

Petrografía y geoquímica de las rocas piroclásticas y efusivas de la Formación Bocas (Triásico Superior-Jurásico Inferior) y efusivas de la Formación Nogontova (Macizo de Santander, Colombia)

Luz Mary Toro-Toro^{1*} ; John Jairo Cardona-Ríos¹ ; Mario Moreno-Sánchez¹ ; Arley de Jesús Gómez-Cruz¹

Forma de citar: Toro-Toro, L.M.; Cardona-Ríos, J.J.; Moreno-Sánchez, M.; Gómez-Cruz, A. de J. (2021). Petrografía y geoquímica de las rocas piroclásticas y efusivas de la Formación Bocas (Triásico Superior-Jurásico Inferior) y efusivas de la Formación Nogontova (Macizo de Santander, Colombia). *Boletín de Geología*, 43(1), 53-75. <https://doi.org/10.18273/revbol.v43n1-2021003>

Resumen

La secuencia de rocas volcánicas y volcano-sedimentarias reportadas en el segmento superior de la Formación Bocas, subyacen sedimentos rojos de la Formación Jordán, está constituida por derrames de lavas máficas a intermedias y rocas piroclásticas félsicas interstratificadas con lodolitas, areniscas y areniscas tobáceas. En este trabajo se exponen nuevos datos de campo, petrográficos y geoquímicos de una secuencia volcánica máfica y volcanoclástica félsica. En cercanías al corregimiento Las Bocas, las rocas básicas presentan bajos contenidos TiO_2 (1,04 - 1,65% peso) y P_2O_5 (0,3 - 0,7% peso) y altos contenidos de Al_2O_3 (15,79 - 15,92% peso), dentro de las series toleíticas; estas rocas se caracterizan por tener un leve enriquecimiento de LREE, anomalías positivas en Th, U y Zr y anomalías negativas en Nb, Ta y Ti con tendencias de ambiente MORB. Las rocas félsicas que corresponden a rocas piroclásticas de composición riolítica están enriquecidas en álcalis y LREE con anomalías negativas Ba, Sr, Nb, Ta y Ti y enriquecimiento moderado en LREE con un patrón característicos de intraplaca. Por otra parte, la geoquímica de los basaltos de la Formación Nogontova indica un ambiente de tipo MORB. Estos datos y los obtenidos para las rocas de la Formación Bocas sugieren un ambiente de extensión intracontinental (*back arc*) asociado a subducción.

Palabras clave: Rocas volcánicas; Formación Bocas; Formación Nogontova; Tobas de composición riolítica; Intraplaca.

Petrography and geochemistry of the pyroclastic and effusives rocks of the Bocas Formation (Upper Triassic - Lower Jurassic) and effusives of the Nogontova Formation (Santander Massif, Colombia)

Abstract

The sequence of volcanic and volcano-sedimentary rocks reported in the upper segment of the Bocas Formation, underlying red sediments of the Jordán Formation, is constituted by mafic lava spills and felsic pyroclastic interstratified with mudstones, sandstones and tuffaceous sandstones. This work presents new data field, petrographic and geochemical of one sequence mafic volcanic and felsic volcanoclastic. Near to township of Las Bocas, the basic rocks have low TiO_2 (1.04 - 1.65% weight) and P_2O_5 (0.3 - 0.7% weight) and high content of Al_2O_3 (15.79 - 15.92% weight), within the tolerance series; these rocks are characterized by a slight enrichment of LREE, positive anomalies in Th, U and Zr and negative anomalies in Nb, Ta and Ti with MORB environment trends. The felsic rocks that correspond to pyroclastic rocks of rhyolitic composition are enriched in alkalis and LREE with negative anomalies Ba, Sr, Nb, Ta and Ti and moderate enrichment in LREE with a characteristic intraplate pattern, on the other hand, the geochemistry of the basalts of the Nogontova Formation indicates a MORB-type environment, these data and those obtained for the rocks of the Bocas Formation suggest a rifting (*back arc*) environment associated with subduction.

Keywords: Volcanic rocks; Bocas Formation; Nogontova Formation; Tuffs of rhyolitic composition; Intraplate.

¹Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Caldas, Manizales, Colombia. (*) luz.toro@ucaldas.edu.co; john.cardona_r@ucaldas.edu.co; mario.moreno@ucaldas.edu.co; arley.gomez@ucaldas.edu.co

Introducción

Durante el intervalo Triásico-Jurásico, el sector al este de la actual Cordillera Central registró una de las fases magmáticas más importantes de Colombia, caracterizada por grandes intrusiones y depósitos volcánicos coetáneos con sedimentación marina y continental (e.g. Ayala-Calvo *et al.*, 2005; Bayona *et al.*, 1994; Correa-Martínez *et al.*, 2020; Geyer, 1969, 1973; Mojica *et al.*, 1985; Mojica y Llinás, 1984; Nova *et al.*, 2019; Rodríguez-García y Obando, 2020; Tschanz *et al.*, 1974). Según Leal-Mejía *et al.* (2018) el pico máximo de esta fase magmática se alcanzó a finales del Jurásico Temprano y el registro magmático abarca cuerpos plutónicos de naturaleza intermedia a ácida y productos efusivos que van desde basaltos-andesitas hasta riolitas.

Las unidades volcano-sedimentarias representativas del este de la actual Cordillera Central son, entre las más conocidas, las formaciones Motema, Saldaña y Norean en el Valle del Magdalena (Clavijo, 1995), las formaciones Guatapurí (Tschanz *et al.*, 1969) y Los Indios (Trumpy, 1943) en la Sierra Nevada de Santa Marta, la Riodacita de Ipapure-Cerro La Teta en la Guajira (Radelli, 1962), la Formación La Quinta en la Sierra de Perijá (Kündig, 1938), y las formaciones Bocas, Jordán y Nogontova en el Macizo de Santander.

El marco tectónico del volcanismo del Jurásico Temprano ha sido interpretado como: (1) el producto de rifts continentales (Leal-Mejía *et al.*, 2018; Mojica *et al.*, 1985; Mojica y Llinás, 1984; Sarmiento-Rojas *et al.*, 2006; Tschanz *et al.*, 1974) o (2) por procesos de subducción (Altenberger y Concha, 2005; Bayona *et al.*, 1994; Bustamante *et al.*, 2010, 2016; Correa-Martínez *et al.*, 2019; Rodríguez-García *et al.*, 2019, 2020; Spikings *et al.*, 2015; Villagómez, 2010; Villagómez *et al.*, 2011; Zapata *et al.*, 2016). El uso de métodos geoquímicos de discriminación tectónica indican que las rocas volcánicas desde la Formación Saldaña, en el valle Superior del Magdalena hasta la Península de la Guajira se formaron en una zona de subducción ubicada en el margen activo de Gondwana (Pinilla-Ocampo, 2013; Salazar-Torres *et al.*, 2013; Nova *et al.*, 2019).

Estos dos estilos de deformación coinciden a grosso modo con lo propuesto por Kennan y Pindell (2009) y Pindell (1994) y con la zona de influencia de la Provincia Magmática del Atlántico Central (*Central Atlantic Magmatic Province*, CAMP), al final del Triásico y comienzos del Jurásico, que dio origen a

una serie de basaltos alcalinos en el área finalmente ocupada por el océano Atlántico y parcialmente el Protocaribe (Marzoli *et al.*, 1999). Esta posible doble influencia, junto con otras potenciales complicaciones, hace necesario hacer estudios de discriminación tectónica del magmatismo Triásico Tardío a Jurásico Medio en una zona donde estos dos procesos confluyan.

En el Macizo de Santander el magmatismo se halla representado por intrusivos intermedios (ej. granitoides de Mogotes, Pescadero y Rionegro), y por tobas y flujos de lavas en las formaciones Noreán, Bocas, Jordán y Nogontova. El volcanismo observado en la Formación Bocas se resalta en la Riolita de Bocas (Ward *et al.*, 1973) y en los flujos de basaltos amigdalares citados por Bogotá y Mendoza (1976).

Este trabajo se enfoca en las características petrográficas y geoquímicas de rocas volcánicas interestratificadas en la Formación Bocas y que corresponden a: (1) coladas de lavas de composición basáltica y andesítica al sur, y (2) facies ácidas al norte que corresponden a niveles de rocas piroclásticas de composición riolítica. Además, se incluye la unidad denominada Formación Nogontova (Moreno-Sánchez *et al.*, 2016), unidad aflorante al sur en cercanías del municipio Covarachía en el río Chicamocha. Con los nuevos datos que se aportan, se pretende aclarar la afinidad y ambiente tectónico de esta área en el sector occidental del Macizo de Santander.

Marco Geológico

El sector occidental del Macizo de Santander está dividido en dos bloques geológicos por la Falla Bucaramanga, uno al este con dominio exclusivo de rocas cristalinas y el otro al occidente con predominio de rocas de origen sedimentario (Figura 1). El dominio cristalino se encuentra constituido por el Batolito de Rionegro, de edad Jurásico Temprano, de composición cuarzomonzónica, granítica y granodiorítica, según Rodríguez-García *et al.* (2019) los cuerpos graníticos de Macizo de Santander poseen edades que abarcan el intervalo del Triásico Tardío al Jurásico Temprano (214,5±2,7 – 184,1±2,3 Ma). El Batolito de Rionegro intruye al este el Neis de Bucaramanga y hacia el occidente se encuentra en contacto fallado con las formaciones Bocas, Jordán y Girón (Ward *et al.*, 1973).

La edad de las rocas sedimentarias abarca el intervalo Devónico-Cretácico. El Devónico está representado por la Formación Floresta, mientras el Carbonífero y Pérmico está representado por la Formación Diamante

(Trumpy, 1943; Ward *et al.*, 1973) y la Formación Tiburón (Ward *et al.*, 1973). La Formación Diamante fue descrita inicialmente como Serie Suratá (Merrit, 1937 en Dickey, 1941) y redefinida como Formación Diamante (Ward *et al.*, 1973). La Formación Diamante es descrita como una secuencia compuesta por areniscas purpuras de grano fino a medio, arcillolitas, areniscas conglomeráticas, shales, calizas, arcillolitas limosas y calizas cristalinas. Esta unidad se encuentra al este en contacto fallado con el Batolito de Rionegro y está suprayacida por los sedimentos de la Formación Bocas. La Formación Tiburón, al igual que la Formación Diamante, hace parte de la Serie Suratá definida por Dickey (1941), pero se posiciona en la parte superior de la misma. Está constituida esencialmente por una intercalación de conglomerados y lodolitas calcáreas; los conglomerados presentan clastos de calizas y dolomitas que proceden de la infrayacente Formación Diamante.

La Formación Bocas, ubicada estratigráficamente en el intervalo Triásico Tardío - Jurásico Temprano (Ward *et al.*, 1973), fue descrita inicialmente por Merrit (1937 en Dickey, 1941) como Serie Bocas. La unidad está conformada por intercalaciones de limolitas grises verdosas con areniscas grises oscuras, shales, delgados niveles de conglomerados y calizas. Se encuentra al este en contacto fallado con el Batolito de Rionegro, al sur esta suprayaciendo la Formación Diamante; al techo, es cubierta de forma transicional por las capas de la Formación Jordán y al oeste se encuentra en contacto fallado con la Formación Girón (Ward *et al.*, 1973). Según Dickey (1941) el espesor de esta formación es de 500 a 1000 m y de acuerdo a Ward *et al.* (1973) es de 589 m.

Dentro de la Formación Bocas, Ward *et al.* (1973) describen la presencia de cuerpos tabulares de riolita de color blanco verdoso pálido, gris claro, algunas afáníticas y otras porfiríticas o fragmentadas. Este conjunto de origen volcánico fue denominado por estos autores como "Riolita de la Formación Bocas". Esta secuencia presenta un espesor promedio de 50 m, lo que representa el 8% de las rocas de la Formación Bocas.

Suprayaciendo la Formación Bocas, se reportan la Formación Jordán y la Formación Girón. Cediel (1968) reconoció por primera vez la Formación Jordán y la describió como una secuencia de areniscas de grano grueso, intercaladas con conglomerados de cuarzo, lutitas verdosas, limonitas y areniscas rojas de grano muy fino de edad Paleozoica; sin embargo, Ward *et*

al. (1973), por relaciones estratigráficas, le asignaron una edad Jurásico Temprano. La Formación Jordán descansa conformemente sobre la Formación Bocas y es cubierta por una discordancia de baja angularidad (< 15°) por la Formación Girón (Ward *et al.*, 1973). Esta unidad según datos recientes de Alarcón-Gómez *et al.* (2019) obtenidos por U/Pb en circones de una toba y una ignimbrita data de hace 199 Ma. La Formación Girón descrita por Hettner (1892) y definida por Langenheim (1959) está constituida esencialmente por areniscas conglomeráticas, conglomerados arcóscicos, lodolitas y limolitas.

Las rocas cretácicas yacen discordantemente sobre la Formación Girón (Botero, 1950; Julivert, 1958) y corresponden a la Formación Los Santos (Cediel, 1968) o Tambor (Hedberg, 1931 en Morales *et al.*, 1958).

