Boletín de Geología
ISSN: 0120-0283
ISSN: 2145-8553
Universidad Industrial de Santander

Rodríguez-García, Gabriel; Ramírez, Diego Armando; Zapata, Juan Pablo; Correa-Martínez, Ana María; Sabrica, Carlos; Obando, Gloria

Redefinición, correlación e implicaciones geotectónicas del batolito de Ibagué, Colombia

Boletín de Geología, vol. 44, núm. 3, 2022, Septiembre-Diciembre, pp. 65-93
Universidad Industrial de Santander

DOI: https://doi.org/10.18273/revbol.v44n3-2022003

Disponible en: https://www.redalyc.org/articulo.oa?id=349673525003

Cómo citar el artículo
Número completo
Más información del artículo
Página de la revista en redalyc.org

Sistema de Información Científica Redalyc
Red de Revistas Científicas de América Latina y el Caribe, España y Portugal
Proyecto académico sin fines de lucro, desarrollado bajo la iniciativa de acceso abierto

vol. 44, n.° 3, septiembre-diciembre de 2022
ISSN impreso: 0120-0283 • ISSN en línea: 2145-8553

Redefinición, correlación e implicaciones geotectónicas del batolito de Ibagué, Colombia

Gabriel Rodríguez-García[1]*; Diego Armando Ramírez[1]; Juan Pablo Zapata[1]; Ana María Correa-Martínez[1]; Carlos Sabrica[1]; Gloria Obando[1]

[1]Grupo de Estudios Geológicos Especiales, Servicio Geológico Colombiano, Medellín, Colombia. (*) grodriguez@sgc.gov.co; dramirezs@sgc.gov.co; jpzapata@sgc.gov.co; amcorrea@sgc.gov.co; csabrica@sgc.gov.co; gobando@sgc.gov.co

Material Suplementario: este artículo contiene Material Suplementario (Tablas S1, S2, S3).

Resumen

Nuevos datos de campo, petrografía, geoquímica y geocronología U-Pb en circón permiten redefinir el batolito de Ibagué y proponer nuevas unidades. El batolito de Ibagué, al norte de la Falla de Ibagué, ha sido dividido en la Metatonalita de Anzoátegui (~194,7 km^2) y la Tonalita de Ibagué (~278 km^2). Al sur de la falla de Ibagué conserva el nombre de batolito de Ibagué con una extensión de ~3200 km^2, debido a la escisión de los gabros de Belalcázar y Los Guayabos de edad Carbonífera, los granitos de Ortega y La Plata de edad Pérmica, y la Cuarzomonzodiorita de Páez de edad Jurásico temprano. La Metatonalita de Anzoátegui y la Tonalita de Ibagué se componen de metatonalitas, tonalitas y granodioritas calco-alcalinas metaluminosas, con edades U-Pb para la Metatonalita de Anzoátegui entre 158,2+1,2/–0,4 y 150,17±0,86 Ma y para la Tonalita de Ibagué entre 145,71+0,72/–1,42 Ma y 138,48±0,95 Ma, Jurásico medio a Cretácico inferior. El batolito de Ibagué está constituido por tonalitas, granodioritas y monzogranitos calco-alcalinos a calco-alcalinos de alto K, metaluminosos y peraluminosos, con edades entre 171,5±1,3 y 137,9±1,0 Ma. El batolito de Ibagué, la Metatonalita de Anzoátegui y la Tonalita de Ibagué son granitoides cálcicos de arco, con anomalías negativas de Nb, Ti y P. La posición geotectónica, la composición petrográfica y química, y las edades de cristalización permitieron correlacionar el batolito de Ibagué, La Metatonalita de Anzoátegui y la Tonalita de Ibagué con los batolitos de Segovia y Los Alisales, la Granodiorita de Siapana, el stock de Payandé, y con unidades volcánicas como el Volcánico de La Malena, las Vulcanitas de Segovia y Chaparral. Con esta correlación se separan unidades que estaban asociadas al batolito de Ibagué que afloran en una posición más oriental, definidas como los cinturones de plutones del carbonífero, Pérmico y Jurásico temprano a medio.

Palabras clave: Magmatismo jurásico; Litogeoquímica; Datación U-Pb en circón.

Redefinition, correlation and geotectonic implications of the batholith of Ibagué, Colombia

Abstract

New fieldwork, petrographic, geochemical, and zircon U-Pb geochronologic data allow us to identify new units and redefine the limits of the Ibagué batholith. The Ibagué batholith, located to the north

Forma de citar: Rodríguez-García, G.; Ramírez, D.A.; Zapata, J.P.; Correa-Martínez, A.M.; Sabrica, C.; Obando, G. (2022). Redefinición, correlación e implicaciones geotectónicas del batolito de Ibagué, Colombia. *Boletín de Geología, 44*(3), 65-93. https://doi.org/10.18273/revbol.v44n3-2022003

of the Ibagué Fault, was divided into two geological units: the Anzoátegui Metatonalite (~194.7 km^2) and Ibagué Tonalite (~278 km^2). To the south of the Ibagué fault, the name Ibagué batholith is maintained, but its original extension changes to ~3200 km^2 due to theoccurrence of the Carboniferous Belalcázar and Los Guayabos gabbros, the Permian Ortega and La Plata granites, and the early Jurassic Páez quartz-monzodiorite. The Anzoátegui Metatonalite and Ibagué Tonalite are composed of calc-alkaline and metaluminous metatonalites, tonalites, and granodiorites, yielding U-Pb crystallization ages between 158.2+1.2/–0.4 and 150.17±0.86 Ma, and between 145.71+0.72/–1.42 Ma and 138.48±0.95 Ma, respectively. The Ibagué batholith is constituted by calc-alkaline to high K calc-alkaline, metaluminous and peraluminous, tonalites, granodiorites, and monzogranites, yielding crystallization ages between 171.5±1.3 and 137.9±1.0 Ma. The Ibagué batholith, the Anzoátegui Metatonalite, and the Ibagué Tonalite are calcic granitoids generated in an arc environment, presenting Nb, Ti, and P negative anomalies. The geotectonic position, petrographic and geochemical composition, and crystallization ages allowed us to correlate the Ibagué batholith, the Anzoátegui Metatonalite, and the Ibagué Tonalite with the Segovia and Los Alisales batholiths, the Siapana granodiorite, the Payandé stock, and volcanic units such as the La Malena volcanic rocks, the Segovia and Chaparral vulcanites. This correlation also drives the separation of the Ibagué batolith from other units like the Carboniferous, Permian, and Early to Middle Jurassic plutons cropping out further east.

Keywords: Jurassic magmatism; Lithogeochemistry; U-Pb zircon dating.

Introducción

El batolito de Ibagué aflora en el flanco oriental de la cordillera Central de los Andes de Colombia. Fue considerado el plutón jurásico más grande de Colombia, con un área aproximada de 11.000 km^2 (Nelson, 1957, 1962; Núñez, 2001, 2002; Velandia *et al*., 2001; Gómez *et al*., 2015). La cartografía geológica del batolito de Ibagué se inició en el norte del Tolima con los trabajos de Barrero y Vesga (1976). Posteriormente, se hizo la cartografía de la parte sur del plutón (Mosquera *et al*., 1982; Murillo *et al*., 1982; McCourt, 1984; Núñez *et al*., 1984a, 1984b; Esquivel *et al*., 1991; Carvajal *et al*., 1993; Rodríguez-García *et al*., 1998; Ferreira *et al*., 2002; Gómez *et al*., 2002; Marquínez *et al*., 2002; Fuquen *et al*., 2003), labor que duró aproximadamente 27 años.

Hay consenso sobre la formación del plutón en un ambiente de arco, pero existen diferencias, entre los investigadores, en cuanto al modelo geológico del arco: 1) para algunos hace parte de un arco formado por una sola zona de subducción, localizada al oeste de la margen suramericana, la cual actuó entre 209 y 114 Ma (Spikings *et al*., 2015), incluyendo los batolitos y stocks del macizo de Santander, la Sierra Nevada de Santa Marta, la serranía de San Lucas y el Valle Superior del Magdalena; 2) para otros hace parte de un arco de margen continental, que se desarrolló como consecuencia de la convergencia oblicua entre la placa oceánica de Farallón y el NW de Suramérica, que tuvo actividad al menos durante 40 Ma (Bustamante *et al*., 2016); 3) otros autores consideran que el batolito de Ibagué es parte del arco que se formó a finales del Jurásico y principios del Cretácico, a lo largo de la sutura entre Gondwana y rocas metamórficas triásicas y ordovícicas del terreno Tahamí, como resultado de una subducción más occidental que la de los arcos que dieron lugar a los plutones del macizo de Santander a finales del Triásico y principios del Jurásico y al arco Mocoa-Santa Marta (AMSM) durante el Jurásico temprano y medio (Rodríguez-García *et al*., 2020a, 2020b).

Como muchos otros cuerpos intrusivos en el norte de los Andes, el conocimiento sobre este plutón fue avanzando a medida que se desarrolló la cartografía geológica, sin tener edades geocronológicas que aseguraran que se trataba de una sola intrusión. Trabajos más recientes del batolito de Ibagué han aportado al conocimiento datos de petrografía, química de roca total e isotópicos, química mineral y geocronología U-Pb (Leal-Mejía, 2011; Bustamante *et al*., 2016; Rodríguez-García *et al*., 2017a, 2020a; Chavarría *et al*., 2021). Además algunos trabajos han hecho nueva cartografía que ha permitido separar unidades anteriormente consideradas como parte de esta unidad (Rodríguez-García *et al*., 2015; Zapata *et al*., 2015; Rodríguez-García *et al*., 2017b, 2019, 2020a).

