

**CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA Y GEOQUÍMICA
DE LAS ROCAS PLUTÓNICAS DEL SECTOR ALTO DE
CHUARE– MUNICIPIO DE LÓPEZ DE MICAY,
DEPARTAMENTO DEL CAUCA, COLOMBIA.**

Karina L. Martínez Castaño

Christopher B. Martínez Castaño

Trabajo de grado presentado como requisito parcial para optar al título de Geólogos

Asesora:

Ingeniera Geóloga María Isabel Marín Cerón, PhD

Co Asesor:

Geólogo Carlos Errazuriz

UNIVERSIDAD EAFIT
ESCUELA DE CIENCIAS
DEPARTAMENTO DE CIENCIAS DE LA TIERRA
GEOLOGIA
MEDELLIN

AGRADECIMIENTOS

En este trabajo se agradece especialmente a María Isabel Marín Cerón por su colaboración como asesora principal, a Carlos Errazuriz Henao por su ayuda a lo largo del desarrollo de este proyecto, también se le agradece a la universidad EAFIT por la colaboración de los laboratorios para la preparación de las muestras y los equipos de análisis petrográfico. Agradecemos al Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias (CGeo) de la UNAM y a Ofelia Pérez Arvizu por su trabajo en la preparación y medición de las muestras geoquímica.

PREFACIO

El siguiente trabajo se compone de un artículo investigativo: **CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA Y GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS PLUTÓNICAS DEL SECTOR ALTO DE CHUARE– MUNICIPIO DE LÓPEZ DE MICAY, DEPARTAMENTO DEL CAUCA, COLOMBIA** para ser sometido en el Boletín de geología de la Universidad Industrial de Santander. Este trabajo contó con el permiso y apoyo de la empresa Minerales Polimetálicos S.A y la Universidad EAFIT.

Anexo 1 Geodatabase con la información en Arcgis.

Anexo 2 Base de Datos Bibliográfica.

Anexo 3 Libreta digital de campo.

Anexo 4 Hojas de cálculo

CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA Y GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS PLUTÓNICAS DEL SECTOR ALTO DE CHUARE– MUNICIPIO DE LÓPEZ DE MICAY, DEPARTAMENTO DEL CAUCA, COLOMBIA.

Martínez-Castaño, K¹.; Martínez-Castaño, C¹.; Errazuriz, C²., Marín-Cerón, M. I¹

¹Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad EAFIT.

²Maestría en Ingeniería Económica, Universidad Nacional de Colombia

RESUMEN

En el municipio de López de Micay se ha propuesto que aflora la unidad del Batolito de Anchicayá. Sin embargo intrusivos como el del Alto de Chuare, aún continúan sin conocerse desde el punto de vista geoquímico y petrográfico. En el presente trabajo se encontró que mineralógicamente este cuerpo plutónico se caracteriza por presentar hornblenda (58 % a 85%) y plagioclasas (13% a 41%) dando como resultado gabros hornblendíticos. Geoquímicamente el contenido de SiO₂ oscila entre los 46% y 59%, el aluminio entre 8.9% y 13,6%, el MgO entre el 10% y 12%, el Fe₂O₃ entre 9% y 14% y concentraciones muy bajas en el K₂O entre 0,1% y 1,4%. Según los diagramas de discriminación, las rocas estudiadas pertenecen a la serie magmática toleítica baja en K₂O, asociados a magmas manto-derivados poco evolucionados de arco inmaduro o de isla oceánica. Estas características difieren con las características geoquímicas propuestas para el evento del Mioceno tipo Anchicayá con enriquecimiento en LILE, LETR y empobrecimiento en HFSE y HETR. La ausencia de dataciones y de geoquímica isotópica en el presente estudio, limita una mayor exploración para descartar la relación genética con este evento, sin embargo las firma geoquímicas permite plantera la hipótesis de que el gabro hornbléndico del Alto de Chuare es comparable con el evento intrusivo de la Cordillera Occidental tipo Batolito de Buga.

Palabras claves: Cordillera Occidental, Geoquímica, Toleítica, gabbroide, arcos inmaduros, islas oceánicas.

ABSTRACT

In the municipality of López de Micay, it has been proposed that the Anchicayá Batolito unit should emerge. However, intrusive as the Alto de Chuare, still remain unknown from the geochemical and petrographic point of view. In the present work it was found that mineralogically this plutonic body is characterized by having hornblende (58% to 85%) and plagioclase (13% to 41%) resulting in hornblenditic gabbros. Geochemically the SiO₂ content oscillates between 46% and 59%, Al₂O₃ between 8.9% and 13.6%, MgO between 10% and 12%, Fe₂O₃ between 9% and 14% and very low concentrations in K₂O between 0.1% and 1.4%. According to the discrimination diagrams, the rocks studied belong to the low-K magmatic series, associated with mantle-derived little evolved magmas of an immature arc or an oceanic island. These characteristics differ with the geochemical characteristics proposed for the Anchicayá Miocene event with enrichment in LILE, LETR and impoverishment in HFSE and HETR. The absence of dates and isotope geochemistry in the present study limits further exploration to rule out the genetic relationship with this event, however the geochemical signature allows us to hypothesize that the Altoban de Chuare hornbléndico gabbro is comparable with the intrusive event of the Western Cordillera such as the Batolito de Buga.

Key words: Western Cordillera, Geochemistry, Toleitic, Gabbroide, Oceanic Islands.

INTRODUCCIÓN

La geología del suroccidente Colombiano ha permanecido como un componente desconocido de la margen occidental de la Placa Suramericana. Diversas dificultades geográficas y de orden público no han permitido el desarrollo de estudios geológicos de detalle en esta zona. Pese a esto, se han logrado realizar algunos estudios de cartografía y geocronología en esta área (INGEOMINAS, 2005). Este es el caso del municipio de López de Micay (departamento del Cauca), allí han sido mapeados diferentes cuerpos intrusivos conocidos como Diorita de la Quebrada Tatabro (N1dta), Diorita de El Danubio (N1ddn), Diorita de Quebrada Lucas (N1dsl), Diorita del Río Piedras (N1drp), Diorita del Alto anchicayá (N1dan), Diorita del Río Caracolí (N1dcc) Diorita de Agua Clara (N1dacl). que han sido descritos como tonalitas, cuarzodioritas y granodioritas adscritas al magmatismo Mioceno del Batolito de Anchicayá (**FIGURA 1A**) (Aspden, 1984; Nivia & Aspden, 1984).

Las rocas intrusivas relacionadas al magmatismo Mioceno del Batolito de Anchicayá son de importante interés económico, debido a la presencia de mineralizaciones auríferas, sustentadas por la existencia de concesiones mineras (i.e, concesión para la extracción de oro minera Minerales Polimetálicos S.A, tiene concesión minera vigente). Sin embargo, estas rocas no cuentan con estudios previos de petrografía y geoquímica, los cuales permitirían identificar una presunta asociación entre los diferentes intrusivos y el Batolito de Anchicayá. Nivia & Aspden (1984) sugieren que todas las rocas intrusivas de esta área se asocian a un único evento magmático, sin embargo, esta relación está únicamente dada por la cercanía geográfica entre los distintos cuerpos ígneos (**FIGURA 1B**). Así mismo, el ambiente tectónico en que se formaron estas rocas es aún desconocido.

Con el objetivo de determinar la relación genética entre el Batolito de Anchicayá y los cuerpos intrusivos presentes en el suroccidente de la Cordillera Occidental de Colombia, este trabajo presenta una caracterización petrográfica y geoquímica de las rocas presentes en la margen noroeste del Batolito de Anchicayá (**FIGURA 1B**). Nuestros nuevos datos contribuyen al conocimiento general de la geología de la margen occidental de la Placa Suramericana a través del estudio del magmatismo Mioceno presente en esta área, así mismo se aportan nuevas ideas acerca de la composición de estos cuerpos para las diferentes campañas de exploración de compañías mineras.

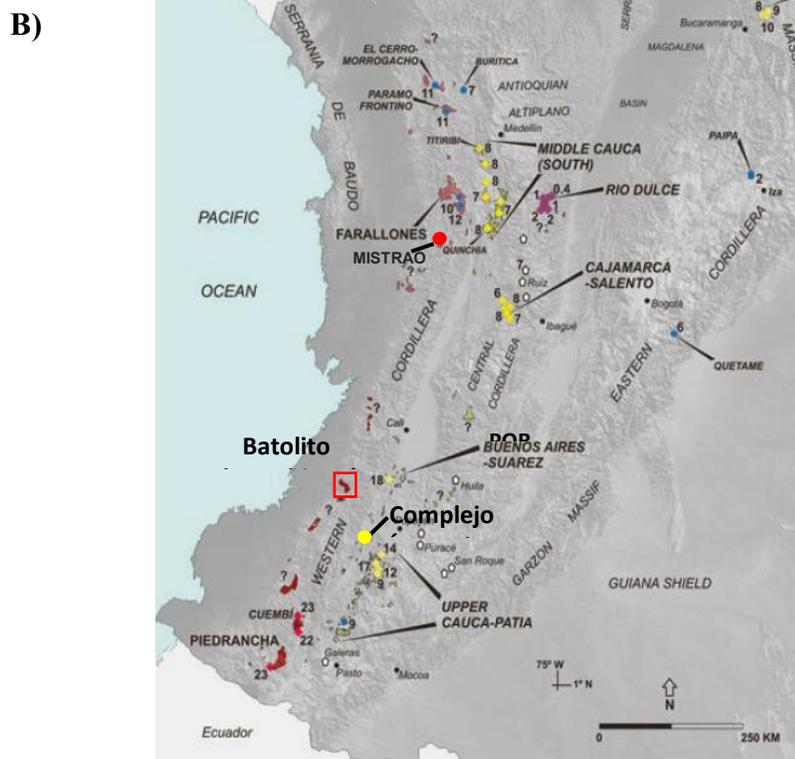
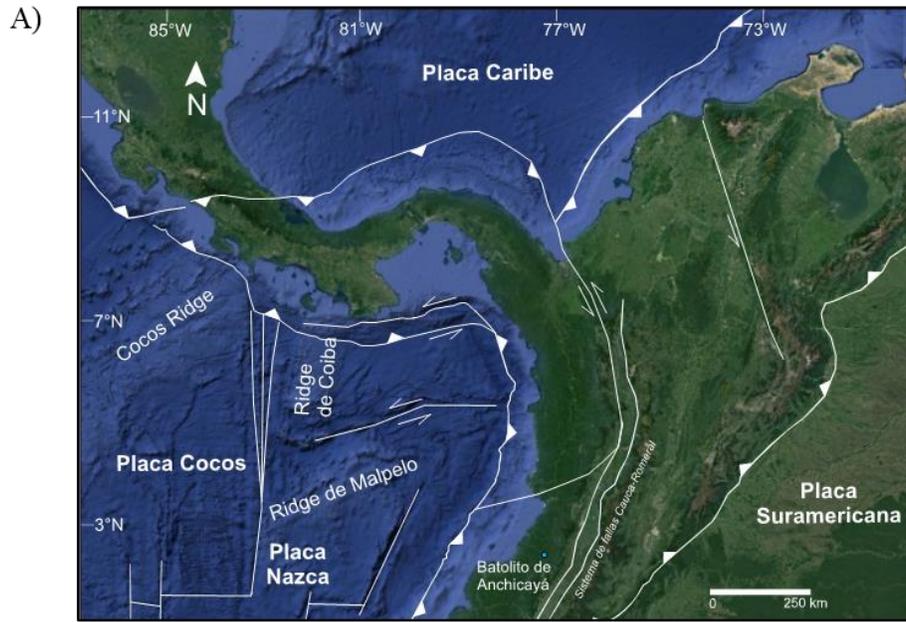


FIGURA 1 A). Mapa esquemático de la geología del norte de los Andes, incluyendo el Batolito de Anchicayá (Cediél et al., 2003; Echeverri et al., 2015; Marín-Cerón et al., 2019). **B)** Mapa geológico Regional (Mejía, 2018).

GEOLOGÍA REGIONAL

La geología del noroccidente de los Andes se caracteriza por la interacción entre las Placas Caribe, Nazca y Suramericana (Cediel et al., 2003). La continua subducción Cenozoica de la Placa Nazca bajo la Placa Suramericana ha sido causante de eventos orogénicos magmáticos en la margen occidental de Colombia (**FIGURA 1A**) (Marín-Cerón, 2019). En esta área se desarrolla un magmatismo Mioceno que incluye las rocas intrusivas adscritas al Batolito de Anchicayá (Nivia & Aspden 1984).