Formación Bocas (Sensu stricto Ward et al., 1973)

La Formación Bocas fue descrita inicialmente como la Serie Bocas en un trabajo no publicado por Merrit (1937 en Dickey, 1941), este autor describió una secuencia de capas fosilíferas de edad Paleozoica, aflorante entre la vía Bucaramanga, el corregimiento de Las Bocas y el río Suratá. Dickey (1941), en concordancia con Merrit (*op.cit.*), llamó Serie Suratá a la parte inferior y Serie Bocas a la parte superior; el criterio de subdivisión de estas unidades fue el contenido fósil, siendo la Serie Suratá más fosilífera que la Serie Bocas.

El nombre "Formación Bocas" fue usado por primera vez por Alvarado y Del Río (1944) para describir una secuencia constituida por arcillas pizarrosas negras con delgadas capas de areniscas arcillosas calcáreas y capas gruesas de caliza.

Cediel (1968) usó el nombre Formación Bocas de Alvarado y Del Río (1944) para describir una sucesión compuesta por shales oscuros carbonosos, delgadas capas de calizas y areniscas de grano fino. Este autor describió, sobre la carretera Bucaramanga-Rionegro a pocos metros después de la desviación al corregimiento de Las Bocas, rocas volcánicas que clasificó como mantos de porfiritas de color gris verdoso oscuro, de tamaño de grano muy fino, con amígdalas de calcita, matriz de plagioclasa ácida y textura intersertal observadas al microscopio, presencia de clorita y en menor cantidad epidota y zoisita; sugirió que en el afloramiento se presentan estructuras *pillow*; sin

embargo, Cedié (1968) relacionó estas rocas con la Formación Jordán.

El primer estudio detallado de esta formación fue desarrollado por Ward *et al.* (1973), definiendo por primera vez la Formación Diamante y redefiniendo la Formación Bocas, correspondientes a la Serie Suratá y Serie Bocas de Dickey (1941). Ward *et al.* (1973) dividieron la Formación Bocas en un segmento inferior y uno superior; el primero de carácter más fino compuesto por limolitas, arcillolitas y areniscas calcáreas, todas con color general gris verdoso; y el segundo con presencia de limolitas, arcillolitas,

areniscas con conglomerados intercalados. Así mismo describieron por primera vez, en esta formación, rocas de origen volcánico, específicamente cuerpos tabulares de riolitas y brechas en medio de las rocas sedimentarias; las riolitas fueron descritas como de color blanco verdoso pálido, gris claro a gris rosáceo, afáníticas y porfíricas; las brechas con fragmentos volcánicos de color rojo, gris verdoso y gris rosáceo. La descripción petrográfica aportada por estos autores muestra texturas esferulíticas, otras aplíticas de grano fino, con composición principalmente de plagioclasa, cuarzo y ortoclasa.

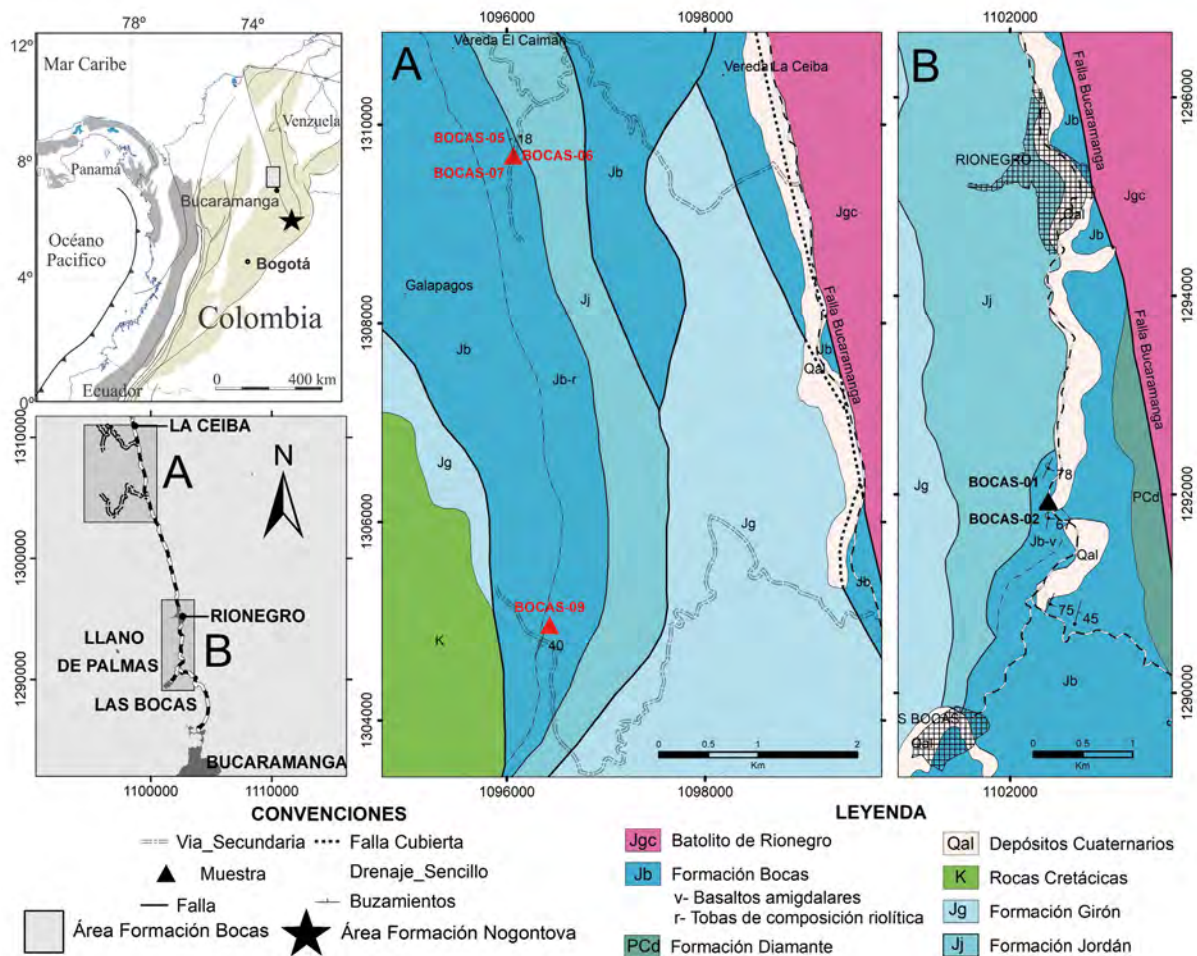


Figura 1. Mapa geológico de la sección tipo y ubicación geográfica de las rocas volcánicas de la Formación Bocas en el departamento de Santander (modificado de Ward *et al.*, 1977), código de colores tomado de Pellé (2012). **A.** Sector La Ceiba – Galápagos **B.** Sector Las Bocas - Rionegro. (Triángulos rojos: tobas de composición riolítica, triángulos negros: basaltos amigdalares y andesitas). La localización de la muestra de la Formación Nogontova (E: 1142984, N: 1218922) se señala con una estrella de color negro en el mapa de Colombia.

Rabe (1974) usa el nombre Formación Bocas en el sentido de Ward *et al.* (1973) y la separa en dos complejos litológicos, que considera han sido depositados en un ambiente continental. El complejo basal lo describe como una sucesión de arcillas oscuras intercaladas con limolitas, areniscas, calizas y delgadas capas de carbón que presentan una orientación N-S; el complejo superior lo diferencia del anterior por el cambio de tamaño de grano, el cual se hace más grueso y corresponde a una serie uniforme de limolitas, areniscas masivas con delgados lentes de conglomerados. Así mismo se presentan conglomerados en medio de las areniscas masivas con fragmentos de rocas volcánicas (fonobasáltos, fonoandesítas, riolíticas y tobas riolíticas) que constituyen un conglomerado tuffítico; también cita la presencia de tobas finas intercaladas con limolitas y areniscas.

Las rocas volcánicas fueron descritas por Rabe (1974) como parte de una unidad que él denomina Conglomerados Mixtos o “*Bunten Konglomerat*”, estas rocas corresponden a lavas oscuras verdosas con estructura almohadillada, textura de flujo y grandes amígdalas rellenas de calcita, que en sección delgada fueron clasificadas como fonobasaltos y fonoandesítas. Rabe (1974) de igual manera describe la presencia de tobas con cristales de augita de 0,5 cm y restos de lava con amígdalas colapsadas. Este conjunto lo relacionó con la intensa actividad plutónica del Macizo de Santander, pero finalmente determinó por relaciones estratigráficas que esta actividad es más joven que el plutonismo, ya que encontró estas rocas en las partes más altas de los Conglomerados Mixtos, las cuales correlacionó con la Formación Bocas y las ubicó en el Jurásico Inferior.

La Formación Bocas fue descrita por Bogotá y Mendoza (1976) como una serie clástica de lutitas, areniscas finas y margas, que subdividieron en tres conjuntos: uno superior constituido por lutitas, margas, shale gris pardo, lentes de areniscas y calizas; un conjunto medio conformado por areniscas cuarzosas a cuarzo feldespáticas intercaladas con lutitas grises, algunos diques diabásicos y areniscas tobáceas; y un conjunto inferior compuesto por lutitas, limolitas calcáreas interstratificadas con areniscas calcáreas grises de grano fino y shale bituminoso. Estos autores observaron aflorando, después del puente sobre el río Negro, una diabasa amigdaloides que describieron como un silo y ubicaron cerca al tope de la Formación Bocas; sin embargo, mencionan que puede tratarse de flujos básicos. Por otro lado describen rocas volcánicas como brechas y tobas vitreo-cristalinas

de composición riolítica suprayacidas por un flujo de diabasas amigdaloides con estructuras almohadilladas que sitúan en la unidad Conglomerados Mixtos “*Bunten Konglomerat*” descrita por Rabe (1974).

La edad de la Formación Bocas ha sido controversial. Dickey (1941) enmarco estas rocas en el Paleozoico sin precisar el periodo o la época. Trumphy (1943) propuso una edad Pensilvaniano Temprano o Misisipiano Tardío, basado en la fauna fósil descrita por Williams (*op.cit.*). Alvarado y Del Río (1944) proponen una edad Carbonífero de acuerdo a los fósiles recolectados por Merrit (*op.cit.*). Langenheim (1959) determinó una edad Carbonífero con la presencia de restos fósiles de plantas (Mesocalamites y Cordaites) pero precisa que el estado de preservación es pobre y que el género Cordaites puede presentarse también en el Triásico.

Cediel (1968) propone que la edad abarca desde el Devónico Medio al Pérmico Medio apoyado en foraminíferos (*Parafusiina* sp. y *Climacammina* sp.), identificados en clastos de caliza en un conglomerado. Ward *et al.* (1973) reevalúan la edad y la asignan al Triásico, basándose en: fósiles de invertebrados (braquiópodos, equinoideos, pelecípodos, corales tabulados) y foraminíferos encontrados en la Formación Diamante, que indican para ésta última, una edad Pensilvaniano Medio a Pérmico Inferior, así como conostráceos de la Formación Bocas que parecen ser Triásicos.

En la parte inferior de la Formación Bocas, Remy *et al.* (1975) hallaron *Phleboteris branneri*. La presencia de esta muestra y el análisis de las microfloras que realizaron, indicó un predominio del género *Classopollis*, lo que les permitió sugerir para esta formación una edad Jurásico Temprano. Estudios recientes han datado por medio de U/Pb en circonio, un dique riolítico que intruye la Formación Bocas, obteniendo una edad de ~251 Ma (Van der Lelij *et al.*, 2019), esto implicaría que la edad de esta formación sería Pérmico como propuso en algún momento Cediel (1968).

El ambiente de formación de esta unidad ha sido considerado de origen continental por Ward *et al.* (1973), Rabe (1974) y Remy *et al.* (1975).

Formación Nogontova

Fue definida por Moreno-Sánchez *et al.* (2016) como una serie de flujos de lava de composición basáltica con estructura almohadillada, desarrollo de peperitas

y que presenta niveles de lodolitas negras tobáceas con potencias máximas de 40 m hacia la base y parte media. El espesor determinado por estos autores es de 230 m y la localidad tipo fue establecida en el sitio conocido como la Burrera, en la margen norte del río Chicamocha, al cual se accede desde la población de San José de Miranda. Esta unidad se encuentra discordantemente sobre las rocas de la Formación Floresta Metamorfoseada (Ward *et al.*, 1973) y cubierta inconformemente por la Formación Río Negro (Vargas *et al.*, 1984), de acuerdo a estas relaciones estratigráficas Moreno-Sánchez *et al.* (2016) asignan un rango Triásico a Jurásico Medio para esta formación.

Según relaciones estratigráficas, esta unidad es contemporánea con la Formación Bocas (Moreno-Sánchez *et al.*, 2016), razón por la cual se propone establecer el ambiente tectónico de formación de las mismas.

