

# GEOQUÍMICA Y GEOCRONOLOGÍA DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS BÁSICAS Y EL GABRO DE ALTAMIRA, CORDILLERA OCCIDENTAL (COLOMBIA): REGISTRO DE AMBIENTES DE PLATEAU Y ARCO OCEÁNICO SUPERPUESTOS DURANTE EL CRETÁCICO

Juan Pablo Zapata-Villada<sup>1,2\*</sup>; Jorge Julián Restrepo<sup>1</sup>; Agustín Cardona-Molina<sup>1</sup>; Uwe Martens<sup>3</sup>

DOI: <http://dx.doi.org/10.18273/revbol.v39n1-2017001> 

**Forma de citar:** Zapata-Villada, J.P., Restrepo, J.J., Cardona-Molina, A., y Martens, U. 2017. Geoquímica y geocronología de las rocas volcánicas básicas y el Gabro de Altamira, Cordillera Occidental (Colombia): Registro de ambientes de Plateau y arco oceánico superpuestos durante el cretácico. *Boletín de Geología*, 39(2): 13-30.

## RESUMEN

Modelos paleogeográficos regionales han relacionado las características temporales y composicionales del registro magmático Cretácico de la Cordillera Occidental Colombiana con ambientes contrastantes de plateau y arco oceánico, los cuales harían parte de la placa Caribe que habrían colisionado con la margen continental Suramericana durante el Cretácico Superior-Paleoceno. Nuevos datos geoquímicos y geocronológicos obtenidos en una secuencia de lavas y rocas piroclásticas de composición basáltica, intruidos por cuerpos gabróticos en la región de Altamira sugieren la existencia de un volcanismo con afinidad E-MORB formado en condiciones submarinas a subaéreas. Estas secuencias de rocas pueden ser correlacionadas con unidades de la Cordillera Occidental colombiana, los Andes de Ecuador y la margen caribeña de Suramérica. Estas rocas harían parte de un plateau oceánico formado en el Cretácico Temprano, posiblemente en una latitud más sur que la posición actual y que habría hecho parte de la placa del Caribe. Estas rocas con afinidad de plateau oceánico habrían sido posteriormente intruidas por un magmatismo de composición gabrótica con edades de ca. 88 Ma, el cual presenta herencias entre 95 Ma y 114 Ma, que posiblemente reflejen la edad del basamento en el cual se emplazaron. Este magmatismo presenta características afines a un ambiente de arco magmático y podría ser correlacionada composicional y temporalmente con otros cuerpos plutónicos tonalíticos y gabróticos de la Cordillera Occidental colombiana, en el Ecuador y del Caribe los cuales representarían un arco oceánico formado sobre la secuencia de Plateau. Las características temporales y composicionales de estas rocas sugieren que el episodio de formación de la provincia de Plateau expuesta en el occidente colombiano sería más antiguo de lo tradicionalmente considerado y que previo a la colisión con la margen continental un arco oceánico habría sido desarrollado lejos del continente, el cual habría sido activo al menos hasta los 88 Ma.

**Palabras clave:** U-Pb, Cordillera occidental, plateau oceánico, Plutones gabróticos, Altamira.

## GEOCHEMISTRY AND GEOCHRONOLOGY OF THE BASIC VOLCANIC AND GABROIC ROCKS IN THE ALTAMIRA REGION, WESTERN CORDILLERA OF COLOMBIA: A RECORD OF OVERIMPOSED CRETACEOUS PLATEAU AND OCEANIC ARC ENVIRONMENTS

### ABSTRACT

Regional paleogeographic models based on limited geochronological and geochemical data from the Western Cordillera of the Colombian Andes have suggest that the exposed Cretaceous magmatic rocks were formed in plateau and intra-oceanic arc environments before their Late Cretaceous-Paleocene accretion to the continental margin. New geochemical and geochronological constraints from volcanic, pyroclastic and intrusive plutonic rocks of the Altamira section in the northern segment of the Western Cordillera record the existence of a former basaltic sequence characterized by an E-MORB signature erupted in a subaqueous to subaerial environment. Such sequence can be correlated to other Early Cretaceous volcanic rocks in the Western Cordillera of Colombia, that together with other exposures in the Ecuadorian Andes and the Caribbean are part of a major oceanic plateau that was formed in the southwestern Pacific region that formed the allochthonous Caribbean plate. This sequence was intruded by gabbroic plutons with a tholeiitic arc affinity signature, that together with other plutons of the Western Cordillera record the formation of an oceanic arc by ca. 88 Ma, as suggested by the new U-Pb LA-ICP-MS zircon ages. Older inherited zircon ages of 95 Ma and 114 Ma found within this gabbroic body correlate with sedimentary and plutonic ages of the host basaltic rocks, confirming the Early Cretaceous timing for the plateau episode. Although more geochronological data is still need from the Western Cordillera, the available temporal and compositional constraints, including the data presented in this contribution, suggest that the timing of the plateau formation episode maybe older than previously suggest, and that an oceanic arc was formed over this plateau before its accretion to the continental margin.

**Keywords:** U-Pb, Western Cordillera, Oceanic Plateau, gabbroic Plutons, Altamira.

<sup>1</sup> Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Antioquia, Colombia. (\*)[jjpapatav@unal.edu.co](mailto:jjpapatav@unal.edu.co); [jjrestrepo@fastmail.fm](mailto:jjrestrepo@fastmail.fm); [agcardonamo@unal.edu.co](mailto:agcardonamo@unal.edu.co)

<sup>2</sup> Servicio Geológico Colombiano, Medellín, Antioquia, Colombia.

<sup>3</sup> Tectonic Analysis Ltd. Inglaterra. [umartens@zoho.com](mailto:umartens@zoho.com)

## INTRODUCCIÓN

Las plumas del manto y el magmatismo de los puntos calientes dan lugar a la formación de corteza oceánica engrosada en montes marinos o plateaus oceánicos (Condie and Abbott, 1999; White *et al.*, 1999; Kerr *et al.*, 2003), los cuales debido a su espesor cortical pueden acrecionarse a las márgenes de los continentes, constituyendo uno de los procesos de crecimiento de corteza continental más significativos desde el Arqueano (Kerr *et al.*, 2003). Este proceso fue particularmente común durante el Cretácico en el Pacífico, cuando aparentemente existieron múltiples plumas mantélicas en los océanos (Kerr *et al.*, 2003; Greene *et al.*, 2010) y algunos de estos elementos fueron modificados por la construcción de arcos magmáticos y su posterior acreción a las márgenes continentales (White *et al.*, 2003; Whattam and Stern, 2015).

Desde el sur de Ecuador hasta el norte en las Antillas Menores, incluyendo la Cordillera Occidental colombiana se encuentran expuestos una serie de fragmentos de rocas volcánicas, en menor medida rocas sedimentarias asociadas y algunos cuerpos de gabros, relacionadas a partir de sus características geoquímicas y distribución, como parte de un plateau oceánico, el cual se habría modificado por la construcción de arcos de islas oceánicos en sus márgenes (White *et al.*, 1999; Van der Lelij *et al.*, 2010; Vallejo *et al.*, 2006; Villagómez *et al.*, 2011).

Basados en datos geoquímicos locales, reconstrucciones paleogeográficas regionales, estos fragmentos de corteza oceánica han sido considerados como segmentos de la Placa del Caribe, la cual habría sido formada en el Pacífico suroriental, y luego migrado hasta su posición actual, colisionando con la margen continental suramericana (Nivia, 1987, 1989, 1996; Kerr *et al.*, 1997; Meschede and Frisch, 1998; Pindell *et al.*, 2005; Pindell and Kennan, 2009; Villagómez *et al.*, 2011).

Al Occidente del Sistema de Fallas Cauca-Romeral (SFCR), en el dominio volcánico oceánico, los rasgos geoquímicos de las rocas basálticas y algunas edades absolutas obtenidas en rocas gabróicas y tonalíticas (FIGURA 1), así como las edades fosilíferas en sedimentos pelágicos asociados a las rocas volcánicas, han sugerido que la formación de las rocas de plateau oceánico se extenderían entre el Barremiano y el Cenomaniano (Villagómez *et al.*, 2011; Rodríguez y Arango, 2013; Weber *et al.*, 2015), mientras que el arco magmático que se construye sobre el sustrato de plateau oceánico (Vallejo *et al.*, 2006; Villagómez, 2010; Van der Lelij *et al.*, 2010) habría comenzado a formarse después de 90 Ma (Villagómez *et al.*, 2011; Weber *et al.*, 2015). Este registro temporal para la historia de la formación del Plateau oceánico del Caribe y el arco oceánico asociado es más antiguo que las edades entre 91 y 88 Ma sugeridas por otros autores como parte de la fase principal (Kerr *et al.*, 1997; Sinton *et al.*, 1998; Hauff *et al.*, 2000; Révillon *et al.*, 2000; Hoernle *et al.*, 2004).

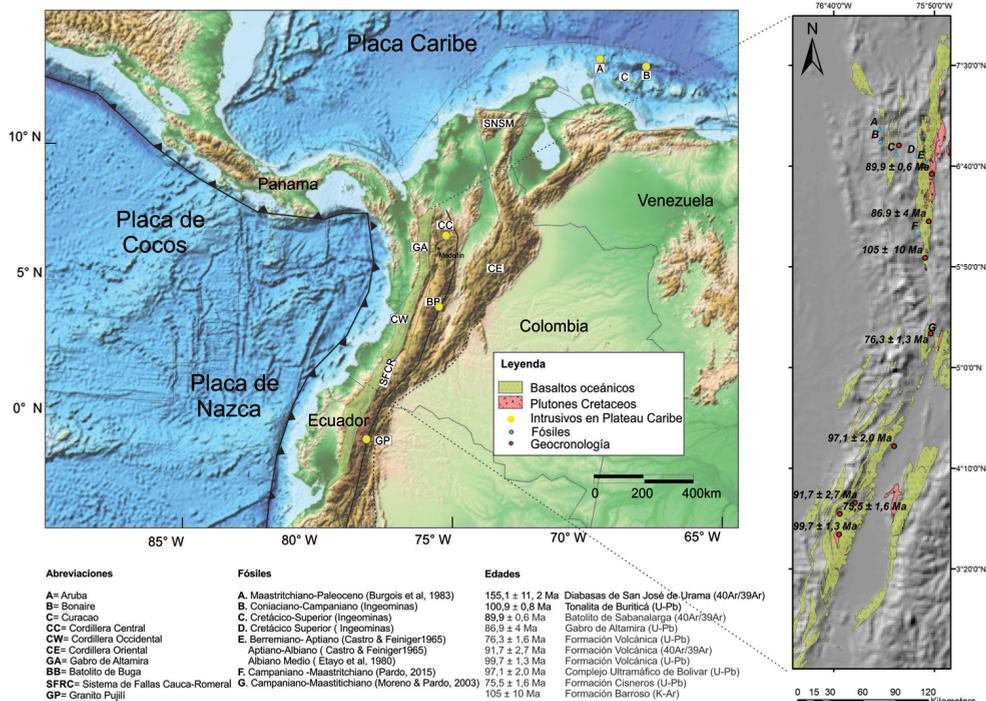


FIGURA 1. Modelo de Elevación digital para el Caribe y el norte de Sudamérica (Fuente: Amante y Eakins, 2009), edades bioestratigráficas, geocronología en la Cordillera Occidental Colombiana.

En este trabajo se presenta la cartografía, petrografía, geoquímica y geocronología U-Pb (LA-ICP-MS) de una sección geológica localizada en el flanco oriental de la Cordillera Occidental, en el corregimiento de Altamira, Antioquia (FIGURA 2 y 3). Esta sección expone de manera relativamente continua una sucesión de rocas volcánicas y plutónicas que inicialmente por la presencia de rocas piroclásticas habría sido relacionada con un arco magmático (Ramírez, 1976; Restrepo y Toussaint, 1976). Los resultados geoquímicos aquí presentados sugieren que las rocas volcánicas corresponden a una secuencia

alternante de derrames lávicos y piroclastos afin a un plateau oceánico, intruidas por un plutón gabrónico con una edad de 88 Ma y que representaría las fases iniciales de evolución de un arco magmático toleítico intra-oceánico.