Esta investigación redefine y delimita el batolito de Ibagué y delimita mejor la Metatonalita de Anzoátegui y la Tonalita de Ibagué a partir de datos nuevos y recopilados de petrografía, química de roca total y geocronología U-Pb (LA-ICP-MS) en circón, mejora la cartografía geológica de una amplia zona de la cordillera Central de Colombia y separa de manera más precisa los cuerpos intrusivos que hacian parte de la definición original del batolito de Ibagué, como

los gabros de Belalcázar y Los Guayabos de edad carbonífera (esta publicación), los granitos de Ortega y La Plata de edad pérmica (Rodríguez-García *et al*., 2017b, 2019), y la Cuarzomonzodiorita de Páez de edad Jurásico temprano a medio (Rodríguez-García *et al*., 2015; Zapata *et al*., 2015). Adicionalmente, se integra la información del plutón redefinido y se discuten las diferencias con la Metatonalita de Anzoátegui y la Tonalita de Ibagué que afloran al norte de la falla de Ibagué. Finalmente, se presenta la correlación del batolito de Ibagué, la Metatonalita de Anzoátegui y la Tonalita de Ibagué con otros plutones y con unidades volcánicas que se consideran del mismo arco, y se aportan nuevos elementos a los modelos geotectónicos de los Andes del norte en Colombia.

Marco geológico

La configuración geológica del norte de la margen suramericana, en el Jurásico tardío, estaba conformada por diversos dominios tectonoestratigráficos entre los cuales se destacan el Escudo de Guyana (mitad norte del cratón amazónico) al este, con edades entre 2,5-1,5 Ga (Restrepo-Pace y Cediel, 2019). Al oeste del Sistema de Fallas del Borde Llanero (límite del dominio cratónico de la margen de los Andes del norte), se presenta la margen andina, conformada por un basamento de rocas metamórficas de alto grado (facies granulita a anfibolita alta), probablemente formadas durante la colisión continental de Amazonia y Laurentia durante la Orogenia Grenvilliana (Kroonenberg, 1982, 2019; Cordani *et al*., 2010; Ibáñez-Mejía *et al*., 2011) y representada por bloques que fueron dispersados a lo largo de la paleo-margen y fueron denominados en estudios anteriores como el terreno Chibcha (Restrepo y Toussaint, 1989, 2020; Restrepo *et al*., 2009) y recientemente como el orógeno Putumayo (Ibáñez-Mejía *et al*., 2011, 2015).

El basamento Neo-proterozoico, en la margen andina, fue cubierto por secuencias sedimentarias marinas paleozoicas, intruído por plutones formados por la subducción de la placa oceánica del paleo-Pacífico durante el Carbonífero (Leal-Mejía, 2011; Rodríguez-García *et al*., 2019), el Pérmico (Rodríguez-García *et al*., 2019) y el Jurásico temprano a medio (Leal-Mejía *et al*., 2019; Bayona *et al*., 2020; López-Isaza y Zuluaga, 2020; Rodríguez-García *et al*., 2020a, 2020b). Posterior a la intrusión de plutones durante el Carbonífero y el Pérmico, se dio una reactivación magmática corta a principios del Triásico que intruyó los plutones pérmicos (Rodríguez-García *et al*., 2022; Zapata-Villada *et al*., 2022), seguida por la formación de secuencias sedimentarias locales continentales y marinas (formaciones Luisa, Payandé y Los Indios) que se depositaron durante el Triásico sobre los plutones pérmicos (Núñez y Murillo, 1982). Luego, se desarrolló un nuevo arco en la margen continental, al oriente de los plutones carboníferos y pérmicos, durante el Jurásico temprano y medio, que duró activo ~30 Ma (197-167 Ma) (Figura 1, Rodríguez-García *et al*., 2017b, 2020a, 2020b).

Durante el Jurásico superior ocurrió la ruptura y colapso del arco jurásico temprano a medio (arco Mocoa-Santa Marta AMSM (Rodríguez-García *et al*., 2020b)), debido a la colisión de terrenos oceánicos y bloques continentales (terreno Tahamí contra la margen occidental de Gondwana (Blanco-Quintero *et al*., 2014), lo que formó un nuevo orógeno de edad jurásica superior, constituido por anfibolitas, neises, esquistos verdes y cuarzo sericíticos, y cuarcitas, del cual hacen parte el Complejo Cajamarca, los Neises y anfibolitas de Tierradentro y cuerpos de neises y esquistos en el Valle de Sibundoy, agrupados dentro del Complejo La Cocha-Río Téllez (Blanco-Quintero *et al*., 2014; Zapata-García *et al*., 2017; Rodríguez-García *et al*., 2018, 2020a, 2020b). El nuevo orógeno jurásico se formó en la margen occidental de Suramérica contra el orógeno Putumayo (Terreno Chibcha) y contra los plutones del arco carbonífero-pérmico debido a la subducción de la placa del paleo–Pacífico y al choque de bloques metamórficos continentales de edades ordovícicas y triásicas. Asociado a este orógeno jurásico se desarrolló un arco magmático donde se generó los batolitos de Ibagué y Segovia que hacen parte del Arco Ibagué-Segovia (AIS, Rodríguez-García *et al*., 2020a), según la redefinición presentada en este trabajo.

Metodología

Para el desarrollo de la actualización cartográfica del batolito de Ibagué se ejecutaron diversas actividades descritas a continuación. Se recopiló toda la información cartográfica y geológica y las bases topográficas de las planchas del Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC) a escala 1:100.000, asimismo, toda la información geológica publicada hasta la fecha, tales como planchas, memorias, artículos, informes y tesis de grado. Se elaboraron las bases de datos en Excel con información georreferenciada de las estaciones de campo, secciones delgadas, litogeoquímica y geocronología que incluyen la información de trabajos previos y los nuevos datos de esta publicación.

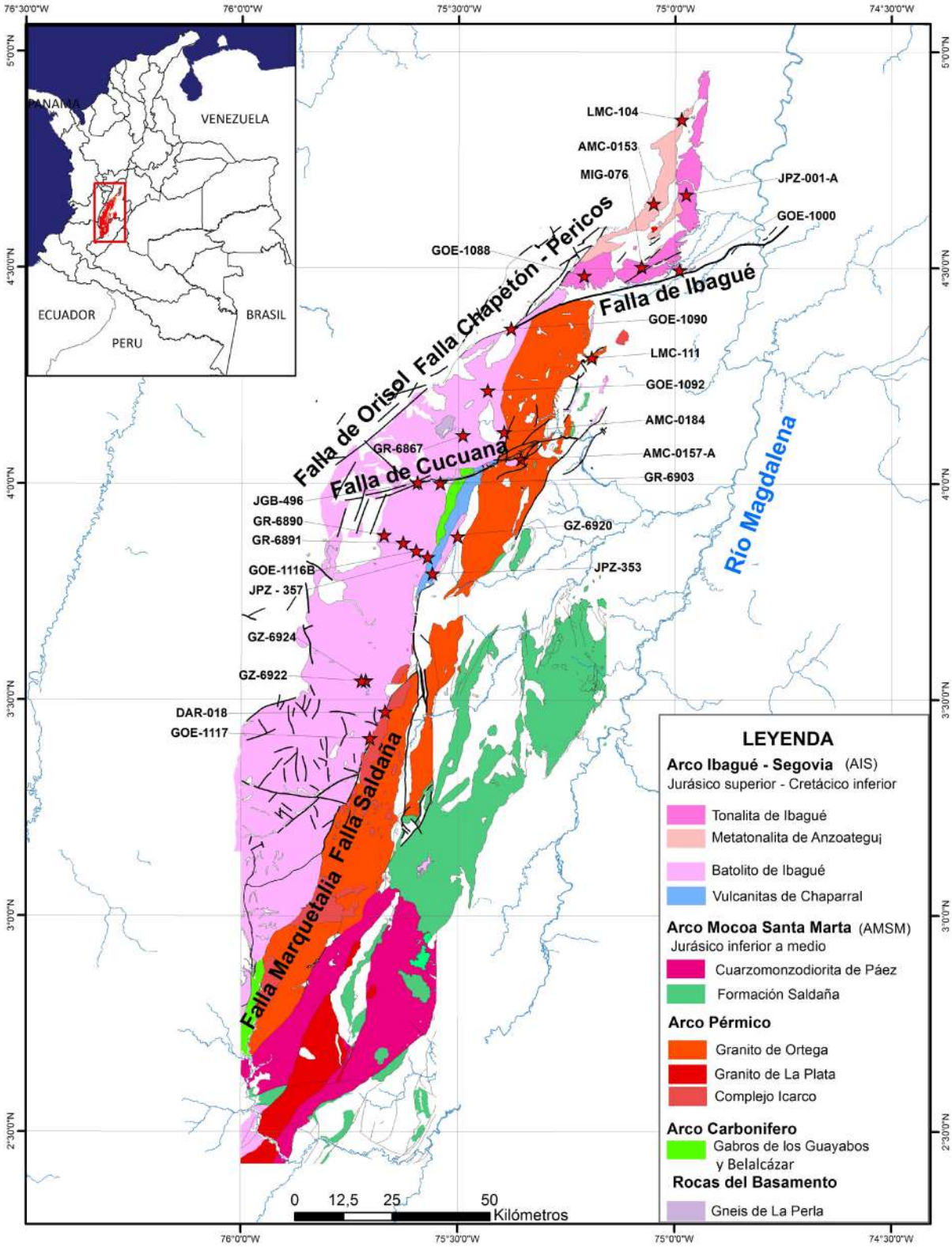

Figura 1. Mapa geológico propuesto para el batolito de Ibagué con la localización de los intrusivos de los arcos carbonífero y pérmico y del cinturón occidental del AMSM en la codillera Central de Colombia y el Valle Superior del Magdalena.