Metodología

El desarrollo de este trabajo partió de un reconocimiento de campo, en el cual se identificó la unidad de interés, obteniendo de ésta, datos georreferenciados con la ayuda de un Garmin GPSMAP 64s. Se recolectaron muestras de rocas volcánicas representativas de la Formación Bocas y la Formación Nogontova, de estas se obtuvo análisis geoquímicos para ambas formaciones y secciones delgadas solo de la primera. Las secciones delgadas se analizaron y clasificaron de acuerdo con Schmid (1981) y Le Maitre *et al.* (2002) y su estudio petrográfico se realizó en los laboratorios de petrología de la Universidad de Caldas.

Los análisis geoquímicos y petrográficos fueron realizados a muestras de rocas aflorantes en la vía Bucaramanga-Rionegro, 1 km después de la desviación al corregimiento de Las Bocas y en la vía que conduce de la vereda La Ceiba a la vereda Galápagos, del municipio de Rionegro; 300 m adelante de la desviación a la vereda el Caimán (Figura 1). Las muestras de la Formación Nogontova se obtuvieron de su localidad tipo en el río Chicamocha (ver Figura 1).

Los análisis químicos se realizaron en los laboratorios de ActLabs Ltd. (*Activation Laboratories of Ancaster*) en Canadá. Los contenidos de elementos mayores, menores y elementos trazas, fueron realizados por XRF (*X-ray fluorescence*) e ICP-MS (*Inductively Couple Plasma Mass Spectrometry*). Los datos geoquímicos fueron trabajados en el software para petrología ígnea

llamado GCDKIT 3.00 beta (versión libre), que por medio de diagramas permite interpretar los patrones de variación geoquímica.

Resultados

Litoestratigrafía

La mayor parte de la secuencia de la Formación Bocas, tanto al norte como al sur del área de estudio, está constituida en su parte basal por intercalaciones de lodolitas de color gris, gris verdoso, negro; ocasionalmente arenosas, areniscas finas a muy finas, feldespáticas; niveles de calizas, shale, lentes de conglomerados y delgados niveles dolomíticos, en esta sucesión, más precisamente en los niveles de shale han sido recuperados restos de *Otozamites sp.* asociados con restos de peces semionotiformes y escamas de *Lepidotes sp.* que confirman una edad Mesozoica para los niveles estudiados, tal como la deducida por Remy *et al.* (1975) (Figura 2). Según Ward *et al.* (1973) esta sucesión alcanza 589 m de espesor.

La parte superior, que aflora en los sectores la Ceiba-Galápagos y Las Bocas-Rionegro en cercanías al peaje (Figura 3), tiene un espesor aproximado de 50 m y está constituida por flujos de lava de composición andesítica, tobas de composición riolítica y basaltos amigdalares que infrayacen concordantemente los sedimentos rojos de la Formación Jordán. En el sector Ceiba-Galápagos se observa una intercalación de tobas de composición riolítica con textura brechoide que van entre 1 y 2 m de espesor, tienen límites generalmente planos y en ocasiones irregulares, se encuentra inclinada en ángulos intermedios hacia el noreste y está interestratificada con lodolitas, areniscas y areniscas tobáceas laminadas que presentan color gris claro a blanco, tamaño de grano medio y selección moderada (Figuras 3A y 3B); hacia los niveles inferiores se presentan sectores de poca extensión de delgadas capas de lapilli acrecionaria con peloides hasta de 5 mm de diámetro.

En el sector Las Bocas-Rionegro afloran niveles de lavas con espesores variables entre 10 y 40 m que corresponden a basaltos amigdalares con textura afírica a microporfírica basáltica, de composición andesítica y basáltica; están cubiertos por areniscas y conglomerados rojos de la Formación Jordán y suprayacen una sucesión de litoarenitas grises intercaladas con niveles delgados de areniscas y limolitas tobáceas (Figura 3C).

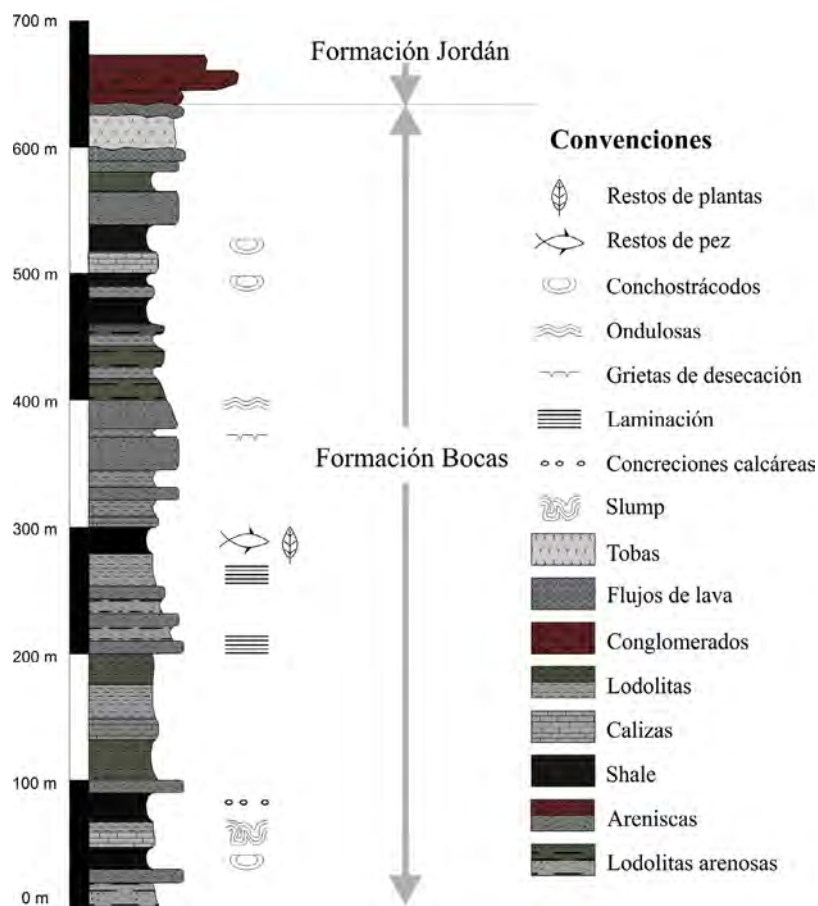


Figura 2. Columna estratigráfica generalizada de la Formación Bocas.

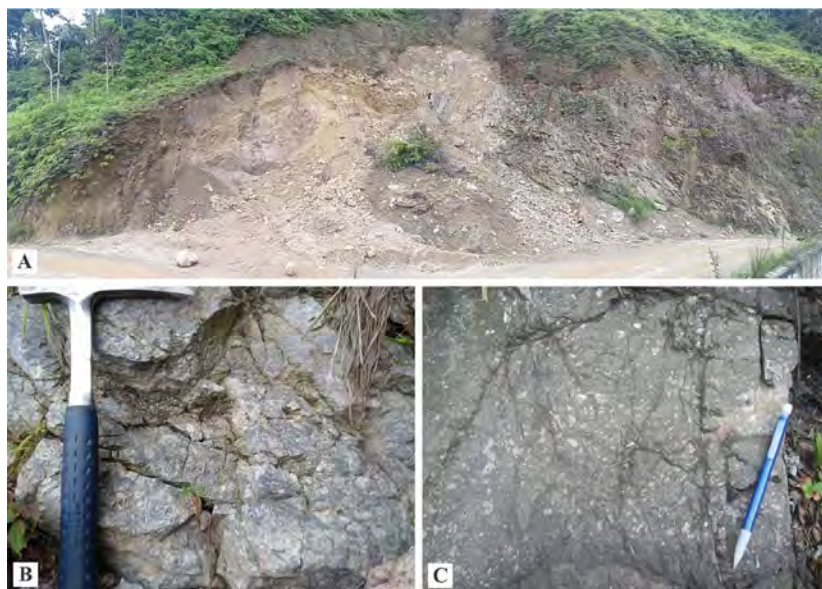


Figura 3. Afloramientos de las rocas estudiadas. **A.** Afloramiento de las tobas de composición riolítica en la vía que conduce de la vereda La Ceiba a la vereda Galápagos, a 300 m de la desviación a la vereda el Caimán. E: 1096068 N: 1309686. **B.** Sector La Ceiba-Galápagos, tobas de composición riolítica soldadas y con textura brechosa, presentan fragmentos líticos con formas subangulares a angulares de tamaños entre 1 y 6 mm. E: 1096068 N: 1309686. **C.** Afloramiento de basaltos amigdalares sobre la vía Bucaramanga-Rionegro E:1102386 N: 1291941.

Petrografía

Las lavas (Bocas 01-02) (Figura 1) son de color gris a gris verdoso y con presencia de amígdalas rellenas de carbonatos, epidota y sílice que pueden alcanzar tamaños hasta de 3 cm. Bajo el microscopio se identificaron texturas porfiríticas, vitrofídicas y amigdalares; el vidrio que constituye la masa fundamental corresponde a inter-estratificados de clorita/esmectita, los fenocristales de plagioclasa se presentan parcialmente alterados a carbonatos, clorita y epidota, y los clinopiroxenos (tipo augita) se encuentran alterados a agujas de actinolita y clorita (Figura 4A, 4B).

Los niveles de tobas (Bocas 05-06-07-09) (Figura 1) están conformados por tobas con matriz de ceniza fina a lapilli, rodeando fragmentos líticos de vulcanitas

y granitoides con formas subangulares a angulares de tamaños entre 1 y 6 mm en un porcentaje (5-15%); presentan fragmentos de cristales de cuarzo principalmente (3-8%), con colores grises cremas a marrones claro. Es común encontrar estructuras brechosas, eutaxíticas y macizas.

Las rocas piroclásticas corresponden a: tobas vitro-cristalinas-líticas con texturas vitroclásticas (fragmentadas), constituidas por una matriz vítrea (52-70%) de color crema amarillento muy pálido, desvitrificadas en grado variable a material cuarzo-feldespático y oxidación, en ocasiones con fiammes aplastadas, marcadamente reemplazada por sericita y/o esmectita con tamaño microcristalino a criptocristalino; localmente se presenta en la matriz abundancia de microesferulitas (Figura 4C).

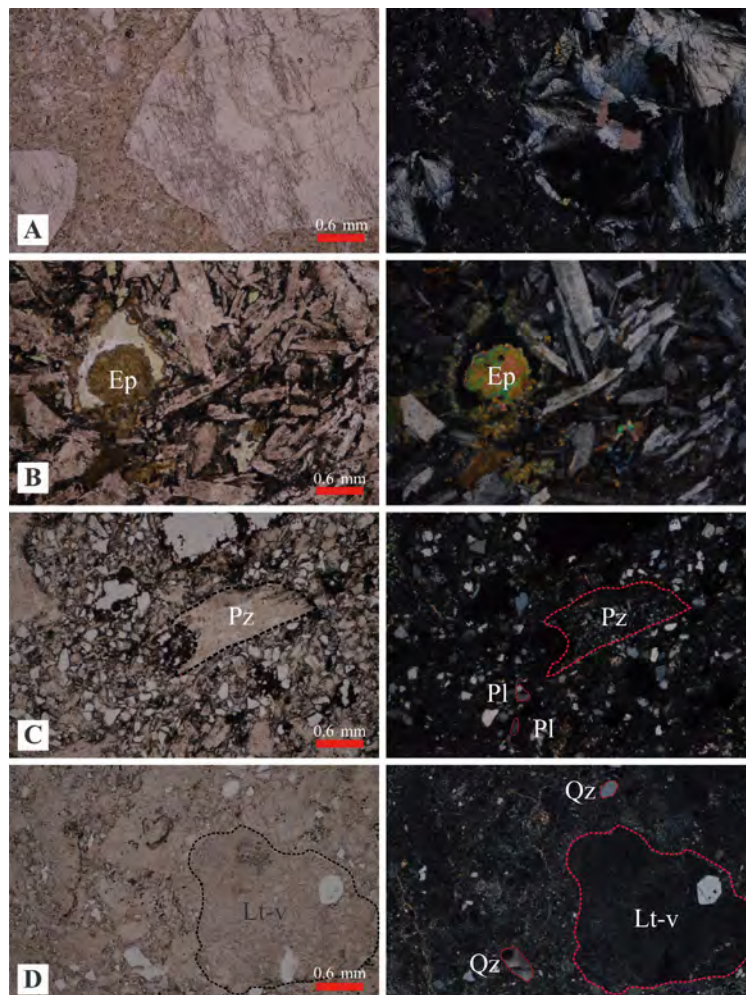


Figura 4. Características petrográficas de las rocas volcánicas de la Formación Bocas. **A.** Basalto amigdalario (Bocas 01). **B.** Basalto con presencia de epidota (Ep) (Bocas 02). **C.** Grado de fragmentación alto, plagioclasa (Pl) y fragmentos líticos de pómez (Pz) (Bocas 07). **D.** Fragmentos líticos de vulcanitas (Lt-v) con textura vitrofídica y microfenocristales de cuarzo (Qz) (Bocas 03). Abreviaturas de los minerales según Whitney y Evans (2010).