El Batolito de Anchicayá se encuentra dentro de la cuenca de antearco de Tumaco, en el Pacífico suroccidental colombiano (Marín-Cerón y Sierra, 2011). El basamento volcano-sedimentario en la Cuenca Tumaco está caracterizado por rocas de afinidad basáltica y lodolitas pertenecientes a la Grupo Diabásico y Formación Dagua (Echeverri et al., 2015). Las rocas correspondientes al Grupo Diabásico (Aspen, 1984) son descritas como diabásas, pegmatitas, basaltos y lavas almohadilladas con metamorfismo de bajo grado (Barrero, 1979). Estas rocas cuentan con edades Ar-Ar en doleritas de 92 Ma (Keer et al., 1997). Datos geoquímicos en estas secuencias indican un magmatismo asociado a un ambiente de plateau y arcos relacionados con la migración Cretácica de la Placa Caribe desde el Pacífico (Kerr et al., 1997). Las rocas volcánicas de esta unidad están intercaladas con rocas sedimentarias del Grupo Dagua, conformado por filitas, calizas, areniscas, cherts negros y pizarras silíceas (Nelson, 1957) e intruídas por plutones tonalíticos del Cretácico Tardío relacionados con ambientes de arco de islas oceánico (Villagómez et al., 2011; Weber et al., 2015).

Gran parte de la Cordillera Occidental de Colombia está formada por cuerpos máficos volcánicos y sedimentos formados en ambientes oceánicos asociados a terrenos alóctonos que tienen su origen en diferentes eventos colisionales como lo son la migración de la Placa Caribe durante el Cretácico Tardío (Kerr et al., 1997) y la acreción Eocena del Terreno Gorgona (Cediel et al., 2003). Es así como se da la reactivación de diferentes fallas de sentido N-S como es el caso del Sistema Cauca-Romeral (**FIGURA 1A**) y la generación de los eventos de exhumación más importantes en la cadena Andina (Kennan y Pindell, 2009). A su vez, los eventos colisionales permitieron que la falla Garrapatas y falla Buenaventura afectaran la parte suroccidental de la Placa Suramericana (López et al., 2008).

Durante el Oligoceno-Mioceno diferentes plutones se emplazaron a lo largo de la Cordillera Occidental, en forma de pequeños batolitos y stocks (Cediél, 2018), intruyendo al grupo Dagua y a al Grupo Diabásico. En el suroccidente de Colombia, este evento está registrado por el denominado Batolito de Anchicay , el cual está compuesto por diferentes cuerpos plutónicos de composición intermedia (Aspden et al., 1985). Brook (1984) obtuvo diez dataciones de K/Ar (en biotita y hornblenda) de cinco diferentes stocks del Batolito de Anchicay , las cuales varían entre 18 y 20 Ma. Este evento también es identificado en la parte central y norte de la Cordillera Occidental de Colombia, con intrusiones como el Batolito de Farallones y el Plutón de Urrao, los cuales intruyen secuencias de origen oceánico como lo son el Grupo Cañas Gordas al oeste del valle del río Cauca Medio (Rodríguez y Zapata, 2012; Zapata y Rodríguez 2013).

GEOLOGÍA LOCAL

La zona de estudio presenta rocas de la Formación Dagua, descritas como filitas, calizas, areniscas, chert negro y pizarras silíceas (Nelson, 1957). Posteriormente Barrero (1979) renombra el grupo en dos formaciones principalmente; por un lado, la Formación Cisneros, constituida por sedimentos pelágicos y en menor cantidad de turbiditas distales, con bajo grado de metamorfismo. Esta unidad reporta una edad probable de Aptiano en fósiles (Aluja et al., 1975). Por otro lado, la Formación Espinal posee sedimentos pelágicos y terrígenos tipo chert y shale silíceo de edad post-Coniaciana (Duque – Caro, 1975).

El Grupo Diabásico, definida por Nelson (1962) y caracterizada por rocas de afinidad oceánica, suprayace a la Formación Dagua (Barrero, 1979). Estas rocas son intruídas por el Batolito de Anchicayá y los cuerpos intrusivos asociados a este magmatismo Mioceno (Aspden et al., 1985). Estos cuerpos son localmente conocidos como Diorita de la Quebrada Tatabro (N1dta), Diorita de El Danubio (N1ddn), Diorita de Quebrada Lucas (N1dsl), Diorita del Río Piedras (N1drp), Diorita del Alto anchicay (N1dan), Diorita del Río Caracol (N1dcc) y la Diorita de Agua Clara (N1dacl) (**FIGURA 1B**). Teniendo en cuenta que la mayoría de estos stocks obtuvieron edades Miocenas (K/Ar en biotita y hornblenda) se postuló que hacen parte de un mismo evento intrusivo (Nivia & Aspden; 1984).

La Formación Río Piedras propuesta por Aspen, (1984), consiste básicamente en rocas sedimentitas cuarzosas, en algunas zonas se encuentran intercaladas con rocas volcánicas o intruidas por estas. La edad que se le asigna a esta formación es de Cretácico tardío-Paleoceno y se ha inferido gracias a registros fósiles descritos por algunos autores como (Etayo, 1982) y (Montoya, 2003). (FIGURA 2).

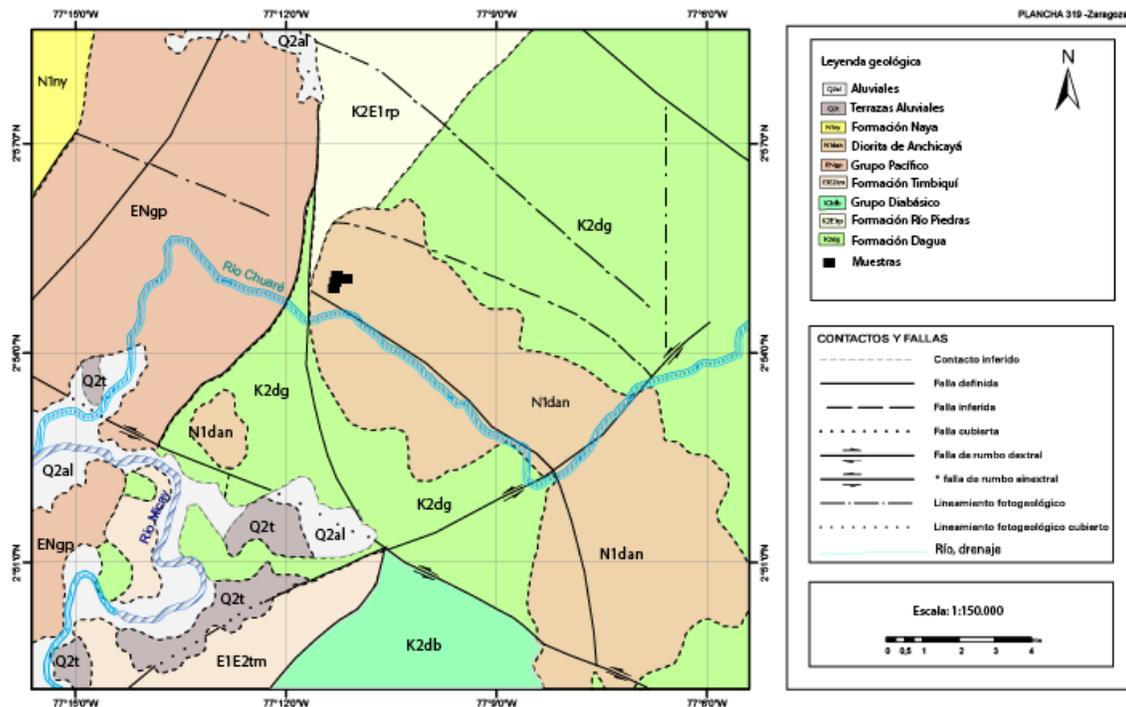


FIGURA 2. Mapa geológico del área de estudio (INGEOMINAS, 2005).

METODOLOGÍA

El muestreo realizado en campo incluyó un total de 15 muestras contenidas en un área aproximada de 2km, lo anterior debido a las dificultades de desplazamiento presentes en esta área por el orden público y la carencia de vías de acceso. La libreta de campo digital, georreferenciación y caracterización y la selección de las 6 muestras de petrografía y 4 de petrografía se muestran en la **FIGURA 3**.

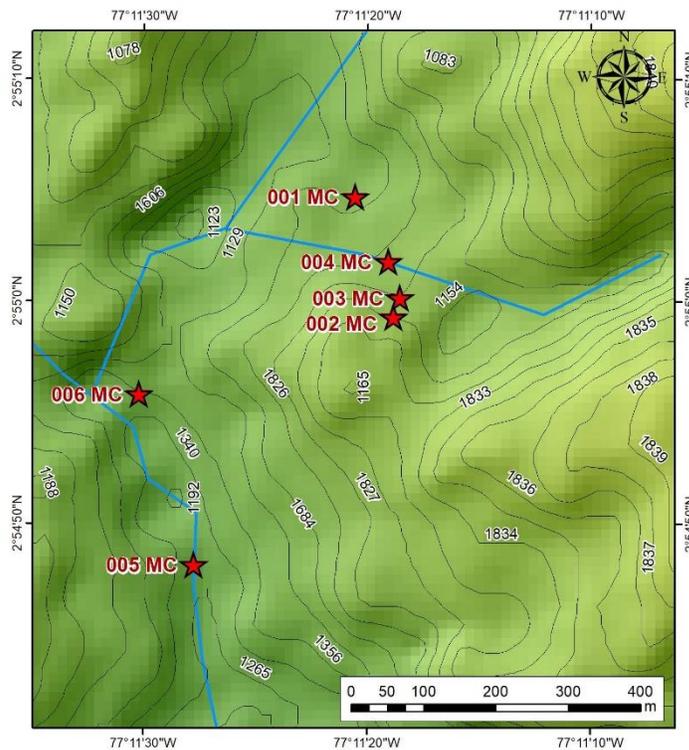


FIGURA 3. Localización espacial de las muestras de petrografía 001MC-006MC y geoquímica 001MC-004MC.

Para el análisis petrográfico se escogieron 6 muestras y fueron analizadas en el microscopio petrográfico binocular con luz reflejada y transmitida con polarización Olympus BX-43 del Departamento de Ciencias de la Tierra en la Universidad EAFIT. La clasificación, análisis textural, petrográfico y modal se hizo siguiendo los diagramas de Streckeisen (1976). En total se hizo un conteo modal de 500 puntos, recalculados al 100%. Se tomaron mosaico de microfotos en el microscopio Olympus BX-43 para el análisis digital de imágenes en la cámara de la universidad EAFIT.

La preparación de las rocas para los análisis geoquímicos fue realizada en los laboratorios de la Universidad EAFIT. Se seleccionaron 4 muestras intentando reducir la posible contaminación por fluidos hidrotermales posteriores a la cristalización del cuerpo (001MC-002MC-003MC-004MC). Este análisis se realizó en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias (CGeo) de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), siguiendo los procedimientos descritos por Mori et al. (2007). El análisis geoquímico permitió la obtención de elementos mayores, menores, traza y tierras raras. Las rocas fueron medidas utilizando digestión por ácidos en bombas de alta presión para disolver por completo las especies minerales más resistentes (Circón-Titanita) a través de la combinación de HCL-HF-HNO₃. Esta metodología volatiliza el Si y por lo tanto los datos están representados de manera anhidra, por lo tanto, este método no permite re-calcular el LOI (perdida por calcinación por sus siglas en ingles). Las muestras digeridas fueron analizadas en un espectrómetro de masas con plasma acoplado (ICP-MS por sus siglas en inglés) y el SiO₂ fue obtenido de la diferencia del total de los otros elementos mayores normalizado al 100%. Finalmente, los datos fueron plotados en el software libre Petroplot (ANEXO 4) y comparados con los análisis de la base de datos de Leal-Mejía (2019) y demás datos existentes.

RESULTADOS

CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA

Las rocas intrusivas descritas en el área de estudio están representadas principalmente por gabros hornblendíticos y dioritas (FIGURA 4). Estas se extienden en la Cordillera Occidental en el departamento del Cauca y los afloramientos se localizan en el sector Noreste del municipio de López de Micay en el Alto de Chuarez. Para la caracterización de la petrográfica se analizaron seis secciones delgadas

TABLA 1) y los resultados se graficaron y representaron según la clasificación de Streckeisen (1976 (FIGURA 4).

TABLA 1. Mineralogía de seis (6) rocas. Conteo bimodal realizado a cuatro (4) secciones delgadas, 500 puntos por sección. Pl: Plagioclasa, Hbl: Hornblenda, Qz: Cuarzo, Ca; Carbonato, Op: Opacos

MUESTRA	MINERALES (%)					CLASIFICACIÓN	CORDENADAS	
	Pl	Hbl	Op	Qz	Ca		N	W
001 MC	30,43	66,3	-	2,1	1,08	Gabros hornblendíticos	2°55'4.71"	77°11'20.27"
002 MC	15,6	84,8	-	-	-	Gabros hornblendíticos	2°54'59.28"	77°11'18.54"
003 MC	41,3	58,7	-	-	-	Diorita	2°55'0.16"	77°11'18.25"
004 MC	14,79	85,57	-	-	-	Gabros hornblendíticos	2°55'1.79"	77°11'18.77"
005 MC	13,5	86,57	-	-	-	Gabros hornblendíticos	2°54'48.14"	77°11'27.47"
006 MC	17,43	82,57	-	-	-	Gabros hornblendíticos	2°54'55.81"	77°11'29.92"

Macroscópicamente las rocas del área de estudio presentan textura fanerítica de grano fino a medio, de color gris claro a gris oscuro y observan minerales opacos (pirita).

