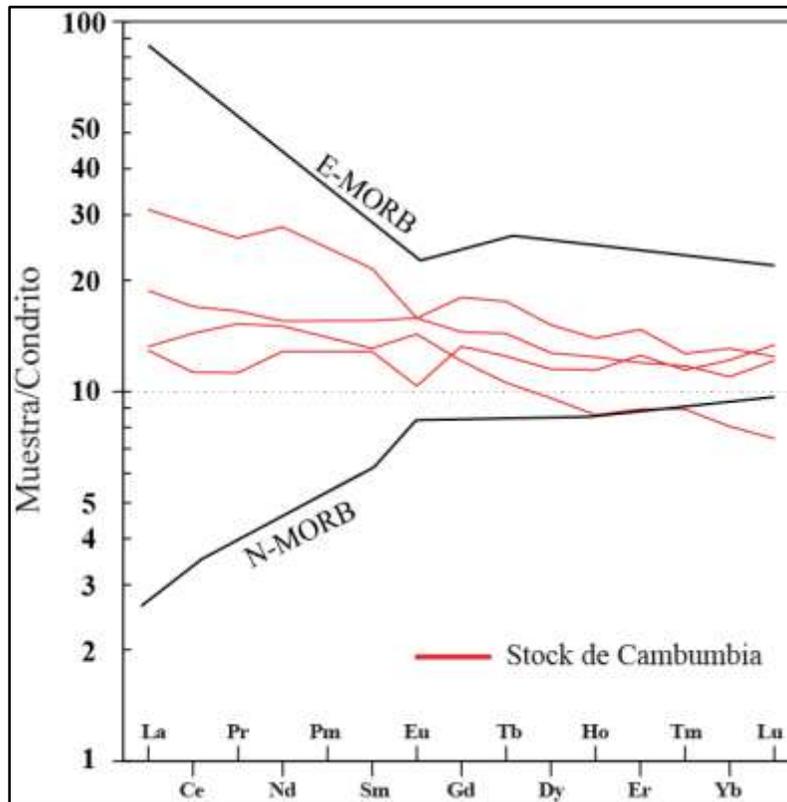


Figura 16. Patrones de tierras raras normalizadas a condrito (Boyton, 1984) del Stock de Cambumbia comparado con patrón promedio de E-MORB y N-MORB (Winter, 2014).

Al comparar los patrones de la Diorita de Pueblito con respecto al Stock de Cambumbia, es notorio que los patrones de la diorita dejan ver un empobrecimiento levemente mayor en las LREE con respecto a la normalización a condrito y un enriquecimiento menor en elementos LILE con respecto a la normalización a MORB.

Por otra parte, los monzogranitos pertenecen a una serie calcoalcalina en la que los diagramas multielementales MORB y condrito presentan mayor grado de fraccionamiento en los HREE sobre los LREE; la anomalía positiva en Th junto a un enriquecimiento en LILE y LREE indican patrones típicos en rocas generadas en un arco continental (Mori, 2007). Además, las anomalías negativas en Eu y Ti permiten señalar un esquema diferente de oxidación de los magmas (Briqueu et al., 1984; Burnham et al., 2015), lo que permite

afirmar que los monzogranitos biotíticos pertenecen a una fase diferente al de las rocas del stock y la brecha presente en los diferentes diagramas químicos podría ser explicado por esta disparidad genética entre ambos cuerpos.

Teniendo en cuenta las relaciones de Nb/Th (13.11-19.51) y Nb/La (0.68-1.32) para rocas generadas en MORB (Rollinson & Pease, 2021) comparadas con las relaciones Nb/Th (1.17-2.53) y Nb/La (0.22-0.69) (Figura 19A-B) del Stock de Cambumbia, podrían sugerir procesos de contaminación cortical, además, las relaciones Ta/Yb vs Th/Yb (Pearce, 1983; Figura 19) sugieren un componente intraplaca. Cabe destacar que las rocas se encuentran en límite transicional calcoalcalino-toleítico con prevalencia en el campo calcoalcalino donde los diagramas A/NK vs A/CNK de Shand (1943) y los diagramas  $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{K}_2\text{O}$  muestran características metalumínicas para las rocas, lo cual podría confirmar la asimilación de rocas preexistentes.