Las secciones delgadas (47) se elaboraron en el Laboratorio de Petrografía del Servicio Geológico Colombiano (SGC) en Bogotá. El análisis y la interpretación de las secciones delgadas se realizaron en microscopios petrográficos marca Leitz Laborlux 12 Pol y Olympus BX53M, con descripción de las texturas, minerales y sus respectivos conteos modales entre 150 y 400 puntos (Tabla S1). Las microfotografías fueron adquiridas con cámaras Olympus Q-Color5™ y Olympus UC50 acopladas a los microscopios mencionados. Para la clasificación y nomenclatura de rocas ígneas se usaron las clasificaciones de Streckeisen (1976, 1978). En las tablas de petrografía se utilizaron las abreviaturas de minerales de Whitney y Evans (2010).

Se obtuvieron veinte edades U-Pb en circón por el método de LA-ICP-MS (*laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry*) siguiendo el procedimiento descrito por Peña-Urueña *et al*. (2018) en el Laboratorio de Geocronología del SGC. Antes de los análisis *in situ* por ablación láser, las superficies pulidas de los granos de circón fueron fotografiadas en catodoluminiscencia (CL), utilizando un microscopio electrónico de barrido JEOL JSM IT-300LV equipado con un detector de catodoluminiscencia Gatan miniCL EGA 0028. Posteriormente, las muestras fueron lavadas con agua desionizada de resistividad 18,2 MΩ y, antes de ser introducidas en la celda de ablación, la superficie fue limpiada con HNO_3 ultrapuro (1 mol/L).

Los análisis de U-Pb se realizaron en un equipo de ablación Photon Machines con un láser Excimer de 193 nm, acoplado a un espectrómetro de masas tipo Element 2. Los isótopos utilizados para la integración manual son ^{238}U, ^{206}Pb y ^{204}Pb. Como patrones de referencia se usaron: Plešovice (Sláma *et al*., 2008), FC-1 (Coyner *et al*., 2004), circón 91500 (Wiedenbeck *et al*., 1995) y Mount Dromedary (Renne *et al*., 1998). Los puntos analizados en los circones fueron de 30 micras de diámetro. La reducción de datos se realizó mediante el programa Iolite v2.5® en IGORPro6.3.6.4® (Paton *et al*., 2010; Hellstrom *et al*., 2008). La corrección por plomo común se realizó de acuerdo con el modelo de evolución según Stacey y Kramers (1975). Los resultados finales corresponden a la media de los datos obtenidos luego de aplicar una discriminación de datos a dos desviaciones estándar (Tabla S2). Las dataciones reportadas corresponden a las obtenidas a partir de la relación $^{206}Pb/^{238}U$. La discordancia se calculó con la siguiente fórmula (%) $Disc=((^{207}Pb/^{235}U-^{206}Pb/^{238}U)/^{206}Pb/^{238}U)*100$ y el error es el asociado a la edad $^{206}Pb/^{238}U$. Todas las edades finales fueron calculadas con el *software* Isoplot/Ex 3.75-4.15 (Ludwig, 2012).

Los análisis geoquímicos (27) se realizaron en el laboratorio del SGC. Los análisis de elementos mayores y menores se realizaron con un espectrómetro de fluorescencia de rayos X, FRX, Panalytical AXIOS Mineral para análisis elemental, configurado para materiales geológicos. La cuantificación de los óxidos mayores se realizó en muestra fundida con metaborato y tetraborato de litio, y la cuantificación de elementos menores se llevó a cabo en muestra prensada. Para el análisis de elementos traza, se usó un espectrómetro de masas con plasma inductivamente acoplado, ICP-MS, Perkin Elmer NEXION. La disolución de la muestra se dio mediante ataque por pasos utilizando ácidos inorgánicos fuertes (HF, HNO_3, $HClO_4$ y HCl), en sistema abierto, empleando distintas rampas de temperatura y tiempos de calentamiento. Los valores de óxidos mayores se presentan en porcentaje en peso (wt%), mientras que los elementos trazas se presentan en partes por millón (ppm) (Tabla S3). Para la interpretación de los óxidos mayores se hizo el recálculo en base anhidra, teniendo en cuenta los valores de LOI (perdidas por ignición). Gran parte de los diagramas geoquímicos se generaron con el uso del GCDKit versión 4.0 (Janoušek *et al*., 2006).

Resultados

La descripción de resultados involucra datos nuevos y datos de compilación de anteriores investigaciones, especificando la fuente de estos en las tablas suplementarias. Se agrupan los resultados para realizar un análisis completo de las características geológicas, químicas y geocronológicas en la redefinición del batolito de Ibagué.

Descripción geológica

El batolito de Ibagué con los nuevos límites establecidos en este trabajo tiene un área de aproximadamente 3200 km^2, que reduce ostensiblemente la anterior área de 11.000 km^2 (Figura 1). Para el análisis de los resultados, se divide el batolito de Ibagué en dos bloques: el bloque norte (BN) que comprende desde la falla de Ibagué hasta los afloramientos cerca a Mariquita-Tolima (Figura 2), donde se mejoran los límites de la Metatonalita de Anzoátegui y la Tonalita de Ibagué presentados por Rodríguez-García *et al*. (2020a) y el bloque sur del batolito de Ibagué (BSBI) que se extiende desde la falla de Ibagué hacia el sur hasta los afloramientos en el páramo de Las Hermosas, Huila, donde se conserva el nombre de batolito de Ibagué (Figura 3) y se establecen en el presente estudio los nuevos límites cartográficos.

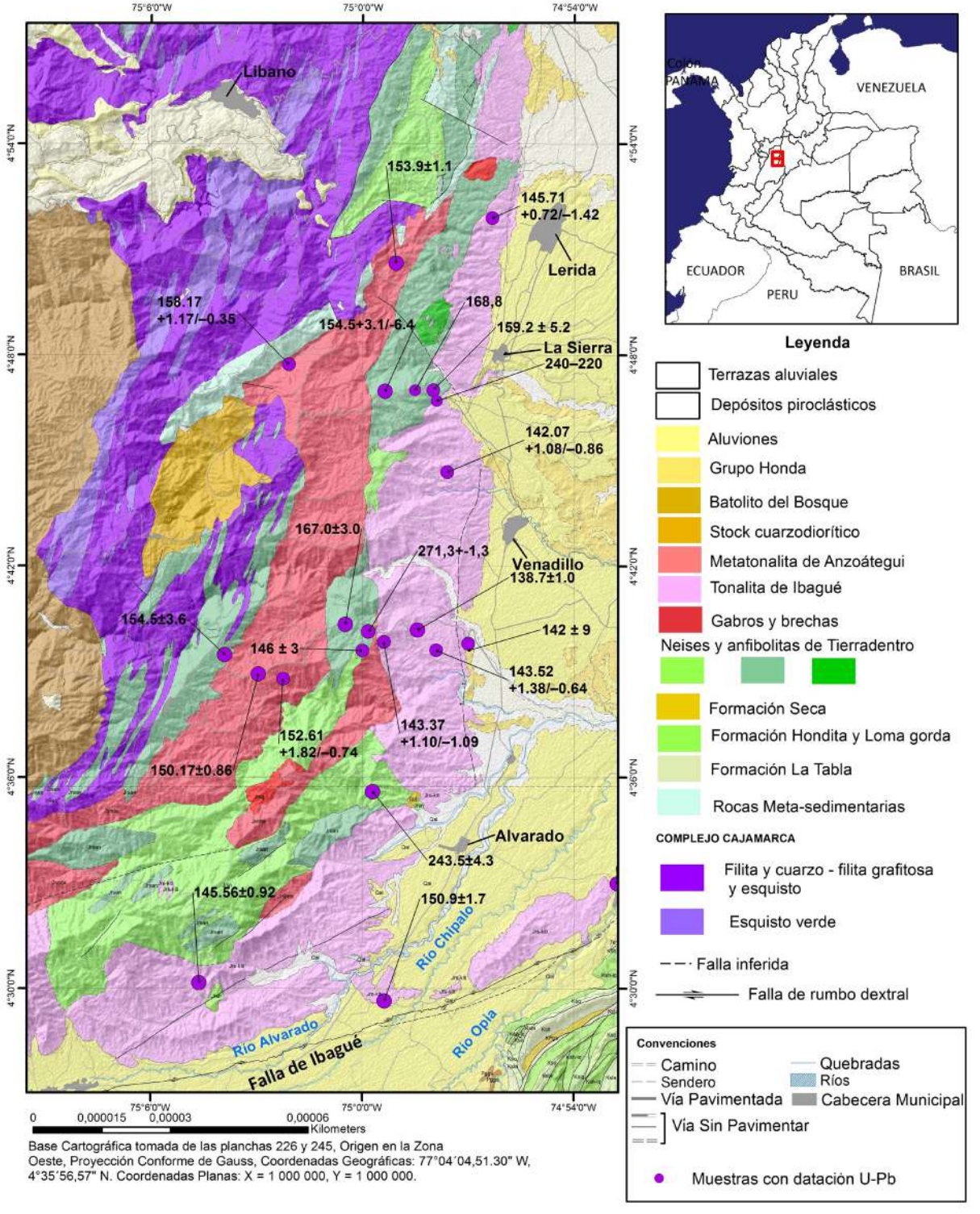

Figura 2. Mapa geológico con los nuevos límites de la Metatonalita de Anzoátegui y la Tonalita de Ibagué (modificado de Rodríguez-García *et al*., 2020a).