Los fragmentos de cristales de cuarzo (5-18%) tienen tamaños desde 2 mm hasta 50 μm con formas angulares-subangulares y levemente fracturados, con textura embahiada. Los cristales de plagioclasa (3-9%) presentan maclas según la ley de albita-periclina con alteración a carbonatos y sericita. El feldespato se encuentra intensamente reemplazado por pequeños parches de cuarzo y feldespato alcalino, junto con esmectita, posiblemente corresponda a cristales completamente alterados a sericita con inclusiones de minerales opacos, los cuales por su grado de alteración no es posible identificarlos con precisión. También se observan láminas delgadas de moscovita (traza-2%) y fragmentos líticos juveniles (5-20%) con tamaños hasta de 3 mm, angulosos-subangulosos, los cuales corresponden a vulcanitas de composición ácida (riolitas-dacitas) con textura porfirítica y masa fundamental felsítica (Figura 4D). Los fragmentos líticos menos abundantes corresponden a 5-9% de rocas holocristalinas de grano fino constituidas por

cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico desarrollando texturas micrográficas, estos fragmentos se clasificaron como granitos.

Geoquímica

Los resultados obtenidos en los análisis geoquímicos de roca total y de los elementos mayores y traza (Tabla 1) permiten interpretar los fenómenos magmáticos que dan origen a las rocas básicas e intermedias (lavas) y las rocas félsicas (piroclásticas) de las formaciones Bocas y Nogontova.

Las muestras analizadas se caracterizan por mostrar diversos grados de alteración, que se reflejan en valores de pérdida por ignición de 2,86-8,11% para las rocas básicas e intermedias, y para rocas félsicas de 1,8-3,51% por lo que no es recomendable utilizar los esquemas tradicionales de clasificación para rocas frescas de Rollinson (1993). En este análisis se incluye también una muestra de la Formación Nogontova.

Tabla 1. Resultados de análisis geoquímicos de las rocas volcánicas de la Formación Bocas y las lavas de la Formación Nogontova.

Elementos % peso	Bocas-01	Bocas-02	Bocas-05	Bocas-06	Bocas-07	Bocas-09	Nogontova-N01
Coordenada E	1102386	1102389	1096068	1096068	1096068	1096435	1142984
Coordenada N	1291941	1291927	1309686	1309686	1309686	1304959	1218922
SiO ₂	39,24	52,96	76,89	75,14	72,57	78,82	47,44
Al ₂ O ₃	15,92	15,79	12,15	13,76	12,14	9,39	13,66
Fe ₂ O ₃ (T)	8,33	9,54	2,87	1,74	5,61	4,39	15,06
MnO	0,13	0,14	0,01	0,04	0,28	0,10	0,24
MgO	3,01	4,97	0,49	0,35	0,34	0,33	5,71
CaO	24,17	5,57	0,05	0,08	0,07	0,09	10,14
Na ₂ O	0,36	5,76	1,27	2,94	1,24	0,29	1,55
K ₂ O	0,13	0,17	4,45	4,14	5,37	2,89	0,17
TiO ₂	1,04	1,65	0,20	0,15	0,57	0,27	3,01
P ₂ O ₅	0,30	0,70	0,04	0,05	0,08	0,04	0,27
LOI	8,11	3,41	2,37	1,80	2,47	3,81	2,86
Total	100,70	100,70	100,80	100,20	100,70	100,40	100,10
<i>Elementos traza (ppm)</i>							
Sc	22,00	23,00	2,00	2,00	6,00	3,00	50,00
Be	2,00	2,00	9,00	4,00	5,00	3,00	2,00
V	173,00	181,00	10,00	10,00	35,00	19,00	460,00
Cr	150,00	90,00	< 20	< 20	30,00	< 20	140,00
Co	35,00	27,00	1,00	1,00	2,00	2,00	46,00
Ni	90,00	40,00	< 20	< 20	< 20	< 20	70,00
Cu	60,00	40,00	< 10	< 10	< 10	< 10	70,00

Elementos % peso	Bocas-01	Bocas-02	Bocas-05	Bocas-06	Bocas-07	Bocas-09	Nogontova-N01
Coordenada E	1102386	1102389	1096068	1096068	1096068	1096435	1142984
Coordenada N	1291941	1291927	1309686	1309686	1309686	1304959	1218922
Zn	60,00	240,00	< 30	< 30	< 30	40,00	120,00
Ga	28,00	19,00	29,00	27,00	21,00	14,00	21,00
Ge	3,00	2,00	3,00	3,00	2,00	2,00	1,00
As	< 5	9,00	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	4,00	3,00	167,00	124,00	141,00	75,00	5,00
Sr	246,00	855,00	41,00	57,00	32,00	28,00	137,00
Y	22,00	39,00	165,00	83,00	63,00	45,00	51,00
Zr	123,00	343,00	456,00	697,00	821,00	464,00	179,00
Nb	5,00	20,00	43,00	28,00	24,00	15,00	3,00
Mo	< 2	3,00	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	0,50	1,20	1,50	2,10	2,30	1,50	0,50
In	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	0,20	< 0,2	< 0,2
Sn	1,00	2,00	7,00	8,00	4,00	3,00	2,00
Sb	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	0,50
Cs	4,80	< 0,5	0,80	0,50	0,80	0,90	0,60
Ba	30,00	137,00	301,00	300,00	430,00	355,00	122,00
La	11,40	46,90	61,80	64,10	49,00	44,10	9,50
Ce	27,40	99,60	131,00	138,00	101,00	101,00	26,50
Pr	3,60	12,00	16,70	17,40	12,20	11,30	3,89
Nd	15,70	48,90	64,00	67,00	47,50	44,90	21,70
Sm	3,90	9,30	16,10	14,90	10,80	9,80	6,80
Eu	1,24	2,52	0,39	0,27	0,53	0,77	2,42
Gd	4,30	8,30	21,30	13,30	10,70	9,00	8,50
Tb	0,70	1,30	4,50	2,30	1,90	1,50	1,60
Dy	4,10	7,50	29,80	14,10	11,60	8,80	9,50
Ho	0,90	1,50	5,70	2,90	2,40	1,70	1,90
Er	2,50	4,30	15,90	9,10	7,50	4,90	5,60
Tm	0,36	0,61	2,18	1,42	1,20	0,77	0,82
Yb	2,40	4,00	12,90	9,80	8,30	5,20	5,80
Lu	0,37	0,61	1,75	1,48	1,30	0,77	0,91
Hf	3,00	7,80	15,20	19,70	17,20	11,10	5,00
Ta	0,30	1,00	2,00	2,50	1,60	1,30	0,30
W	< 1	< 1	< 1	< 1	2,00	< 1	< 1
Tl	< 0,1	< 0,1	0,60	0,60	0,60	0,40	0,10
Pb	152,00	137,00	13,00	145,00	77,00	14,00	6,00
Bi	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4
Th	0,70	2,60	7,60	9,60	6,90	5,50	0,70
U	0,20	0,60	1,00	1,40	1,70	0,80	0,20

En el diagrama Zr/TiO_2 vs Nb/Y (Winchester y Floyd, 1977) que considera elementos inmóviles; las rocas básicas (Bocas-01 y Nogontova-N01), intermedias (Bocas-02) y ácidas (Bocas-05, 06, 07 y 09) se clasifican como andesitas basálticas, andesitas y riolitas respectivamente (Figura 5).

Las rocas de composición básica tienen concentraciones en SiO_2 (39,24 - 47,44 wt%), contenido de Al_2O_3 (15,92 - 13,66 wt%), valores de MgO (3,01 - 5,71 wt%), CaO (24,17 - 10,14 wt%), Na_2O/K_2O (2,77 - 9,12 wt%) (Tabla 1) y en el diagrama Zr/TiO_2 - Nb/Y (Winchester y Floyd, 1977) (Figura 5) muestran una afinidad claramente subcalina. Por otro lado, las rocas de composición intermedia-ácida, flujos de lava de composición andesítica y las tobas de composición riolítica tienen concentraciones en SiO_2 (52,96 - 78,82 wt%), contenido de Al_2O_3 (15,79 - 9,39 wt%), valores de MgO (4,97 - 0,33 wt%), CaO (5,57 - 0,09 wt%), Na_2O/K_2O (33,88 - 0,10 wt%) y en el diagrama Zr/TiO_2 - Nb/Y de Winchester y Floyd (1977) (Figura 5) presentan una afinidad subcalina.

Así mismo, en el diagrama Th/Yb vs Ta/Yb (Pearce, 1982) las rocas básicas de la Formación Bocas (Bocas-01) y la Formación Nogontova (Nogontova-N01) se asemejan a basaltos generados en dorsales oceánicas de tipo E-MORB y N-MORB respectivamente. Las rocas intermedias (Bocas-02) y ácidas (Bocas-05, 06, 07 y 09) se distribuyen en el campo de rocas de arcos activos (Figura 6).

En el diagrama de discriminación para rocas básicas, la Formación Bocas (Bocas-01) y la Formación Nogontova (Nogontova-N01), se localizan en el ambiente tipo MORB (Figura 7). Los flujos de lava de composición andesítica y las rocas piroclásticas ácidas se localizan en el campo de rocas de ambiente intraplaca (Figura 8).

Los patrones de los REE normalizados a condrito (Nakamura, 1974) muestran en las rocas básicas de la Formación Bocas (Bocas-01) y la Formación Nogontova (Nogontova-N01) comportamientos ligeramente empobrecidos en las tierras raras livianas (LREE) con $(La/Yb)_N = 3,17-1,1$ y patrones menos fraccionados y relativamente planos en tierras raras pesadas (HREE), con $(Gd/Yb)_N = 1,4-1,68$ (Figura 9), así como abundancias entre 10 y 30 veces con respecto a los valores condriticos. Las muestras de lavas andesíticas (Bocas-02) y las rocas piroclásticas de composición riolítica (Bocas-05, 06, 07 y 09), muestran patrones con una pendiente baja, lo que sugiere un bajo fraccionamiento de LREE con respecto a las HREE; con relación al condrito entre 30 a 110 veces, que presenta relaciones de abundancias de elementos de LREE $(La/Yb)_N$ de 3,2 - 5,66 y de $(La/Ce)_N$ de 1,14 - 1,27, así como relaciones de HREE $(Gd/Yb)_N$ de 1,02 - 1,38. Resulta bien notoria la anomalía negativa de Eu (relaciones $Eu/Eu^* = 0,06-0,25$) en las rocas piroclásticas de composición ácida, indicando un fraccionamiento en la plagioclasa, esta anomalía no se presenta en las rocas de composición básica e intermedia.

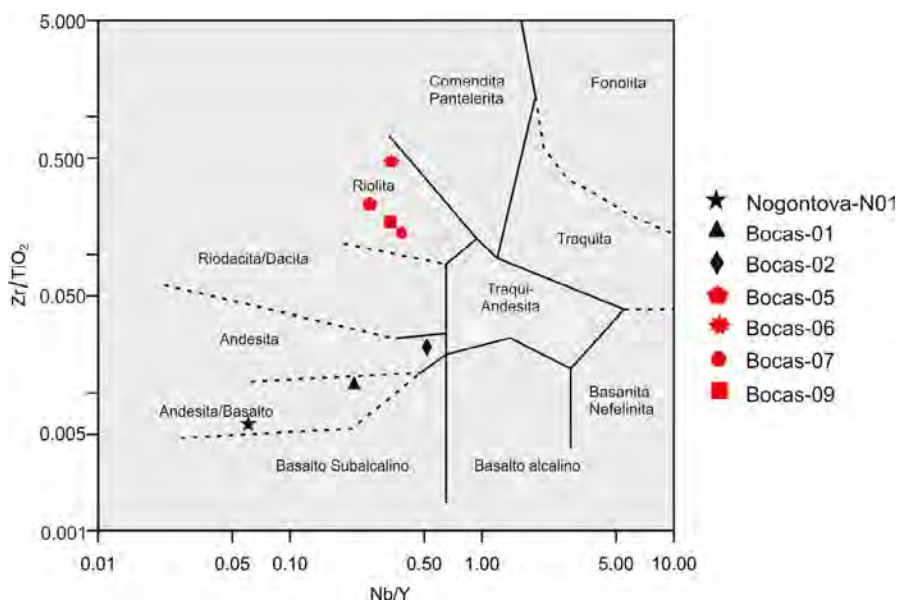


Figura 5. Diagrama de clasificación Zr/TiO_2 - Nb/Y (Winchester y Floyd, 1977) para clasificación de rocas volcánicas alteradas.