La posición geográfica y paleogeográfica del Stock de Cambumbia permite inferir que la fuente de contaminación cortical pudo darse de dos maneras: i) en la cuña mantélica en la zona de suprasubducción debido a la asimilación de rocas generadas en una zona de subducción, donde el enriquecimiento del Al y los elementos LILE se dio por adición de sedimentos de trinchera en el fundido (Elliott et al., 1997; Stern, 2002.) y ii) en el tipo de corteza en la cual el fundido se hospedara (corteza ensiálica), donde las características continentales que esta posee también podrían explicar el enriquecimiento en estos elementos. Además, Alarcón (2019) describe xenolitos de gneis de cordierita y biotita dentro de las rocas que componen el Stock de Cambumbia que atribuye al basamento asimilado durante el ascenso y posterior emplazamiento del cuerpo.

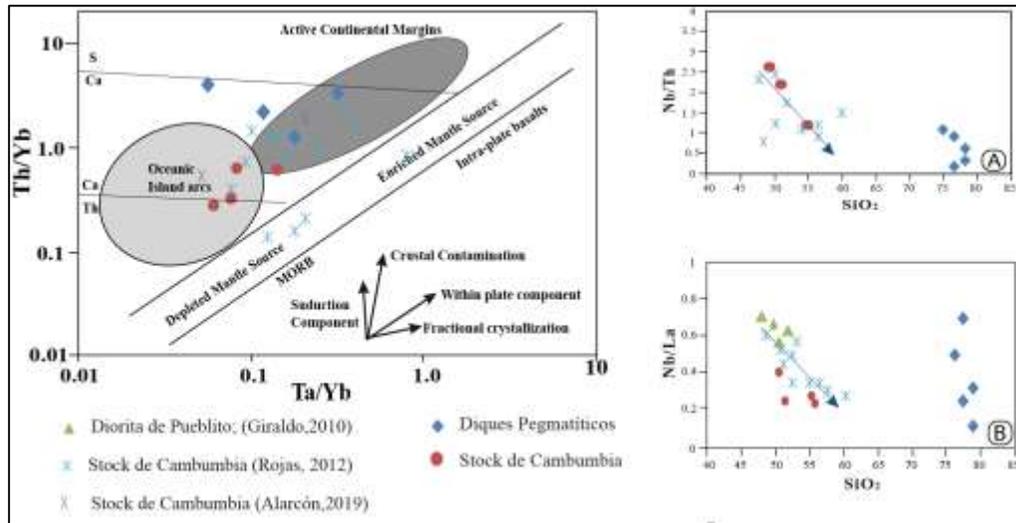


Figura 17. Diagrama de Pearce (1982) donde es posible identificar procesos de contaminación cortical y un componente intraplaca. Diagramas de variación (ppm) de SiO<sub>2</sub> vs Nb/Th y Nb/La.

No obstante, la contaminación cortical no ha sido el único proceso que actuó en la evolución del magma; los diagramas Harker para óxidos mayores presentan tendencias positivas para los diagramas de Na<sub>2</sub>O y K<sub>2</sub>O vs SiO<sub>2</sub> y negativas en TiO, MgO, CaO y FeO, que evidencian patrones de cristalización fraccionada, corroborado por la tendencia positiva de las relaciones Th/La, Th/Sm, Th/Zr y Zr vs SiO<sub>2</sub>(Figura 20A-B-C). Mientras que las relaciones CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs SiO<sub>2</sub>, dejan ver procesos de fraccionamiento relacionados a la formación de clinopiroxenos (Williams, 2009), las tendencias negativas en Fe, Nb, Mg y Ti en comparación con SiO<sub>2</sub>, podrían indicar una cristalización temprana de los minerales accesorios como magnetita, titanita, ilmenita, y rutilo (Winter, 2014).