Microscópicamente este cuerpo intrusivo presenta textura fanerítica equigranular, de grano fino a medio y en algunas muestras se observan texturas poiquilíticas en anfíboles con plagioclasas, texturas intersticiales en las plagioclasas y venas rellenas de carbonato.

Mineralógicamente la roca presenta fases primarias como anfíbol tipo hornblenda (58 % a 85% y plagioclasa (13% a 41%) dando como resultado gabros hornblendíticos según la clasificación de Streckeisen (1976) (FIGURA 3). En las seis secciones delgadas se observan como minerales accesorios el apatito, zircón, esfena, opacos y ya como minerales de alteración se presenta actinolita, clorita, epidota y carbonato.

Hornblenda: Esta fase mineral se evidencia principalmente de forma subhedral a euhedral, sin embargo, en algunos casos se presenta de manera alterada y su hábito tabular original se comienza a perder. El tamaño de grano varía entre 0.5 mm a 2 mm. La hornblenda

evidencia colores que van de verde a marrón, variando en espectro de estos colores evidenciado en el pleocroísmo de la especie mineral. En algunos cortes basales se aprecian dos direcciones de exfoliación y los colores de interferencia varían de segundo a tercer orden, dependiendo el corte y la alteración del mineral; cuando se evidencia epidota como mineral de alteración, los colores tienden a ser más altos y un poco más bajos en la alteración a actinolita y clorita, en esta última especie mineral cambia por completo el hábito original de la hornblenda y se caracteriza por su color azul berlín.

Plagioclasas: La composición de la plagioclasa varía entre labradorita y bitownita y presenta formas anhedrales y subhedrales. La coloración por lo general se torna grisácea de clara a oscura debido a la alteración. Los colores de interferencia varían de primer a segundo orden y en algunos casos un poco más altos asociado a los procesos de alteración a saussurita y sericita.

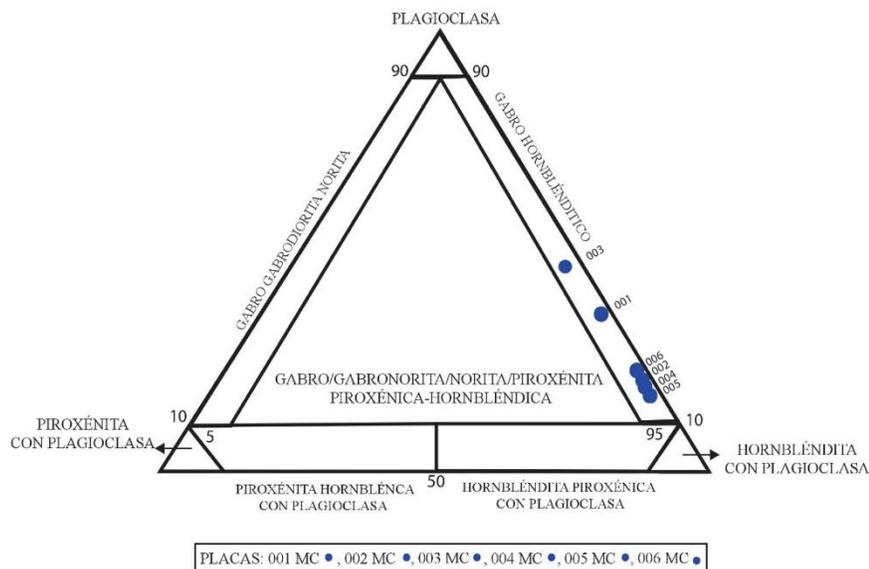


FIGURA 4. Clasificación modal de las rocas que afloran en el área de estudio, las cuales se clasificaron como gabros hornbléndíticos, con base en la clasificación de rocas plutónicas según Streckeisen (1976).

Minerales secundarios: Estas fases minerales están representadas por la presencia de minerales accesorios como apatitos, circones, esfena y opacos, y se presentan como

inclusiones en hornblenda y plagioclasa. Principalmente estos minerales son de formas euhedrales y presentan un tamaño de grano fino. Los minerales opacos tienen formas euhedrales a subhedrales de pirita.

Como se anotó anteriormente, se identifican minerales de alteración en plagioclasa (saussurita y sericita) y en hornblenda (actinolita, epidota y clorita). La saussurita por lo general cambia el color original de la plagioclasa y se observa de color gris de claro a oscuro y los colores de interferencia no pasan del primer orden. La sericita, se presenta con hábito fibrosa o micácea y con colores de interferencia de hasta tercer orden. La actinolita se presenta de color verde claro, con poco pleocroísmo y hábito fibroso. La epidota y la clorita se evidencian en menor proporción; la primera evidencia altos colores de interferencia (tercer orden) y la clorita un típico verde a azul de alto orden. Esta última se presenta de manera anhedral por lo general como una masa en la mayoría de las muestras; por el contrario, la epidota se observa de como pequeños cristales de tamaño fino. Posiblemente estas fases minerales estén asociadas a la alteración hidrotermal reportada en la zona. Estos se observan amorfos y con sus típicas tres direcciones de exfoliación, rellenando espacios entre cristales, cavidades dentro de ellos o fracturas alongadas en la roca. Frecuentemente se observan como inclusiones dentro de la plagioclasa con un tamaño promedio 0.32 mm de longitud.

GEOQUÍMICA

Los elementos mayores y traza, junto a los análisis petrográficos y observaciones realizadas en el campo, suministran información acerca de los procesos que ocurren durante la formación y emplazamiento de las rocas ígneas. Las concentraciones de los elementos mayores y trazas, dependen en gran parte de la composición inicial del fundido y están a su vez determinadas por el tipo y grado de la fusión parcial, esto significa que es de gran importancia comprender el ambiente tectónico donde se generó el magma, para el caso en particular de las rocas de la zona de estudio, aún no es claro en qué ambiente fueron generados, razón por la cual esta sección se presentará de la siguiente forma: (1) Geoquímica de elementos mayores (2) Elementos traza y (3) Elementos de las Tierras Raras.

Geoquímica de elementos mayores

Para la clasificación de la serie magmática se utilizó el diagrama de K_2O vrs SiO_2 (**FIGURA 8B**) y para el caso de los elementos inmóviles se utilizó el diagrama de Co vrs Th **FIGURA 8C**). En general se observa que todas las rocas analizadas pertenecen a la serie magmática de tipo toleítica exceptuando la muestra 003MC que cae en el campo de la serie calco-alcalina. Esta muestra en sección delgada se diferencia por tener un mayor contenido de plagioclasa y menor contenido de hornblenda.

Composicionalmente las rocas se clasifican como gabros (001MC, 002MC, 004MC) y diorita (003MC) (**FIGURA 8A**), coherente con la clasificación petrográfica anteriormente mencionada. Los contenidos de los óxidos mayores varían en el SiO_2 de 46% a 59%, en el Al_2O_3 (8,9% -13,6%), en el MgO (10% -12%), en el Fe_2O_3 (9% y 14%), en el K_2O (0,1% y 1,4%) y en el TiO_2 (0,7% y 1,3%) (Ver Tabla 2).

Los diagramas tipo Harker (1909) en los elementos mayores, según el contenido de MgO, indican un aumento de contenido en TiO_2 y Fe_2O_3 , hacia las muestras que tienen mayor contenido de esfena (002MC). En el caso del SiO_2 muestra una disminución negativa respecto al crecimiento del MgO, en el CaO, Na_2O , Al_2O_3 , los valores no presentan variaciones importantes (**FIGURA 6**).

Las relaciones de $(Na+K)/Al$ y de $Al/(Ca+Na+K)$ indican que las rocas analizadas son metaluminosas, donde el contenido de óxido de aluminio molecular es mayor que el total de álcalis pero menor que el total de álcalis+óxido de calcio. Finalmente, haciendo uso de la tabla 3 de discriminación del ambiente tectónica, las rocas analizadas, se pueden clasificar como un granitoides tipo I ó M, metaluminoso. Las relaciones de FeO, alkalis total (Na_2O+K_2O) y MgO relacionadas en el diagrama de discriminación tectónica (Pearce y Cann, 1973), grafican en el campo islas oceánicas (**FIGURA 8D**), y para los elementos inmóviles se localizan en MORB (**FIGURA 8E**).

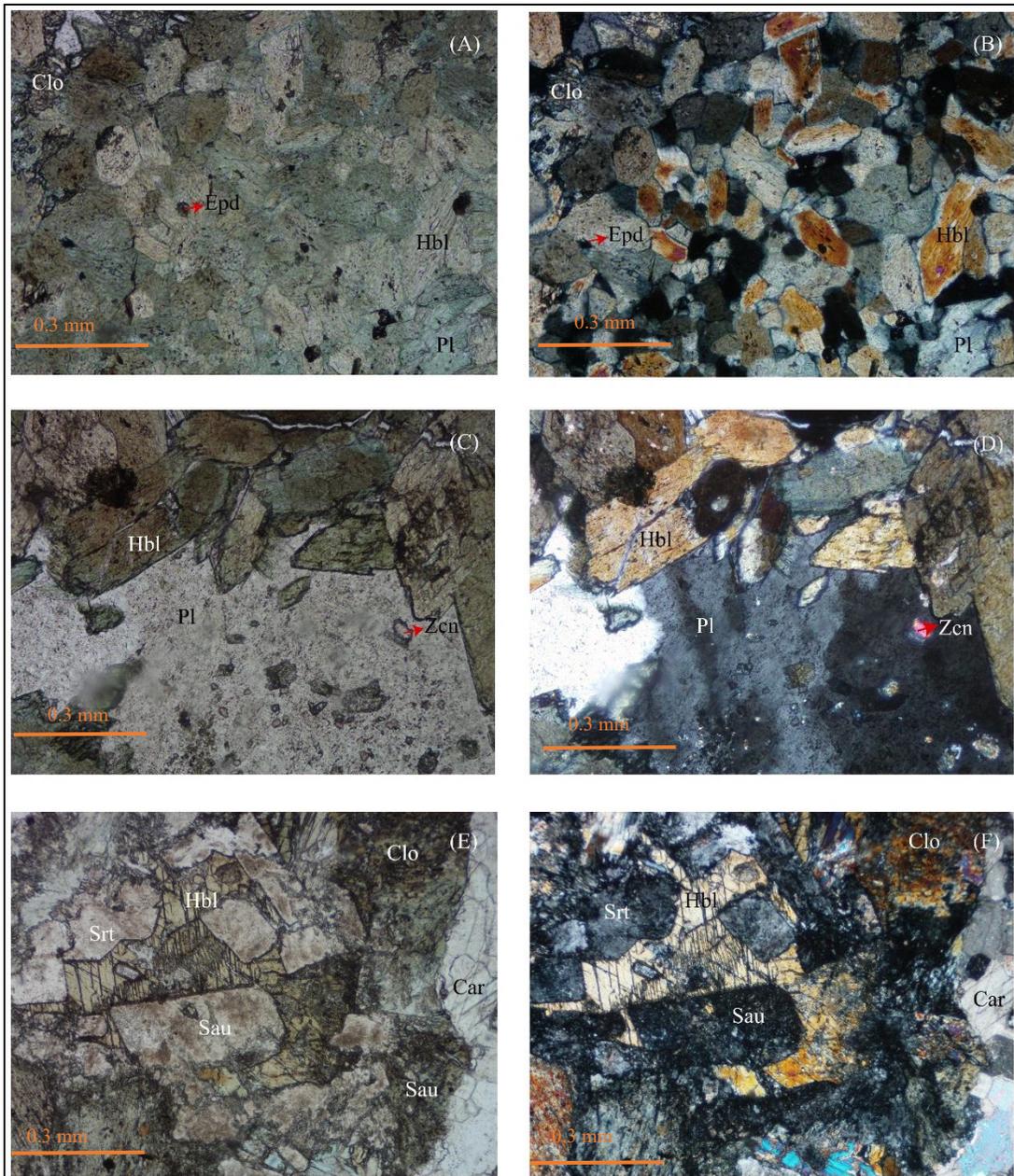


FIGURA 4. A y B, se presenta cristales de anfíbol tipo hornablenda (Hbl), subhedrales de forma hexagonal, la clorita (Clo) y la epidota (Epd) como mineral secundario alterando a la hornablenda (Hbl). C Y D, se observan plagioclasas (Pl) y el anfíbol (Hbl) con inclusiones de zircón (Zcn), presentando textura poiquilítica se distingue clorita (Clo) incolora a color verde alterando a minerales primarios como la hornablenda (Hbl). E Y F, hornblenda (Hbl) y cristales de plagioclasa (Pl) alterados a saussurita y sericita.