La Metatonalita de Anzoátegui tiene forma irregular alargada, con un área de afloramiento de ~194,7 km^2 (Figura 2). La Tonalita de Ibagué es un cuerpo alargado en dirección N-S y SW, con un área de afloramiento de ~278 km^2 (Figura 2). Ambos plutones están atravesados por diques andesíticos, dacíticos, riolíticos y graníticos aplíticos, así como venas de cuarzo, epidota y pegmatitas de cuarzo y feldespatos.

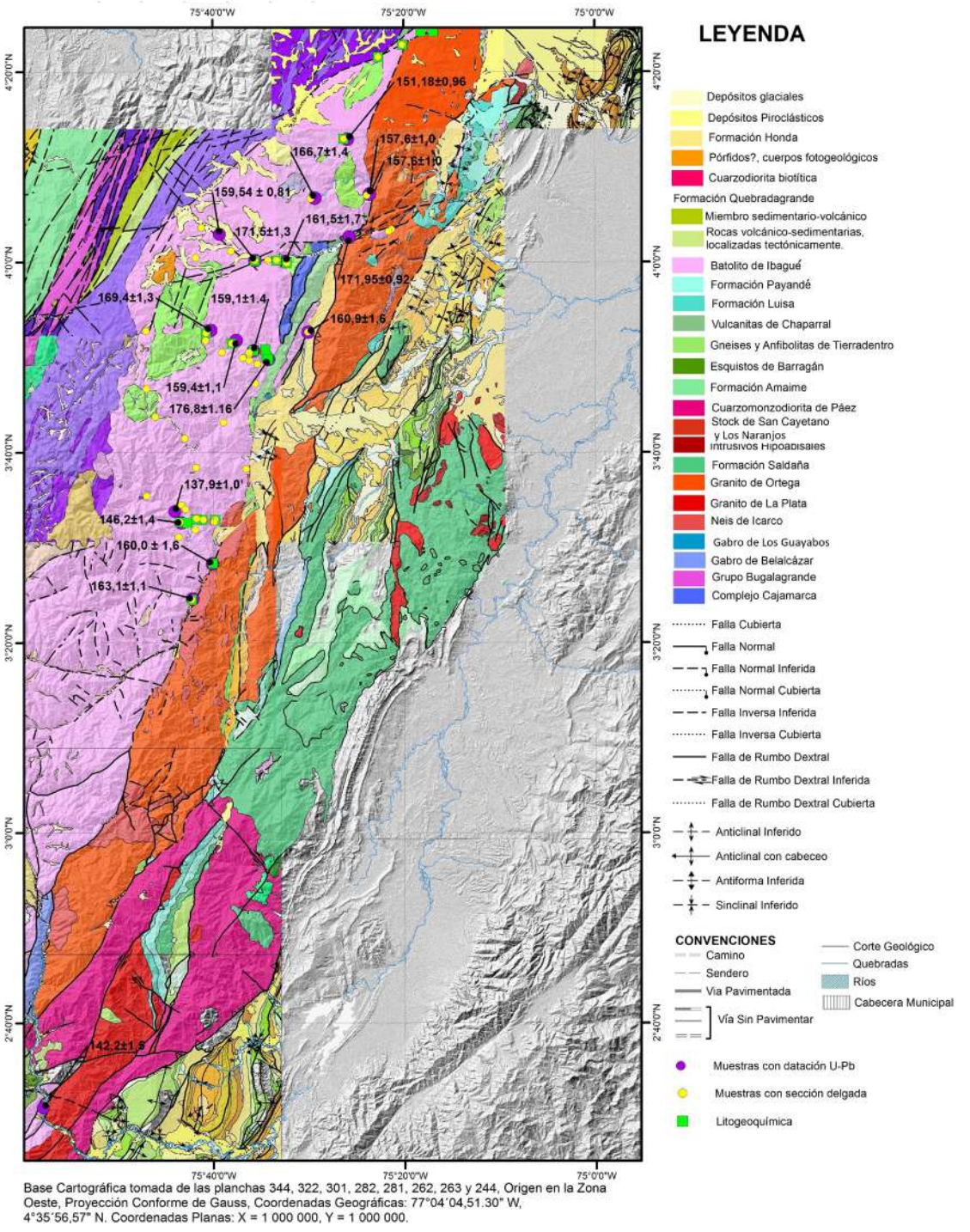

Figura 3. Mapa geológico con los nuevos límites del batolito de Ibagué, con la localización de edades U-Pb, muestras con litogeoquímica y sección delgada, así como los plutones carboníferos (gabros de Belalcázar y Los Guayabos), Pérmicos (granitos de Ortega y La Plata) y del Jurásico Temprano a Medio (Cuarzomonzodiorita de Páez) anteriormente considerados como parte del batolito de Ibagué.

La Metatonalita de Anzoátegui es un cuerpo ígneo deformado que intruye la unidad de Neises y anfibolitas de Tierradentro y hacia los bordes del cuerpo presenta xenolitos de neises y anfibolitas (Figura 4A); además, intruye cuerpos pequeños de gabro. Presenta orientación mineralógica y desarrolla estructura foliada en ciertas partes del cuerpo (Figura 4B, 4C), con rumbo N-S a N-NE y buzamiento regional hacia el este o el oeste, muy similar a la foliación de los Neises y anfibolitas de Tierradentro. Adicionalmente, se observa una variación gradual de la estructura de las rocas, asociada a un aumento del grado de metamorfismo en está unidad. Las rocas se presentan con estructura ígnea orientada de color blanco con negro y de grano medio, pasando por una roca con estructura néisica y tamaño de grano medio, hasta rocas con estructura migmatítica (Figura 4B y 4D), con desarrollo de bandas oscuras que tienen mayor contenido de hornblenda y biotita, y bandas claras con mayor contenido de cuarzo y feldespatos; además, presenta localmente pliegues y diques deformados y foliados aplíticos, andesíticos y dacíticos (Figura 4A, 4B y 4D, vía Alvarado - vereda El Brillante).

Las rocas de la Tonalita de Ibagué corresponden a tonalitas y subordinadas cuarzodioritas y granodioritas de color blanco moteadas de negro, faneríticas de grano medio, con textura granular a inequigranular y estructura isótropica (Figura 5A y 5B). El contacto con los Neises y anfibolitas de Tierradentro es intrusivo (Figura 5A) y se forman localmente migmatitas de inyección, donde se dan mezclas de magmas básicos e intermedios y se desarrollan estructuras de brecha, lo que sugiere mezcla e hibridación de magmas de composición contrastante evidente en los bordes del cuerpo, relacionado probablemente a la inyección sucesiva de lotes de magma de diferente composición y en diferentes estados de consolidación que generan las estructuras en brechas y de migmatitas de inyección magmática.

Al sur de la falla de Ibagué, el batolito de Ibagué está constituido por granodioritas, tonalitas y granitos rosados y blancos moteados de negro principalmente (Figura 5C), faneríticos de grano medio, con textura isotrópicas granulares y localmente por tonalitas con orientación mineral; estas últimas cerca del contacto occidental del plutón y cerca de los contactos con techos colgantes de la unidad Neises y anfibolitas de Tierradentro (vía a San Antonio de Las Hermosas) (Figura 5D).

Figura 4. Principales características macroscópicas de la Metatonalita de Anzoátegui. **A.** Contacto entre metatonalitas y neises de la unidad Neises y anfibolitas de Tierradentro. **B**. Dique de granito aplítico con límites tajantes atravesando metatonalita bandeada y foliada. **C.** Estructura foliada en rocas de la Metatonalita de Anzoátegui. **D.** Estructura néisica bandeada con pliegues migmatíticos y venas de cuarzo.

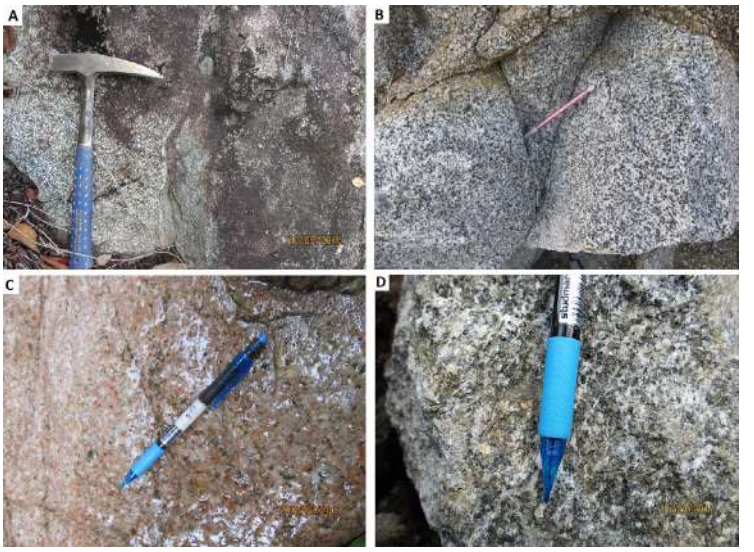

Figura 5. Principales características macroscópicas de la Tonalita de Ibagué y el batolito de Ibagué. **A.** Contacto de la Tonalita de Ibagué con neises, se observa desarrollo de borde de reacción. **B.** Aspecto macroscópico de tonalita típica de la Tonalita de Ibagué. **C.** Aspecto macroscópico de granitos del batolito de Ibagué. **D**. Tonalitas orientadas del batolito de Ibagué, cerca al contacto con Neises y anfibolitas de Tierradentro en la vía a San Antonio de Las Hermosas.