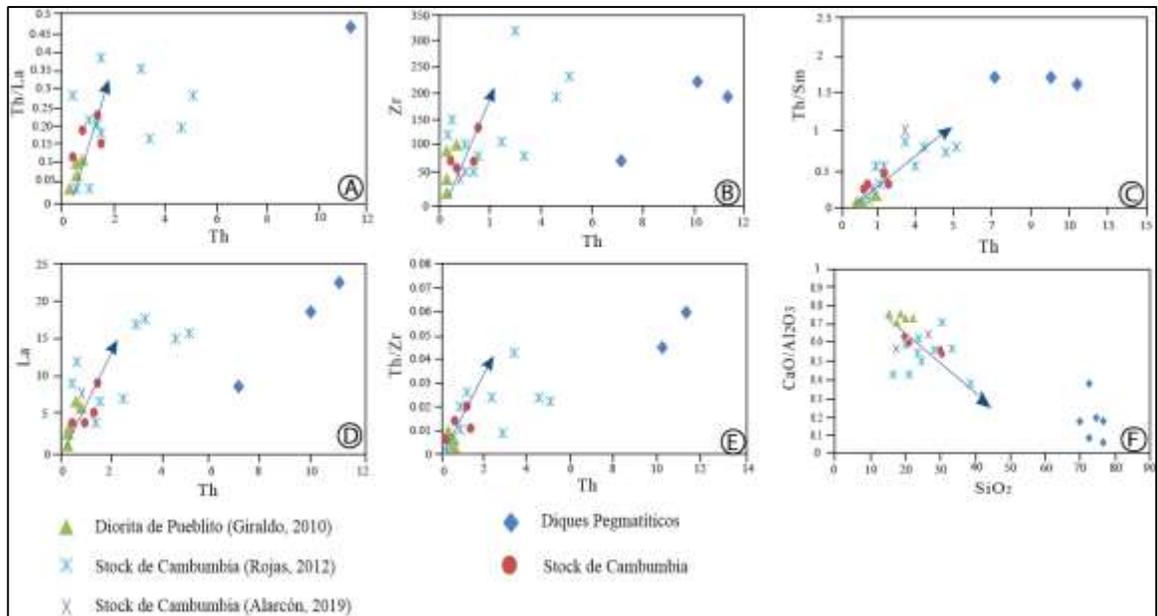


Figura 18. Diagramas binarios de variación Th/La, Zr, La, Th/Sm, Th/Zr vs Th y CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs SiO<sub>2</sub>.

## 7.2 Emplazamiento y tectónica

La edad de las rocas del Stock de Cambumbia, ( $232.9 \pm 1.2$  Ma) (Zapata et al., 2019) permiten enmarcar este magmatismo en el Triásico Superior en donde algunos modelos regionales (Riel et al., 2014; Cochrane et al., 2014; Spinkings & Paul, 2019; Villares et al., 2020; Ibáñez-Mejía et al., 2020) proponen la formación de una cuenca *back-arc* asociada al retroceso de la placa paleopacífica. En este contexto es posible proponer que el adelgazamiento cortical y la descompresión adiabática de rocas mantélicas promovido por mecanismos de hundimiento o por acción de retroceso de la subducción en el margen continental activo (*roll-back*) (Nivia et al., 2006), promoviera la generación de magmatismo en un basamento continental anterior que culminó en la ruptura completa del margen continental y la generación de corteza oceánica (Hofmann & Kusky, 2004). Teniendo en cuenta la edad del Stock de Cambumbia es posible relacionar la generación del fundido durante las etapas iniciales de ruptura del margen continental con eventos

intrusivos acompañados de adelgazamiento cortical (Ibáñez-Mejía et al., 2020). Esto permite confirmar una relación genética y cronológica con los eventos generadores de las secuencias ofiolíticas del valle de Aburrá, la Diorita de Pueblito y los demás cuerpos triásicos en donde el Stock de Cambumbia representaría los primeros fundidos de un rift intracontinental desarrollado sobre una corteza ensiálica. Aunque no fue posible identificar contactos estructurales o aureolas de contacto, los xenolitos reportados por Alarcón (2019, gneis de cordierita y gneis de sillimanita) permite inferir que la transición presente en las firmas de rocas tipo MORB y rocas continentales se dio por la asimilación cortical de rocas de composición similar a estos xenolitos durante su emplazamiento, donde posteriormente fue intruido por diques de composición monzogranítica en eventos diferentes a los que generaron las rocas del Stock de Cambumbia.