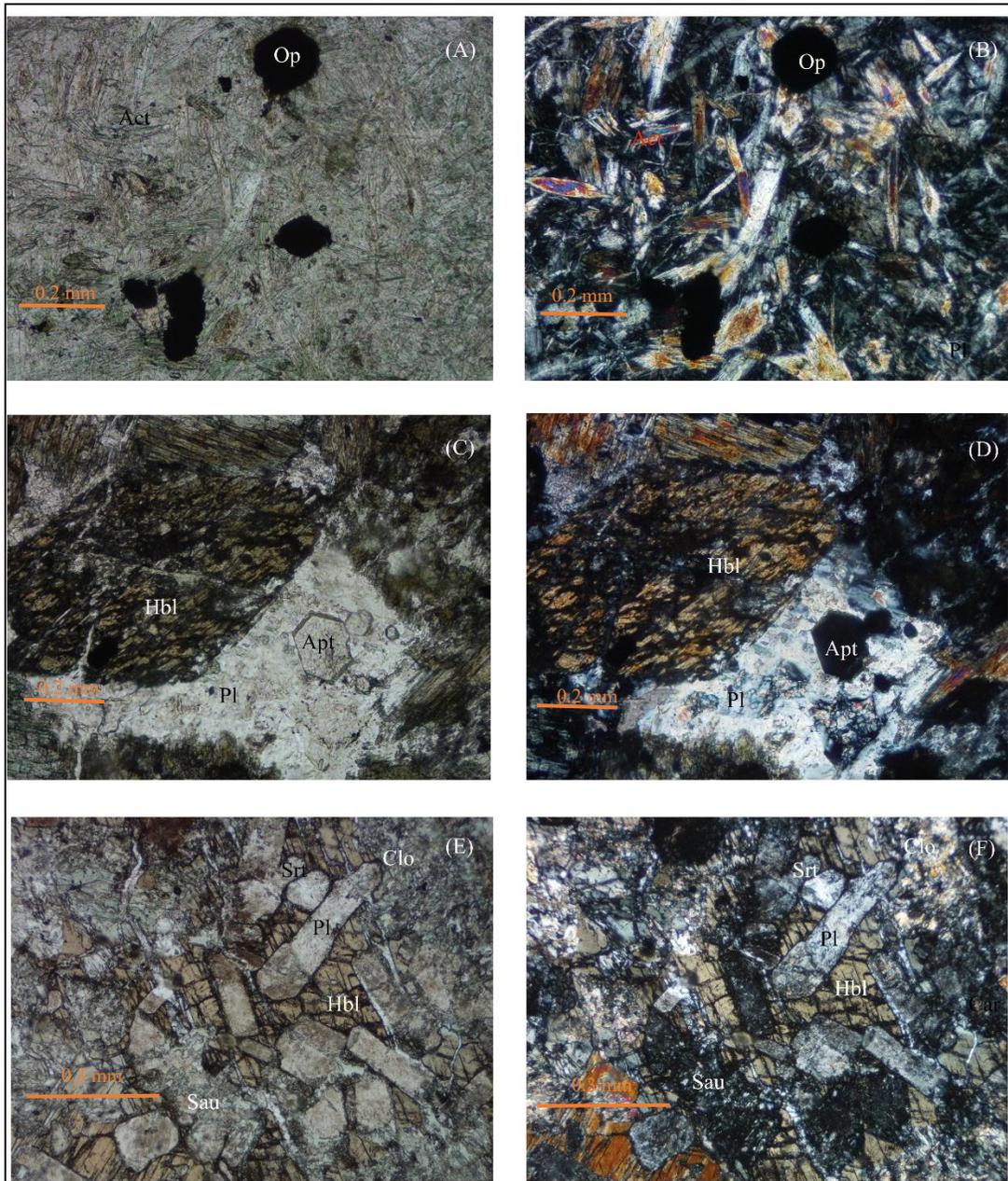


FIGURA 5. A y B se presenta la actinolita (Act) como mineral secundario alterando a la hornablenda (Hbl), C y D se observa la actinolita con cristales de forma anhedrales y subhedrales y minerales opacos (Op) de la forma euhedrales. E y F cristales de anfíbol tipo hornablenda (Hbl), subhedrales de forma hexagonal, con textura poiquilitica (cristales de plagioclasa (Pl) incluidos en la hornablenda (Hbl)), y la plagioclasa (Pl) se presenta alterada a saussurita y sericita.

TABLA 2. Elementos mayores y menores representados en %. Elementos trazas y tierras reportados en ppm y tierras raras.

Elementos mayores (Wt%)	001MC	002MC	003MC	004MC
SiO ₂	59,2	46,5	51,6	49,0
TiO ₂	1,04	1,3	0,7	1,1
Al ₂ O ₃	8,88	12,2	13,6	11,7
Fe ₂ O ₃	11,4	14,0	9,0	12,6
MnO	0,18	0,2	0,2	0,2
MgO	10,8	12,2	10,0	12,2
CaO	5,8	10,1	10,5	9,6
Na ₂ O	2,6	3,1	3,2	3,3
K ₂ O	0,1	0,2	1,4	0,2
P ₂ O ₅	0,1	0,3	0,0	0,1
Total	100	100	100	100
Elementos traza ppm				
Rb	3	3	19	2
Sr	59,99	71,82	24,22	49,77
Y	16,0	22,0	7,7	16,6
Zr	59,99	71,82	24,22	49,77
Nb	5,45	6,59	1,42	2,79
Cs	0,14	0,06	1,07	0,06
Ba	25,8	81,3	750,5	23,6
La	3,29	4,07	1,10	1,93
Ce	9,04	12,53	3,33	5,79
Pr	1,40	2,03	0,50	0,96
Nd	7,40	10,69	3,19	5,75
Sm	2,29	3,28	1,08	2,04
Eu	0,67	1,11	0,55	0,77
Gd	2,82	3,90	1,45	2,72
Tb	0,46	0,64	0,24	0,46
Dy	2,98	4,10	1,55	3,08
Ho	0,599	0,818	0,316	0,621
Er	1,57	2,16	0,77	1,62
Yb	1,42	1,92	0,66	1,43
Lu	0,209	0,276	0,095	0,206
Hf	1,571	2,027	0,644	1,318
Ta	0,338	0,435	0,105	0,182
Th	0,53	0,55	0,42	0,50
U	0,08	0,16	0,07	0,08

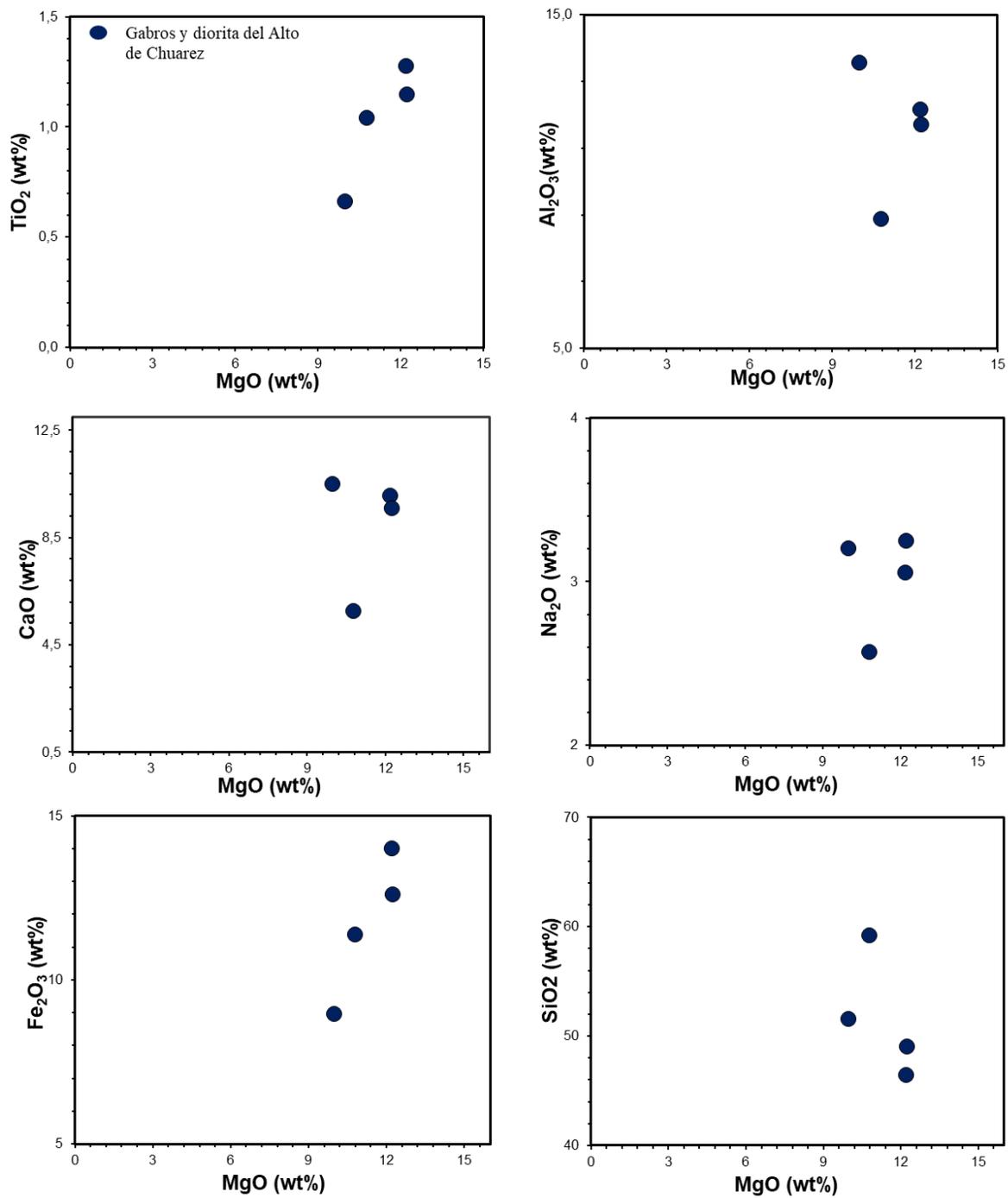


FIGURA 6. Diagramas de clasificación tipo Harker para elementos mayores MgO vs TiO₂, Al₂O₃, CaO, NaO, Fe₂O₃, SiO₂.

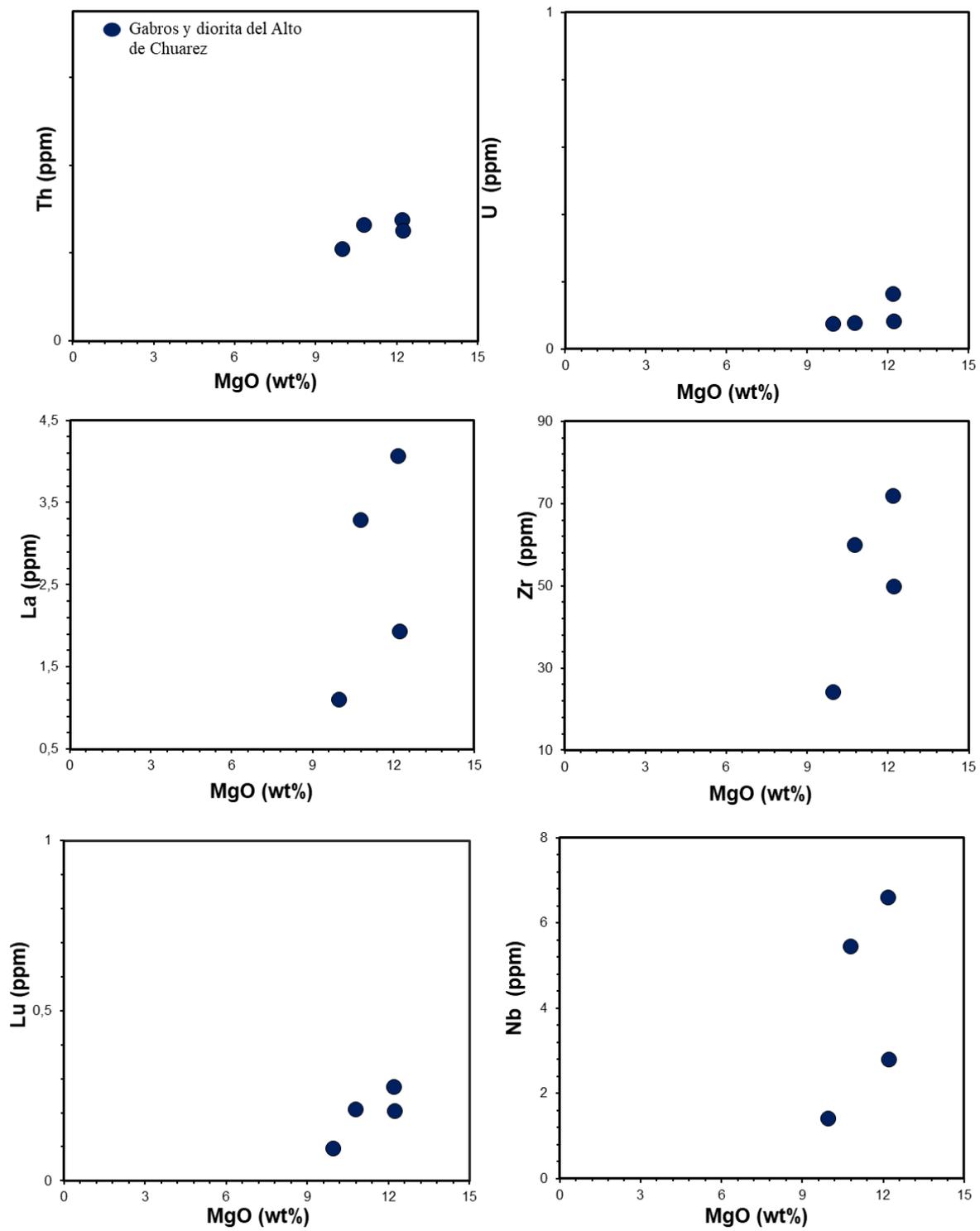


FIGURA 7. Diagramas de clasificación geoquímica para los gabros y diorita del sector alto de Chuarez diagramas de clasificación tipo Harker para los elementos traza y tierras raras MgO VS Th, U, Zr, Nb, Lu, La.