En la Tabla Suplementaria S1 se resumen los resultados petrográficos de la Tonalita de Ibagué, la Metatonalita de Anzoátegui y el batolito de Ibagué, a partir de 130 secciones delgadas; en la Figura 6, se presentan los resultados de la clasificación petrográfica de la Metatonalita de Anzoátegui, la Tonalita de Ibagué y el batolito de Ibagué.

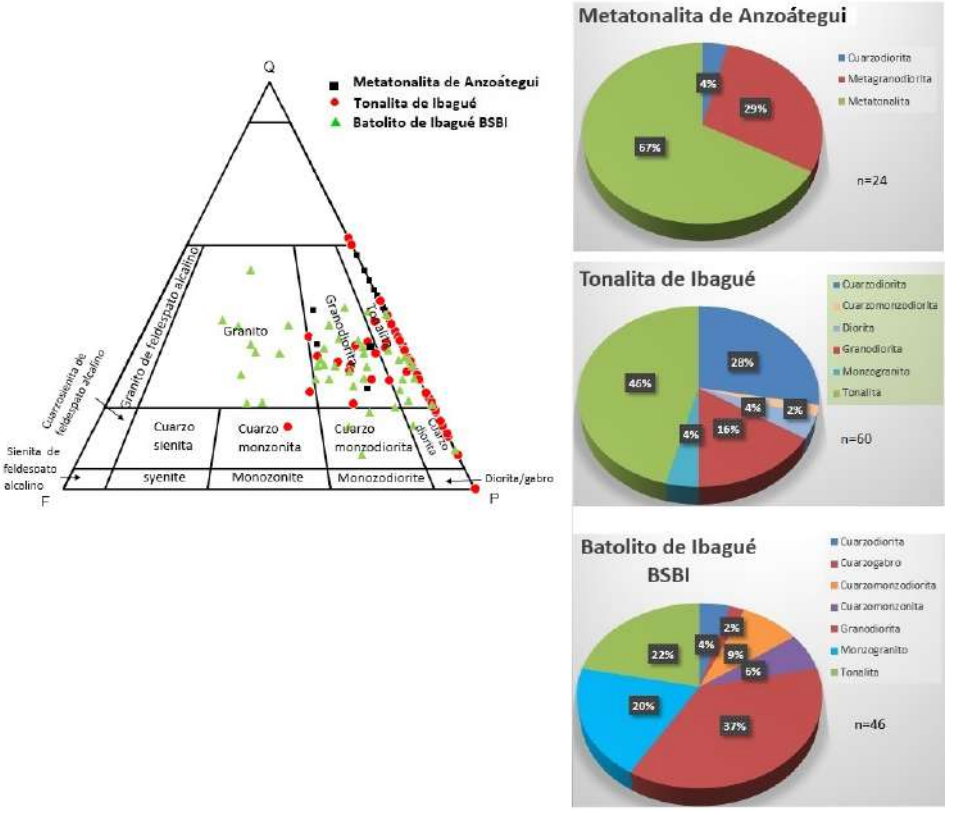

Figura 6. Clasificación petrográfica de las muestras de la Metatonalita de Anzoátegui, la Tonalita de Ibagué y el batolito de Ibagué, y composición litológica en porcentaje por bloques y por unidad.

La Metatonalita de Anzoátegui está constituida por metatonalitas y tonalitas (17), metagranodioritas (5) y cuarzodioritas (1). Presenta texturas faneríticas de grano medio, constituidas por cuarzo policristalino en mosaicos poligonales a mosaicos suturados recristalizados y orientados; plagioclasa euhedral a subhedral de tipo oligoclasa a andesina sódica (An28 a An34), la cual se presenta como porfidoclastos zonados precinemáticos rodeados por cuarzo policristalino y biotitas, pueden tener las maclas flexionadas y acuñadas. La ortoclasa se presenta en algunas rocas intersticial y se desdobla a microclina. Como minerales máficos se presenta biotita generalmente alterándose a clorita ligeramente orientada y hornblenda con núcleos de clinopiroxeno en algunas rocas. Los minerales accesorios son opacos, apatito, circón y titanita (Figuras 7A, 7B).

Las rocas de la Tonalita de Ibagué se clasificaron como tonalitas (33), cuarzodioritas (14), granodioritas (10), granitos (2), dioritas (2) y cuarzomonzonita (1), son faneriticas de grano medio y tienen textura granular, constituidas por cuarzo anhedral con extinción ondulatoria, plagioclasa euhedral a subhedral de tipo oligoclasa a andesina sódica; ocasionalmente se encuentra ortoclasa intersticial y como minerales máficos hornblenda y biotita parcialmente alterada a clorita. Como accesorios se presentan circón, apatito, titanita y opacos (Figuras 7C y 7D).

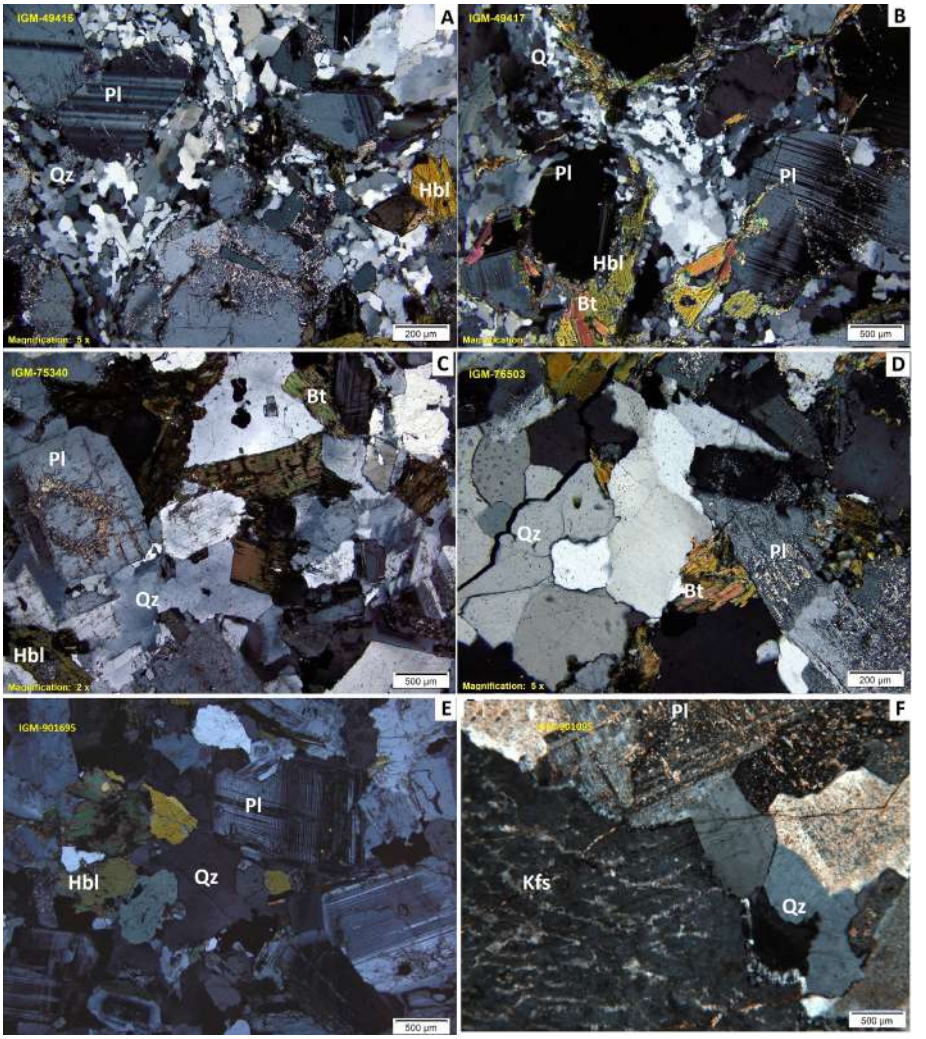

Figura 7. Aspecto microscópico de las rocas de la Metatonalita de Anzoátegui, la Tonalita de Ibagué y el batolito de Ibagué. **A.** Muestra IGM-49416 de Metatonalita de Anzoátegui. **B.** Muestra IGM-49417 metagranodiorita de la Metatonalita de Anzoátegui con recristalización de cuarzo (Qz) alrededor de cristales deformados de plagioclasa (Pl). **C.** Muestra IGM-75340 de la Tonalita de Ibagué. **D.** Muestra IGM-76503 tonalita de la Tonalita de Ibagué. **E.** Muestra IGM-901695 tonalita del batolito de Ibagué. **F.** Muestra IGM-901095 monzogranito del batolito de Ibagué. Las microfotografías C a F muestran texturas granulares típicas de estas unidades. Abreviaturas: Qz: cuarzo, Pl: plagioclasa, Kfs: feldespato alcalino, Hbl: hornblenda, Bt: biotita.