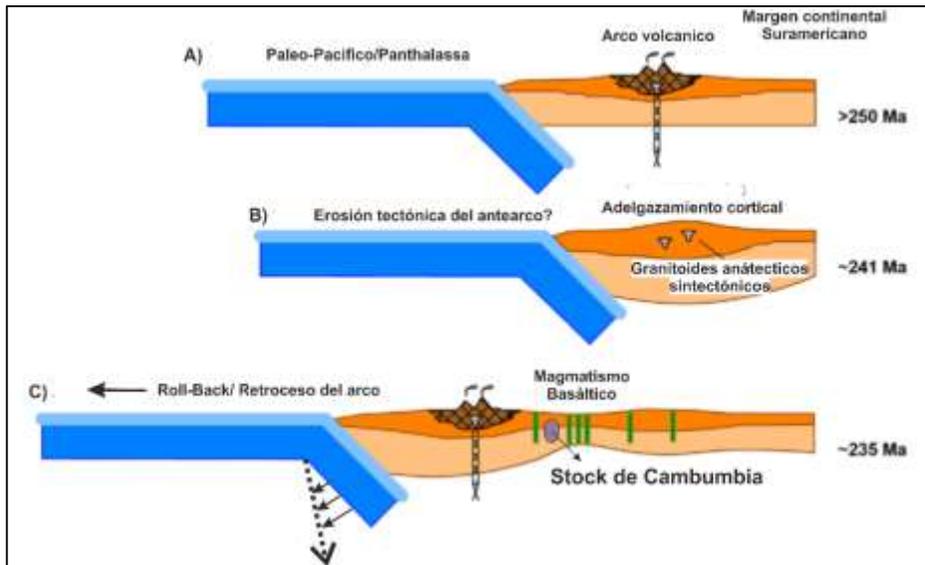


Figura 19. Modelo evolutivo de la margen occidental de los Andes del Norte durante el triásico con la formación del stock de Cambumbia. Modificado de Ibañez-Mejía et al. (2020) y referencias en el mismo.

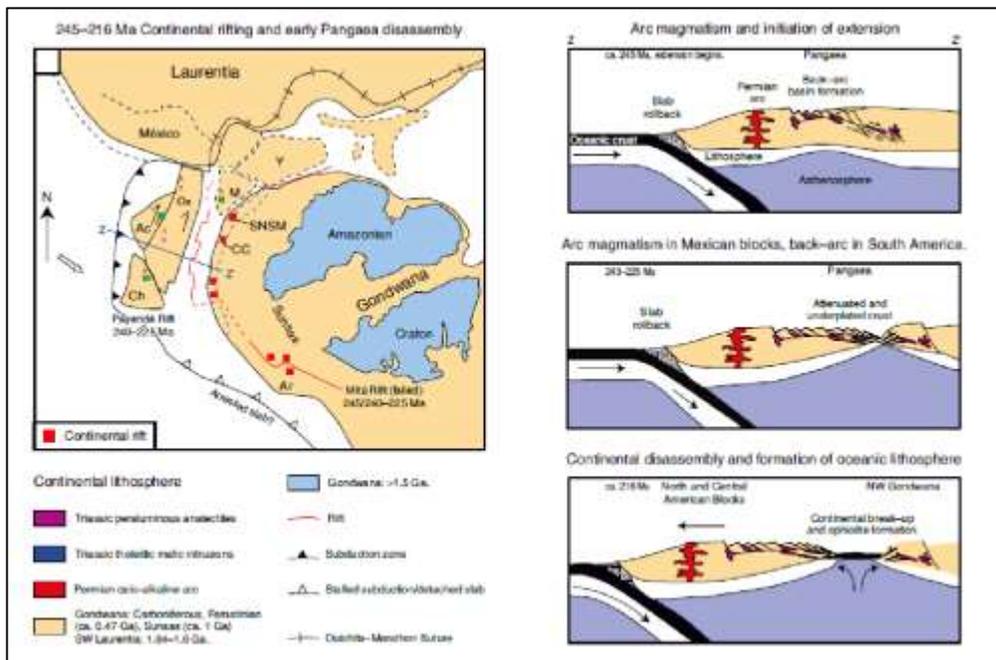


Figura 20. Modelo evolutivo de la margen occidental de los Andes del Norte durante el triásico. Tomado de Spinkings & Paul (2019) y referencias en el mismo