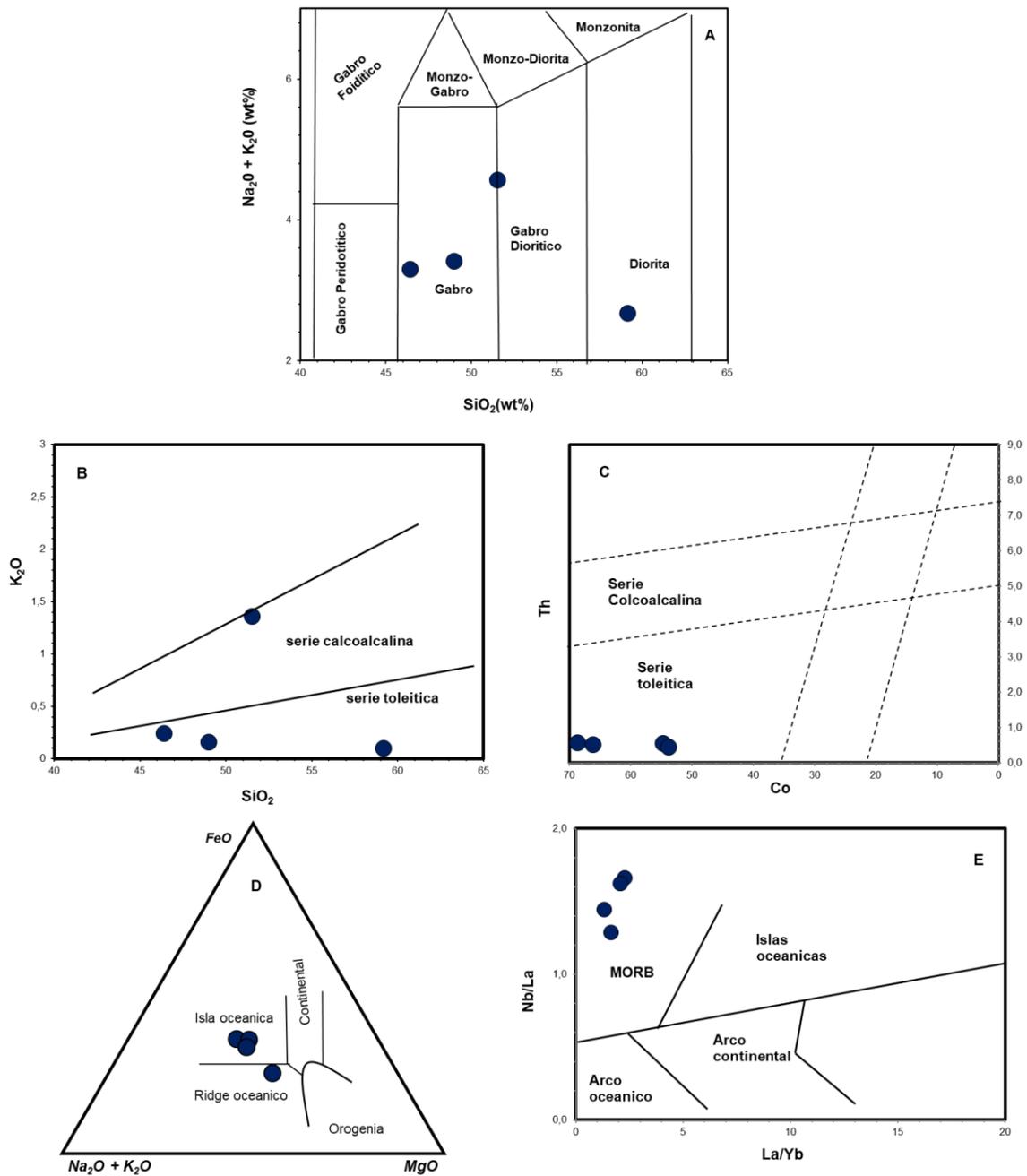


FIGURA 8. Diagramas de clasificación geoquímica para los gabros y diorita del sector alto de Chvarez. **A.** diagrama TAS $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 para rocas plutónicas de Middlemost (1985). **B.** Diagrama de clasificación de K_2O vs SiO_2 de Pocerillo y Taylor (1976). **C** Diagrama de discriminación Co vs Th de Hastie et al. (2007) **D.** Diagrama discriminación tectónica Pearce y Cann (1973). **E.** Diagrama de discriminación tectónica de Hollocher et al. (2012).

Geoquímica de elementos traza

Los elementos traza son aquellos que se encuentran en la roca con un porcentaje menor de 0.1, comúnmente ellos reemplazan a los elementos mayores, los cuales cambian de abundancia a medida que progresa la diferenciación; estos elementos se convierten en guías apropiados en los procesos de patogénesis y alteración.

En términos de concentraciones (ppm) de los elementos traza se observa: (1) Bajas concentraciones de los elementos de radio iónico grande y bajo potencial iónico son llamados “Large ion Lithophile elements” (LILE); Ba (25 a 81.3), Sr (24,22 a 59,99), Rb (2 a 3) exceptuando la muestra 003MC con contenidos de Ba de 750 ppm y de Rb de 19 ppm la cual muestra a su vez un mayor contenido de plagioclasa. (2) Bajas concentraciones de elementos de radio iónico pequeño y alto potencial iónico son llamados “High field strength” (HFS), Y (16 a 22) , Nb (2.79 a 6.59) y Zr (24.22 a 71.82).

Los diagramas Harker de Th, U, Zr, Nb, Lu, La vs. MgO (**FIGURA 7**) indican una correlación positiva del Lu, Zr, Nb con el aumento del MgO. Los diagramas de variación multi-elemental normalizado con el N-MORB (Gale et al., 2013) (**FIGURA 9A**), indican que las cuatro rocas del área de estudio donde las muestras 001MC, 002MC, 004MC tienen comportamientos similares entre sí, con un leve enriquecimiento LILE (Cs, Rb, Ba) respecto al MORB, más acentuado en la muestra 003MC, con anomalías positivas en Pb, Sr, Th (001MC, 002MC, 004MC) y un empobrecimiento de los HFSE respecto al MORB. Teniendo en cuenta lo anterior, se puede concluir que el patrón mostrado por las rocas es compatible con rocas manto-derivadas, las cuales pudieron ser ligeramente metosomatizadas por fluidos asociados a un magmatismo de arco o a procesos de alteración hidrotermal posteriores.

Geoquímica de tierras raras

Los elementos de las tierras raras ETR hacen parte de los elementos traza más utilizados en la petrología de las rocas ígneas, estos comprenden los elementos con número atómico entre el 57 y el 71 desde el La hasta el Lu, incluyendo en algunos casos el Y con número atómico 39, ya que este tiene un radio iónico similar al del elemento Ho. Al igual que los elementos

traza se tienen las tierras raras livianas o ETRL (La, Ce, Pr y Nd), medianas o ETRM (Sm, Eu, Gd, Tb, Dy y Ho) y pesadas o ETRP (Er, Tm, Yb, Lu).

Composicionalmente, las rocas analizadas presentan un patrón convexo en el diagrama multi-elemental normalizado con el Condrito (McDonough & Sun, 1995) (**FIGURA 9B**). En general las muestras presentan un patrón homogéneo, solamente en la roca 003MC muestra anomalías positivas en Eu (asociado a la alta presencia de plagioclasa) mientras que en la muestra 004MC tienen una tendencia leve en anomalía negativa en Eu. Se observa una mayor concentración de ETRM respecto a las ETRP, lo cual puede ser explicado por la alta presencia de hornblenda, que usualmente retiene dichos elementos.

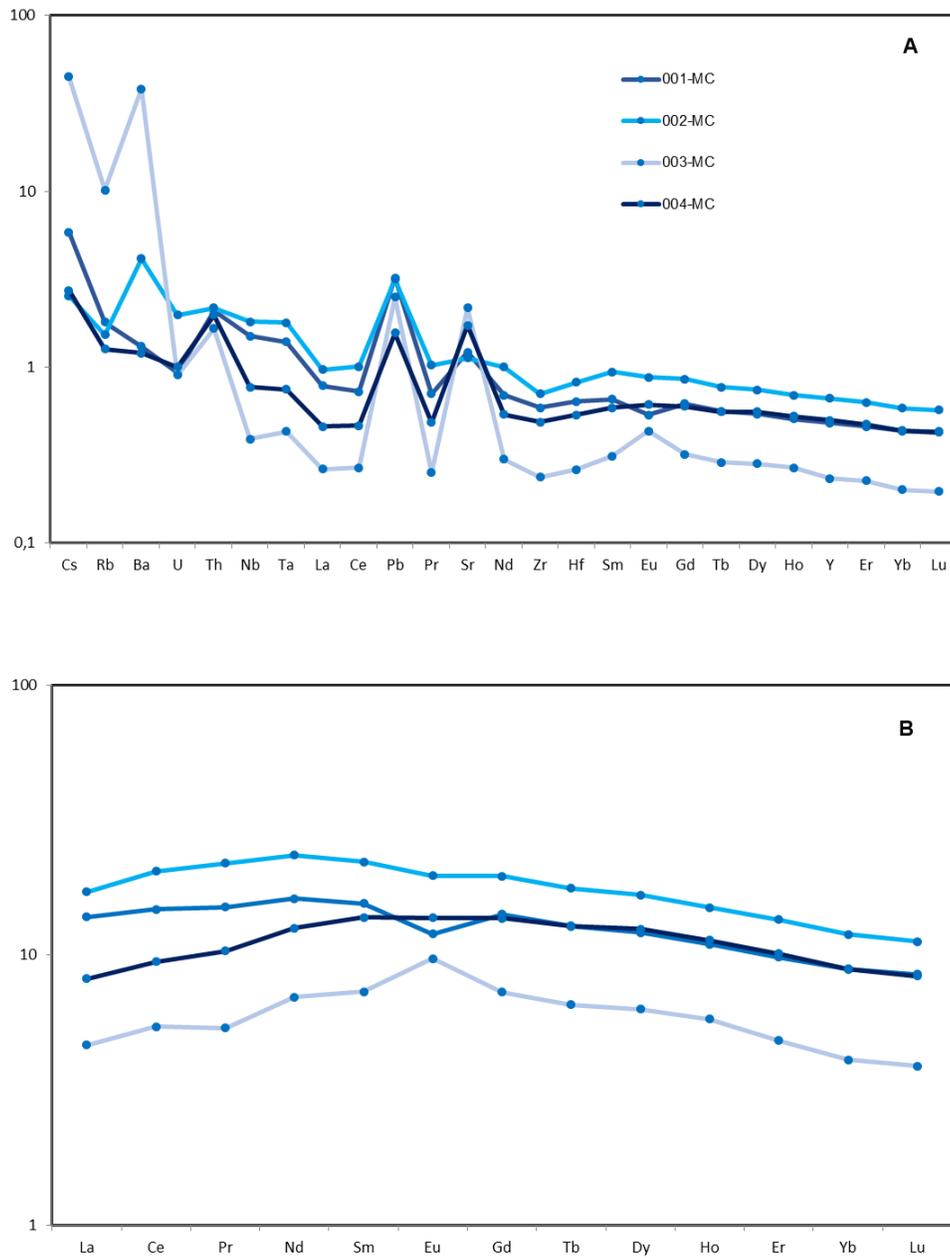


FIGURA 9. Diagramas spider normalizados. **A.** diagrama normalizado a N-MORB (Gale et al. 2013). **B.** diagrama normalizado a Condrito (McDonough & Sun, 1995) para los cuerpos intrusivos analizados.

DISCUSIÓN

Las marcadas diferencias petrográficas entre las rocas del presente estudio (Alto de Chuarez) y las rocas reportadas en la bibliografía en los cuerpos intrusivos del Batolito de Anchicayá, permiten postular las siguiente hipótesis: (1) Las rocas del Alto de Chuarez corresponden a la fase gabrónica y más temprana del evento del Mioceno (tipo Batolito de Anchicayá); (2) las rocas del Alto de Chuarez no hacen parte del evento magmático y por el contrario representan un evento con afinidad al evento Cretácico en la cordillera Occidental (tipo Batolito de Buga, Batolito de Mistrató y Batolito de Mandé).