Estos resultados confirmarían que los fragmentos de plateau oceánico expuestos en los Andes Colombianos son efectivamente más antiguos que el Campaniano, e indicarían que la acreción de estas unidades oceánicas al continente habría ocurrido después de 86 Ma.

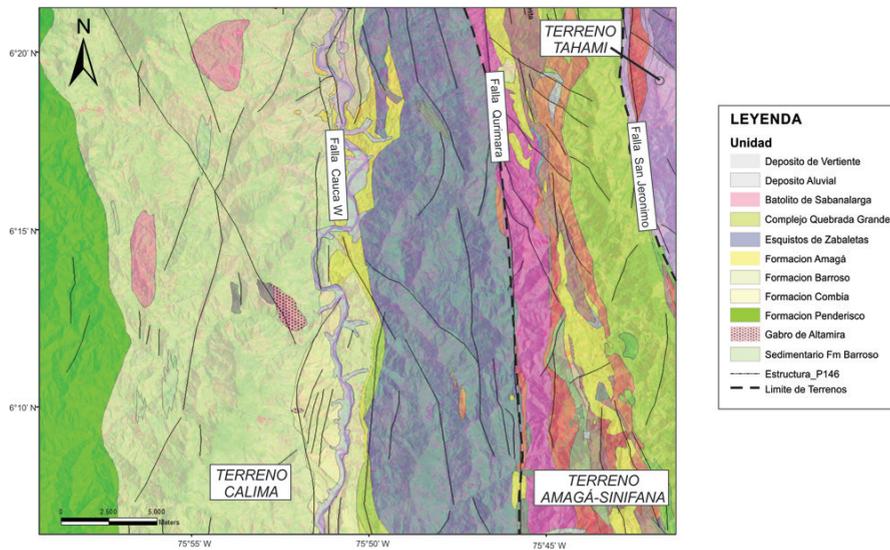


FIGURA 2. Mapa regional modificado de Mejía *et al.* (1983), límite oriental Falla Quirimará.

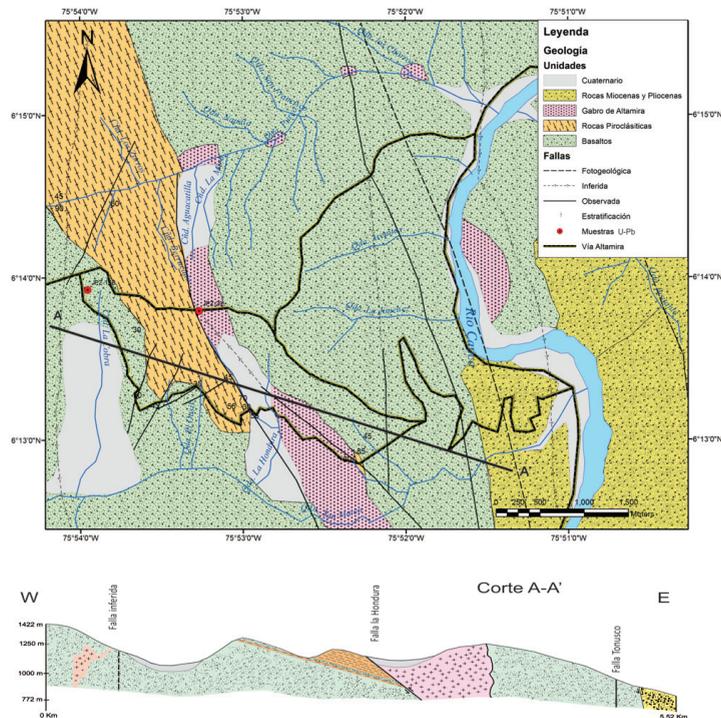


FIGURA 3. Mapa geología local y perfil geológico de Altamira, Antioquia.

## MARCO GEOLÓGICO

El borde de Placa Suramericana y la cadena Andina en los Andes de Colombia está compuesto por un mosaico de terrenos de afinidades oceánicas acrecionados a la corteza continental desde el Cretácico Superior (Case *et al.*, 1971; Meissner *et al.*, 1976; Duque-Caro, 1984; Restrepo and Toussaint, 1988; Kerr *et al.*, 1997; Cediél *et al.*, 2003; Cardona *et al.*, 2010; Villagómez *et al.*, 2011). Estos terrenos de afinidad oceánica que constituyen la región del ante-arco Pacífico, la Cordillera Occidental de Colombia y Ecuador, e incluyen la parte más occidental de la Cordillera Central colombiana, limitados al Este por el SFCR, que forma un cordón de franjas limitadas por fallas anastomosadas de continuidad regional hasta el Golfo de Guayaquil en Ecuador, en la cual se mezclan litologías de diferente origen y edad (Barrero, 1979; Restrepo and Toussaint, 1988) (FIGURA 1), y la cual los separa del terreno Tahamí de afinidad continental que constituye gran parte de la Cordillera Central, y un basamento metamórfico Paleozoico y Triásico y el terreno Amagá-Sinifana compuesto de franjas obducidas al continente (Restrepo *et al.*, 2009) (FIGURA 2).

Las rocas de afinidad oceánica al occidente del SFCR y que forman gran parte de la Cordillera Occidental (Terreno Calima), están compuestas por basaltos, sedimentos de carácter químico y siliciclástico, y rocas piroclásticas denominados al norte de la cordillera Occidental como Formación Barroso (Álvarez y González, 1978) y al sur como el Grupo Diabásico (Barrero, 1979) y Formación Volcánica (Aspden, 1984). Estas unidades son intruidas por una serie de plutones de gabro y tonalita (Restrepo y Toussaint, 1976; González *et al.*, 1978; Villagómez *et al.*, 2011).

La Formación Penderisco constituida por areniscas con alto contenido de cuarzo y micas, intercaladas con lodolitas, o constituida por intercalaciones de cherts y lodolitas reposan discordantemente sobre rocas volcánicas de la Formación Barroso (Álvarez y González, 1978) expuestas como franjas delgadas.

El origen oceánico y la acreción de las rocas volcánicas expuestas en la Cordillera Occidental colombiana se remonta a la década del 70 (Case *et al.*, 1971; Meissner *et al.*, 1976; Toussaint y Restrepo, 1976; Barrero, 1979; Feininger *et al.*, 1972). Estos autores sugirieron inicialmente que estas rocas podrían estar relacionadas con ambientes de corteza oceánica o con arcos de islas. Posteriormente Nivia (1987, 1989, 1996) y Kerr *et al.* (1997) obtienen datos geoquímicos en estas secuencias y sugieren una correlación con ambientes de punto caliente

como el de Islandia y correlacionan estas rocas con otras unidades volcánicas Cretácicas del circum-caribe, indicando que en conjunto hacen parte de un plateau oceánico formado a partir de una pluma mantélica.

Recientemente, Rodríguez y Arango (2013) presentan nuevos datos geoquímicos en las rocas volcánicas y sugieren que las unidades volcánicas básicas de la Cordillera Occidental incluyen también rocas formadas en ambiente de arco. Mientras que las características geoquímicas de los plutones tonalíticos del Cretácico Tardío que intruyen estas secuencias volcánicas han sido relacionados con ambientes de arco de islas oceánico el cual se habría construido sobre las rocas formadas previamente en el ambiente de plateau oceánico (Villagómez *et al.*, 2011; Weber *et al.*, 2015).

Las rocas gabroicas asociadas a las secuencias basálticas han sido relacionadas en general con los niveles estructurales más profundos de las secuencias de plateau (Nivia, 1996), y algunas de ellas han arrojado edades Cretácicas de ca. 98 Ma. Sin embargo como será discutido en esta contribución, los plutones gabroicos que cortan la secuencia basáltica de plateau incluyen diferentes tipos composicionales y registran ambientes tectónicos contrastantes, como es el caso del Gabro de Altamira que será discutido en esta contribución.

Dentro del SFCR aparecen bloques exóticos de afinidad de arco y edad Cretácica agrupadas dentro del Complejo Quebradagrande, rocas metamórficas formadas en complejos de subducción/acreción del Complejo Arquía, y rocas de afinidad oceánica del Grupo Amaime, cubiertas por sedimentos marinos a transicionales de la Formación Nogales (Maya y González, 1995; Nivia, 1996; Toussaint y Restrepo, 1974; Aspden, 1984; Moreno-Sánchez and Pardo-Trujillo, 2003).

Al Occidente del SFCR, la Cordillera Occidental de Colombia se encuentra constituida por rocas de afinidad oceánica que han sido incluidos dentro del Terreno Cuna y Calima (Restrepo and Toussaint, 1988). El terreno Calima está limitado al Este por el SFCR, que y al Oeste por el sistema de Fallas de Dabeiba que los separa del terreno Cuna (Restrepo and Toussaint, 1988) con características de arco de islas oceánico y afinidad toleítica con edades Eoceno - Paleoceno (Duque-Caro, 1989; Kerr *et al.*, 1997).

El ambiente donde se originó la Formación Barroso es todavía debatido. Para algunos autores esta secuencia presenta afinidad con la Fm. Volcánica (Aspden, 1984) al sur de Colombia, con un carácter geoquímico afín con un plateau oceánico (Kerr *et al.*, 1997, 2003; Villagómez,

2010). Sin embargo otros autores presentan evidencias de que las rocas volcánicas de la Fm. Barroso pueden incluir elementos de plateau, MORB y de arco de islas cuya relación genética podría ser parte de una historia de superposición de ambientes tectónicos o simplemente representar elementos estructuralmente contrastantes (Restrepo y Toussaint, 1976; Álvarez y González, 1978; Parra, 1978; González, 2001; Villagómez, 2010; Rodríguez y Arango, 2013).

A raíz de estos contrastes, Rodríguez y Arango (2013) sugieren incorporar una nueva nomenclatura estratigráfica, en la cual las rocas con características geoquímicas que se puedan correlacionar con el plateau oceánico que conforma el occidente Colombiano se denominen San José de Urama, y las rocas con afinidad de arco corresponderían a la Formación Barroso.

Dado que los límites de estas dos unidades no están claramente definidos, en esta contribución mantenemos la terminología tradicional adoptada por Kerr *et al.* (1997).

Edades K-Ar en RT (Roca total) de  $105 \pm 10$  Ma (Toussaint y Restrepo, 1978) y Ar-Ar en RT de  $84,2 \pm 1,4$  Ma (Geoestudios-Ingeominas, 2005), han sido reportadas para la Fm. Barroso cerca de su sección tipo en Antioquia. Mientras que en el sur de Colombia, para la Fm. Volcánica se reportan edades Ar-Ar de 92 Ma (Kerr *et al.*, 1997) en doleritas y edades U-Pb de 98 Ma para el Gabro del Palmar (afinidad de Plateau) y de 92 Ma para el Batolito de Buga, los cuales intruyen las rocas basálticas con afinidad de Plateau (Villagómez *et al.*, 2011).

Las rocas sedimentarias hemipelágicas y terrígenas asociadas a estas unidades volcánicas en el Norte de la Cordillera Occidental presentan edades bioestratigráficas que van desde el Barremiano hasta el Aptiano (González, 2001). Mientras que las secuencias silicásticas, que incluyen intercalaciones de areniscas y lodolitas con material cuarzoso de afinidad continental, presentan edades entre los intervalos: Aptiano -Albiano (Etayo-Serna, 1989), y Santoniano- Maastrichtiano (Moreno-Sánchez and Pardo-Trujillo, 2003) y cubren las rocas volcánicas, limitando su acreción al continente (FIGURA 1).