## 8. Conclusiones

- La asociación mineral de plagioclasa, clinopiroxeno y anfíbol permitió clasificar las rocas del Stock de Cambumbia como gabros piroxeno-hornbléndicos. Adicionalmente la asociación mineral de cuarzo, microclina, ortosa y plagioclasas permite asignarle la clasificación de monzogranitos biotíticos a los diques pegmatíticos.
- La presencia de minerales en paragénesis como actinolita-tremolita, clorita, prehnita-pumpellyta y cuarzo reflejan que las rocas del Stock de Cambumbia fueron sometidas a procesos de metamorfismo de bajo grado, lo que permite clasificar a estas rocas como metagabros piroxeno-hornbléndicos.
- La química de roca total permitió clasificar las rocas del Stock de Cambumbia como gabros y gabro dioritas, mientras que los diques fueron clasificados como granitos; de igual manera los diferentes diagramas químicos dejan ver una transición de firmas químicas en las rocas del stock que varían entre un ambiente de arco continental y arco de isla-toléitico. Por su parte los diques pegmatíticos tienen una prevalencia en un ambiente de arco-continental.
- Se puede establecer que dentro de los procesos evolutivos durante el posicionamiento del magma que generó al Stock de Cambumbia, además de procesos de cristalización fraccionada, la asimilación cortical jugó un papel importante.

- Según las características de campo, químicas y petrológicas de las rocas que constituyen el Stock de Cambumbia es posible establecer dos unidades diferentes, una unidad mafica correspondiente a gabros piroxenos-hornblendicos con características de tipo MORB transicionales a rocas de arco continental formadas en una cuenca *back-arc* y con asimilación de basamento ensialico, y otra unidad más félsica correspondientes a monzogranitos biotíticos de afinidad calcoalcalina que permiten señalar condiciones de formación diferentes. Químicamente estas dos unidades presentan una brecha composicional visible en los diferentes diagramas que además se reflejan en los procesos de fraccionamiento de elementos LILE, Nb, Eu y Ti, reflejando diferentes condiciones de formación de las fases.
- Las características químicas y las edades reportadas concuerdan con un evento de adelgazamiento progresivo de la corteza continental en una zona de *back-arc*, correspondiente a un evento de ruptura al noroeste de Pangea, conocido como el *Payandé rift* (240-225 Ma) (Spinkings & Paul, 2019 y referencias en el mismo), el cual es posible relacionar además con la formación de la ofiolita de Aburrá, y el cinturón milonítico de Santa Marta (Cardona et al., 2010; Spinkings et al., 2015).
- Se sugieren realizar análisis isotópicos con fines de determinar origen del magma y posibles contaminaciones corticales durante el acenso y evolución, además de análisis de química mineral para determinar las condiciones de cristalización del cuerpo, así como la descripción y estudio de los eventos metamórficos que lo involucran.

## 9. Lista de referencias

Álvarez, J. A. (1987). Geología del Complejo Ofiolítico de Pacora y secuencias relacionadas de arco de islas (Grupo Quebradagrande) Colombia, Medellín. *Boletín Geológico*, 35(1), 5-49.

Alarcón, J. D. (2019) Caracterización petrológica del Plutón de Cambumbia y Grupo Arquía en los sectores Chirapotó y Cambumbia, Tesis de pregrado Universidad Nacional de Colombia, Facultad de Minas, Medellín.

Briqueu, L., Bougault, H., & Joron, J. L. (1984). Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: petrogenetic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 68(2), 297-308.

Boynton, W. V. (1984). Cosmochemistry of rare earth elements: Meteorite studies, in Henderson, Ed., *Rare earth element geochemistry* (p. 63–114). Amsterdam: Elsevier.