En el batolito de Ibagué las muestras fueron clasificadas como tonalitas (10), granodioritas (17), monzogranitos (8), cuarzomonzodioritas (4), monzonitas (3), cuarzodioritas (2), sienogranito (1) y cuarzogabro (1). Las rocas son faneríticas de grano medio con texturas granulares a inequigranulares, están constituidas por cuarzo anhedral de tamaños entre 1 y 2 mm, en cristales irregulares, con extinción ondulatoria. La plagioclasa es de tipo oligoclasa a andesina, en cristales euhedrales a subhedrales de forma tabular corta, con maclas de albita, albita-Carlsbad y periclina, pueden tener extinción zonada oscilatoria a normal. El feldespato alcalino es ortosa, de tamaños entre 0,5 y 3 mm, anhedral, empolvado por alteración a arcilla, con desmezclas pertíticas. La biotita se presenta en láminas euhedrales a subhedrales formando agrupaciones de cristales. La hornblenda puede o no estar presente en todos los litotipos, es euhedral a subhedral, inequigranular, de tamaños entre 300 µm y 3 mm, de color verde pálido a verde oliva, pleocroica (Figura 7E y 7F). Como minerales accesorios se presentan titanita, opacos, circón, apatito y ocasionalmente allanita.

Al comparar la composición de la Metatonalita de Anzoátegui y la Tonalita de Ibagué con el batolito de Ibagué se observan diferencias composicionales: al sur el batolito de Ibagué es más rico en granodioritas y monzogranitos y tiene una mayor variación composicional, mientras que al norte en la Metatonalita de Anzoátegui y la Tonalita de Ibagué, predominan las metatonalitas y tonalitas, respectivamente (Figura 6).

Relaciones estratigráficas y edad

El batolito de Ibagué, en el margen occidental, intruye el Neis de La Perla de edad ordovícica, el Complejo Cajamarca y los Neises y anfibolitas de Tierradentro de edades triásica y jurásica superior (Nelson, 1962; Maya y González, 1995; Blanco-Quintero *et al*., 2014; Bustamante *et al*., 2016; Rodríguez-García *et al*., 2017a, 2020a), generando en los bordes de las unidades mencionadas metamorfismo térmico como se observa sobre la vía Rovira a Roncesvalles y en la vía que une la vereda La Perla (Tolima) con Génova (Quindío), alcanzando la facies albita-epidota cornubianita. Por el oriente, apófisis del batolito de Ibagué y cuerpos de pórfidos andesíticos intruye el Granito de Ortega de edad pérmica (sector de Rovira), las rocas calcáreas de la Formación Payandé de edad triásica y la Formación Saldaña de edad jurásico temprano a medio. Además, está cubierto discordantemente por rocas sedimentarias del Cretácico, en los alrededores de Planadas (Esquivel *et al*., 1987, 1991), y por rocas piroclásticas del Mioceno en el páramo de Barragán.

La Tonalita de Ibagué y la Metatonalita de Anzoátegui intruyen rocas metamórficas de la unidad Neises y anfibolitas de Tierradentro y cuerpos de gabro, y está cubierto al oriente por depósitos del Neógeno en cercanías de Armero (Barrero y Vesga, 1976; Mosquera *et al*., 1982) y por abanicos aluviales recientes.

Se realizaron 20 nuevas dataciones U-Pb LA-ICP-MS en circones del batolito de Ibagué y se recopilaron las edades U-Pb de la Metatonalita de Anzoátegui y la Tonalita de Ibagué (Tabla 1). Las imágenes de catodoluminiscencia de algunos circones datados se muestran en la Figura 8. Los circones son prismáticos cortos y en algunas rocas se presentan prismáticos alargados en forma de tallos, de tamaños entre 50 y 160 µm, tienen estructura concéntrica, con núcleo homogéneo de color gris y bordes zonados; en algunas rocas los circones tienen zonación oscilatoria bien desarrollada, con luminiscencia en diferentes tonos de gris. Las ablaciones se hicieron principalmente en los núcleos de los cristales y en algunos cristales en núcleo y borde. Son escasos los circones con núcleos heredados de circones más antiguos y bordes cristalizados correspondientes al evento ígneo jurásico.

En las Figuras 9 y 10 se muestran los diagramas Tera-Wasserburg, Wetherill y la edad promedio ponderada de las muestras datadas. La localización espacial se presenta en las Figura 1 y 3. El cálculo de la edad promedio ponderada de las muestras GOE-1117, JPZ-353, DAR-018, GOE-1116B, GR-6891, AMC-0216, GR-6890, GR-6867, GZ-6920, JGB-396, GOE-999, GOE-1000, AMC-0181A, AMC-0184, GOE-1090, GOE-1092 se realizó a partir de edades con discordancias <10% y error <5%; mientras que para las muestras GR-6903, GR-6906, JPZ-373, GZ-6922, AMC-0157A, se hizo un filtro de los datos para descartar los circones con discordancias >5% y errores >5% (Tabla Suplementaria S2).

Para el batolito de Ibagué el rango de edades varía de 171,5±1,3 a 137,9±1,0 Ma, y la mayoría de edades son anteriores a 160 Ma, sin que se dé una distribución de edades por tipo de roca. La Metatonalita de Anzoátegui presenta edades de cristalización U-Pb entre 158,2 +1,2/–0,4 y 150,17±0,86 Ma (Bustamante *et al.,* 2016; Rodríguez-García *et al*., 2020a); la Tonalita de Ibagué presenta edades más jóvenes de cristalización entre 145,71+0,72/−1,42 Ma y 138,48±0,95 Ma (Bustamante *et al*., 2016; Rodríguez-García *et al*., 2020a). La cristalización inicia en el batolito de Ibagué antes que en la Metatonalita de Anzoátegui y la Tonalita de Ibagué, con un rango de edades de cristalización de las tres unidades de alrededor de ~34 Ma (Tabla 1).

Tabla 1. Edades U-Pb en circón para muestras del batolito de Ibagué.

N° Campo	Coordenadas		Clasificación	Edad U-Pb (Ma)	MSWD	Herencias Ma	Fuente
	Oeste	Norte					
Metatonalita de Anzoátegui							
GCC6	75°2'5,75''	4°47'44,27''		158,2+1,2/–0,4			Bustamante *et al*. (2016)
GOE–1088	75°12'47,8''	4°29'5,46''	Tonalita	154,79±0,83			Rodríguez-García *et al.* (2020a)
LMC–104	74°59'3,23''	4°50›36,88''	Metatonalita	153,9±1,1			Rodríguez-García *et al*. (2020a)
Cl11	75°2'15,17''	4°38'47,63''		152,4			Bustamante *et al*. (2016)
AMC–0153	75°2'56,93''	4°38'56,20''	Metagranodiorita	150,17±0,86			Rodríguez-García *et al.* (2020a)
Tonalita de Ibagué							
MIG–076	75°4'37,45''	4°30›9,62''	Granodiorita	145,56±0,92			Rodríguez-García *et al.* (2020a)
Cl2	74°57'54,76''	4°39'36,47''		144,9			Bustamante *et al*. (2016)
Cl15	74°56'19,71''	4°51'53,58''		144,4			Bustamante *et al*. (2016)
Cl13	74°59´23,41''	4°39'50,58''		143,6			Bustamante *et al*. (2016)
Cl 9B	74°57´35,90''	4°44'40,13''		141,9			Bustamante *et al*. (2016)
JPZ–001A	74°58'26,37''	4°40'11,16''	Tonalita	138,7±1,0			Rodríguez-García *et al.* (2020a)
Batolito de Ibagué							
JGB-496	75°35'57,28''	4°00'03,54''	Granodiorita	171,5±1,3	3,4		Esta publicación
GR-6890	75°40'42,23''	3°52'34,62''	Metatonalita	169,4±1,3	2,2	1105,45±40,39 (n=1); 195,89±8,8 (n=1)	Esta publicación
GR-6867	75°29'43,05''	4°06'41,14''	Granodiorita	166,7±1,4	4,1		Esta publicación
JPZ- 353	75°33'37,48''	3°47'33,60''	Sienogranito	165,6±1,4	2,3		Esta publicación
GOE-1117	75°42'13,75''	3°24'31,52''	Cuarzodiorita	163,1±1,1	2,4		Esta publicación
GR-6903	75°21'34,50''	4°03›14,95''	Sienogranito	161,5±1,7	1,9		Esta publicación
GOE-999	74°52'49,81''	4°32'59,53''	Granodiorita	161,5±1,3	4,8	209,2±9,19; 214,9±8,46 (n=2); 983±5,3 (n=1)	Esta publicación
AMC-0157A	75°21'34,50''	4°03'14,95''	Granodiorita	160,7±0,7	1,6	282,8±8,2; 179,5±1,5	Esta publicación
DAR-018	75°40'06,06''	3°28'14,79''	Tonalita	160,0±1,6	3,8		Esta publicación
GZ-6920	75°30'17,95''	3°52›17,89''	Tonalita	160,9±1,6	3,7	281,9±8,7; 287,1±9,3; (n=2)	Esta publicación
AMC-0216	75°57'49,86''	2°31'05,97''	Granodiorita	159,54±0,81	2,0	170,8±4,3; 168,1±4,2	Esta publicación
GR-6891	75°38'01,45''	3°51›27,52''	Cuarzogabro	159,4±1,1	2,5	1564,6±31,7 (n=1); 1426,3±32,8 (n=1); 1017,1±22 (n=1); 177,7±4,7 (n=1)	Esta publicación
GOE-1116B	75°36'10,47''	3°50'20,32''	Monzogranito	159,1±1,4	1,7	169,8±1,4	Esta publicación
AMC-0181A	75°20'32,67''	4°15›22,43''	Tonalita	157,1±1,9	4,4	190-175	Esta publicación
AMC-0184	75°23'52,13''	4°07'01,85''	Tonalita	157,6±1,0	1,3	281,6±9,3; ~185-~165	Esta publicación
GOE-1092	75°26'16,72''	4°12›58,26''	Metagranodiorita	151,18±0,96	2,3		Esta publicación
GOE-1000	74°59'53,68''	4°29›47,23''	Monzogranito	150,9±1,7	1,6	243,22±12,6; 214,6±11,9	Esta publicación
GZ-6922	75°43'26,60''	3°32'40,51''	Tonalita	146,2±1,4	3,2	173,67±7,5; 170,9±8,3 (n=2)	Esta publicación
GR-6906	75°57'49,86''	2°31›05,97''	Sienogranito	142,2±1,5	1,6		Esta publicación
JPZ-373	75°44'10,48''	3°34'30,36''	Granodiorita	137,9±1,0	3,8	144,6±0,9	Esta publicación