Teniendo en cuenta que la serie magmática dominante en las rocas analizadas pertenecen a la serie toleítica, se utilizaron otros diagramas de discriminación tectónica como Pearce y Cann (1973) (**FIGURA 10A**), Hastie et al. (2007) (**FIGURA 10B**) y la clasificación (S-I-A-M) (**TABLA 3**) (White y Chappell, 1983; Clarke, 1992; Whalen, 1985). De acuerdo con la calificación (S-I-A-M), se encontró que los gabros hornbléndicos analizados 001MC,002MC,003MC,004MC, pertenecen al tipo de granitoides metaluminoso Tipo M o tipo I, con relaciones de sílice entre (46-70%), bajo K_2O/Na_2O (0,03%-0,07%), concentraciones de Ca y Sr altas (5,7- 9,5 y 143,9-221,3) , Bajo contenido de Rb (2,33-3,31), Th (0,41-0,52), U (0,08-0,16) , bajas concentraciones de LILE, LETR y HFSE. De acuerdo con estas características, estas rocas se podrían clasificar como granitoides manto-derivados asociados a zonas de subducción o asociados un ambiente de islas oceánicas intraplaca (p.e. White y Chappell, 1983; Clarke, 1992; Whalen, 1985; Pearce y Cann, 1973) (**FIGURA 10**).

TIPO	SiO ₂	K ₂ O/Na ₂ O	Ca, Sr	A/(C+N+K)	Fe ³⁺ /Fe ²	Resumen	PETROGENESIS
M	46-70%	Bajo	ALTO	Bajo	Bajo	Bajo Rb, Th, U Bajo LILE and HFSE	Zonas de subducción u océanos intraplaca manto derivado
I	53-76%	Bajo	Alto en rocas máficas	Bajo: Metaluminosos a Paraluminosos	Moderado	Alto LILE/HFSE Med. Rb, Th, U Hornblenda, Magnetita	Zona de subducción

TABLA 3. Discriminación tectónica S.I.A.M, White and Chappell (1983), Clarke (1992), Whalen (1985)

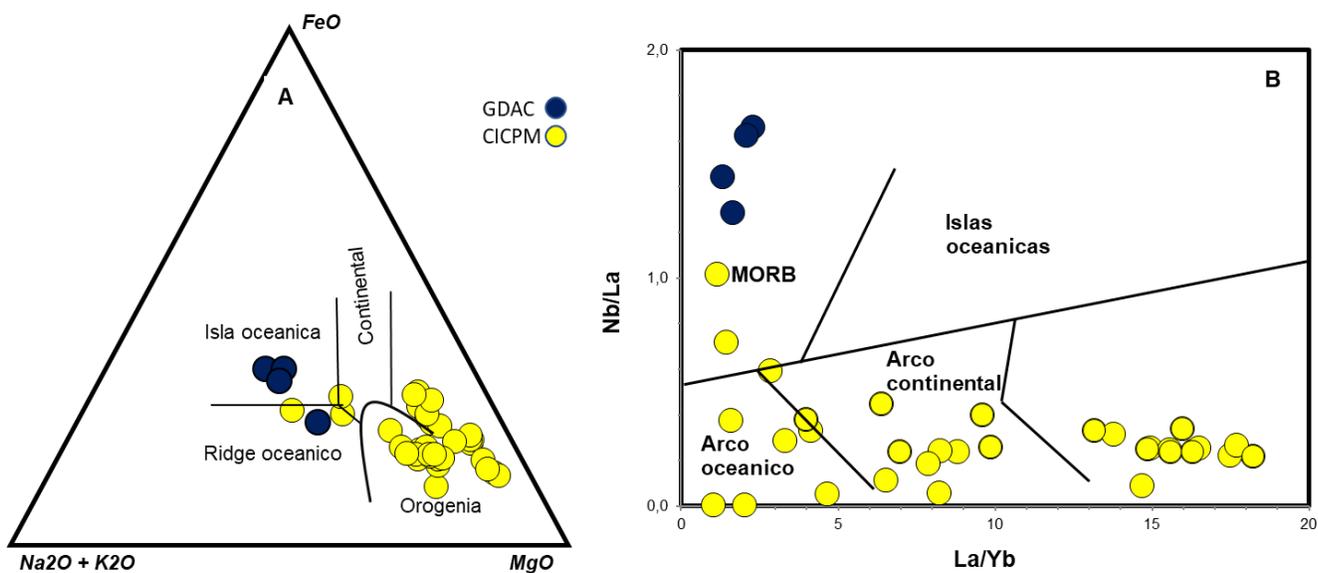


FIGURA 10. A Diagrama discriminación tectónica Pearce y Cann (1973). B. Diagrama de discriminación tectónica de Hollocher et al. (2012)

Relación genética con el Batolito de Anchicayá

Diversos autores han propuesto que la acreción de la Cordillera Occidental en el paleoceno-Oligoceno da como resultado a la migración del arco magmático hacia el oeste y se localiza sobre el eje de esta cordillera Occidental (p.e. Pindell y Barrett, 1990) generando la intrusión de numerosos plutones entre ellos el Batolito de Anchicayá (Toussaint, 1999).

Según los resultados petrográficos, el cuerpo intrusivo objeto de estudio está constituido por gabros hornblendíticos (**FIGURA11B**) (muestras 001MC, 002MC, 004MC, 005MC y 006MC) y diorita (003MC), con texturas faneríticas, holocristalina de grano medio a fino. Mineralógicamente la roca presenta minerales primarios como: anfíbol (hornblenda, 58 % a 85%) y plagioclasas (13% a 41%) según la clasificación de Streckeisenm (1976) (¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.).

De acuerdo con la recopilación bibliográfica, los cuerpos intrusivos del Batolito de Anchicayá petrográficamente están constituidos por rocas ácidas de rangos entre tonalita a cuarzodioritas y con textura holocristalina de grano medio, conformados por plagioclasa (40-60%) y cuarzo (10 – 15%) y como accesorios primarios hornblenda (10 – 15%) y biotita (hasta el 10%) (Nivia & Aspden, 1984). Los análisis geoquímicos revelan que los gabros en el sector alto de Chuarez según los diagramas de discriminación, pertenecen a una serie magmática toleíticas baja en K_2O (**FIGURA 11A**), posiblemente asociados a magmas manto-derivados poco evolucionados (**FIGURA12**) de arco inmaduro o de isla oceánica. Estas características difieren con las características geoquímicas propuestas para el evento del Mioceno tipo Anchicayá (Nivia & Aspden, 1984). con enriquecimiento en LILE, LETR y empobrecimiento en HFSE y HETR. La ausencia de dataciones y de geoquímica isotópica (p.e. Isotopia de Sr, Nd, Pb, Hf) en el presente estudio, limita una mayor exploración para descartar la relación genética con este evento.

Relación genética con otros cuerpos de la Cordillera Occidental

A lo largo de la cordillera occidental se presenta la evidencia de magmatismo de diferentes edades: (1) Magmatismo Cretácico tipo Batolito de Buga pertenecientes a grabros hornblendíticos (90.6 ± 1.3 Ma, Villagómez et al., 2011) el cual Posiblemente las mineralizaciones auíferas presentes en las zona de estudio se pueden ver correlacionadas a las mineralizaciones asociadas a la zona de contacto entre el el Batolito anteriormente mencionado (Batolito de Buga) y los metabasaltos del Macizo Ofiolítico de Ginebra ubicadas al E del Corregimiento de Costa Rica (McCourt, Millward & Espinoza, 1985) en (Rodríguez, 2012); (2) Magmatismo Paleógeno tipo batolito de Mistrató y Mande (46 ± 7 Ma, Maya, 1992; González y Londoño, 1998) y (3) Magmatismo del Mioceno tipo Pórfido Buenos Aires - Santander de Quilichao, Complejo ígneo Betulia, Stock El Vergel, Batolito de Piedrancha, todos estos con edades aproximadas de 21.9 y $23,4 \pm 0.4$ Ma, Leal-Mejía (2011) ,.

(FIGURA11)

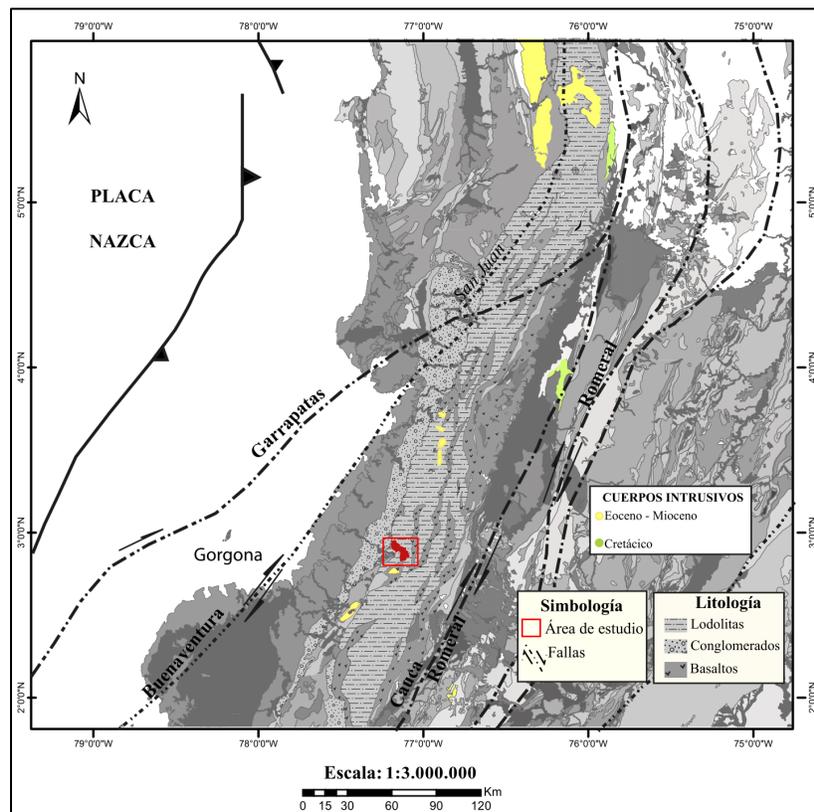


FIGURA 11. Mapa de distribución espacial de los intrusivos del cretácico, Paleógeno y Mioceno, modificado de Cediel et al., (2003).

Los diagramas de K_2O vrs SiO_2 , alkalis total vrs SiO_2 y Th vrs Co (**FIGURA 12**) para las rocas del presente estudio comparadas con la base de datos de Leal-Mejía (2019), muestran una relación más cercana con las rocas gabrómicas y dioritas de la serie toleítica del evento de edad Cretácica y Paleógeno, tipo batolito de Buga, Mistrató y Mandé.

Los diagramas Harker (**FIGURA 13,14**), indican campos bien definidos comparativamente para los eventos magmáticos anteriormente mencionados con mayores contenidos de MgO para las rocas del Alto de Chuarez, con una correlación lineal con las rocas del evento Cretácico y Paleógeno tipo batolito de Buga (**FIGURA15 A,B**), Mistrató y Mandé (**FIGURA15 C,D**), lo cual podría ser interpretado como una posible correlación genética, lo cual también se evidencia en los diagramas multi-elementales normalizados N-MORB (Gale et al., 2013) (**FIGURA 15A**).

El área de estudio podría ser correlacionada posiblemente con el evento intrusivo del Batolito de Buga tal y como se evidencia en los diagramas de N-MORB (Gale et al., 2013), Condrito (McDonough & Sun, 1995) (**FIGURA15 A, B**), con bajos contenidos en LILE y HFSE, y valores similares en SiO_2 , K_2O , Al_2O_3 , CaO, Na_2O como se observa en la **FIGURA 12** con tendencia lineal.