Burnham, A. D., Berry, A. J., Halse, H. R., Schofield, P. F., Cibir, G., & Mosselmans, J. F. W. (2015). The oxidation state of europium in silicate melts as a function of oxygen fugacity, composition and temperature. *Chemical Geology*, 411, 248-259.

Calle, B., & González, H. (1980). Geología y geoquímica de la plancha 166, Jericó Escala 1:100000, Memoria explicativa. Ingeominas.

Cardona, A., Valencia, V., Garzón, A., Montes, C., Ojeda, G., Ruiz, J., & Weber, M. (2010). Permian to Triassic I to S-type magmatic switch in the northeast Sierra Nevada de Santa Marta and adjacent regions, Colombian Caribbean: tectonic setting and implications within Pangea paleogeography. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(4), 772-783. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.12.005>

Castro, A. (2015). *Petrografía de rocas ígneas y metamórficas*. Madrid, España: Paraninfo.

Cediel, F., R. P. Shaw, and C. Cáceres, 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.

- Condie, K.C. (2005). High field strength element ratios in Archean basalts: A window to evolving sources of mantle plumes? *Lithos*, 79, 491–504. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.014>
- Cochrane, R., Spikings, R., Gerdes, A., Ulianov, A., Mora, A., Villagómez, D. & Chiaradia, M. (2014). Permo-Triassic anatexis, continental rifting and the disassembly of western Pangaea. *Lithos*, 190, 383-402. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.12.020>
- Ducea, M. N., Saleeby, J. B., & Bergantz, G. (2015). The architecture, chemistry, and evolution of continental magmatic arcs. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 43, 299-331. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060614-105049>
- Errázuriz-Henao, C., Gómez-Tuena, A., Duque-Trujillo, J., & Weber, M. (2019). The role of subducted sediments in the formation of intermediate mantle-derived magmas from the Northern Colombian Andes. *Lithos*, 336, 151-168. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.04.007>
- Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., White, W., & Bourdon, B. (1997). Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B7), 14991-15019. <https://doi.org/10.1029/97JB00788>
- Giraldo, M. I., Vinasco, C., & Weber, M. (2010). Esquema geodinámico de la parte noroccidental de la Cordillera Central de Colombia. Tesis de Maestría, Universidad Nacional de Colombia, Facultad de Minas, Medellín.
- González, H., 1980. Geología de las planchas 167 (Sonsón) y 187 (Salamina). *Boletín Geológico Ingeominas* 23, 174.
- González, H., & Londoño, A. C. (1998). Edades K/Ar en algunos cuerpos plutónicos del graben Cauca-Patía y norte de la Cordillera Occidental U. Nal., *Rev. Geol. Col.*, 23: 117-131.
- González, H., & Londoño, A. (2002). Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia. Tonalita de Buriticá, Plutón de Buriticá (K2tb). Cordillera Occidental, Departamento de Antioquia. Cretácico Superior Ingeominas, 16p.
- Grove, T. L., Chatterjee, N., Parman, S. W., & Médard, E. (2006). The influence of H<sub>2</sub>O on mantle wedge melting. *Earth and Planetary Science Letters*, 249(1-2), 74-89. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.06.043>
- Hofmann, A., & Kusky, T. (2004). The Belingwe greenstone belt: ensialic or oceanic?. *Developments in precambrian geology*, 13, 487-538. [https://doi.org/10.1016/S0166-2635\(04\)13015-6](https://doi.org/10.1016/S0166-2635(04)13015-6)