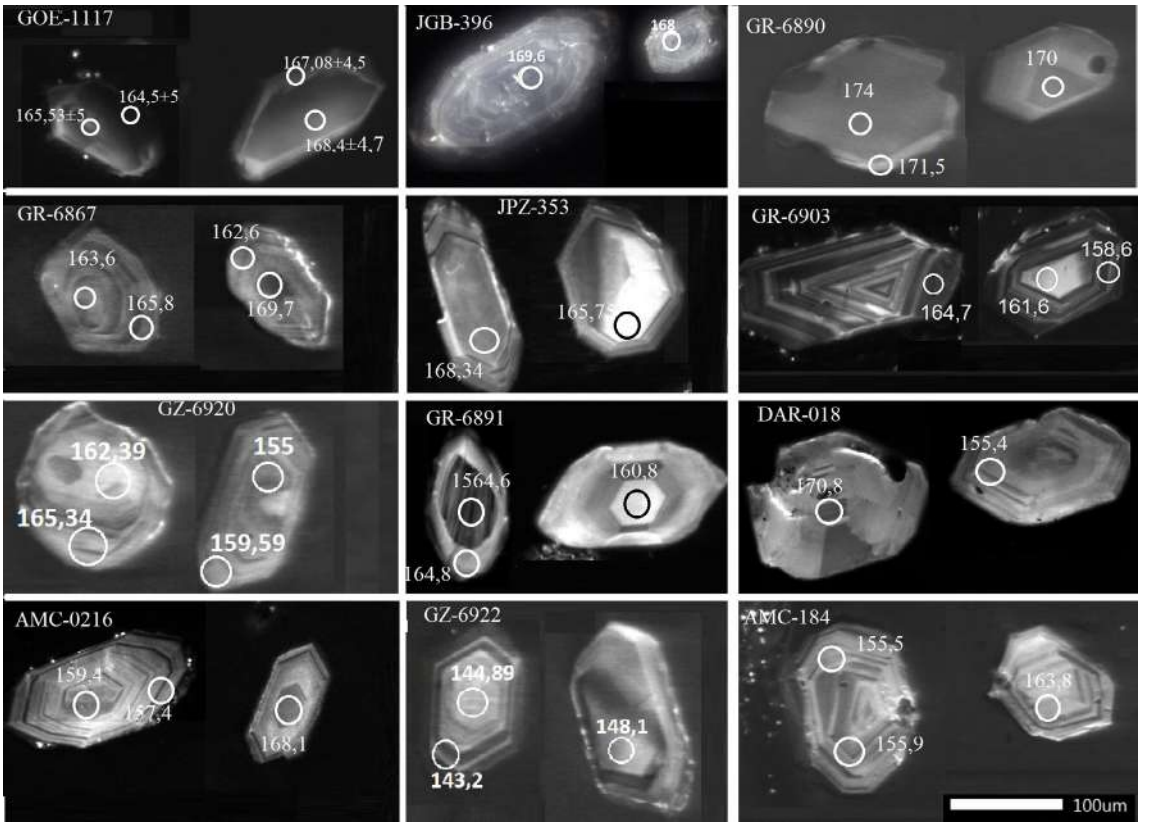

Figura 8. Imágenes de catodoluminiscencia de cristales representativos de muestras datadas del batolito de Ibagué.

La Figura 11 resume las edades del batolito de Ibagué, la Metatonalita de Anzoátegui y la Tonalita de Ibagué. El batolito de Ibagué tiene un pico de cristalización a ~160 Ma y un pico discreto a 171 Ma, la Metatonalita de Anzoátegui presenta un pico de cristalización ~151,5 Ma y la Tonalita de Ibagué presenta dos picos de cristalización a ~145 Ma y ~138 Ma. Los resultados sugieren que el batolito de Ibagué cristalizó primero que la Metatonalita de Anzoátegui y la Tonalita de Ibagué, presenta mayor variación litológica (Figura 6) y el magmatismo se desarrolló en un rango de tiempo más amplio, con algunas rocas que cristalizaron al mismo tiempo que cristalizaban la Metatonalita de Anzoátegui y la Tonalita de Ibagué.

Geoquímica

La nueva información presentada en este trabajo corresponde a las rocas del batolito de Ibagué (36) y se incluyen los resultados previos obtenidos en la Metatonalita de Anzoátegui (3) y la Tonalita de Ibagué (12) por Bustamante *et al.* (2016) y Rodríguez-García *et al*. (2020a), para efectos de comparación entre los dos sectores (Tabla Suplementaria S3).

Óxidos mayores: el batolito de Ibagué presenta contenidos de SiO_2 entre 51,12 y 77,2%. La mayoría de las muestras tienen TiO_2 <1%, únicamente las muestras JGB-492 y GR-6891 tienen valores de 1,4% y 1,15%, respectivamente. Los contenidos de Al_2O_3 están entre 12,6 y 16,95%, y el MgO, entre 0,30 y 6,4%. Además, presentan un alto contenido de álcalis ($Na_2O + K_2O$) que varía entre 3,15% y 7,99%; la razón Na_2O/K_2O varía entre 0,66% y 2,4%. Las muestras de la Metatonalita de Anzoátegui y Tonalita de Ibagué (en color rojo y negro, Figuras 12 y 13) presentan valores de SiO_2 entre 50,3% y 67,8%; el K_2O varía entre 0,84% y 3,7%, con valores en la mayoría de las muestras de entre 1% y 2%; CaO varía entre 3,35% y 7,15%, TiO_2 <1%, excepto en la muestra JGB-492 (TiO_2 de 1,4%).

En el diagrama de Harker (Figuras 12), los valores de TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO, MnO, P_2O_5 y CaO para el batolito de Ibagué, la Metatonalita de Anzoátegui y la Tonalita de Ibagué disminuyen con el aumento de SiO_2. El Na_2O, en los tres plutones, muestra dispersión y es relativamente constante, y el K_2O también exhibe dispersión, pero aumenta cuando lo hace el SiO_2 o cuando las rocas tienen alteración potásica (en azul) (Figuras 12).