A pesar de los pocos datos geocronológicos existentes y que posiblemente el significado de las edades Ar-Ar esté comprometido por el bajo potasio y la alteración hidrotermal que pueden tener las rocas volcánicas, es posible inferir una edad mínima para la Formación Barroso, con base en las edades paleontológicas del Cretácico inferior de las rocas sedimentarias con las

que está intercalada y a la relación intrusiva con rocas plutónicas fechadas entre  $84,97 \pm 2,5$  Ma a 100 Ma (Ordóñez-Carmona *et al.*, 2003; Weber *et al.*, 2015).

Estas secuencias volcánicas de la Formación Barroso han sido asociadas a un ambiente de plateau y a arcos relacionados con la formación y migración de la placa del Caribe desde el Pacífico (Kerr *et al.*, 1997). Placa que se habría formado como parte de un plateau oceánico que habría hecho erupción entre 88 y 100 Ma (Kerr *et al.*, 1997, 2009; Hauff *et al.*, 2000; Thompson *et al.*, 2004; Villagómez *et al.*, 2011; Wright and Wyld, 2011) o a subducción de una dorsal oceánica (Serrano *et al.*, 2011), y luego intruído por una serie de cuerpos de afinidad calco alcalino a lo largo del Caribe como el Batolito de Buga, Sabanalarga, Tonalita de Buriticá, Granito Pujilí en Ecuador y Batolito de Aruba entre 90 y 80 Ma (Kerr *et al.*, 1997, 2009; Hauff *et al.*, 2000; Thompson *et al.*, 2004; Van der Lelij *et al.*, 2010; Villagómez *et al.*, 2011; Wright and Wyld, 2011). Posteriormente este plateau habría colisionando con la margen Suramericana aproximadamente entre 75 y 73 Ma, dejando los fragmentos presentes en los Andes Colombianos, Ecuatorianos y en islas a lo largo del Caribe (Villagómez, 2010; Spikings *et al.*, 2015).

## METODOLOGÍA

El trabajo de campo se realizó en el flanco oriental de la Cordillera Occidental en la región de Altamira corregimiento de Betulia, Antioquia. Para su elaboración se revisó la cartografía realizada por Ramírez (1976). Se cartografiaron las unidades principales a escala 1:25.000 y se tomaron muestras de roca para análisis petrográficos, geoquímicos y de geocronología de U-Pb en círculo.

### Geoquímica de Roca total

Las muestras seleccionadas para elementos mayores fueron analizadas en *Actlabs* mediante un espectrómetro de masa con plasma inductivamente acoplado (ICP) y en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), en la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), Ciudad Universitaria, Ciudad de México, mediante un equipo de Fluorescencia de rayos X (FRX) Siemens SRS-3000. Los análisis fueron realizados sobre las muestras pulverizadas siguiendo procedimientos descritos por Lozano-Santacruz *et al.* (1995) y Verma *et al.* (1996). Los elementos trazas fueron obtenidos por medio de espectrometría de masas en dos laboratorios diferentes ambos con plasma inductivamente acoplado (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*, ICP-MS). Cuatro muestras fueron

analizadas en los laboratorios de Actlabs y tres muestras en el LEI (Laboratorio de Estudios Isotópicos), UNAM, Campus Juriquilla, usando un equipo Thermo Series XII, según procedimientos descritos por Mori *et al.* (2007). Para la calibración del equipo se emplearon los estándares JB-2, AGV-2, BCR-2, BHVO-2, JR-1 y ZZ.

## Geocronología U-Pb LA-ICP-MS

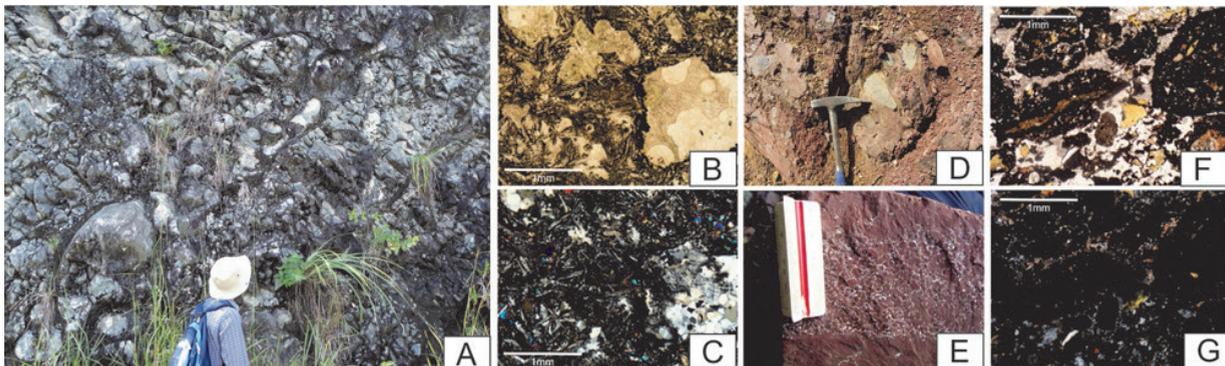
El análisis de las muestras fue realizado en las instalaciones del LEI- UNAM, utilizando un sistema de ablación láser (LA) Resonetics M-50, láser ArF Eximer operado a 193 nm, 5 Hz y  $\pm 8$  J/cm<sup>2</sup>; empleando un punto de ablación de 23  $\mu$ m de diámetro. Este láser se encuentra adaptado a una estación de trabajo micro-controlada, con una celda de ablación de doble volumen, la cual es llenada de He al momento de la ablación y luego un flujo de N<sup>2</sup> y Ar transporta la muestra a un ICP-MS cuadrupolo Thermo Xii series (Solari *et al.*, 2010). La reducción de los datos de cada análisis fue realizada mediante una secuencia de comandos (Upb.age) para el programa estadístico R (Solari *et al.*, 2010). Esta secuencia de comando o script realiza automáticamente el proceso de integración de las señales del ICP-MS y su respectiva corrección por blancos, así como el cálculo de relaciones isotópicas (<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U, <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb y <sup>208</sup>Pb/<sup>232</sup>Th) y sus respectivos errores a  $\pm 1$  sigma. Con la finalidad de hacer correcciones por el fraccionamiento intrínseco de los isótopos de Pb y la deriva instrumental se mide por cada 5 mediciones de la muestra un círculo estándar, además la secuencia de análisis incluye la medición de una muestra de referencia (vidrio NIST 612; Solari *et al.*, 2010). En este caso se utilizaron circones del estándar Plešovice, el cual tiene una edad concordante calculada en 337,13 $\pm$ 0,37 Ma (2 sigma)

(Sláma *et al.*, 2008). Los datos fueron graficados y calculadas sus respectivas edades sin corrección por Pb común, utilizando Isoplot 3.0 (Ludwig, 2004). El isótopo <sup>204</sup>Pb, comúnmente utilizado para correcciones por Pb común, no fue medido debido a interferencias del isótopo <sup>204</sup>Hg que acompaña el He durante las mediciones.

## RESULTADOS

### Relaciones de campo y muestreo

En la región de Altamira (suroeste Antioqueño) se encuentra expuesta una sección bien preservada de basaltos almohadillados (FIGURA 4A), basaltos amígdalares, basaltos masivos a diabasas, intercalados hacia el tope con secuencias subaéreas de rocas piroclásticas, incluyendo lapilli acrecional (McPhie *et al.*, 1993), tobas y brechas piroclásticas (FIGURAS 4D y 4E). En ocasiones se observa preservada la estratificación en los flujos de pillow lavas (FIGURA 4A). En el área de estudio la unidad aflora en un área aproximada de 11 km<sup>2</sup> (FIGURA 3), con un espesor máximo de 700 m. Las muestras de basaltos presentan texturas ofíticas, subofíticas microcristalinas y texturas amigdalares, los cuales se encuentran relativamente frescos, presentan en ocasiones matriz microlítica de plagioclasa albitizada y augita con amígdalas rellenas de zeolitas, cuarzo y calcita (FIGURAS 4B y 4C). Las rocas piroclásticas presentan esencialmente vidrio parcialmente palagonitizado (en forma de shards) y fragmentos de líticos basálticos (FIGURA 4F y 4G). En sección delgada en ambas unidades se evidencian minerales como prenhita relleno de zeolitas, típicos de metamorfismo de piso oceánico de facies prenhita-pumpellita (Frey *et al.*, 1991).



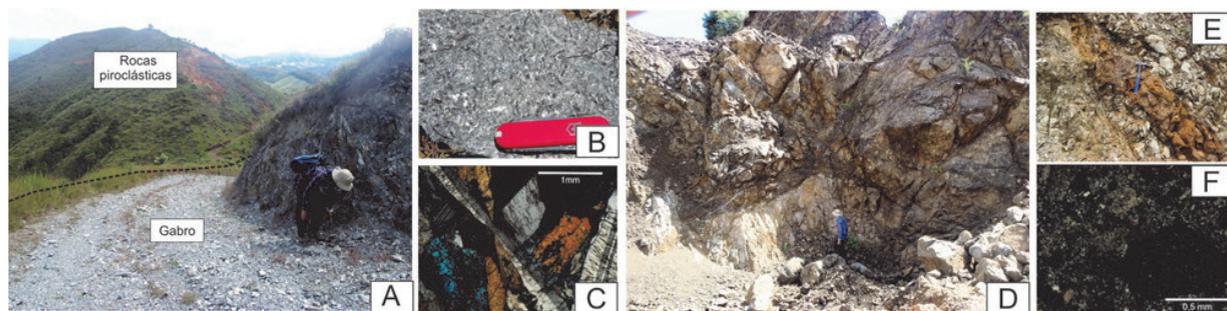
**FIGURA 4.** A. Pillow lavas con pseudostratificación. B. y C. Microfotografía de Basalto amígdalar de matriz microlítica. D. Aglomerado volcánico. E. Toba de lapilli. F. y G. Microfotografía Lapilli acrecional con Shards de vidrio.

Estas secuencias volcánicas son intruidas por el Gabro de Altamira evidenciándose bordes de enfriamiento del gabro y contactos tajantes con las secuencias volcánicas (Ramírez, 1976). El Gabro de Altamira es

un cuerpo intrusivo de 2,5 km<sup>2</sup> (FIGURA 3) de forma elongada con dirección NW-SE. El Gabro de Altamira está compuesto principalmente de clinopiroxeno, ortopiroxeno, plagioclasa y en ocasiones hornblenda,

y trazas de cuarzo intersticial (FIGURAS 5A, 5B y 5C). Al Este de la zona se observa intruyendo basaltos de la Fm. Barroso, mientras que al oeste se observan en contacto fallado con rocas piroclásticas (FIGURA 5A). Son comunes otros cuerpos menores de similar composición que intruyen la formación Barroso pero que no son cartografiables en la escala del trabajo, pero que presentan como característica principal una orientación N-S y una composición diorítica-gabróica.

Una unidad de andesitas porfídicas con hornblenda (FIGURA 5D) no mencionada en trabajos previos, fue encontrada en la zona de estudio. Esta unidad se encuentra intruyendo basaltos de la Fm. Barroso y el Gabro de Altamira (FIGURA 5E). En sección delgada presenta fenocristales de hornblenda (ocasionalmente reemplazados a zoisita-clinozoisita), en una matriz de plagioclasa, hornblenda y en ocasiones piritita (alterada a minerales del grupo de las arcillas) (FIGURA 5F).



**FIGURA 5.** A. Contacto Fallado Piroclastos-Gabro de Altamira. B. Aspecto Macro Gabro. C. Microfotografía Gabro (Cpx+Pl). D. Intrusivos Andesíticos en Basaltos. E. Dique Andesítico en Basaltos. F. Microfotografía Andesita Hornbléndica.