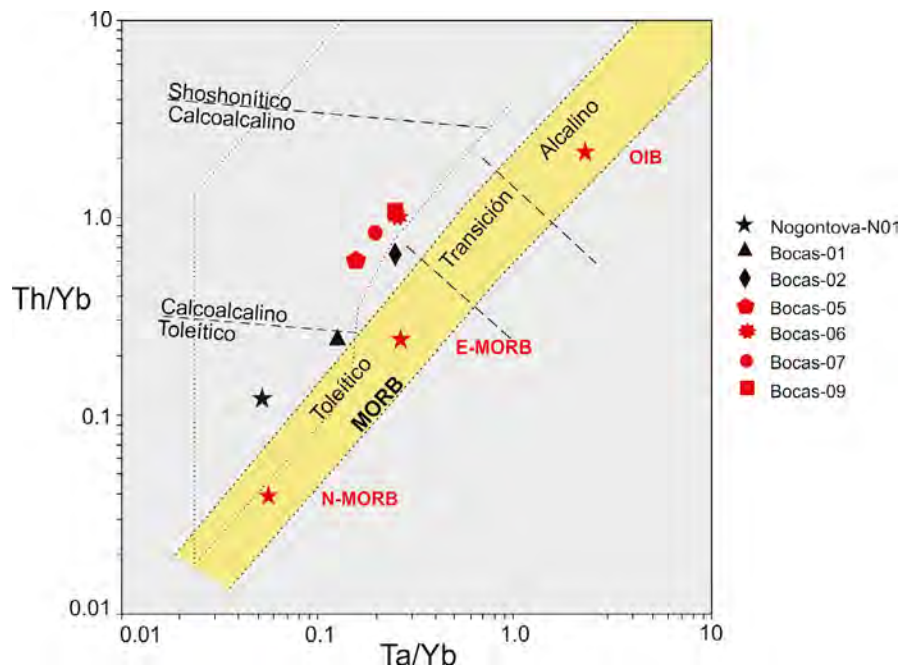


Figura 6. Diagrama de discriminación tectónica de Nb/Yb vs Ta/Yb (Pearce, 1982).

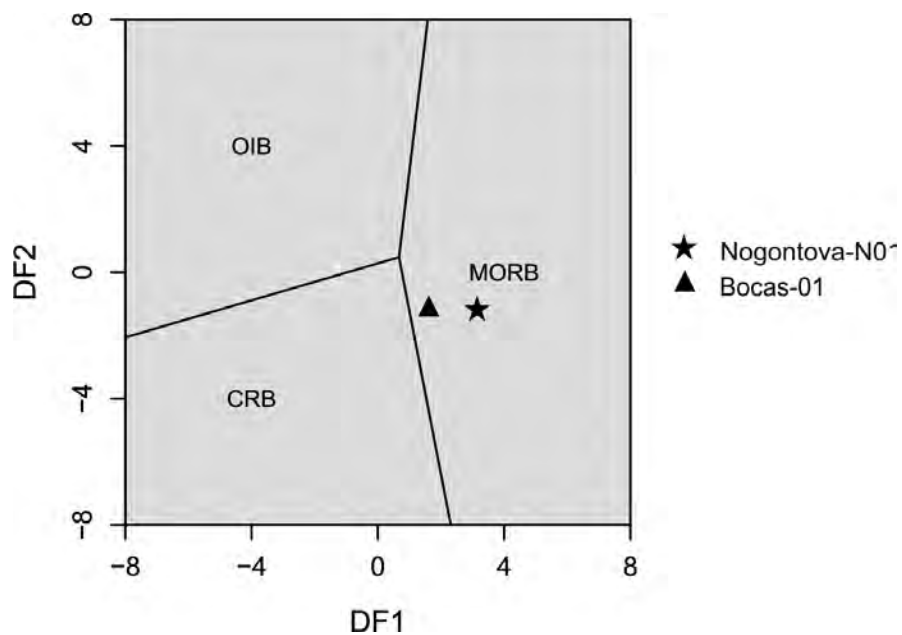


Figura 7. Diagrama de discriminación tectónica para rocas básicas $DF1 = -0,5558 \log_e (La/Th) - 1,4260 \log_e (Sm/Th) + 2,2935 \log_e (Yb/Th) - 0,6890 \log_e (Nb/Th) + 4,1422$ $DF2 = -0,9207 \log_e (La/Th) + 3,6520 \log_e (Sm/Th) - 1,9866 \log_e (Yb/Th) + 1,0574 \log_e (Nb/Th) - 4,4283$ (Agrawal *et al.*, 2008).

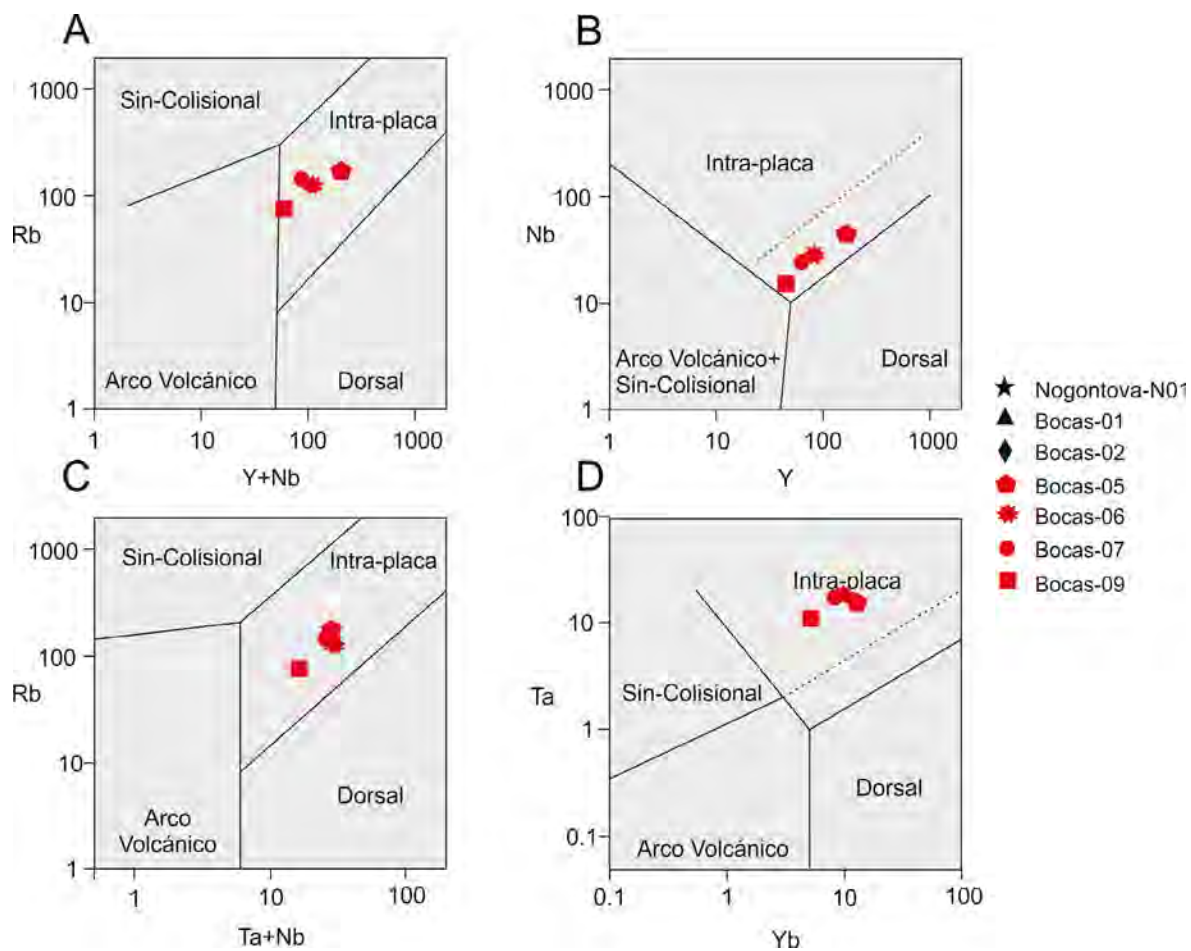


Figura 8. Diagramas de discriminación para granitos. A. Rb vs Y+Nb. B. Nb vs Y. C. Rb vs Ta+Nb. D. Ta vs Yb (Pearce *et al.*, 1984).

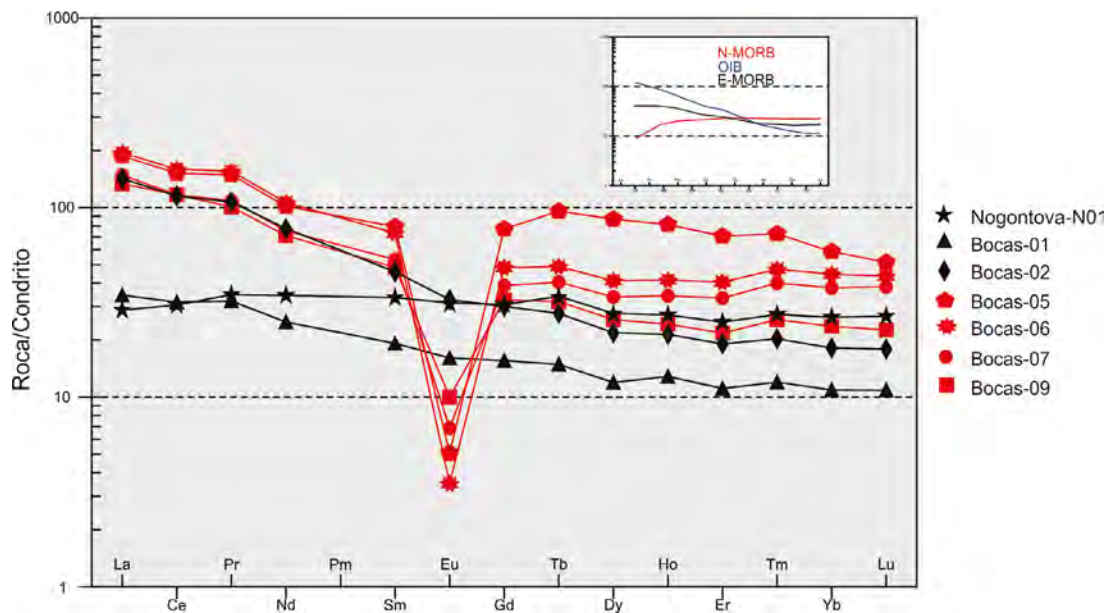


Figura 9. Diagrama de REE normalizado a condrito (Nakamura, 1974).

Los patrones de multielementos para las muestras de composición básica de la Formación Bocas (Bocas-01) y la Formación Nogontova (Nogontova-N01) evidencian enriquecimiento Cs, Th, U y Pb y una evidente anomalía negativa de Ba y Nb en el diagrama araña (*spider*) normalizado a manto primitivo de Sun y McDonough (1989) (Figura 10). Las HFSE evidencian patrones relativamente planos y cercanos a 10. Estas características son usuales para rocas originadas en un ambiente de tipo MORB y/o rocas originadas en un

ambiente tras-arco con tectónica extensional (Stern *et al.*, 1990). Las rocas intermedias y las rocas ácidas muestran un comportamiento similar en este mismo diagrama, presentando anomalías negativas en Ba, La, Ce, Sr, P y Ti, así como positivas para Rb, K y Pb; los picos negativos más representativos son para el Sr, P y Ti (Figura 10), para las andesitas se evidencia menos diferenciación y se destaca en ellas la ausencia de la anomalía de Eu. Estas anomalías son propias de ambientes intraplaca.

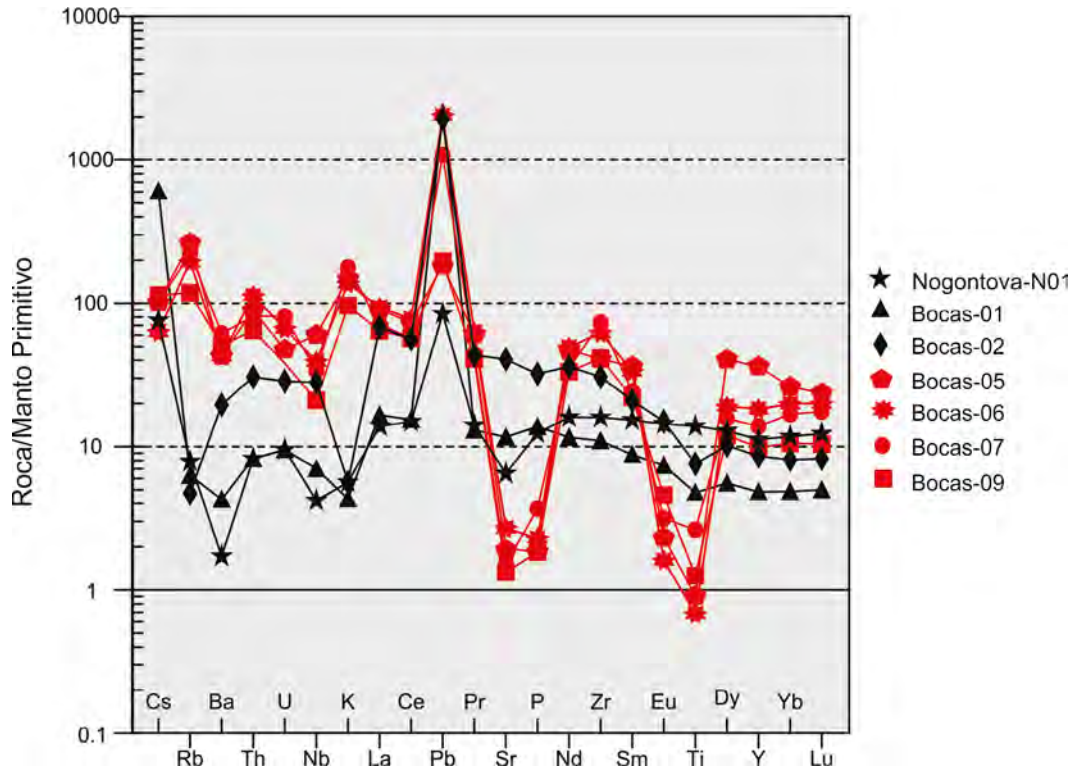


Figura 10. Diagrama de REE normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989).