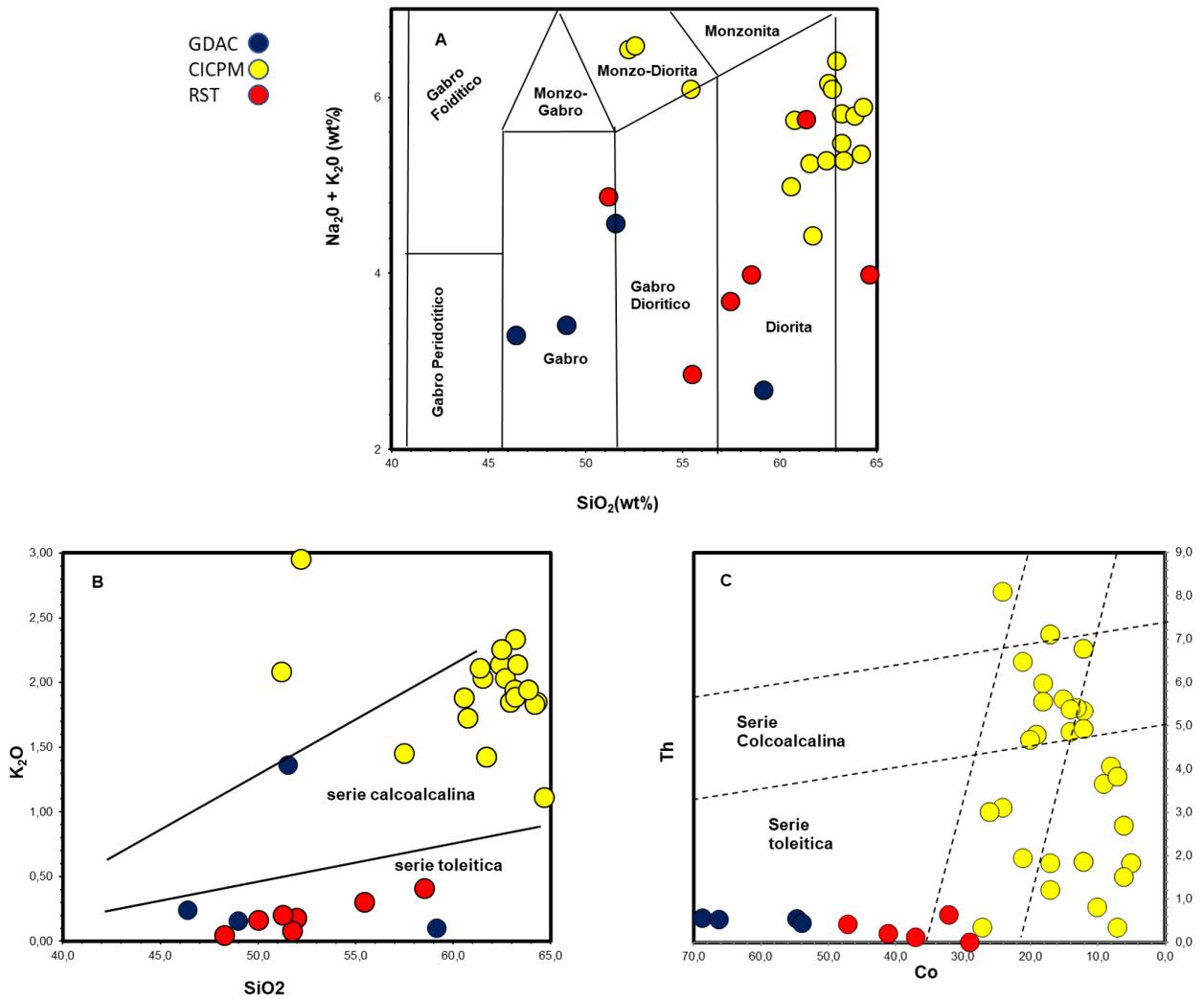


FIGURA 12. Diagramas de clasificación geoquímica para los gabros y diorita del sector alto de Cuarez. **A.** diagrama TAS Na₂O+K₂O vs SiO₂ para rocas plutónicas de Middlemost (1985), **B.** diagrama de clasificación de K₂O vs SiO₂ de Pocerillo y Taylor (1976). **C.** Diagrama de discriminación Co vs Th de Hastie et al. (2007) **GDAC:** gabros, dioritas del alto de Cuarez. **CICPM:** cuerpos intrusivos cretácico, paleógeno y mioceno. **RST:** rocas de series toleíticas.

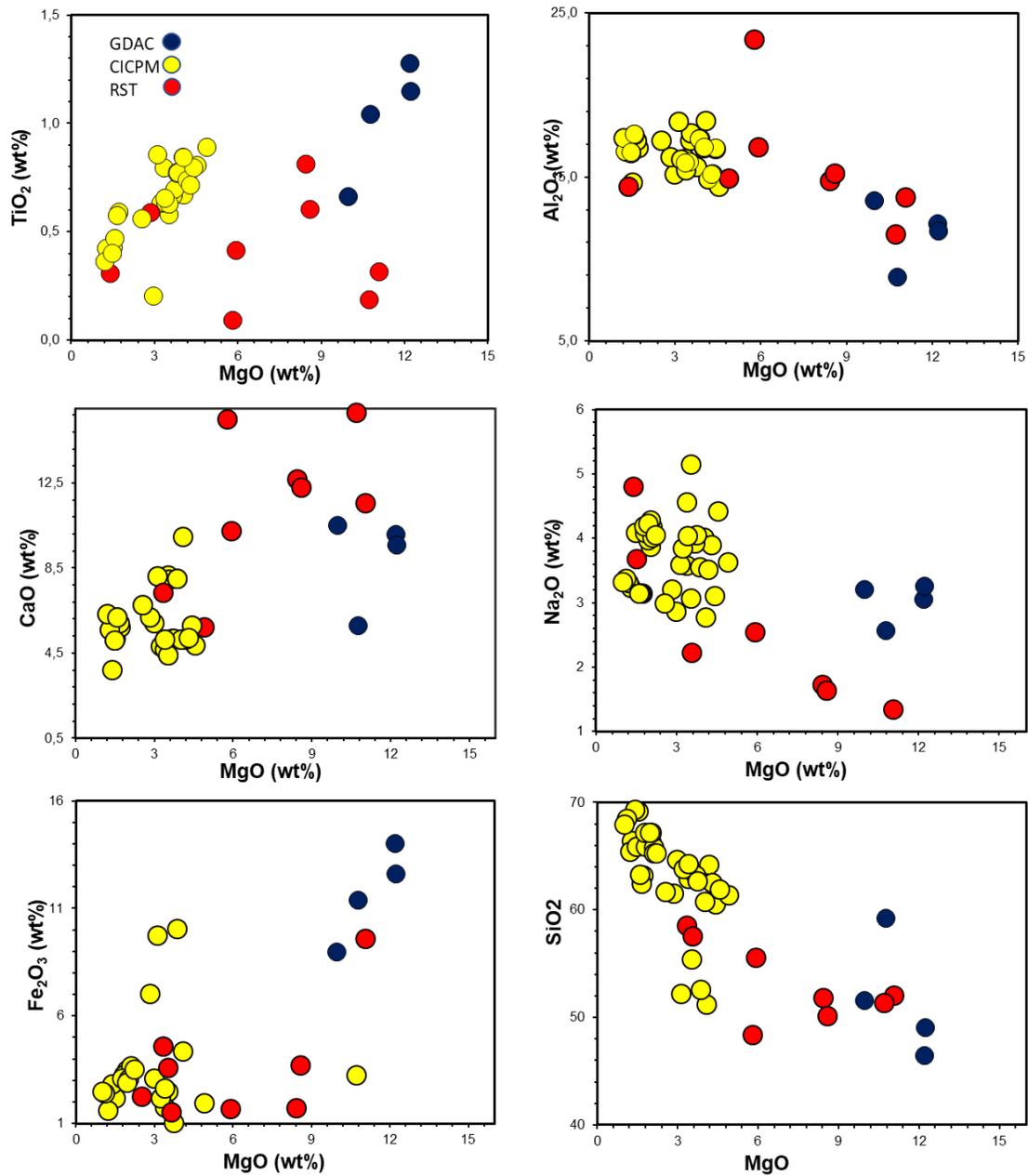


FIGURA 13. Diagramas de clasificación geoquímica para los gabros y diorita del sector alto de Chvarez y las rocas correspondientes a cuerpos intrusivos de la Cordillera Occidental Diagramas de clasificación tipo Harker para elementos mayores MgO vs TiO₂, Al₂O₃, CaO, NaO, Fe₂O₃, SiO₂.

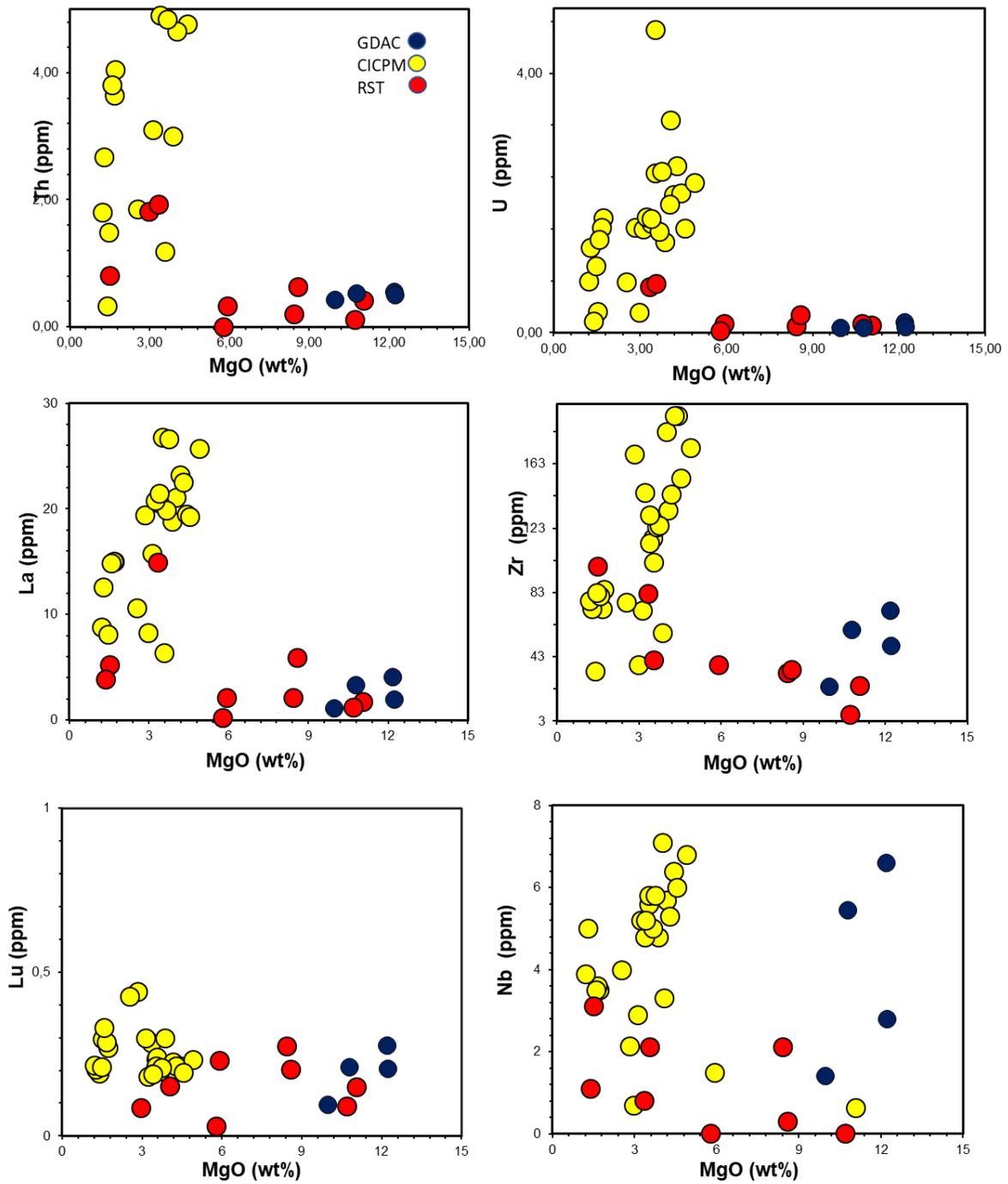


FIGURA 14. Diagramas de clasificación geoquímica para los gabros y diorita del sector alto de Chuarez y las rocas correspondientes a cuerpos intrusivos de la Cordillera Occidental. Diagramas de clasificación tipo Harker para los elementos traza y tierras raras MgO VS Th, U, Zr, Nb, Lu, La.

Ambiente tectónico

Para discutir un poco mejor la clasificación de granitoides basados en el ambiente tectónico, se usaron los datos de la **TABLA 3** (White y Chappell, 1983; Clarke, 1992; Whalen, 1985), los diagramas de discriminación tectónica de Pearce y Cann (1973) (**FIGURA 10A**), Hastie et al. (2007) (**FIGURA 10B**). Como se anotó anteriormente, las rocas analizadas corresponden a granitoides tipo M o I de White y Chappell (1983), Clarke (1992), Whalen (1985) con relaciones de SiO₂ entre (46-70%wt), bajo K₂O/Na₂O (0,03-0,04%wt), concentraciones de Ca y Sr altas (5,8-10,5%wt. 24,52-59,99 ppm), Bajo contenido de Rb, Th, U (0,3;0,50;0,8 ppm, respectivamente) en promedio, bajas concentraciones de LILE y HFSE.