## Geoquímica

Se analizaron elementos mayores y trazas para 12 muestras (TABLA 1), distribuidas entre basaltos (1524, 1526 y 1527) y rocas piroclásticas (JPA 6, JPA 26-A, JPA 26-B) de la Fm. Barroso, muestras correspondientes al Gabro de Altamira (1525, JPA-29, JPA-38, JJ 1649), andesitas hipoabisales (JPA-15B, JPA-41) que intruyen la Fm. Barroso y el Gabro de Altamira. Las muestras se encuentran relativamente frescas (basaltos con pérdidas al fuego entre 2,14-1,99 y gabros entre 0,6 y 1,54), y moderadamente alteradas (andesitas entre 3,09 y 6,13, y las rocas piroclásticas entre 4,16 y 7,28).

El contenido de SiO<sub>2</sub> varía para las muestras de basaltos entre 47,67-50,16 wt%, las rocas piroclásticas entre 46,13-51,79 wt%, los gabros entre 48,76-49,83 wt% y las andesitas entre 50,9-59,7 wt% confirmando la descripción de campo. El diagrama Zr/Ti-Nb/Y (FIGURA 6A) basado en elementos relativamente inmóviles muestra que la mayoría de las muestras caen en el campo de basalto y/o gabros exceptuando una muestra de andesita (JPA-15B) que cae en el campo de las dacitas; esta muestra se encuentra relativamente alterada (LOI= 6,13). La mayoría de las muestras corresponden a las series toleíticas bajas en K (<0,20) exceptuando la muestra JPA-15 B que cae en el campo de las series calco alcalinas (FIGURA 6B).

Diagramas multielementos normalizados al N-MORB (FIGURA 6C), el Gabro de Altamira se caracteriza por anomalías negativas de Ta, Nb y Ti y valores de

REE relativamente planos ( $(La/Sm)_N = 1,54-2,03$  y  $(La/Yb)_N = 1,64$  a  $2,07$ ). Las muestras de andesita presentan un enriquecimiento en elementos LILE respecto HFSE, y en LREE respecto a HREE ( $(La/Sm)_N = 3,28$  a  $5,32$  y  $(La/Yb)_N = 6,50$  a  $9,26$ ).

En el diagrama normalizado al Condrito (FIGURA 6D) se evidencian para las muestras correspondientes a basaltos, que los elementos LILE no se encuentran enriquecidos respecto a HFSE, presentando además patrones planos de tierras raras  $(La/Sm)_N = 1,85$  a  $1,9$  y  $(La/Yb)_N = 1,85$  a  $2,0$  (FIGURA 6D), las muestras correspondientes a rocas piroclásticas presentan patrones de REE similares  $(La/Sm)_N = 2,19$  a  $2,84$  y  $(La/Yb)_N = 2,41$  a  $4,19$  (FIGURA 6D).

Al igual que los gabros, las muestras de andesitas se caracterizan por presentar anomalías negativas de Ta, Nb y Ti siendo más fuertes para el grupo de andesitas. En el diagrama de REE normalizado al Condrito las andesitas presentan patrones enriquecidos (FIGURA 6D).

Las relaciones Nb/Yb vs Th/Yb muestran como los basaltos y rocas piroclásticas presentan características típicas de E-MORB y se sobreponen en el campo del Plateau Colombia-Caribe (FIGURA 6E), mientras que los gabros y las andesitas se caracterizan por presentar enriquecimientos en Th (Kerr *et al.*, 1997).

Cuando se comparan las características geoquímicas de los gabros con otras unidades plutónicas, intrusivas en

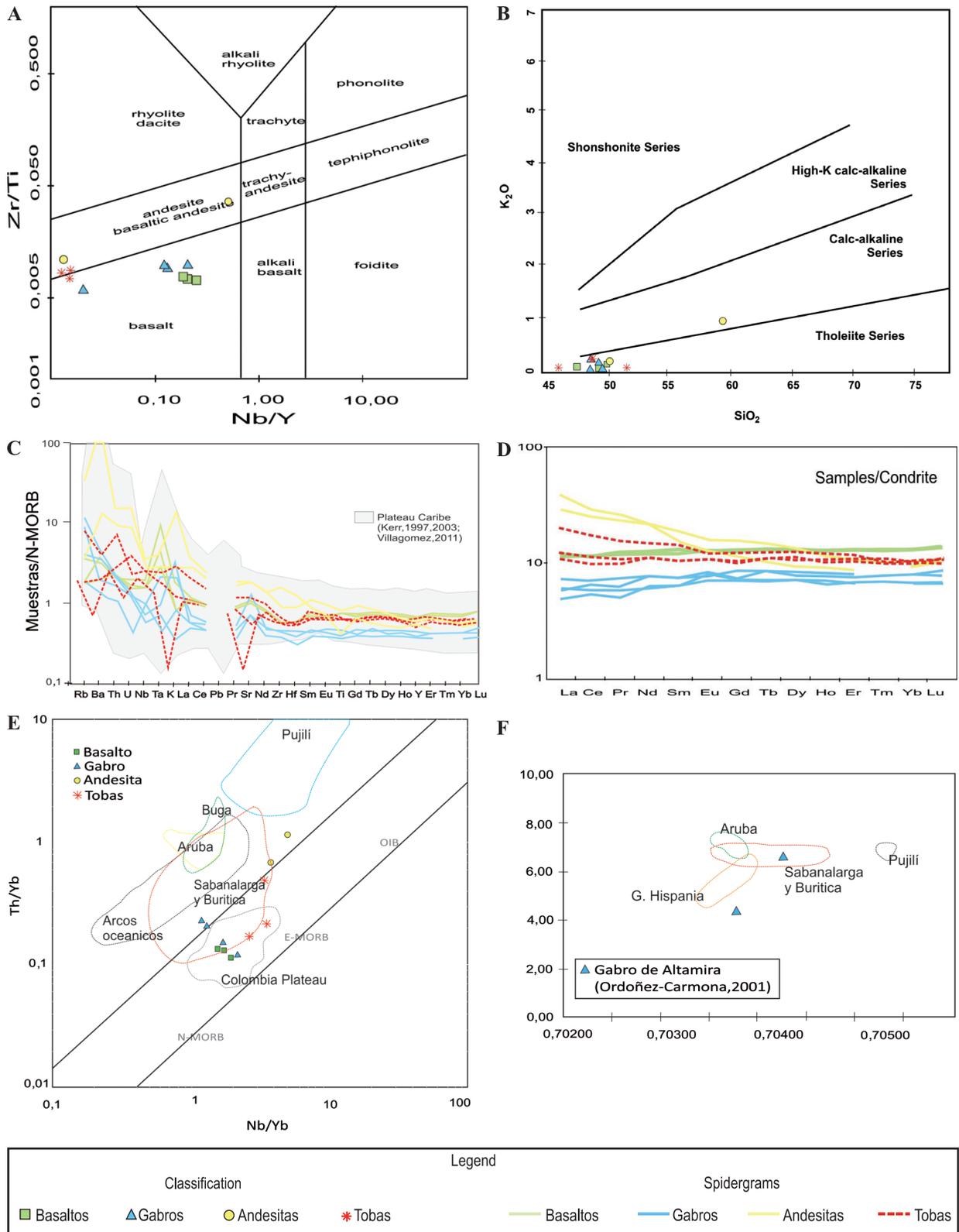
las rocas basálticas de la Formación Barroso (FIGURA 6E) son similares a la tonalita de Buriticá y el Batolito de Sabanalarga, localizados al norte de la Cordillera Occidental (Weber *et al.*, 2015), los cuales han sido relacionados con procesos de fusión de la corteza de plateau durante el crecimiento del mismo, y con las fases tempranas de formación de un arco volcánico (Weber *et al.*, 2015). Mientras que las andesitas, con valores más altos en la relación Th/Yb y Nb/Yb se van hacia un campo más afín con un arco magmático más maduro.

Para el Gabro de Altamira (Ordóñez-Carmona, 2001) reporta valores primitivos con  $\epsilon Nd_{(T)} = 4,78-6,58$  y relaciones  $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,70393-0,70348$ , mientras que para los cuerpos que intruyen la Fm. Barroso como el Batolito de Sabanalarga y el Gabro de Hispania (FIGURA 6F) se presentan valores de  $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,70370$  y  $\epsilon Nd_{(T)}$  cercanos a 7, los cuales igualmente son semejantes a otras rocas con afinidad de arco magmático oceánico que igualmente intruyen rocas con afinidad de plateau oceánico como el Batolito de Aruba y el Granito Pujilí (White *et al.*, 1999; Vallejo *et al.*, 2006).

**TABLA 1.** Resultados geoquímicos de roca total.

Muestras	1524	1526	1527	1525	JPA 29	JPA 38	JJ-1649	JPA 15B*	JPA-41	JPA-06	JPA-26-FRAG	JPA-26-MAS
	Basalt	Basalt	Basalt	Gabro	Gabro	Gabro	Gabro	Andesita	Andesita	Toba de Lapilli	Brecha piroclastica	Brecha piroclastica
<b>Wt %</b>												
SiO <sub>2</sub>	50,16	49,55	47,67	49,52	48,84	48,76	49,83	59,7	50,39	51,79	48,99	46,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,79	13,65	14,4	20,43	14,12	14,56	18,11	16,26	13,94	11,77	12,47	11,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,74	11,5	11,39	6,45	8,09	7,71	8	5,96	10,79	9,88	10	10,56
MgO	7,1	7,42	8,37	4,89	11,69	11,36	6,91	2,03	6,41	11,05	8,75	10,58
CaO	10,65	12,18	12,5	13,86	14,33	14,27	13,24	4,99	13,23	5,87	10,04	12,97
Na <sub>2</sub> O	2,17	2,07	1,8	2,16	1,08	1,06	1,72	2,55	0,69	0,92	2,49	0,09
K <sub>2</sub> O	0,13	0,06	0,06	0,15	0,23	0,02	0,06	0,99	0,19	0,08	0,2	0,01
TiO <sub>2</sub>	0,94	0,94	0,9	0,56	0,51	0,47	0,55	0,52	0,98	0,75	0,89	0,81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,08	0,07	0,04	0,04	0,03	0,05	0,17	0,25	0,07	0,08	0,05
MnO	0,19	0,21	0,18	0,12	0,13	0,14	0,13	0,15	0,18	0,14	0,16	0,16
LOI	2,14	2,03	1,99	0,98	0,64	1,47	1,54	6,31	3,09	7,28	4,16	6,22
<b>ppm</b>												
Ba	20	12	23	12	29,66	21,93	8	1066,46	83	12	24	4
Co	77	84	98	81	41,38	42,2	35	11,09	36	53	42	63
Cs	0,1	0,1	0,1	0,1	0,19	-0,02	0,1	1,11	0,1	4,6	1,6	0,1
Ga	15	16	16	16	10,62	10,65	15	17,39	17	12	11	14
Hf	1,2	1,2	1,2	0,9	0,77	0,65	0,4	2,57	1,7	1	1	1
Nb	4,4	3,6	3,4	2,2	1,61	1,28	0,2	7,73	0,2	0,2	0,2	0,2
Rb	2	1	1	5	6,36	2,21	1	18,38	2	1	4	1
Sr	93	87	90	113	62	62,59	90	164,81	164	46	99	12
Ta	1,2	0,61	0,36	0,28	0,12	0,09	0,06	0,53	0,36	0,22	0,3	0,17
Th	0,25	0,28	0,28	0,2	0,27	0,25	0,13	1,79	1,15	0,34	0,86	0,29
U	0,09	0,08	0,07	0,06	0,06	0,06	0,02	0,7	0,41	0,18	0,1	0,05
V	347	343	327	205	222,05	214,98	225	80,43	307	198	347	244
Zr	42	44	43	33	30,81	28,52	21	113,24	65	38	44	40
Y	18,8	18	17,4	10,8	12,42	10,27	9,8	15,08	15,4	13,2	15,7	14,3
La	2,89	2,72	2,59	1,77	1,38	1,17	1,44	9,41	6,87	2,75	4,68	2,59
Ce	7,16	7,05	6,69	4,35	4	3,32	3,61	18,34	15,5	6,7	10,7	6,23
Pr	1,16	1,12	1,07	0,69	0,58	0,47	0,54	2,46	2,13	1,01	1,46	0,92
Nd	5,86	5,56	5,36	3,49	3,49	2,91	2,76	10,13	9,83	5,09	6,79	4,89
Sm	1,98	1,8	1,83	1,14	1,16	0,96	0,95	2,31	2,73	1,56	2,15	1,54
Eu	0,7	0,7	0,67	0,47	0,43	0,39	0,44	0,72	0,9	0,6	0,68	0,61
Gd	2,66	2,55	2,45	1,49	1,73	1,44	1,42	2,34	3,14	2,07	2,6	2,01
Tb	0,5	0,48	0,47	0,31	0,3	0,25	0,26	0,37	0,54	0,4	0,5	0,4
Dy	3,34	3,19	3,17	1,97	2,09	1,76	1,73	2,33	3,27	2,7	3,18	2,8
Ho	0,72	0,7	0,7	0,43	0,46	0,39	0,37	0,49	0,62	0,56	0,65	0,59
Er	2,19	2,11	2,05	1,25	1,28	1,08	1,12	1,41	1,75	1,62	1,86	1,67
Tm	0,34	0,32	0,32	0,2	--	--	0,17	--	0,25	0,24	0,27	0,25
Yb	2,2	2,15	2,13	1,3	1,27	1,09	1,1	1,55	1,61	1,54	1,7	1,64
Lu	0,35	0,34	0,34	0,21	0,19	0,17	0,17	0,25	0,25	0,24	0,28	0,27
Ni	70	90	120	50	216,48	199,08	70	7,72	90	330	100	380
Sc	50	49	48	32	48,89	48,06	39	10,23	37	37	43	46
(La/Yb) <sub>n</sub>	2	1,93	1,85	2,07	1,65	1,64	1,99	9,26	6,5	2,72	4,19	2,41
(Sm/Yb) <sub>n</sub>	1,05	0,98	1	1,02	1,07	1,03	1,01	1,74	1,98	1,18	1,48	1,1
(La/Sm) <sub>n</sub>	1,9	1,97	1,85	2,03	1,54	1,59	1,98	5,32	3,28	2,3	2,84	2,19
Nb/La	1,52	1,32	1,31	1,24	1,17	1,1	0,14	0,82	0,03	0,07	0,04	0,08
Zr/Nb	9,55	12,22	12,65	15	19,16	22,22	3,49	14,65	3,6	3,49	2,5	16,7
#MgO	37,69	39,22	42,36	43,12	59,12	59,59	46,34	25,36	37,27	52,8	46,67	50,05