En los diagramas geotectónicos de Rb vs Y+Nb, Rb vs Ta+Nb, Nb vs Y, y Ta vs Yb (Pearce *et al.*, 1984), las rocas ácidas se localizan en un ambiente intraplaca (Figura 8) y en el diagrama de Th/Yb vs Ta/Yb (Pearce, 1982) (Figura 6), estas mismas rocas se localizan en el campo de arcos continentales.

Discusión

Distribución Espacial

Las rocas estudiadas al norte de la ciudad de Bucaramanga en el sector occidental del Macizo de

Santander de Colombia, al oeste de la Falla Santa Marta-Bucaramanga que fueron cartografiadas como la unidad de lavas y rocas piroclásticas de la Formación Bocas, y otras unidades coetáneas (ej. Formación Montebel) se desarrollaron en un ambiente continental (Langenheim, 1959; Radelli, 1967; Remy *et al.*, 1975; Royero, 2001), algunas veces lagunar y otras veces fluvial con influencia volcánica. Así mismo, de acuerdo a la presencia de braquiópodos (“conchostracodos”) Ward *et al.* (1973) consideran que las condiciones de depositación de esta unidad son de agua dulce, estos autores determinaron también un espesor de 589 m para la sección siliciclástica, mientras que con este trabajo se logró determinar un

espesor de la secuencia volcánica de aproximadamente 50 m correspondiente al 8% del espesor total de la formación.

Se sugiere que la Formación Bocas podría ser correlacionable con la Formación Montebel basado

en sus características litológicas. Estas unidades junto con otras unidades volcánicas como la Formación Morrocoyal, Sudan y Norean (Figura 11), podrían ser la expresión lateral de una cuenca marginal (*back arc*) asociado a extensión intracontinental.

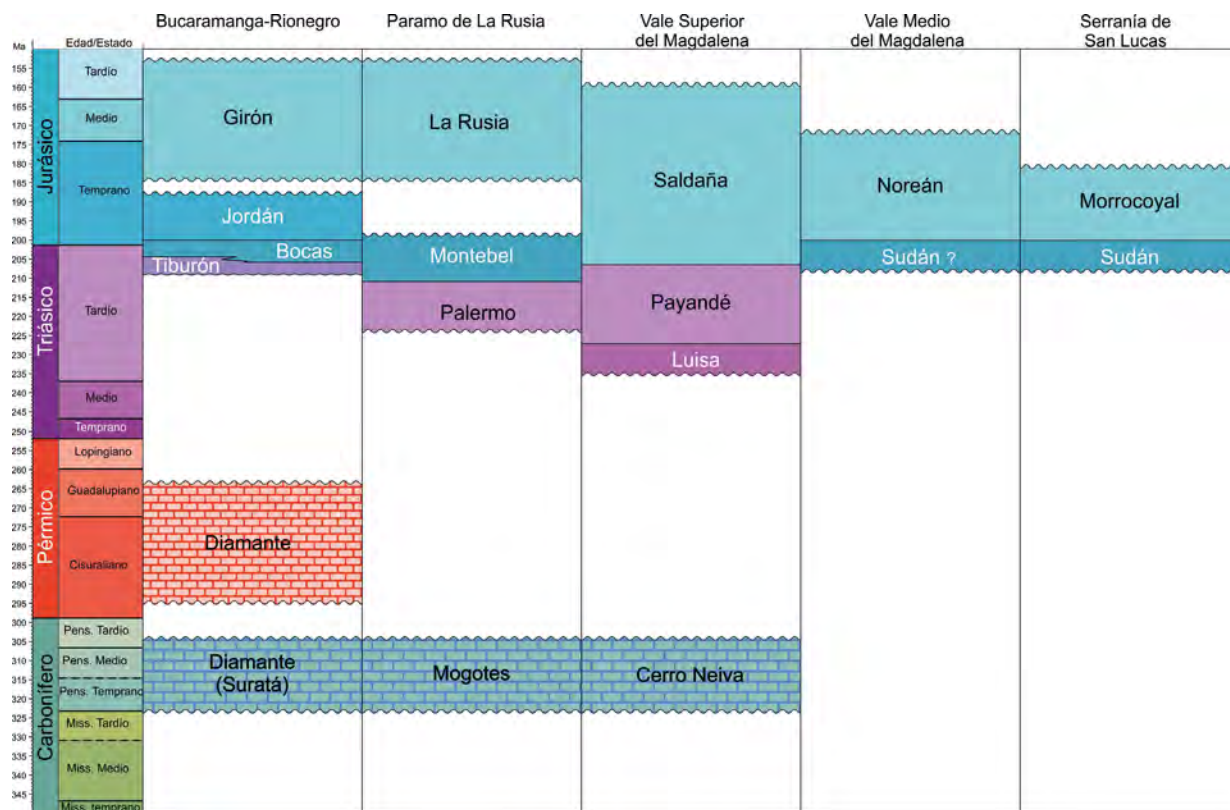


Figura 11. Cuadro cronoestratigráfico de las unidades aflorantes entre Bucaramanga-Rionegro, Páramo de la Rusia, Valle Superior del Magdalena, Valle Medio del Magdalena y Serranía de San Lucas.

Magmatismo

La unidad volcánica presentada en este estudio se sitúa al techo de la Formación Bocas y bajo las primeras capas rojas de la Formación Jordán. Esta distribución difiere de lo planteado por Ward *et al.* (1973) quienes proponen que la Riolita de la Formación Bocas, como denominó las tobas de composición riolítica y las brechas, se encuentran en la parte medía de la formación. Esto muy probablemente se debe a que estratos de lodolitas y areniscas de color rojo que suprayacen las rocas volcánicas fueron confundidos con la Formación Bocas y no se identificó claramente la Formación Jordán.

Los flujos de lava de composición básica han sido integrados como parte de la Formación Bocas por

Bogotá y Mendoza (1976) y las rocas piroclásticas félsicas por Ward *et al.* (1973). En este estudio se sugiere una evolución que presenta el vulcanismo de edad Jurásico Temprano de esta región, el cual inicia con la formación de rocas básicas (flujos de lavas andesíticas) pasa por una etapa de producción de tobas de composición riolítica y finaliza con las andesitas basálticas y basalto tipo MORB (Formación Nogontova). Esta fase básica, según datos de Ayala-Calvo *et al.* (2005) se reconoce en los depósitos continentales de la Formación Jordán.

Los resultados de la geoquímica de los niveles de tobas de composición riolítica de la Formación Bocas en el sector norte indican una fuente compleja para el magmatismo. Las muestras graficadas en los diagramas multielementales y los de discriminación tectónica

(Nb/Yb vs Th/Yb, Rb vs Y+Nb, Rb vs Ta+Nb, Nb vs Y, Ta vs Yb) caen en el campo de afinidad toleítica, con características geoquímicas equivalentes a una actividad magmática en un arco, y con una impronta de formación intraplaca.

El diagrama de tierras raras (REE) muestra para las rocas ácidas una escasa pendiente dada por bajas relaciones La/Yb (2-11) y Sm/Yb (1-2) caracterizando un volcanismo que tuvo lugar en una litosfera delgada en un ambiente extensional. El resultado puede ser posible dado que el área fue sometida a dos fenómenos complejos coetáneos, como el desarrollo de un arco de tipo Pacífico y la extensión causada durante la disgregación del Pangea al final del Triásico y comienzos del Jurásico que condujo a la separación de Norteamérica y la creación del Protocaribe (Pindell, 1985, 1993). Las tobas sugieren vulcanismo en un ámbito extensional pero con influencia de un arco volcánico (ver la reconstrucción paleogeográfica de Blackburn *et al.*, 2013). No se descarta la influencia térmica de la CAMP en Colombia, dada su cercanía geográfica y temporal, puesto que estos basaltos son conocidos en Guyana, Venezuela, Perú y Brasil (Davies *et al.*, 2017).

Los flujos de composición básica que suprayacen las tobas de composición riolítica (lavas amigdalares de la Formación Bocas y las lavas de la Formación Nogontova), muestran una impronta característica de un ambiente de tipo MORB lo que sugiere que la litosfera alcanzó el adelgazamiento suficiente para permitir el ascenso de materiales mantélicos a superficie. Este nivel de adelgazamiento fue alcanzado probablemente por la extensión intracontinental, evidenciada por los resultados geoquímicos obtenidos de las rocas ácidas y lo sugerido también por otros autores como Cochrane *et al.* (2014), Sarmiento *et al.* (2015), Spikings *et al.* (2015) y Spikings *et al.*, (2019).

Edad

La edad de estas rocas volcánicas de las formaciones Bocas y Nogontova se propone abarca el intervalo Triásico Tardío al Jurásico Temprano basado en datos paleontológicos y estratigráficos. Los autores de este trabajo han recuperado restos de *Otozamites sp.* asociados con restos de peces semionotiformes y escamas de *Lepidotes sp.* que confirman una edad Mesozoica, tal como la deducida por Remy *et al.* (1975), para los niveles estudiados.

Estudios recientes han datado por medio de U/Pb en circón, un dique riolítico que intruye la Formación Bocas, este se encuentra ubicado al NW del área de interés de este estudio, con una edad de ~251 Ma (Van der Lelij *et al.*, 2019). Este dato está en contradicción con la flora establecida por Remy *et al.* (1975) en donde el mejor estado de preservación condujo a identificar restos del género Mesozoico *Phlebopteris (Piazopteris) branneri* identificado incorrectamente como “Pecopteris” por Langenheim (1959). Calamites y Cordaites citados por Langenheim (1959), se basan en material incompleto y mal preservado de difícil atribución a los mencionados géneros. Remy *et al.* (1975) cita los siguientes palinomorfos recolectados a la base del Bocas: *Classopollis*, *Cycadopites*, *Vitreisporites*, cf. *Podocarpidites*, *Dictyophylliaites*, *Gleicheniidites*, *Verrucosisporites*, *Concavisporites*. El polen de *Classopollis*, abundante en las muestras, y los restos del helecho matoniaceo *Phlebopteris (Piazopteris) branneri* sin duda descartan cualquier atribución de esta unidad al Paleozoico. Braquiópodos y otros elementos carboníferos, aparentemente cartografiados como parte de la Formación Bocas, delatan un problema de demarcación con las formaciones Paleozoicas infrayacentes: Diamante y Surata, denominada Serie de Surata por Navas (1962).

Evolución Tectónica Regional

La región andina colombiana está conformada por una serie de bloques tectónicos con basamento heterogéneo e historia geológica contrastante (Restrepo y Toussaint, 1988). Es el caso del magmatismo Jurásico limitado al bloque tectónico situado al este de la Falla Otú-Pericos. El ámbito geológico del magmatismo Triásico - Jurásico en Colombia ha sido interpretado de varias maneras:

- Complejo de subducción ligado a una cuenca marginal o retro-arco (Bayona *et al.*, 1994)
- Rift intracontinental (Mojica y Kammer, 1995)
- Producto de subducción (Aspden *et al.*, 1987; Bustamante *et al.*, 2017; Quiceno-Colorado *et al.*, 2016; Zapata *et al.*, 2016)

Por último, no se debe descartar, dada la cercanía geográfica a la región estudiada, la influencia de la CAMP que fue activa al final del Triásico y comienzos del Jurásico. Durante esta fase, numerosos diques, intrusiones y fuentes de magma basáltico se extendieron en grandes áreas de Sudamérica, África, y el sur y este

de Norteamérica (Nomade *et al.*, 2007). Los basaltos CAMP se asocian a los eventos que conducen a la ruptura del supercontinente de Pangea y la apertura del Protocaribe (piso oceánico del atlántico creado entre Norte y Sudamérica). Los CAMP, por su naturaleza básica, a menudo no son reconocidos en los estudios cronoestratigráficos basados en circones (Bryan y Ferrari, 2013). Las Grandes Provincias Ígneas (*Large*

Igneous Provinces, LIP) incluyen eventos tanto ígneos básicos como ácidos (riolíticos) con gran influencia en la estabilidad ecológica del planeta. El evento CAMP tal vez sea uno de las mayores LIP del Fanerozoico en cuanto a la producción de grandes volúmenes de basaltos (Nomade *et al.*, 2007; Bryan y Ferrari, 2013) (Figura 12).