- Irvine, T. N., & Baragar, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, 8(5), 523-548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Ibañez-Mejía, M., Restrepo, J. J., & García-Casco, A. (2020). Tectonic juxtaposition of Triassic and Cretaceous meta-(ultra) mafic complexes in the Central Cordillera of Colombia (Medellin area) revealed by zircon U-Pb geochronology and Lu-Hf isotopes. en *Sociedade Brasileira de Geologia*, ed., *Geocronologia e tectônica do continente Sul Americano: A contribuição de Umberto Giuseppe Cordani*: Wilson, Teixeira, Benjamim de Brito Neves e Andrea Bartorelli, 418–443.
- Jaillard, E., Soler, P., Carlier, G., & Mourier, T. (1990). Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic times: A Tethyan model. *Journal of the Geological Society*, 147(6), 1009-1022.
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas M.J., Bonin, B. & Bateman, P. (2002). *Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511535581>.
- López, A., Sierra, G. M., & Ramírez, D. A. (2006). Vulcanismo Neógeno en el Suroccidente antioqueño y sus implicaciones tectónicas. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, (19), 27-42.
- Maya, M., & González, H. (1995). Unidades litodémicas en la Cordillera Central de Colombia. *Boletín Geológico*, 35(2-3), 44-57.
- Middlemost, E. A. (1994). Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-science reviews*, 37(3-4), 215-224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Middlemost, E. A. (1975). The basalt clan. *Earth-science reviews*, 11(4), 337-364.
- Mori, L. (2007). Origen del magmatismo miocénico en el sector central de la FVTM y sus implicaciones en la evolución del sistema de subducción mexicano. Tesis Doctoral en Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Moreno, S. M., Cruz, A. D. J. G., & Toro-Toro, L. M. (2008). Proveniencia del material clástico del Complejo Quebradagrande y su relación con los complejos estructurales adyacentes. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, (22), 27-38.
- Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et cosmochimica acta*, 38(5), 757-775.
- Nivia, A., Marriner, G. F., Kerr, A. C., & Tarney, J. (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(4), 423-436.  
<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.07.002>

Shand, S. J. (1943). Classic A/CNK vs A/NK plot for discriminating metaluminous, peraluminous and peralkaline compositions. New York., Hafner publishing co.

Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth-science reviews*, 12(1), 1-33.

Stern, R. J. (2002). Subduction zones. *Reviews of geophysics*, 40(4), 3-1.  
<https://doi.org/10.1029/2001RG000108>

Sen, G. (2014). Introduction to igneous rocks. In *Petrology* (pp. 19-49). Berlin, Heidelberg: Springer.

Shervais, J.W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 59, 101 - 118.

Stowell, H. H., Schwartz, J. J., Ingram III, S. B., Madden, J., Jernigan, C., Steltenpohl, M., & Mueller, P. (2019). Linking metamorphism, magma generation, and synorogenic sedimentation to crustal thickening during Southern Appalachian mountain building, USA. *Lithosphere*, 11(5), 722-749.  
<https://doi.org/10.1130/L1053.1>

Spikings, R., Cochrane, R., Villagomez, D., Van der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W., & Beate, B. (2015). The geological history of northwestern South America: from Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75 Ma). *Gondwana Research*, 27(1), 95-139. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.06.004>

Spikings, R., & Paul, A. (2019). The Permian–Triassic history of magmatic rocks of the Northern Andes (Colombia and Ecuador): supercontinent assembly and disassembly. *The Geology of Colombia*, 2, 42.

Pearce, J.A. (1982). Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe RS (ed) *Andesites*. New York, John Wiley and Sons. 525-548.

Pearce, J. A. (1983). Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J. and Norry, M.J. (Eds). *Continental basalts and mantle xenoliths*, Nantwich, Cheshire: Shiva Publications, 230-249.

Pearce, J. A. (1996). A user's guide to basalt discrimination diagrams. Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration. *Geological Association of Canada, Short Course Notes*, 12(79), 113.

Restrepo, J. J., & Toussaint, J. F. (1988). Terranes and continental accretion in the Colombian Andes. *Episodes*, 11(3), 189-193.

Riel, N., Martelat, J. E., Guillot, S., Jaillard, E., Monié, P., Yuquilema, J., ... & Mercier, J. (2014). Fore arc tectonothermal evolution of the El Oro metamorphic province (Ecuador) during the Mesozoic, *Tectonics*, 33.  
<https://doi.org/10.1002/2014TC003618>

Ross, P. S., & Bédard, J. H. (2009). Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 46(11), 823-839.  
<https://doi.org/10.1139/E09-054>

Rojas Lequerica, S., Jaramillo, J., Concha Perdomo, A. (2012). Petrographic and geochemical characterization of the Cambumbia Plutón in Andean Central Cordillera, Colombia. American Geophysical Union.