\* Muestras alteradas.



**FIGURA 6.** A. Clasificación de las muestras analizadas, según diagramas de Winchester y Floyd (1977). B. Clasificación de las muestras analizadas, según diagramas de Peccerillo y Taylor (1976). C. Diagrama multielementos normalizado al N-MORB (Sun and McDonough, 1989). D. Diagrama multielementos normalizado al Condrito (Nakamura, 1974). E. Diagrama Th/Yb-Nb/Yb. (Pearce, 2008). F.  $\epsilon_{Nd}$  y  $^{87}Sr/^{86}Sr$  para el Gabro de Altamira (Ordoñez-Carmona, 2001; Weber *et al.*, 2015).

## Geocronología

Dos muestras fueron procesadas para ser analizadas por el método U-Pb (LA-ICP-MS), de cada una fueron obtenidas imágenes de catodoluminiscencia (CL, FIGURA 7). Algunos cristales presentan zonación, aunque en la mayoría de los cristales es escasa y es típico encontrar texturas de reabsorción magmática.

Los datos analíticos de las dos muestras son mostrados en la TABLA 2. En ambas muestras todos los circones presentan relaciones Th/U entre 0,63 y 12,76 características de procesos magmáticos (Rubatto, 2002).

Cuarenta circones fueron separados de una muestra del Gabro de Altamira (JPA-29) con coordenadas 6°13'27.4"N y 75°52'58.3"W. Los circones de esta

muestra presentan relaciones Th/U entre 0,1 y 5,49, características de circones magmáticos (Rubatto, 2002).

Los resultados de la muestra JPZ-029 se graficaron en un diagrama Tera y Wasserburg (1972) donde se calculó una edad media ponderada de 87,67±0,90 Ma interpretada como edad de cristalización (FIGURA 7), con un MSWD de 3,7 y n =18, las elipses de error son graficadas a ±2σ. En la muestra además se observaron dos grupos de datos más antiguos con medias de 95±1,2 Ma y 114±15 Ma asociados con edades de posibles cristales heredados del basamento cretácico.

Adicionalmente un cristal de circón obtenido de una muestra de andesita porfídica (JPA 15B), ubicado en 6°13'39" N y 75°53'43" W fue analizado, y arrojó una edad <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U de 86,9±4 Ma.

**TABLA 2.** Resultados de los análisis geocronológicos U-Pb en circones.

Analysis	U (ppm) <sup>1</sup>	Th (ppm) <sup>1</sup>	Th/U	CORRECTED RATIOS <sup>2</sup>												Rho	CORRECTED AGES (Ma)					
				<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±2	abs	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±2	abs	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±2	abs	<sup>208</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th	±2	abs		<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±2	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±2	Best age (Ma)	±2
Zircon_01	518	3517	6,79	0,046124	0,000034	0,091	0,0019	0,01359	0,00034	0,00405	0,00024	0,98	87	2,2	92,8	1,8	87	2,2	6,25			
Zircon_02	no value	no value		0,0460756	0,0000022	0,0955	0,0051	0,01432	0,00077	0,00387	0,00019	1	91,6	4,9	97,2	4,9	91,6	4,9	5			
Zircon_03	227,3	1290	5,68	0,046096	0,000015	0,0967	0,0018	0,01452	0,00036	0,00418	0,00029	0,95	92,9	2,3	98,4	1,8	92,9	2,3	5			
Zircon_04	475	1423	3	0,04671	0,00086	0,0922	0,0014	0,01391	0,00022	0,00419	0,00027	0,82	89,02	1,4	94,1	1,3	89	1,4	5			
Zircon_05	326,4	2095	6,42	0,04646	0,00065	0,0942	0,0024	0,01407	0,0004	0,00394	0,00026	0,97	90	2,5	95,9	2,3	90	2,5	6			
Zircon_06	687	744	1,08	0,0469	0,00068	0,0931	0,0023	0,01393	0,00035	0,00415	0,00031	0,93	89,2	2,2	94,9	2,3	89,2	2,2	6			
Zircon_08	56	366	6,54	0,0460748	0,0000029	0,111	0,0066	0,01664	0,001	0,00362	0,00034	1	106,4	6,4	112,1	6,4	106	6,4	5			
Zircon_09	225,6	3580	15,87	0,0460846	0,0000056	0,1028	0,0026	0,01547	0,00046	0,0041	0,0002	1	98,9	2,9	104,3	2,5	98,9	2,9	5			
Zircon_10	678,4	354	0,52	0,0477	0,0012	0,0935	0,0016	0,01393	0,00026	0,00413	0,00055	0,81	89,2	1,6	95,2	1,5	89,2	1,6	6			
Zircon_11	563	830	1,47	0,046116	0,000028	0,0906	0,0019	0,01355	0,00033	0,00403	0,00019	0,99	86,8	2,1	92,5	1,8	86,8	2,1	6			
Zircon_12	792	777	0,98	0,0476	0,0011	0,0905	0,0027	0,01369	0,00029	0,00415	0,00033	0,7	87,6	1,8	92,4	2,6	87,6	1,8	5			
Zircon_13	740	830	1,12	0,0489	0,002	0,0927	0,003	0,01359	0,0004	0,00422	0,00032	0,83	87	2,6	94,5	3	87	2,6	7			
Zircon_15	no value	no value		0,046084	0,000012	0,0907	0,0058	0,0136	0,00091	0,00376	0,00028	1	87,1	5,8	92,6	5,7	87,1	5,8	5			
Zircon_16	no value	no value		0,0460809	0,0000048	0,0989	0,0018	0,01477	0,00031	0,00395	0,00021	0,97	94,5	2	100,5	1,7	94,5	2	5			
Zircon_17	529	862	1,63	0,04623	0,0003	0,1003	0,003	0,0148	0,0004	0,00437	0,00039	0,96	94,7	2,5	101,9	2,9	94,7	2,5	7			
Zircon_18	508	397	0,78	0,0475	0,0014	0,0933	0,0019	0,01392	0,00031	0,00413	0,00052	0,88	89,1	2	95,1	1,8	89,1	2	6			
Zircon_21	1092	8540	7,82	0,0478	0,0012	0,0887	0,0015	0,0133	0,00021	0,00398	0,00021	0,69	85,18	1,4	90,6	1,4	85,2	1,4	5			
Zircon_22	116,7	140,3	1,2	0,0460761	0,0000027	0,1195	0,0062	0,01791	0,00097	0,00431	0,0009	1	114,4	6,1	120,3	6	114	6,1	4			
Zircon_23	372,5	787	2,11	0,046095	0,000016	0,0986	0,0017	0,01482	0,00033	0,00424	0,00035	0,99	94,8	2,1	100,7	1,8	94,8	2,1	5			
Zircon_25	526	561	1,07	0,04643	0,00046	0,0978	0,0017	0,01469	0,00026	0,0049	0,00025	0,96	94	1,6	99,5	1,6	94	1,6	5			
Zircon_26	974	875	0,9	0,0486	0,0019	0,0914	0,002	0,01366	0,0003	0,00424	0,00043	0,61	87,4	1,9	93,2	1,9	87,4	1,9	6			
Zircon_27	356	1170	3,29	0,04625	0,00031	0,0929	0,0029	0,01398	0,00045	0,00416	0,00023	0,98	89,5	2,9	94,7	2,8	89,5	2,9	5			
Zircon_28	187,6	2394	12,76	0,046099	0,000043	0,1011	0,0025	0,01512	0,00045	0,00405	0,0002	0,99	96,7	2,9	102,6	2,5	96,7	2,9	5			
Zircon_29	290	2774	9,57	0,0460794	0,0000064	0,0957	0,0025	0,01437	0,00041	0,00385	0,00028	1	91,9	2,6	97,5	2,4	91,9	2,6	5			
Zircon_30	912	699	0,77	0,0488	0,0017	0,0939	0,0019	0,01383	0,00022	0,00401	0,00026	0,65	88,5	1,4	95,7	1,8	88,5	1,4	7			
Zircon_32	158,2	474	3	0,0460832	0,0000053	0,1018	0,0028	0,01526	0,00047	0,00408	0,00041	1	97,6	3	103,3	2,7	97,6	3	5			
Zircon_33	573	3170	5,53	0,0478	0,0012	0,0885	0,0016	0,01329	0,00029	0,00396	0,00028	0,91	85,1	1,8	90,4	1,6	85,1	1,8	5			
Zircon_35	635	522	0,82	0,04723	0,00089	0,0916	0,0021	0,0137	0,00035	0,00423	0,00041	0,98	87,7	2,2	93,4	2,1	87,7	2,2	6			
Zircon_36	97	738	7,61	0,0460708	0,000003	0,124	0,0058	0,0186	0,00092	0,00411	0,00033	1	118,8	5,8	124,6	5,5	119	5,8	4			
Zircon_37	111,6	327	2,93	0,0460785	0,0000013	0,0996	0,0034	0,01493	0,00056	0,0039	0,00031	1	95,6	3,6	101,2	3,3	95,6	3,6	5			
Zircon_38	813	514	0,63	0,0484	0,0016	0,0922	0,0018	0,01365	0,00027	0,00425	0,00042	0,82	87,4	1,7	94	1,7	87,4	1,7	7			
Zircon_39	153	464	3,03	0,0460892	0,0000098	0,0999	0,0044	0,01497	0,00064	0,00419	0,00034	0,99	95,8	4,1	101,5	4,3	95,8	4,1	5			
Zircon_40	445	503,2	1,13	0,04622	0,00015	0,0883	0,0018	0,01318	0,00029	0,00386	0,00029	0,98	84,4	1,9	90,2	1,7	84,4	1,9	6			
Zircon_41	110,4	52	0,47	0,0460733	0,0000016	0,0906	0,0041	0,01358	0,00063	0,0021	0,0012	1	86,9	4	92,4	4	86,9	4	5			

1: U and Th concentrations are calculated employing an external standard zircon as in Paton et al, 2010, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2: 2 sigma uncertainties propagated according to Paton et al, 2010, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb ratios, ages and errors are calculated according to Petrus and Kamber, 2012, *Geostandards Geoanalytical Research*, Analyzed spot is 23 micrometer, using an analytical protocol modified from Solari et al, 2010, *Geostandards Geoanalytical Research*, Data measured employing an Xseries II ICPMS coupled to a Resonetics, Resolution M050 excimer laser workstation.