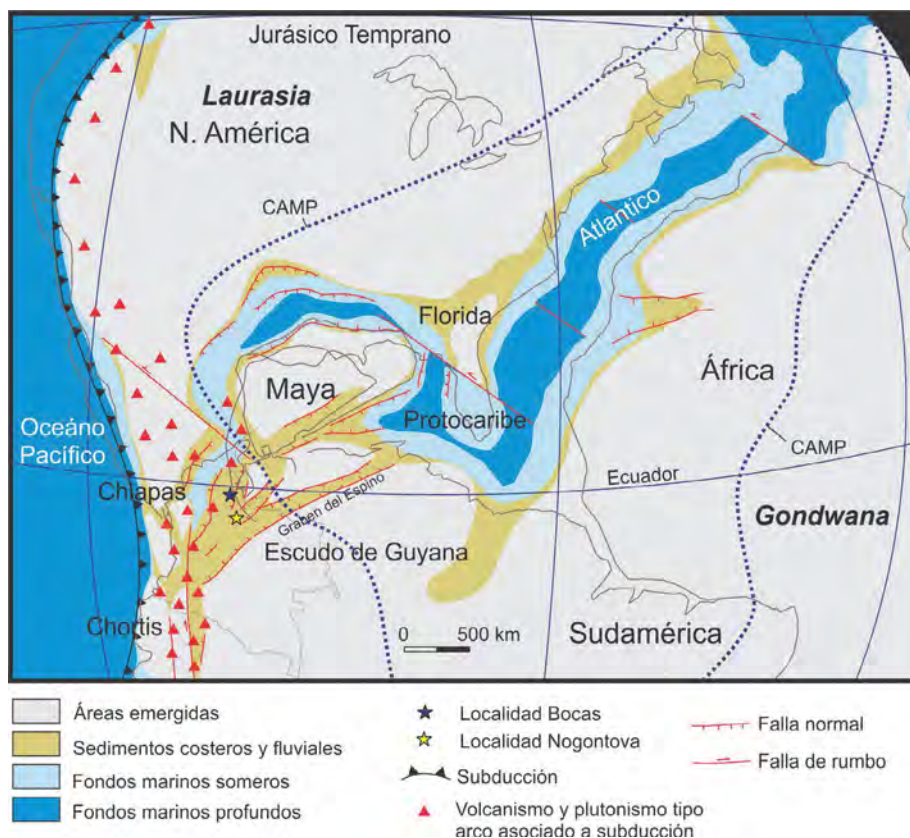


Figura 12. Reconstrucción paleogeográfica para el Jurásico Temprano donde se sugiere la ubicación de las localidades estudiadas. Modificado de Scotese y Schettino (2017) y Scotese (2017).

El sector norte de Colombia ha sido sujeto de desplazamientos al norte en relación a Sudamérica (Bayona *et al.*, 2006; Scott, 1978) y a su vez debió hallarse bajo la influencia triple de subducción, de expansión debido a la separación de Norteamérica (Nova *et al.*, 2019) y a los efectos térmicos de la CAMP.

Conclusiones

Las rocas estudiadas en el presente trabajo, corresponden a la unidad volcánica y volcanoclástica de la Formación Bocas y la Formación Nogontova, presentándose los primeros datos geoquímicos. Las

lavas de composición básica se clasifican como andesitas/basálticas y andesitas generadas en un ambiente de extensión intracontinental, las tobas de composición riolítica poseen una afinidad geoquímica de rocas intraplaca.

Las rocas volcánicas de la Formación Bocas se formaron en un ambiente extensional con influencia cercana de un arco volcánico, pero se desconocen los efectos térmicos de la CAMP, sin embargo, su cercanía geográfica sugiere que esta provincia podría tener efectos en el magmatismo del norte de Sudamérica. Los datos estratigráficos y paleontológicos indican que la unidad volcánica de la Formación Bocas es

Mesozoica con rango posible entre el Triásico Tardío a Jurásico Temprano. Estas rocas se depositaron en un ambiente continental simultáneo con la formación de cuencas extensionales y actividad de arco volcánico a las zonas de depósito.

El evento magmático que afectó el norte de Sudamérica durante el Triásico Tardío y Jurásico Temprano se presenta en una posición paleogeográfica complicada y merece un estudio detallado, tanto geocronológico como geoquímico. Es pertinente entender la serie de eventos que condujeron al desarrollo de arcos y cuencas durante esta fase de disgregación continental.

Agradecimientos

Agradecemos plenamente a la Universidad de Caldas, Departamento de Ciencias Geológicas, por permitir la realización de trabajos de investigación durante el desarrollo de prácticas académicas extramurales, sin este apoyo no hubiera sido posible adelantar el trabajo de campo y muestreos para la elaboración de un documento como este. Expresamos nuestros más sinceros agradecimientos a los estudiantes de IX semestre de Geología, Valeria Marín-López, María Camila Betancourth-Ossa, Valentina Vasco-Villa y Daniel Andrés Giraldo-Osorio por el apoyo con imágenes fotográficas del área de interés. A los evaluadores, German Alonso Bayona-Chaparro y Christian Wladimir Romero-Cóndor por sus valiosísimos aportes, sin los cuales la publicación de este trabajo no se habría logrado.

Referencias

- Agrawal, S.; Guevara, M.; Verma, S.P. (2008). Tectonic discrimination of basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of immobile trace elements. *International Geology Review*, 50(12), 1057-1079. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.50.12.1057>
- Alarcón-Gómez, C.M.; Rodríguez-Lizcano, J.G.; Clavijo-Torres, J.; Mantilla, L.C. (2019). Geocronología de las rocas volcánicas de la Formación Jordán y su relación con el magmatismo del Jurásico Temprano en el Macizo de Santander. *XVII Congreso Colombiano de Geología*. Santa Marta, Colombia.
- Altenberger, U.; Concha, A.E. (2005). Late Lower to early Middle Jurassic arc magmatism in the northern Ibagué-Batholith/Colombia. *Geología Colombiana*, 30, 87-97.
- Alvarado, B.; Del Río, A. (1944). Central Hidroeléctrica del río Lebrija, Departamento de Santander. Servicio Geológico Nacional. Compilación de los Estudios Geológicos Oficiales en Colombia, 7, 153-176.
- Aspden, J.A.; McCourt, W.J.; Brook, M. (1987). Geometrical control of subduction-related magmatism: the Mesozoic and Cenozoic plutonic history of Western Colombia. *Journal of the Geological Society*, 144(6), 893-905. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.144.6.0893>
- Ayala-Calvo, R.; Veloza-Fajardo, G.; Bayona, G.; Gómez-Casallas, M.; Rapalini, A.; Costanzo-Álvarez, V.; Aldan, M.; Cortes, M. (2005). Paleomagnetismo y Mineralogía Magnética en las unidades del Mesozoico de Bucaramanga y el Macizo de Floresta. *Geología Colombiana*, 30, 49-66.
- Bayona, G.A.; García, D.F.; Mora, G.P. (1994). La Formación Saldaña: producto de la actividad de estratovolcanes continentales en un dominio de retro-arco. En: F. Etayo-Serna (Ed.). *Estudios geológicos del Valle Superior del Magdalena* (pp. 1-19). Universidad Nacional de Colombia.
- Bayona, G.; Rapalini, A.; Costanzo-Alvarez, V. (2006). Paleomagnetism in Mesozoic rocks of the Northern Andes and its implications in Mesozoic tectonics of northwestern South America. *Earth, Planets and Space*, 58(10), 1255-1272. <https://doi.org/10.1186/BF03352621>
- Blackburn, T.J.; Olsen, P.E.; Bowring, S.A.; McLean, N.M.; Kent, D.V.; Puffer, J.; McHone, G.; Rasbury, E.T.; Et-Touhami, M. (2013). Zircon U-Pb geochronology links the end-Triassic Extinction with the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, 340(6135), 941-945. <https://doi.org/10.1126/science.1234204>
- Bogotá, J.; Mendoza, H. (1976). El Paleozoico Superior y el Jura-Triásico al norte de Bucaramanga: Minatome Colombiana Ltda. Instituto de Asuntos Nucleares.

- Botero, G. (1950). Reconocimiento geológico del área comprendida por los municipios de Belén, Cerinza, Corrales, Floresta, Nobsa y Santa Rosa de Viterbo (departamento de Boyacá). *Compilación de los Estudios Geológicos Oficiales en Colombia*, 8, 245-311.
- Bryan, S.E.; Ferrari, L. (2013). Large igneous provinces and silicic large igneous provinces: Progress in our understanding over the last 25 years. *GSA Bulletin*, 125(7-8), 1053-1078. <https://doi.org/10.1130/B30820.1>
- Bustamante, C.; Cardona, A.; Bayona, G.; Mora, A.; Valencia, V.; Gehrels, G.; Vervoort, J. (2010). U-Pb LA-ICP-MS Geochronology and regional correlation of middle Jurassic intrusive rocks from the Garzón Massif, Upper Magdalena Valley and Central Cordillera, southern Colombia. *Boletín de Geología*, 32(2), 93-109.
- Bustamante, C.; Archanjo, C.J.; Cardona, A.; Vervoort, J.D. (2016). Late Jurassic to Early Cretaceous plutonism in the Colombian Andes: A record of long-term arc maturity. *GSA Bulletin*, 128(11-12), 1762-1779. <https://doi.org/10.1130/B31307.1>
- Bustamante, C.; Archanjo, C.J.; Cardona, A.; Bustamante, A.; Valencia, V.A. (2017). U-Pb ages and Hf isotopes in zircons from parautochthonous Mesozoic terranes in the western margin of Pangea: Implications for the terrane configurations in the Northern Andes. *The Journal of Geology*, 125(5), 487-500. <https://doi.org/10.1086/693014>
- Cediel, F. (1968). El Grupo Girón, una molasa mesozoica de la Cordillera Oriental. *Boletín Geológico*, 16(1-3), 5-96.
- Clavijo, J. (1995). La Formación Noreán: Nueva evidencia de volcanismo explosivo en la paleocuenca del Magdalena (Colombia) y su relación con otras unidades del Jurásico norandino. *IX Congreso Latinoamericano de Geología*. Caracas, Venezuela.
- Cochrane, R.; Spikings, R.; Gerdes, A.; Winkler, W.; Ulianov, A.; Mora, A.; Chiaradia, M. (2014). Distinguishing between in-situ and accretionary growth of continents along active margins. *Lithos*, 202-203, 382-394. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.05.031>
- Correa-Martínez, A.M.; Rodríguez, G.; Arango, M.I.; Zapata-García, G. (2019). Petrografía, geoquímica y geocronología U-Pb de las rocas volcánicas y piroclásticas de la Formación Noreán al NW del Macizo de Santander, Colombia. *Boletín de Geología*, 41(1), 29-54. <https://doi.org/10.18273/revbol.v41n1-2019002>
- Correa-Martínez, A.M.; Ramírez, D.; Rodríguez, G.; Zapata, J.P.; Obando, G.; Muñoz, J.A.; Rayo, L. del P.; Ureña C.L. (2020). *Batolito Central de la Sierra Nevada, Magdalena, La Guajira y Cesar*. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano.
- Davies, J.; Marzoli, A.; Bertrand, H.; Youbi, N.; Ernesto, M.; Schaltegger, U. (2017). End-Triassic mass extinction started by intrusive CAMP activity. *Nature Communications*, 8(1), 15596. <https://doi.org/10.1038/ncomms15596>
- Dickey, P.A. (1941). Pre-Cretaceous sediments in Cordillera Oriental of Colombia. *AAPG Bulletin*, 25(9), 1789-1795.
- Geyer, O.F. (1969). La fauna de amonitas del perfil típico de la Formación Morrocoyal. *I Congreso Colombiano de Geología*, Bogotá, Colombia.
- Geyer, O.F. (1973). Das präkretazische Mesozoikum von Kolumbien. *Geologisches Jahrbuch*, B5, 1-156.
- Hettner, A. (1892). *Die Kordillere von Bogotá: Petermanns geographische Mitteilungen* (Translated into Spanish by E. Guhl 1966 as: La Cordillera de Bogotá: Resultados de viajes y estudios. Banco de la República, Bogotá. 351 pp).
- Julivert, M. (1958). La morfoestructura de la zona de las Mesas al SW de Bucaramanga (Colombia S.A.). *Boletín de Geología*, 1, 7-43.
- Kennan, L.; Pindell, J. (2009). Dextral shear, terrane accretion and basin formation in the Northern Andes: best explained by interaction with a Pacific-derived Caribbean Plate? *Geological Society, London, Special Publication*, 328, 487-531. <https://doi.org/10.1144/SP328.20>
- Kündig, E. (1938). Las rocas precretáceas de los Andes centrales de Venezuela con algunas observaciones sobre su tectónica. *Boletín de Geología y Minas, Caracas*, 2(2-4), 21-43.