Rodríguez, G., & Zapata, G. (2013). Análisis comparativo entre la Formación Barroso y el Complejo Quebradagrande: un arco volcánico toleítico-calcoalcalino, segmentado por el sistema de fallas de Romeral en los Andes del Norte? *Boletín de Ciencias de la Tierra*, (33), 39-57.

Rodríguez, G., & Arango, M. I. (2013). Formación Barroso: Arco volcánico Toleítico y Diabasas de San José de Urama: Un prisma acrecionario T-Morb en el segmento norte de la Cordillera Occidental de Colombia. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, (33), 17-38.

Rodríguez-Jiménez J. V., Vinasco, C., & Archanjo, C. J. (2018). Emplacement of the Triassic Pueblito Pluton, NW Colombia: Implications for the evolution of the western margin of Pangea. *Tectonics*, 37, 4150-4172.  
<https://doi.org/10.1029/2018TC005138>

Rollinson, H., & Pease, V. (2021). *Using Geochemical Data: To Understand Geological Processes*. Cambridge: Cambridge University Press.

Ruiz, E. C., Blanco-Quintero, I. F., Toro-Toro, L. M., Moreno-Sanchez, M, Vinasco, C. J., Garcia-Casco, A, & Gomez-Cruz, A. (2012). Geoquímica y petrología de las metabasitas del Complejo Arquía (Municipio de Santafe de Antioquia y Río Arquía, Colombia): implicaciones geodinámicas. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, (32), 65-79.

Tarney, J., Wood, D. A., Saunders, A. D., Conn, J. R., and Varet, J., 1980. Nature of mantle heterogeneity in the North Atlantic: evidence from Deep Sea Drilling. *Philos. Trans. R. Soc. London: Ser.A*, 297, 179-202.

Toussaint, J. F., & Restrepo, J. J. (1982). Magmatic evolution of the northwestern Andes of Colombia. *Earth-Science Reviews*, 18(3-4), 205-213.

Vinasco, C. J. (2001). A Utilização da Metodologia 40AR-39AR para o Estudo de Reativações Tectônicas em Zonas de Cisalhamento, Paradigma-O Falhamento de Romeral nos Andes Centrais da Colombia. Unpublished M. Sc. thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

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(4), 355-371. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.07.007>

Vinasco, C. J. (2019). The romeral shear zone. In *Geology and Tectonics of Northwestern South America* (pp. 833-876). Springer, Cham. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-76132-9\\_12](https://doi.org/10.1007/978-3-319-76132-9_12)

Villares, F., Garcia-Casco, A., Blanco-Quintero, I. F., Montes, C., Reyes, P. S., & Cardona, A. (2020). The Peltetec ophiolitic belt (Ecuador): a window to the tectonic evolution of the Triassic margin of western Gondwana. *International Geology Review*, 1-25.

Weber, M., Duque, J. F., Hoyos, S., Cárdenas-Rozo, A. L., Gómez, J., & Wilson, R. (2020). The Combia Volcanic Province: Miocene post-collisional magmatism in the northern Andes. *The Geology of Colombia*, 3, 355-394.

Whitney, D. L., & Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95(1), 185-187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>

Wilson, M., (1989). *Igneous Petrogenesis. A Global Tectonic Approach*. 466p London (Unwin Hyman) *Mineralogical Magazine*, 53(372), 514-515.

Williams, H. M., Nielsen, S. G., Renac, C., Griffin, W. L., O'Reilly, S. Y., McCammon, C. A. & Halliday, A. N. (2009). Fractionation of oxygen and iron isotopes by partial melting processes: implications for the interpretation of stable isotope signatures in mafic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 283(1-4), 156-166.

Winter, J. D. (2014). *Principles of igneous and metamorphic petrology* (Vol. 2). Harlow, UK: Pearson education.

Wood, D. A. (1980). The application of a ThHfTa diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and*

planetary science letters, 50(1), 11-30. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90116-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90116-8)

Zapata, S., Cardona, A., Jaramillo, J. S., Patiño, A., Valencia, V., León, S., & Castañeda, J. P. (2019). Cretaceous extensional and compressional tectonics in the Northwestern Andes, prior to the collision with the Caribbean oceanic plateau. *Gondwana Research*, 66, 207-226. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.10.008>