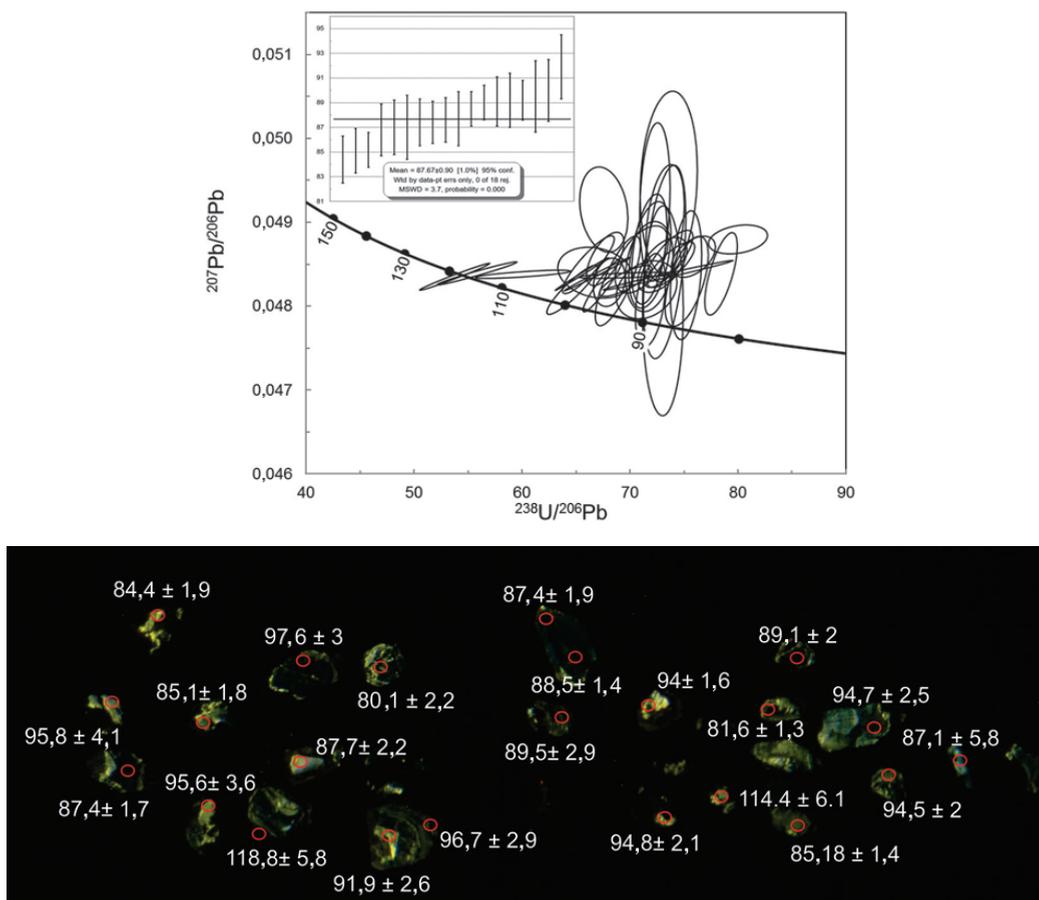


FIGURA 7. Edades U-Pb según diagrama de Tera-Wasserburg, media ponderada e imágenes de CL.

## INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

Las secuencias de basaltos almohadados intercalados con rocas piroclásticas en la región de Altamira, e incluidas en la formación Barroso presentan afinidad geoquímica de E-MORB y son similares a datos reportados en otros segmentos de la Cordillera Occidental, así como para otros segmentos correlacionados con un ambiente de pluma mantélica que se asocia a la formación de la Placa del Caribe en una región suroccidental en el Pacífico (Nivia, 1996; Kerr *et al.*, 1997, 2003; Rodríguez y Arango, 2013; Villagómez y Spikings, 2013).

La edad de las rocas volcánicas de la Fm. Barroso en este trabajo no pudo ser obtenida por el método U-Pb, debido a la ausencia de circones en las muestras de basaltos recolectadas, sin embargo según la edad del Gabro de Altamira, la edad mínima de las secuencias volcánicas es de aproximadamente 88 Ma. Rocas intrusivas en la Formación Barroso como el Stock de Buriticá el cual se asocia a un origen de fusión parcial de la cuña del manto bajo el plateau oceánico

(Weber *et al.*, 2015), presenta edades de 100 Ma (Weber *et al.*, 2015) y el Batolito de Sabanalarga de 85 Ma (Ordóñez-Carmona *et al.*, 2003), concordantes con datos bioestratigráficos para la Fm. Barroso donde se han obtenido edades entre el Barremiano-Aptiano (González, 2001) hasta el Aptiano-Albiano (Etayo-Serna, 1989), restringiendo la formación del plateau al Cretácico Inferior (FIGURA 9A). Otras secuencias clásticas discordantes sobre las unidades volcánicas presentan, edades más jóvenes, hasta el Maastrichtiano (Moreno-Sánchez and Pardo-Trujillo, 2003), que por su carácter cuarzoso y micáceo podrían marcar el momento de acreción del terreno oceánico a la margen continental.

Las edades heredadas en circones del Gabro de Altamira de 95 y 114 Ma, son igualmente compatibles con la generación de una provincia volcánica con afinidad de plateau oceánico, presente en la Cordillera Occidental, durante el Cretácico Inferior.

Recientemente Rodríguez y Arango (2013) sugirieron que las rocas de afinidad de plateau oceánico en la

parte norte de la Cordillera Occidental, incluyendo el área de estudio, estarían localizadas hacia el eje y segmento occidental de la Cordillera Occidental. Sin embargo, los resultados geoquímicos presentados en este trabajo en la sección de Altamira sugieren que las secuencias basálticas con afinidad de plateau se extienden también a la parte oriental de la Cordillera Occidental.

Por otro lado, el Gabro de Altamira, cuerpo que intruye la Fm. Barroso presenta características de arco toleítico con anomalías negativas moderadas de Ta, Nb y Ti, además de enriquecimientos en Th y Zr. En este trabajo el Gabro de Altamira arrojó una edad de cristalización U-Pb de  $87,67 \pm 0,90$  Ma.

Valores de  $\epsilon Nd_{(T)} = 4,78-6,58$  y relaciones  $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,70393$  y  $0,70348$  (Ordóñez-Carmona, 2001) para el Gabro de Altamira (FIGURA 6F) son similares a otras rocas gabroicas y tonalíticas intrusivas en las secuencias volcánicas de la Cordillera Occidental como el Batolito de Sabanalarga y el Gabro de Hispania (Ordóñez-Carmona, 2001; Weber *et al.*, 2015).

La edad del Gabro de Altamira es similar a la de otros cuerpos que intruyen corteza oceánica con afinidad de Plateau Oceánico como el Batolito de Sabanalarga (85 a 98 Ma) (González *et al.*, 1978; Weber *et al.*, 2011; Ordóñez-Carmona *et al.*, 2003), Batolito de Buga de 95 a 100 Ma (Villagómez *et al.*, 2011; Spikings *et al.*, 2015), Tonalita de Buriticá de 91 a 100 Ma (Gobel and Stibane, 1979; Weber *et al.*, 2015), Granito Pujilí en Ecuador de 85 Ma (Vallejo *et al.*, 2006) y Batolito de Aruba en Aruba de alrededor 89 Ma (Van der Lelij *et al.*, 2010), sugiriendo por lo tanto que un evento magmático plutónico con posibles equivalentes volcánicos asociados con afinidad de arco (FIGURAS 8 y 9B) como lo sugieren algunas de rocas volcánicas caracterizadas geoquímicamente al norte de la región de Altamira en la Cordillera Occidental (Rodríguez y Arango, 2013).

Weber *et al.* (2015) compara los patrones de elementos de REE, valores de  $\epsilon Nd$  y relaciones  $^{87}Sr/^{86}Sr$  del Batolito de Sabanalarga, Batolito de Buga, Tonalita de Buriticá y el Gabro de Altamira, sugiriendo que el comportamiento de estas unidades es muy similar. Además valores  $\epsilon Nd$  y relaciones  $^{87}Sr/^{86}Sr$  reportados para el Gabro de Altamira (Ordóñez-Carmona, 2001) son similares a las obtenidas para el Batolito de Aruba y el Granito Pujilí (Kerr *et al.*, 1997; Weber *et al.*, 2015), siendo estos últimos un poco más

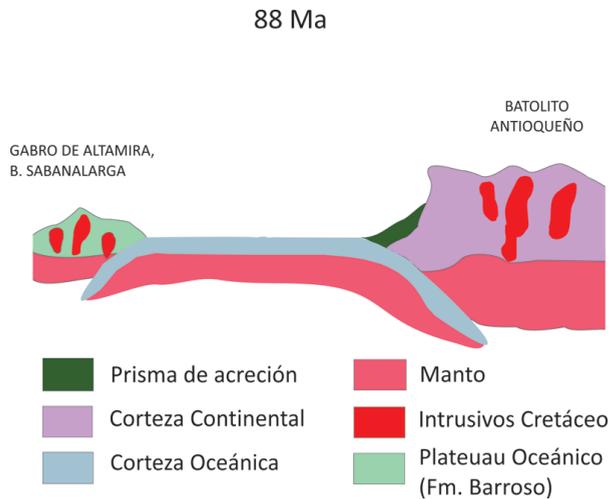
radiogénicos, sugiriendo una fuente primitiva donde el influjo de material radiogénico de posible afinidad continental siálica es limitado.

El magmatismo tipo Gabro de Altamira, además de las edades y relaciones isotópicas mencionadas anteriormente tiene una posición estructural y características petrológicas que hacen posible su correlación con cuerpos de gabros ubicados al sur como el Gabro de Hispania (Ordóñez-Carmona, 2001), así como a las facies gabroicas presentes en el Batolito de Sabanalarga o Gabro de Santa Fe (Nivia y Gómez-Tapias, 2005; Weber *et al.*, 2011, 2015), sugiriendo por su carácter básico que este magmatismo formado sobre la corteza oceánica de tipo plateau oceánico debió tener una importante participación mantélica como es común en las fases tempranas de la subducción donde el flujo del manto astenosférico es primordial (Whattam and Stern, 2011).