- Langenheim, R.L. (1959). Preliminary report on the stratigraphy of the Girón Formation in Santander and Boyacá. *Boletín de Geología*, 3, 35-50.
- Leal-Mejía, H.; Shaw, R.P.; Melgarejo, J.C. (2018). Spatial-temporal migration of granitoid magmatism and the Phanerozoic tectono-magmatic evolution of the Colombian Andes. In: F. Cediél, R.P. Shaw (eds.). *Geology and Tectonics of Northwestern South America: The Pacific-Caribbean-Andean Junction* (pp 253-410). Springer, Cham.
- Le Maitre, R.W.; Streckeisen, A.; Zanettin, B.; Le Bas, M.J.; Bonin, B.; Bateman, P. (2002). *Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. 2 ed. Cambridge University Press.
- Marzoli, A.; Renne, P.R.; Piccirillo, E.M.; Ernesto, M.; Bellieni, G.; De Min, A. (1999). Extensive 200 million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, 284(5414), 616-618. <https://doi.org/10.1126/science.284.5414.616>
- Mojica, J.; Llinás, R.D. (1984). Observaciones recientes sobre las características del basamento económico del Valle superior del Magdalena en la región de Payandé-Rovira (Tolima, Colombia), y en especial sobre la estratigrafía y petrografía del miembro Chicalá (=parte baja de la Fm. Saldaña). *Geología Colombiana*, 13, 81-127.
- Mojica, J.C.; Colmenares, F.; Bayer, K. (1985). Capas rojas de la Fm. Saldaña (Triásico Terminal – Jurásico Inferior-Medio?) en la Cordillera Central al Oeste de Chaparral (Tolima, Colombia). Características faciales y significado paleogeográfico. *VI Congreso Latinoamericano de Geología*, Bogotá, Colombia.
- Mojica, J.; Kammer, A. (1995). Eventos Jurásicos en Colombia. *Geología Colombiana*, 19, 165-172.
- Morales, L.G.; Podesta, D.J., Hatfield, W.C.; Tanner, H.; Jones, S.H.; Barker, M.H.S.; O'Donoghue, D.J.; Mohler, E.P.; Dubois, E.P.; Jacobs, C.; Goss, C.R. (1958). General geology and oil occurrences of Middle Magdalena Valley, Colombia. In: L.G. Weeks (eds.). *Habitat of Oil* (pp. 641-695). AAPG Special Publication.
- Moreno-Sánchez, M.; Toro-Toro, L.M.; Gómez-Cruz, A.; Ruiz, E.C. (2016). Formación Nogontova, una nueva unidad litoestratigráfica en la Cordillera Oriental de Colombia. *Boletín de Geología*, 38(2), 55-62. <https://doi.org/10.18273/revbol.v38n2-2016003>
- Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 38(5), 757-775. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(74\)90149-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5)
- Navas, J. (1962). Geología del Carbonífero al N. de Bucaramanga. *Boletín de Geología*, 11, 23-34.
- Nomade, S.; Knight, K.B.; Beutel, E.; Renne, P.R.; Verati, C.; Féraud, G.; Marzoli, A.; Youbi, N.; Bertrand, H. (2007). Chronology of the Central Atlantic magmatic province: Implications for the Central Atlantic rifting processes and the Triassic-Jurassic biotic crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 244(1-4), 326-344. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.06.034>
- Nova, G.; Bayona-Chaparro, G.A.; Silva-Tamayo, J.C.; Cardona, A.; Rapalini, A.; Montañón-Cortes, P.C.; Eisenhauer, A.; Dussan, K.T.; Valencia, V.A.; Ramirez, V.; Montes, C. (2019). Jurassic break-up of the Peri-Gondwanan margin in northern Colombia: Basin formation and implications for terrane transfer. *Journal of South America Earth Sciences*, 89, 92-117. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.11.014>
- Pearce, J.A. (1982). Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: R.S. Thorpe (ed.). *Andesites* (pp. 525-548). John Wiley and Sons.
- Pearce, J.A.; Harris, N.B.W.; Tindle, A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4), 956-983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Pellé, J.M. (2012). Appendix 1 - Color Codes for Geological Timescales. In: F.M. Gradstein; J.G. Ogg; M.D. Schmitz; G.M. Ogg (eds.). *The Geologic Time Scale* (pp. 1041-1043). Elsevier.
- Pindell, J.L. (1985). Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico,

- Bahamas, and Proto-Caribbean. *Tectonics*, 4(1), 1-39. <https://doi.org/10.1029/TC004i001p00001>
- Pindell, J.L. (1993). Regional synopsis of Gulf of Mexico and Caribbean evolution. In: J.L. Pindell; B.F. Perkins (eds). *Mesozoic and early cenozoic development of the Gulf of Mexico and Caribbean Region – a context for hydrocarbon exploration* (pp. 251-274). vol. 13. SEPM Society for Sedimentary Geology. <https://doi.org/10.5724/gcs.92.13.0251>
- Pindell, J.L. (1994). Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. In: S.K. Donovan; T.A. Jackson (eds.). *Caribbean Geology: an introduction* (pp. 13-39). Jamaica: University of the West Indies.
- Pinilla-Ocampo, A. (2013). Modelo del ambiente tectónico a partir de estudios petrográficos y geoquímicos de la riodacita de Ipapure - Cerro La Teta. Tesis de Maestría, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia.
- Quiceno-Colorado, J.; Osorio-Ocampo, S.; Vallejo-Hincapié, F.; Salazar-Ríos, A.; Ossa-Meza, C.A.; Giraldo-Alzate, L.; Romero-Arboleda, L. (2016). Petrografía y geoquímica del Stock de Payandé y su posible relación con el magmatismo Jurásico al sur de Colombia. *Boletín de Geología*, 38(2), 39-53. <https://doi.org/10.18273/revbol.v38n2-2016002>
- Rabe, E.H. (1974). Zur stratigraphie des ostandinischen Raumes von Kolumbien. II. Die Prekordilläre mesozoische Abfolge der Ost-Kordillere nördlich von Bucaramanga. PhD. Thesis, Justus Liebig - Universität Giessen, Giessen.
- Radelli, L. (1962). Las dos granitizaciones de la Península de La Guajira (Norte de Colombia). *Geología Colombiana*, 1, 5-19.
- Radelli, L. (1967). Géologie des Andes colombiennes. Docteur es-Sciences Thèse, Université de Grenoble, Français.
- Remy, W.; Remy, R.; Pfefferkorn, H.W.; Volkheimer, W.; Rabe, E. (1975). Neueinstufung der Bocas-Folge (Bucaramanga, Kolumbien) in den unteren Jura anhand einer *Phlebopteris-branneri*- und *Classopollis*-Flora. *Argumenta Paleobotanica*, 4, 55-75.
- Restrepo, J.J.; Toussaint, J.F. (1988). Terranes and continental accretion in the Colombian Andes. *Episodes*, 11(3), 189-193. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/1988/v11i3/006>
- Rodríguez-García, G.; Correa-Martínez, A.M.; Zapata-Villada, J.P.; Obando-Erazo, G. (2019). Fragments of a Permian Arc on the Western Margin of the Neoproterozoic Basement of Colombia. In: J. Gómez-Tapias, D. Mateu-Zabala (eds.). *The Geology of Colombia* (pp. 293-335). Volume 1, Chapter 10. Servicio Geológico Colombiano. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.35.2019.10>
- Rodríguez-García, G.; Obando, G. (2020). Volcanism of the La Quinta Formation in the Perijá mountain range. *Boletín Geológico*, 46, 51-94. <https://doi.org/10.32685/0120-1425/boletingeo.46.2020.535>
- Rodríguez-García, G.; Correa-Martínez, A.M.; Zapata-García, G.; Arango-Mejía, M.I.; Obando-Erazo, G.; Zapata-Villada, J.P.; Bermúdez, J.G. (2020). Diverse Jurassic Magmatic Arcs of the Colombian Andes: Constraints from Petrography, Geochronology, and Geochemistry. In: J. Gómez-Tapias, A.O. Pinilla-Pachon (eds.). *The Geology of Colombia* (pp. 117-159). Volume 2, Chapter 4. Servicio Geológico Colombiano. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.36.2019.04>
- Rollinson, H.U. (1993). *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific & Technical.
- Royero, J.M. (2001). Geología y geoquímica de la plancha 111 Toledo - Norte de Santander. Escala 1:100.000. Memoria explicativa. Bogotá: INGEOMINAS.
- Salazar-Torres, J.C.; Agudelo, W.J.; Toro-Toro, L.M.; Moreno-Sánchez, M.; Gómez-Cruz, A. (2013). Petrografía y geoquímica de las rocas volcánicas del Cerro la Teta y el arroyo Jurarein, Alta Guajira colombiana. *Boletín de Geología*, 35(2), 53-63.
- Sarmiento-Perez, G.; Puentes, J.; Sierra, C. (2015). Evolución geológica y estratigrafía del sector Norte del Valle Medio del Magdalena. *Geología Norandina*, 12, 51-82.
- Sarmiento-Rojas, L.F.; Van Wess, J.D.; Cloetingh, S. (2006). Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes:

- Inferences from tectonic models. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4), 383-411. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.07.003>
- Scotese, C.R. (2017). Phylotectonics: A Phylogeny of Plate Tectonic History. In: C.R. Scotese (ed.). *Atlas of Ancient Oceans & Continents: Plate Tectonics 1.5* (pp. 1-75). Today, PALEOMP Project, Evanston, IL.
- Scotese, C.R.; Schettino, A. (2017). Late Permian – Early Jurassic Paleogeography of Western Tethys and the World. Chapter 3. In: J.I. Soto; J.F. Flinch; G. Tari (eds.). *Permo-Triassic Salt Provinces of Europe, North Africa and the Atlantic Margins*, (pp. 57-95). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-809417-4.00004-5>
- Scott, G.R. (1978). Translation of accretionary slivers: Triassic results from the Central Cordillera of Colombia (abstract). *EOS*, 59(12), 1058-1059.
- Schmid, R. (1981). Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, 9(1), 41-43. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1981\)9<41:DNACOP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1981)9<41:DNACOP>2.0.CO;2)
- Spikings, R.A.; Cochrane, R.; Vallejo, C.; Villagomez, D.; Van der Lelij, R.; Paul, A.; Winkler, W. (2019). Latest Triassic to Early Cretaceous tectonics of the Northern Andes: Geochronology, geochemistry, isotopic tracing, and thermochronology. In: B.K. Horton, A. Folguera (eds.). *Andean Tectonics* (pp. 173-208). Chapter 7. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-816009-1.00009-5>
- Spikings, R.; Cochrane, R.; Villagomez, D.; Van der Lelij, R.; Vallejo, C.; Winkler, W.; Beate, B. (2015). The geological history of northwestern South America: From Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290 – 75 Ma). *Gondwana Research*, 27(1), 95-139. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.06.004>
- Stern, R.J.; Lin, P.N.; Morris, J.D.; Jackson, M.C.; Fryer, P.; Bloomer, S.H.; Ito, E. (1990). Enriched back-arc basin basalts from the northern Mariana Trough: implications for the magmatic evolution of back-arc basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 100(1-3), 210-225. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(90\)90186-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90186-2)
- Sun, S.S.; McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42, 313-345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Trumpy, D. (1943). Pre-Cretaceous of Colombia. *GSA Bulletin*, 54(9), 1281-1304. <https://doi.org/10.1130/GSAB-54-1281>
- Tschanz, C.; Jimeno, M.A.; Vesga, C. (1969). Geology of the Sierra Nevada de Santa Marta Area (Colombia). Informe 1829. Bogotá, Colombia: Ingeominas.
- Tschanz, C.J.; Marvin, R.F.; Cruz, J.; Mehnert, H.H.; Cebula, G.T. (1974). Geologic evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta, Northeastern Colombia. *GSA Bulletin*, 85(2), 273-284. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1974\)85<273:GEOT SN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1974)85<273:GEOT SN>2.0.CO;2)
- Van der Lelij, R.; Spikings, R.; Gerdes, A.; Chiaradia, M.; Vennemann, T.; Mora, A. (2019). Multi-proxy isotopic tracing of magmatic sources and crustal recycling in the Palaeozoic to Early Jurassic active margin of North-Western Gondwana. *Gondwana Research*, 66, 227-245. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.09.007>
- Vargas, R.H.; Arias, A.T.; Jaramillo, L.C.; Téllez, N. (1984). Geología de la plancha 136 Málaga. Escala 1:100.000: INGEOMINAS.
- Villagómez, D. (2010). Thermochronology, geochronology and geochemistry of the Western and Central Cordilleras and Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia: The tectonic evolution of NW South America. Docteur ès sciences, Université de Genève, Genève.
- Villagómez, D.; Spikings, R.; Magna, T.; Kammer, A.; Winkler, W.; Beltrán, A. (2011). Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central Cordilleras of Colombia. *Lithos*, 125(3-4), 875-896. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.05.003>
- Ward, D.; Goldsmith, R.; Cruz, J.; Restrepo, H. (1973). Geología de los cuadrángulos H-12 Bucaramanga y H-13 Pamplona, departamento de Santander. *Boletín Geológico*, 21(1-3), 1-134.

- Ward, D.; Goldsmith, R.; Jimeno, A.; Cruz, B.; Restrepo, H.; Gómez, E. (1977). Geología de la Plancha 109 Rionegro, Colombia. Escala 1:100000. INGEOMINAS, Bogotá.
- Whitney, D.; Evans, B. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1), 185-187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Winchester, J.A.; Floyd, P.A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)
- Zapata, S.; Cardona, A.; Jaramillo, C.; Valencia, V.; Vervoort, J. (2016). U-Pb LA-ICP-MS geochronology and geochemistry of Jurassic volcanic and plutonic rocks from the Putumayo region (southern Colombia): tectonic setting and regional correlations. *Boletín de Geología*, 38(2), 21-38. <https://doi.org/10.18273/revbol.v38n2-2016001>

Fecha de recibido: 22 de abril de 2020

Fecha de aprobado: 08 de octubre de 2020