Las relaciones petrográficas y geoquímicas evidenciadas en este trabajo sugieren que el área de estudio posiblemente no corresponde al cuerpo intrusivos del Batolito de Anchicaya. Petrográficamente las rocas del batolito de Anchicaya corresponden a rocas acidas como dioritas, cuarzdioritas y tonalitas (Nivia & Aspden, 1984), mientras que en el sector Alto de Chuarez estas rocas son clasificadas como gabros hornblendíticos. Geoquímicamente este cuerpo difiere de los anteriormente mencionados que se encuentran en la Cordillera Occidental, estos presentan un comportamiento típico de ambientes de islas oceánicas intraplaca o posiblemente a zonas de subducción, esto por sus características magmáticas toleíticas bajas en K₂O, magmas pocos evolucionados ricos en Fe₂O₃ y TiO₂, anomalías positivas en Pb, Sr, Th y negativas Rb, Nb, La, Ce, Pr, N. De acuerdo con estas características, estas rocas se podrían clasificar como granitoides manto-derivados asociados a zonas de subducción o asociados a un ambiente de islas oceánicas intraplaca (White and Chappell (1983), Clarke (1992), Whalen (1985) **TABLA 3** (Pearce y Cann 1973) **FIGURA 10**.

De esta manera las evidencias, composicionales del Alto de Chuarez sugiere un ambiente tectónico oceánico en el cual este cuerpo fue posteriormente acreciendo al continente.

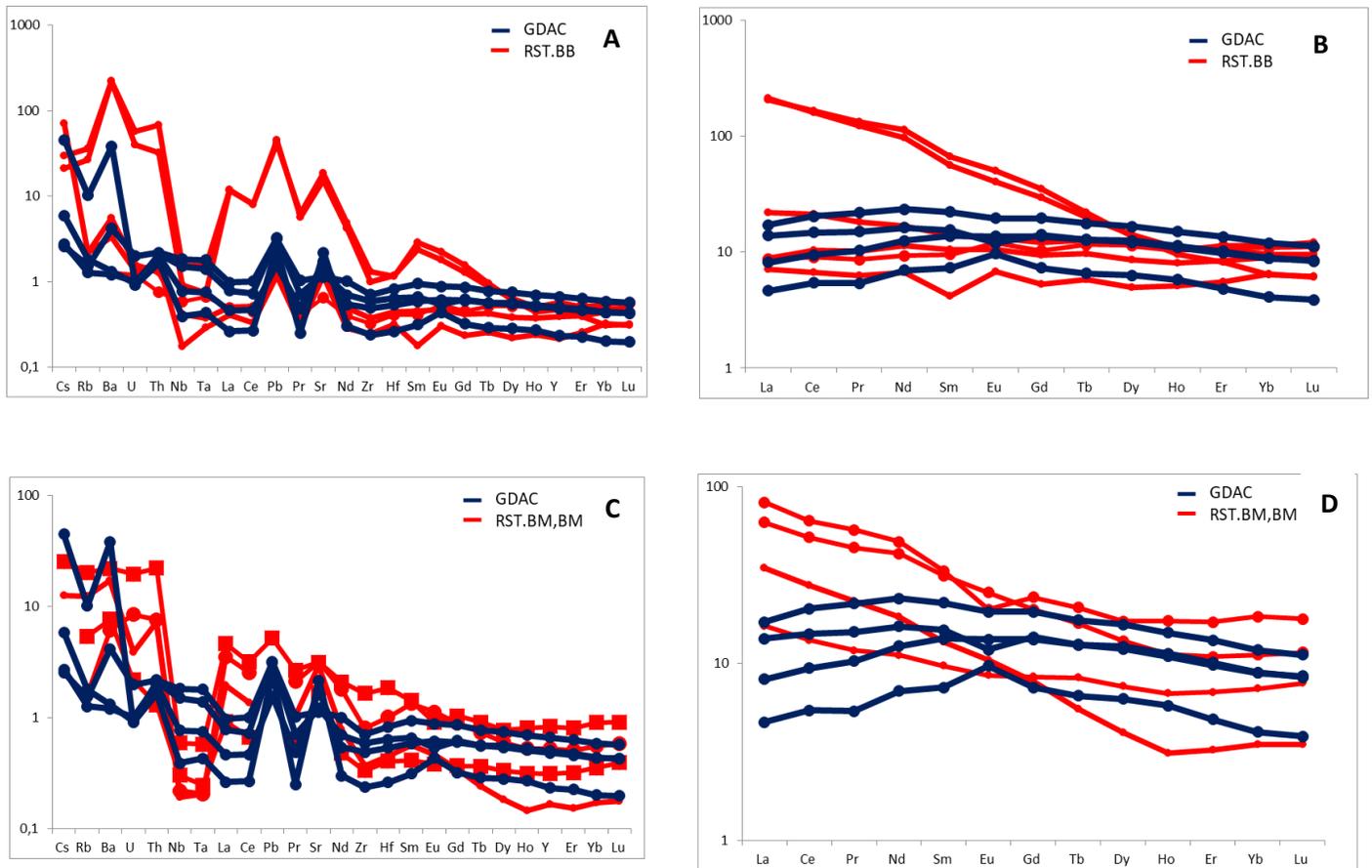


FIGURA 15. A,C Diagrama normalizado a N-MORB (Gale et al., 2013). B,D diagrama normalizado a Condrito (McDonough & Sun, 1995). Para los cuerpos intrusivos analizados. **GDAC:** gabros, dioritas del alto de Chuarez. **RST.BB:** rocas de series toleíticas correspondiente al Batolito de Buga. **RST.BM, BM:** Batolito de Mistrató y al Batolito de Mande.

CONCLUSIONES

Las rocas básicas caracterizadas en este trabajo corresponden a gabros hornblendíticos como minerales predominantes como anfíbol tipo hornblenda (58 % - 85%) y plagioclasas del tipo labradorita y bitownita (13% - 41%), minerales accesorios (apatito, esfena, circón y opacos). Los patrones geoquímicos pertenecen al tipo de granitoides tipo metaluminoso Tipo M o tipo I, series magnética toleíticas bajas en K para las muestras (001MC-002MC y 004MC), con excepción de la muestra 003MC (serie calco-alcalina baja en potasio).

Las mineralizaciones presentes en la zona de estudio posiblemente pueden ser correlacionales a las mineralizaciones asociadas Batolito Buga pertenecientes a gabros hornblendíticos y los metabasaltos del Macizo Ofiolítico de Ginebra.

Las rocas localizadas en el Alto de Chuarez se pueden clasificar como granitoides manto-derivados asociados a zonas de subducción o asociados a un ambiente de islas oceánicas intraplaca. Según la clasificación petrográfica y geoquímica del objeto de estudio estos cuerpos intrusivos caracterizados como gabros hornblendíticos no corresponden al evento tipo Batolito de Anchicaya. Por el contrario, según el contexto regional de la zona y se pueden correlacionar con el evento Cretácico tipo Batolito de Buga por sus características similares en la petrografía y geoquímica.

REFERENCIAS

- Aluja, J. A., Bogotá, J. E., Chaparro, e. a.; Colmenares, F. H. & Rosales, A. (1975). Geología de la sección Buga – Buenaventura. Tesis inédita, U. Nal Bogotá, 96.
- Aspden, J.A. (1984). The geology of the western cordillera, Department of Valle, Colombia. Cali- Colombia. INGEOMINAS, pp.261, 278, 280, 299.
- Aspden, J. (1985). The geology of the Western Cordillera and Pacific Coastal Plain in the Department of Valle del Cauca. *Ingeominas Version Britanica*, 1959, p.61.
- Barrero, D. (1979). Geology of the Central Western Cordillera, west of Buga and Roldanillo, Colombia. INGEOMINAS, Publ. Geol. Bogotá. 4(1 – 75).
- Duque - Caro H. (1979). Major structural elements and evolution of northwestern Colombia, in Watkins, J. S., and Others, eds., Geological and geophysical investigations of continental margins: American Association of Petroleum Geologists. 29 (329 – 351).
- Botero, G. (1975). Edades radiométricas de algunos plutones colombianos. Rev. Minería, 27 Medellín, (169 – 179): 8336 – 8342.
- Brook, M. (1984). New radiometric age data from S. W. Colombia: Cali, INGEOMINAS – Misión Británica (BGS). Report N° 10. 25 p.
- Cediel, F. (2018). *Geology and Tectonics of Northwesrn South America*. Medellin Springer.

Cediel F, Shaw RP, Cáceres C (2003) Tectonic assembly of the Northern Andean Block. In: Bartolin, C, Buffler RT, Blickwede J (eds) The circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics. AAPG Memoir 79:815–848

Echeverri, S., Cardona, A., Pardo-Trujillo, A., Borrero, C., Rosero, S., López, S. (2015). Correlación y geocronología Ar-Ar del basamento Cretácico y el relleno sedimentario Eoceno Superior - Mioceno (Aquitaniense inferior) de la cuenca de antearco de Tumaco, SW de Colombia: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 32, núm. 2, p. 179-189.

Gale, Allison, Colleen A. Dalton, Charles H. Langmuir, Yongjun Su, and Jean-Guy Schilling. (2013). “The Mean Composition of Ocean Ridge Basalts.” *Geochem. Geophys. Geosyst.* 14, no. 3: 489–518.

González, H. y Londoño, G.A.C. (1998). Edades K-Ar en algunos plutones del Graben del Cauca y norte de la Cordillera Occidental. Universidad Nacional de Colombia, *Geología Colombiana*, 23: 117-131.

Kennan, L., Pindell, J.L. (2009), Dextral shear, terrane accretion and basin formation in the Northern Andes: best explained by interaction with a Pacific-derived Caribbean Plate?, en James, K.H., Lorente, M.A., Pindell, J.L. (eds.), *The Origin and Evolution of the Caribbean*.

Kerr, A.C., Marriner, G.F., Tarney, J., Nivia, A., Saunders, A.D., Thirlwall, M.F., and Sinton, C.W. (1997). Cretaceous basaltic terranes in Western Colombia: Elemental, chronological and Sr–Nd isotopic constraints on petrogenesis. *Journal of Petrology*, 38(6): 667-702.

Leal-Mejía H (2011) Phanerozoic gold metallogeny in the Colombian Andes: a tectono-magmatic approach. PhD thesis, Universitat de Barcelona.

López, E., Collot, J.-Y., & Sosson, M. (2008). Sedimentary constraints on the tectonic evolution of the paired Tumaco–Borbón and Manglares forearc basins (southern Colombia - northern Ecuador) during the Late Cenozoic (pp. 292-294). Presentado en 7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008, Nice).

Marín-Cerón, M. I., & Sierra, G. (2011). Tumaco Basin Vol. 13 (p. 77). Medellín, Colombia: ANH-University EAFIT. Department of Geology.

Maya, M. (1992). Catálogo de dataciones isotópicas en Colombia: *Boletín Geológico INGEOMINAS*, 32: 127- 187.

Middlemost, E. (1985). Rare earth element geochemistry. *Chemical Geology*, 48(1-4), pp.362-363.

McDonough, W. and Sun, S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3-4), pp.223-253.

Nelson, H. W. (1957). Contribution to the geology of the Central and Western Cordillera of Colombia in the sector between Ibagué and Cali. *Leidse Geol. Medel.*, 22(1 – 76). Leiden.

Nivia, A., & Aspden, J. (1984). Ocurrencia, composición y génesis del oro aluvial en la Cordillera Occidental y en la llanura costera del Departamento del Valle del Cauca – Colombia. Ingeominas – Misión Británica (bgs), informe 5 (inédito). 16 p. Cali.

Pindell, J.L y Barrett, S.F. (1990). Geological Evolution of the Caribbean region; A Plate Tectonic Perspective. *The Geology of North America. Vol. H. The Caribbean Region. The Geological Society of America.* pp. 405-432.

Peccerillo, A., and Taylor, S. (1976). Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1), pp.63-81.

Pearce, J. and Cann, J. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19(2), pp.290-300.

Pearce, J., Harris, N. and Tindle, A. (1984). Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 25(4), pp.956-983.

Rodríguez G, Zapata G. (2012) Características del plutonismo Mioceno superior en el segmento norte de la Cordillera Occidental e implicaciones tectónicas en el modelo geológico del noroccidente colombiano: *Boletín de Ciencias de la Tierra*, no. 31

Rodríguez G, Arango MI. (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 Ramos, B. P. Estudio metalgenético de las mineralizaciones auríferas del área de Ginebra y zonas aledañas, Valle del Cauca (Doctoral dissertation, Universidad Nacional de Colombia).

Su, Y., Langmuir, C. H., & Asimow, P. D. (2003). PetroPlot: A plotting and data management tool set for Microsoft Excel. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(3).

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

Toussaint, J.F. y Restrepo J.J. (1999). Evolución Geológica de Colombia: PreCámbrico a Cenozoico. 103 P.

Villagómez, D., Spikings, R., Magna, T., Kammer, A., Winkler, W. and Beltrán, A. (2011). Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia. *Lithos*, 125(3-4), pp.875-896.

Weber, M., Gómez-Tapias, J., Cardona, A., Duarte, E., Pardo-Trujillo, A., and Valencia, V.A. (2015). Geochemistry of the Santa Fé Batholith and Buriticá Tonalite in NW Colombia - Evidence of subduction initiation beneath the Colombian Caribbean Plateau. *Journal of South America Earth Science*, 62: 257-274.