Los cuerpos y diques intrusivos de composición andesítica encontrados en la zona de estudio intruyen ambas unidades (Fm. Barroso y Gabro de Altamira) y presentan características geoquímicas típicas de arco calco-alcalino (fuertes anomalías negativas de Ta, Nb y Ti, enriquecimientos en Th y Zr), además de una edad U-Pb en un grano de circón de una muestra de andesita porfídica de  $86,9 \pm 4$  Ma (Zapata *et al.*, 2013). Si bien más resultados geocronológicos son necesarios para validar esta edad, lo más razonable sería relacionar esta edad con edades reportadas para el Batolito de Sabanalarga (González *et al.*, 1978; Weber *et al.*, 2011). Sin embargo hay que recordar que en la zona se encuentran rocas andesíticas y dacíticas de edad Neógena y la edad obtenida podría ser una edad heredada (Jaramillo, 1976; González, 2001). Una edad Cretácica para las andesitas sugiere que la historia magmática de arco evolucionaría con la intrusión de las rocas andesíticas a características más calco-alcalinas después de la intrusión del Gabro de Altamira, conforme con un modelo de maduración del arco magmático (Whattam and Stern, 2011).

El plutonismo superpuesto al vulcanismo de plateau en los elementos acrecionados a la Placa del Caribe como los presentes en la Cordillera Occidental colombiana han sido atribuidos por varios autores a proceso de fusión parcial del plateau por interacción con la placa Suramericana (Nivia, 1987, 1989; Pindell and Kennan, 2009; Van der Lelij *et al.*, 2010), después de acrecionado a la margen continental (Rodríguez y Arango, 2013).

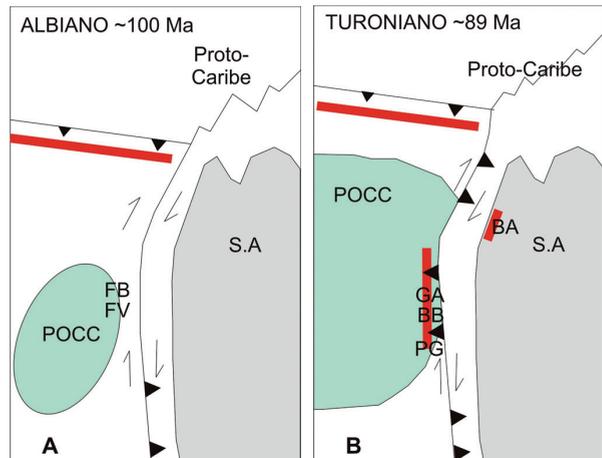
Igualmente esta podría corresponder a la conformación de una nueva zona de subducción, cuya vergencia aún se encuentra en discusión, pero que según algunos autores buzarda hacia el oeste (Thompson *et al.*, 2004; Vallejo *et al.*, 2006; Villagómez *et al.*, 2011; Wright and Wyld, 2011; Weber *et al.*, 2015) o a una continua evolución tectono-magmática de la Pluma-Arco (Whattam and Stern, 2015).



**FIGURA 8.** Modelo tectónico a 88 Ma para el margen noroccidental de la Placa Suramericana.

Los resultados presentados en este trabajo sobre el Gabro de Altamira, su correlación con cuerpos gabroicos-toleíticos del Cretácico Tardío con afinidad de arco como ya fue mencionado es más afín con un modelo de arco calco-alcálico formado hacia el occidente con participación del manto y muy poca influencia de material radiogénico de la margen continental suramericana (FIGURAS 8 y 9A).

La acreción de este elemento oceánico a la margen continental habría ocurrido en el Cretácico superior-Paleoceno como lo sugiere el análisis termocronológico de la historia de enfriamiento en la Cordillera Occidental y Central (Villagómez y Spikings, 2013), la presencia de rocas clásticas con procedencia más silícea (alto contenido de cuarzo y moscovita) cubriendo las rocas oceánicas, además de los cambios en la sedimentación en el Cretácico Superior en el Valle del Magdalena, localizado al oriente de la Cordillera Central. El ambiente de estas unidades sedimentarias cretácicas varía de plataforma tranquila a ambientes deltaicos, y la procedencia de estos sedimentos, correspondería al basamento expuesto al occidente en la Cordillera Central (Villamil, 1999; Villagómez y Spikings, 2013).



**FIGURA 9.** Modelo de evolución propuesto para la secuencia de roca básicas de Altamira (Modificado de Wright and Wyld, 2011). **A.** Albiano ~100 Ma. **B.** Turoniano ~89 Ma. GA: Gabro de Altamira, AB: Batolito de Aruba, BA: Batolito Antioqueño, BB: Batolito de Buga, FB: Formación Barroso, FV: Formación volcánica, POCC: Plateau Oceánico Colombia-Caribe, PG: Granito Pujilí.

## CONCLUSIONES

Las secuencias volcánicas básicas de la Fm. Barroso constituidas por basaltos, diabasas e intercalados hacia el tope con rocas piroclásticas básicas presentan una afinidad geoquímica de E-MORB, correlacionable con otras rocas que conforman la Cordillera Occidental colombiana y ecuatorial, así como el Circum-Caribe, las cuales se asociarían a un ambiente de plateau oceánico.

La temporalidad para la formación de estas rocas volcánicas básicas, si bien todavía precisa de un detalle mayor, sugiere a partir de consideraciones paleontológicas y relaciones intrusivas que la formación del plateau oceánico que conforma el occidente colombiano tuvo lugar fundamentalmente en el Cretácico Inferior.

El Gabro de Altamira es un cuerpo intrusivo en la Fm. Barroso con edades de cristalización U-Pb de  $87,67 \pm 0,90$  Ma, y que presenta características de arco toleítico como anomalías negativas de Nb, Ta, Ti y enriquecimientos de Th/Yb sugiriendo un componente de subducción (Pearce, 2008).

Las relaciones isotópicas existentes  $\epsilon_{Nd(t)} = 4,78-6,58$  y relaciones  $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,70393$  y  $0,70348$  (Ordóñez-Carmona, 2001) y la geocronología del Gabro de Altamira son similares a cuerpos plutónicos que intruyen la Cordillera Occidental en Colombia como el Batolito de Sabanalarga y el Gabro de Hispania, además

del Batolito de Aruba en Aruba y el Granito Pujilí en Ecuador.

El Gabro de Altamira y los cuerpos correlacionables harían parte de un arco de islas oceánico con vergencia hacia occidente del dominio volcánico de afinidad plateau.

## AGRADECIMIENTOS

En este trabajo se agradece especialmente al Dr. Luigi Solari y al Dr. Carlos Ortega de la UNAM por su ayuda para el análisis de las muestras en el ICP-MS y facilitar los laboratorios para la preparación de las muestras, a Ricardo Milián y José Duque por la ayuda para preparación de las muestras en el laboratorio. Un agradecimiento especial a Reinaldo Brito por ceder algunas muestras de litogeoquímica para la realización de este proyecto y a Teresa Orozco por su ayuda en las discusiones de los análisis geoquímicos. A Ricardo Ramírez por su compañía en el trabajo de campo y el envío de las muestras para los análisis.

## REFERENCIAS

Álvarez, E., y González, H. 1978. Geología y geoquímica del Cuadrángulo I-7 (Urrao). INGEOMINAS. Informe 1761. 347 p. Mapa escala 1:100.000. Medellín. En: González, H., 2001. Mapa geológico del Departamento de Antioquia, escala 1:400.000. Memoria Explicativa. Ingeominas, pp. 167-170.

Amante, C., and Eakins, B.W. 2009. ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. National Geophysical Data Center, NOAA. Consultado el 3 de septiembre de 2016. [https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/image/color\\_etopo1\\_ice\\_low.jpg](https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/image/color_etopo1_ice_low.jpg)

Aspden, J.A. 1984. The geology of the western cordillera, Department of Valle, Colombia. Cali-Colombia. INGEOMINAS, pp.261, 278, 280, 299.

Barrero, D. 1979. Geology of the central Western Cordillera, west of Buga and Roldanillo, Colombia. Publicación Geológica Especial, INGEOMINAS, 4: 1-75.

Cardona, A., Valencia, V., Bustamante, C., García-Casco, A., Ojeda, G., Ruiz, J., Saldarriaga, M., and Weber, M. 2010. Tectonomagmatic setting and provenance of the Santa Marta Schists, northern Colombia: Insights on the growth and approach of Cretaceous Caribbean oceanic terranes to the South American continent. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(4): 784-804.

Case, J.E., Duran, L.G., Lopez, A., and Moore, W. 1971. Tectonic investigations in western Colombia and eastern Panama. *Geological Society of America Bulletin*, 82(10): 2685-2712.

Cediel, F., Shaw, R.P., and Cáceres, C. 2003. Tectonic assembly of the Northern Andean Block. In: Bartolini, C., Buffler, R.T., and Blickwede, J. (Eds). *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*. AAPG Memoir 79, pp. 815-848.

Condie, K.C., and Abbott, D.H. 1999. Oceanic plateaus and hotspot islands: Identification and role in continental growth. *Lithos*, 46(1): 1-4.

Duque-Caro, H. 1984. Structural style, diapirism, and accretionary episodes of the Sinú-San Jacinto terrane, southwestern Caribbean borderland. *Geological Society of America Memoirs*, 162: 303-316.

Duque-Caro, H. 1989. El Arco de Dabeiba: Nuevas aportaciones al conocimiento del noroccidente de la Cordillera Occidental. V Congreso Colombiano de Geología, Bucaramanga, Colombia. *Memorias I*, pp. 108-126.

Etayo-Serna, F. 1989. Campanian to Maastrichtian fossils in the Northeastern Western Cordillera Colombia. *Geología Norandina*, 11: 23-31.

Feininger, T., Barrero, D., y Castro, N. 1972. Geología de parte de los departamentos de Antioquia y Caldas (Sub zona IIB). *Boletín Geológico*, 20: 1-173. INGEOMINAS, Bogotá.

Frey, M., De Capitani, C., and Liou, J.G. 1991. A new petrogenetic grid for low-grade metabasites. *Journal of Metamorphic Geology*, 9(4): 497-509.

Geoestudios-Ingeominas. 2005. Complementación geológica, geoquímica y geofísica de la parte occidental de las planchas 130 Santa Fé de Antioquia y 146 Medellín Occidental. Escala: 1:100.000.

Gobel, V., and Stibane, F. 1979. Edad K-Ar en hornblendas de plutones tonalíticos, Cordillera Occidental, Colombia, S.A. Publicación Especial de Geología, Universidad Nacional de Colombia, 17: 1-2.

González, H., Restrepo, J.J., Toussaint, J., y Linares, E. 1978. Edad radiométrica K/Ar del Batolito de Sabanalarga. *Universidad Nacional de Colombia, Publicaciones Especiales Geol.*, 8: 1-4.

- González, H. 2001. Mapa geológico del departamento de Antioquia, Escala 1:400.000. Memoria explicativa. INGEOMINAS, Medellín.
- Greene, A., Scoates, J., Weis, D., Katvala, E., Israel, S., and Nixon, G. 2010. The architecture of oceanic plateaus revealed by the volcanic stratigraphy of the accreted Wrangellia oceanic plateau. *Geosphere*, 6(1): 47-73.
- Hauff, F., Hoernle, K., Van den Bogaard, P., Alvarado, G., and Garbe-Schönberg, D. 2000. Age and geochemistry of basaltic complexes in western Costa Rica: Contributions to the geotectonic evolution of Central America. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1(5).
- Hoernle, K., Hauff, F., and Van den Bogaard, P. 2004. 70 m.y. history (139–69 Ma) for the Caribbean large igneous province. *Geology*, 32(8): 697-700.
- Jaramillo, J.M. 1976. Volcanic rocks of the río Cauca Valley, Colombia S.A. M.A. Thesis, Rice University, Houston.
- 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.
- Kerr, A.C., White, R.V., Thompson, P.M.E., Tarney, J., and Saunders, A.D. 2003. No oceanic plateau-no Caribbean plate? The seminal role of an oceanic plateau in Caribbean plate evolution. In: Bartolini, C., Buffler, R.T., and Blickwede, J. (Eds.). *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*. AAPG Memoir, 79: 126-168.
- Kerr, A.C., Pearson, D.G., and Nowell, G.M. 2009. Magma source evolution beneath the Caribbean oceanic plateau: New insights from elemental and Sr-Nd-Pb-Hf isotopic studies of ODP Leg 165 Site 1001 basalts. *Geological Society, London, Special Publications*, 328(1): 809-827.
- Lozano-Santacruz, R., Verma, S.P., Girón, P., Velasco-Tapia, F., Morán-Zenteno, D., Viera, F., y Chávez, G. 1995. Calibración preliminar de fluorescencia de rayos X para análisis cuantitativo de elementos mayores en rocas ígneas. *Actas INAGEQ*, 1: 203-208
- Ludwig, K. 2004. Isoplot/Ex, ver. 3. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, California. Publication núm. 4.
- Maya, M., y González, H. 1995. Unidades litodémicas en la Cordillera Central de Colombia. *Boletín Geológico, Ingeominas*, 35(2-3): 43-57.
- McPhie, J., Doyle, M., and Allen, R. 1993. Volcanic textures: A guide to the interpretation of texture in volcanic rocks. University of Tasmania. 1-140 p.
- Meissner, R.O., Flueh, E.R., Stibane, F., and Berg, E. 1976. Dynamics of the active plate boundary in southwest Colombia according to recent geophysical measurements. *Tectonophysics*, 35(1-3): 115-136.
- Mejía, M., Álvarez, E., y González, H. 1983. Mapa Geológico de la Plancha 130 (Santafé de Antioquia). Escala 1:100.000. INGEOMINAS.
- Meschede, M., and Frisch, W. 1998. A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate. *Tectonophysics*, 296(3-4): 269-291.
- Moreno-Sánchez, M., and Pardo-Trujillo, A. 2003. Stratigraphical and sedimentological constraints on western Colombia: Implications on the evolution of the Caribbean Plate. In: Bartolini, C., Buffler, R.T., and Blickwede, J. (Ed.). *Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*. AAPG Memoir 79, Chapter 40, pp. 891-924.
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Cai, Y., and Goldstein, S. 2007. Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Chemical Geology*, 244(3-4): 452-473.
- 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. 1987. The geochemistry and origin of the Amaime and Volcanic sequences, SW Colombia. M.Phil. Thesis, University of Leicester, UK. 164p.
- Nivia, A. 1989. El Terreno Amaime-Volcánica una provincia acrecionada de basaltos de meseta oceánica. V Congreso Colombiano de Geología, Bucaramanga, Colombia. *Memorias I*, pp. 1-30.
- Nivia, A. 1996. The Bolivar mafic-ultramafic complex, SW Colombia: the base of an obducted oceanic plateau. *Journal of South American Earth Sciences*, 9(1-2): 59-68.
- Nivia, A., y Gómez-Tapias, J. 2005. El Gabro Santa Fe de Antioquia y la Cuarzodiorita Sabanalarga, una propuesta de nomenclatura litoestratigráfica para dos

- cuerpos plutónicos diferentes agrupados previamente como Batolito de Sabanalarga en el Departamento de Antioquia, Colombia. X Congreso Colombiano de Geología, pp 1-9.
- Ordóñez-Carmona, O. 2001. Caracterização isotópica Rb/Sr e Sm/Nd dos principais eventos magmáticos nos Andes Colombianos. Tesis de Doctorado, Universidad de Brasília, Brasil. 177p.
- Ordóñez-Carmona, O., Pimentel, M.M., y Abad-Posada, A. 2003. Batolito de Sabanalarga: Magmatismo de arco o de pluma?. IX Congreso Colombiano de Geología, Medellín, Colombia.
- Parra, E. 1978. Estudio geológico de las rocas básicas y sedimentarias en Giraldo, Antioquia. TDG. Facultad de Minas. Universidad Nacional de Colombia. Medellín. 90 p.
- Pearce, J.A. 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100(1-4): 14-48.
- Peccerillo, A., and Taylor, S.R. 1976. Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1): 63-81.
- Pindell, J., Kennan, L., Maresch, W.V., Stanek, K., Draper, G., and Higgs, R. 2005. Plate-kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions: Tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins. *Special Paper Geological Society of America*, 394: 7-52.
- Pindell, J., and Kennan, L. 2009. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: An update. In: James, K.H., Lorente, M.A., and Pindell, J.L. (Eds.). *The geology and evolution of the region between North and South America*. Geological Society of London Special Publication, 328:1-55.
- Ramírez, J. 1976. Estudio geológico de la secuencia de rocas básicas de Altamira. Tesis. Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín. 108p.
- Restrepo, J.J. y Toussaint, J.F. 1976. Edades radiométricas de algunas rocas de Antioquia. *Publicación Especial Geológica*, Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, (6):1-15.
- Restrepo, J.J., and Toussaint, J.F. 1988. Terranes and Continental accretion in the Colombian Andes. *Episodes*, 11(3): 189-193.
- Restrepo, J.J., Ordóñez-Carmona, O., Martens, U., y Correa, A.M. 2009. Terrenos, complejos y provincias en la Cordillera Central de Colombia. XII Congreso Colombiano de Geología, Paipa, Colombia, pp. 16.
- Révillon, S., Arndt, N.T., Chauvel, C., and Hallot, E. 2000. Geochemical study of ultramafic volcanic and plutonic rocks from Gorgona Island, Colombia: The plumbing system of an oceanic plateau. *Journal of Petrology*, 41(7): 1127-1153.
- Rodríguez, G., y 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 Ciencias de la Tierra*, 33: 17-38.
- Rubatto, D. 2002. Zircon trace element geochemistry: distribution coefficients and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, 184: 123-138.
- Serrano, L., Ferrari, L., López, M., Petrone, C., and Jaramillo, C. 2011. An integrative geologic, geochronologic and geochemical study of Gorgona Island, Colombia: Implications for the formation of the Caribbean Large Igneous Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 309(3-4): 324-336.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D., Crowley, J., Gerdes, A., Hanchar, J., Horstwood, M., Morris, G., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M., and Whitehouse, M. 2008. Plešovice zircon: A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, 249(1-2): 1-35.
- Sinton, C.W., Duncan, R.A., Storey, M., Lewis, J., and Estrada, J.J. 1998. An oceanic flood basalt province within the Caribbean Plate. *Earth and Planetary Science Letters*, 155(3-4): 221-235.
- Solari, L., Gómez-Tuena, A., Bernal, J., Pérez-Arvizu, O., and Tanner, M. 2010 U-Pb zircon geochronology with an integrated LA-ICP-MS microanalytical workstation: achievements in precision and accuracy. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 34(1): 5-18.
- Spikings, R.A., Cochrane, R., Villagómez, D., Van der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W., and 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.
- Sun, S., and McDonough, W. 1989. Chemical and isotropic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., and Norry, M.J. (eds). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication No. 42, pp. 313-345. Londres.
- Tera, F., and Wasserburg, G. 1972. U-Th-Pb systematics in lunar highland samples from the Luna 20 and Apollo 16 missions. *Earth and Planetary Science Letters*, 17(1): 36-51.
- Thompson, P.M.E., Kempton, P.D., White, R.V., Saunders, A.D., Kerr, A.C., Tarney, J., and Pringle, M.S. 2004. Elemental, Hf–Nd isotopic and geochronological constraints on an island arc sequence associated with the Cretaceous Caribbean plateau: Bonaire, Dutch Antilles. *Lithos*, 74: 91-116.
- Toussaint, J.F., y Restrepo, J.J. 1974. Obducción Cretácea en el Occidente Colombiano. *Publicación Especial de Geología, Universidad Nacional de Colombia, Medellín*, 3: 1-26.
- Toussaint, J.F., y Restrepo, J.J. 1976. Modelos orogénicos de tectónica de placas en los Andes Colombianos. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, 1: 1-47.
- Toussaint, J.F., y Restrepo, J.J. 1978. Edad K/Ar de dos rocas básicas del flanco noroccidental de la Cordillera Central. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, 14: 1-7.
- Vallejo, C., Spikings, R.A., Luzieux, L., Winkler, W., Chew, D., and Page, L. 2006. The early interaction between the Caribbean Plateau and the NW South American Plate. *Terra Nova*, 18(4): 264-269.
- Van der Lelij, R., Spikings, R.A., Kerr, A.C, Kounov, A., Cosca, M., Chew, D., and Villagómez, D. 2010. Thermochemistry and tectonics of the Leeward Antilles: Evolution of the southern Caribbean Plate boundary zone. *Tectonics*, 29(6): 1-30.
- Verma, S.P., Lozano-Santacruz, R., Girón, P., y Velasco-Tapia, F. 1996. Calibración preliminar de fluorescencia de rayos X para análisis cuantitativo de elementos traza en rocas ígneas. *Actas INAGEQ*, 2: 237-242.
- Villagómez, D. 2010. Thermochemistry, geochronology and geochemistry of the Western and Central cordilleras and Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia: The tectonic evolution of NW South America. Ph.D. Thesis, Université de Genève. 142p.
- Villagómez, D., Spikings, R.A., 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): 875-896.
- Villagómez, D., and Spikings, R.A. 2013. Thermochemistry and tectonics of the Central and Western Cordilleras of Colombia: Early Cretaceous–Tertiary evolution of the Northern Andes. *Lithos*, 160-161: 228-249.
- Villamil, T. 1999. Campanian-Miocene tectonostratigraphy, depocenter evolution and basin development of Colombia and western Venezuela. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 153(1-4): 239-275.
- Winchester, J.A., and Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343.
- Weber, M., Gómez-Tapias, J., Duarte, E., Cardona, A., and Vinazco, C. 2011. Geochemistry of the Santa Fé Batholith in NW Colombia-Remnant of an accreted Cretaceous arc. XIV Congreso Latinoamericano de Geología, Medellín, Colombia, pp. 128-129.
- 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.
- Whattam, S.A., and Stern, R.J. 2011. The ‘subduction initiation rule’: A key for linking ophiolites, intra-oceanic forearcs and subduction initiation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162(5):1031-1045.
- Whattam, S.A., and Stern, R.J. 2015. Late Cretaceous plume-induced subduction initiation along the southern margin of the Caribbean and NW South America: The first documented example with implications for the onset of plate tectonics. *Gondwana Research*, 27(1): 38-63.

White, R.V., Tarney, J., Kerr, A.C., Saunders, A.D., Kempton, P.D., Pringle, M.S., and Klaver, G.T. 1999. Modification of an oceanic plateau, Aruba, Dutch Caribbean: Implications for the generation of continental crust. *Lithos*, 46(1): 43-68.

White, S., Trenkamp, R., and Kellogg, J.N. 2003. Recent crustal deformation and the earthquake cycle along the Ecuador-Colombia subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 216(3): 231-242.

Wright, J.E., and Wyld, S.J. 2011. Late Cretaceous subduction initiation on the eastern margin of the Caribbean-Colombian Oceanic Plateau: One Great Arc of the Caribbean. *Geosphere*, 7(2): 468-493.

Zapata, J.P., Restrepo, J.J., Martens, U., Cardona, A., and Brito, R. 2013. Geochronology and geochemistry of the basic sequence of Altamira, Antioquia, Western Cordillera of Colombia. XIV Congreso Colombiano de Geología, Bogotá, Colombia, pp. 375.

---

---

Trabajo recibido: octubre 19 de 2016

Trabajo aceptado: febrero 15 de 2017

Manuscrito publicado en internet: abril 06 de 2017