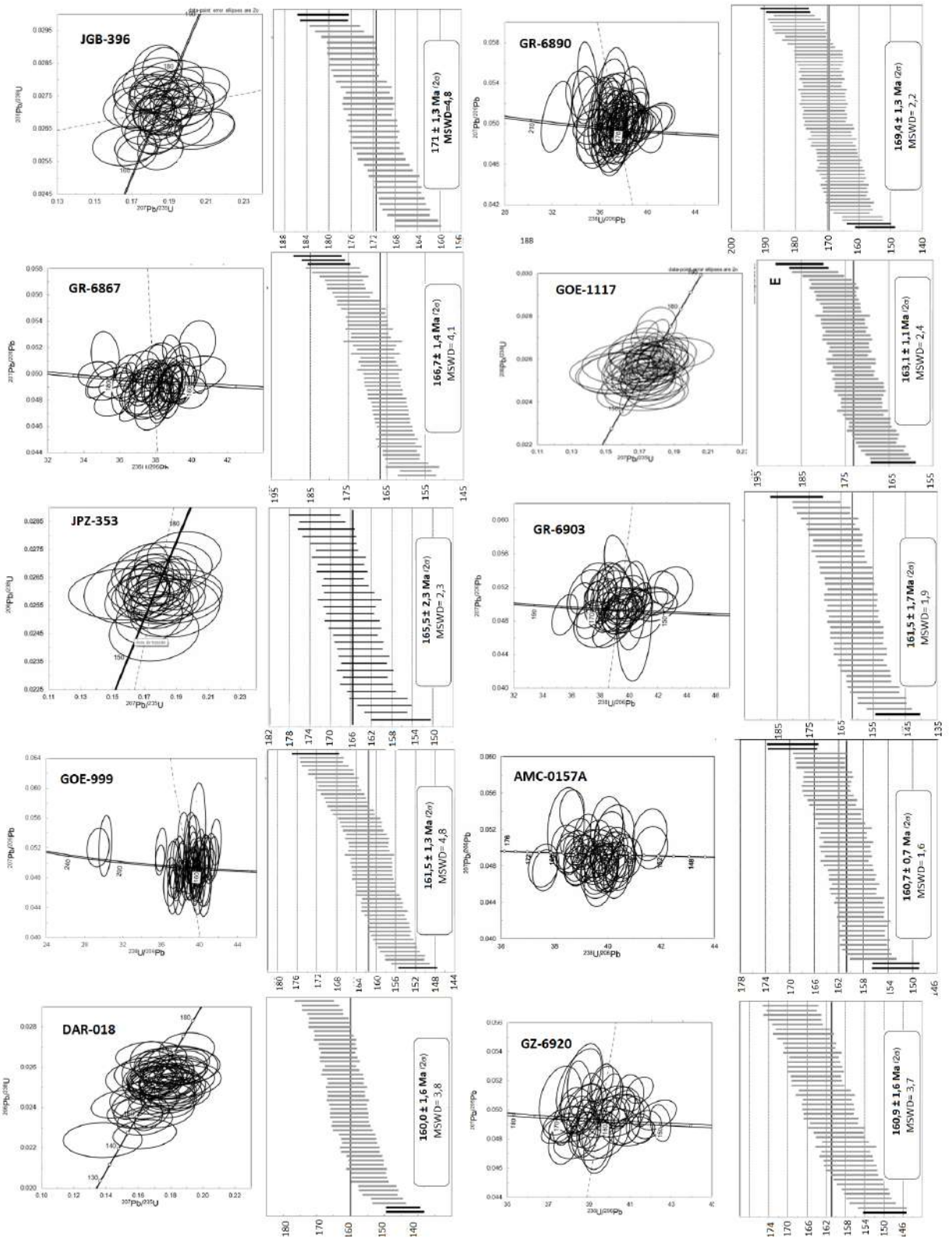

Figura 9. Diagramas de concordia Wetherill, Tera-Wasserburg y edad media ponderada para rocas del batolito de Ibagué.

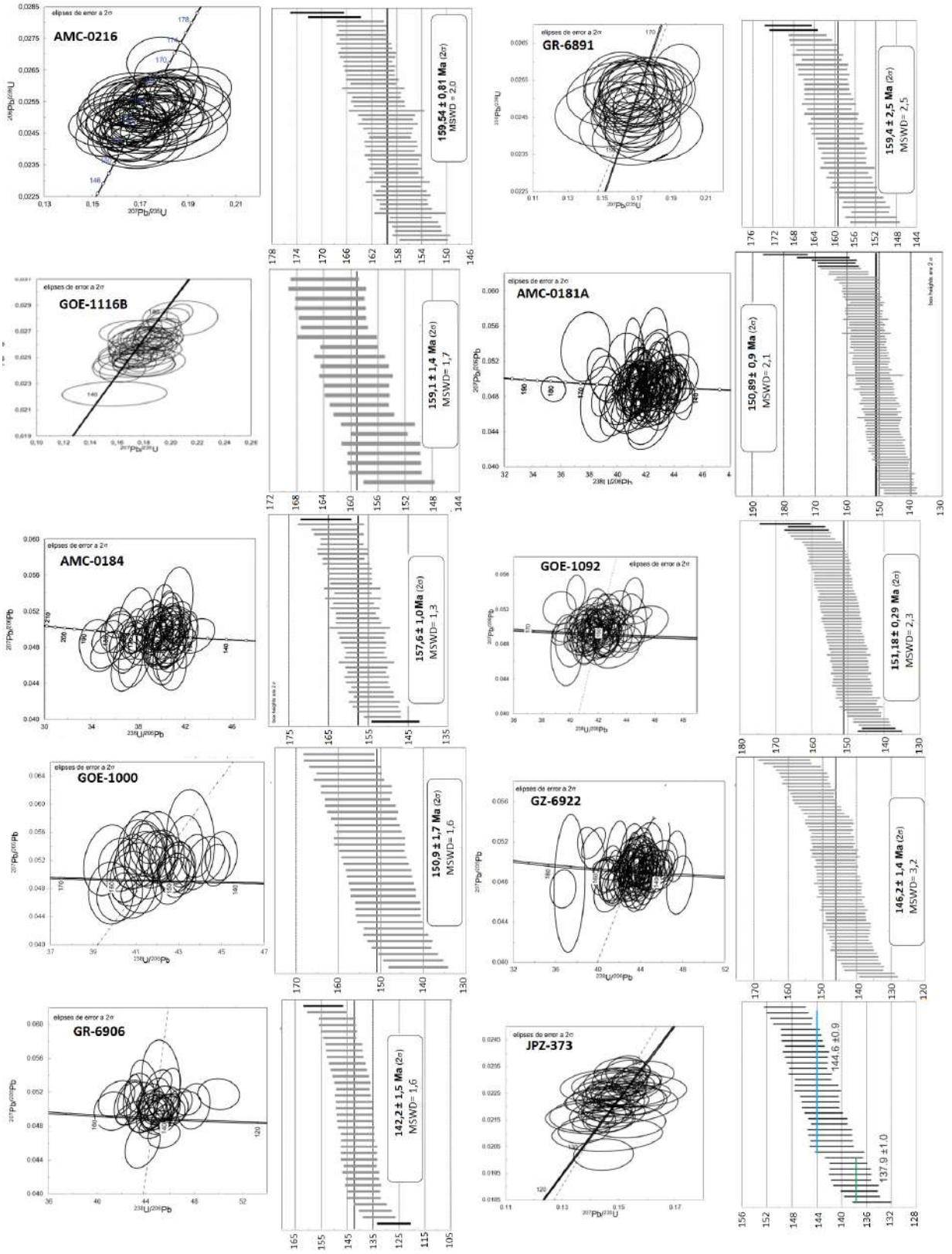

Figura 10. Diagramas de concordia Wetherill, Tera-Wasserburg y edad media ponderada para rocas del batolito de Ibagué.

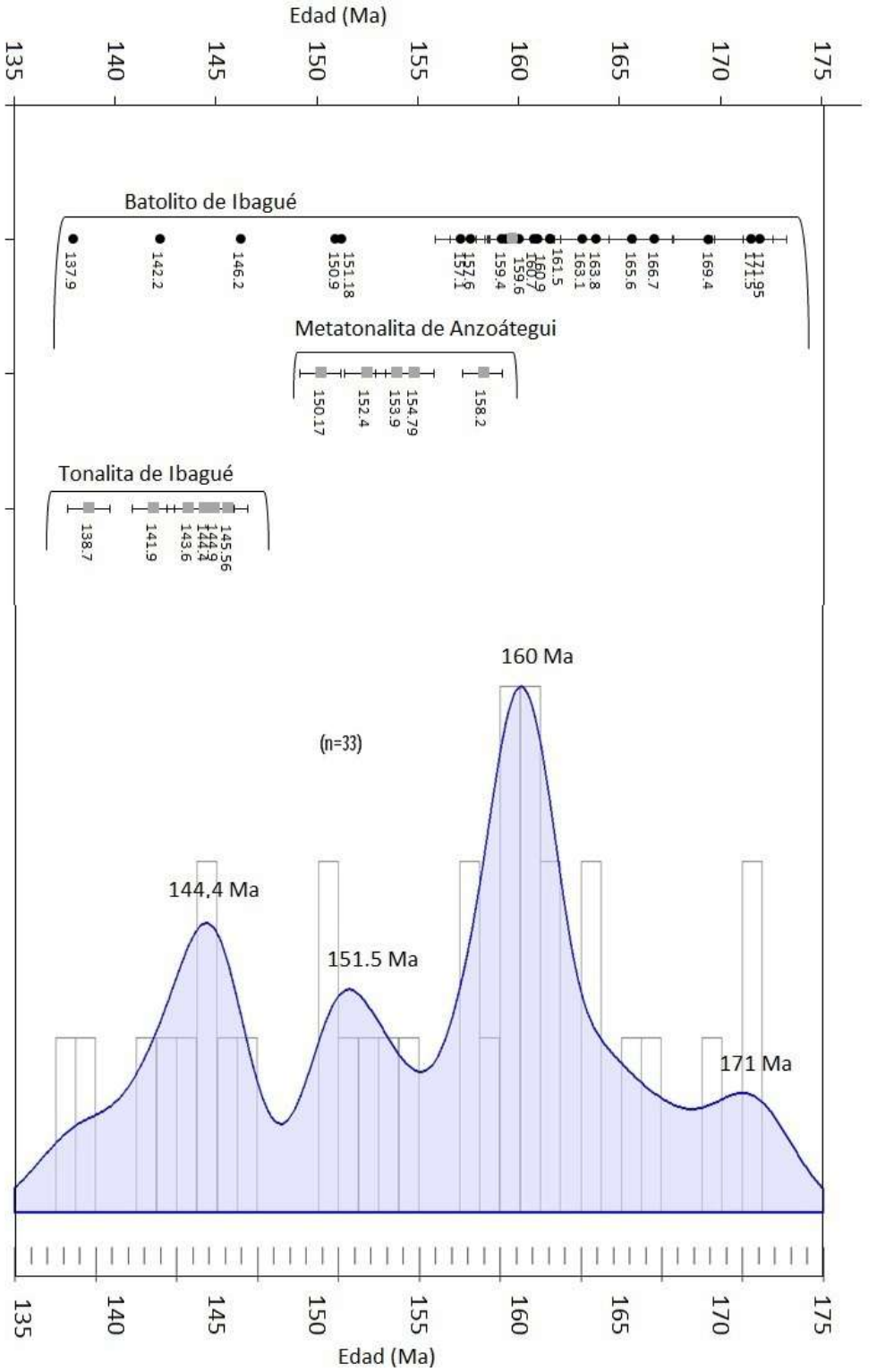

Figura 11. Distribución de edades en el batolito de Ibagué, la Metatonalita de Anzoátegui y la Tonalita de Ibagué y diagrama de estimación de densidad de Kernel a partir de las edades de cristalización U-Pb.

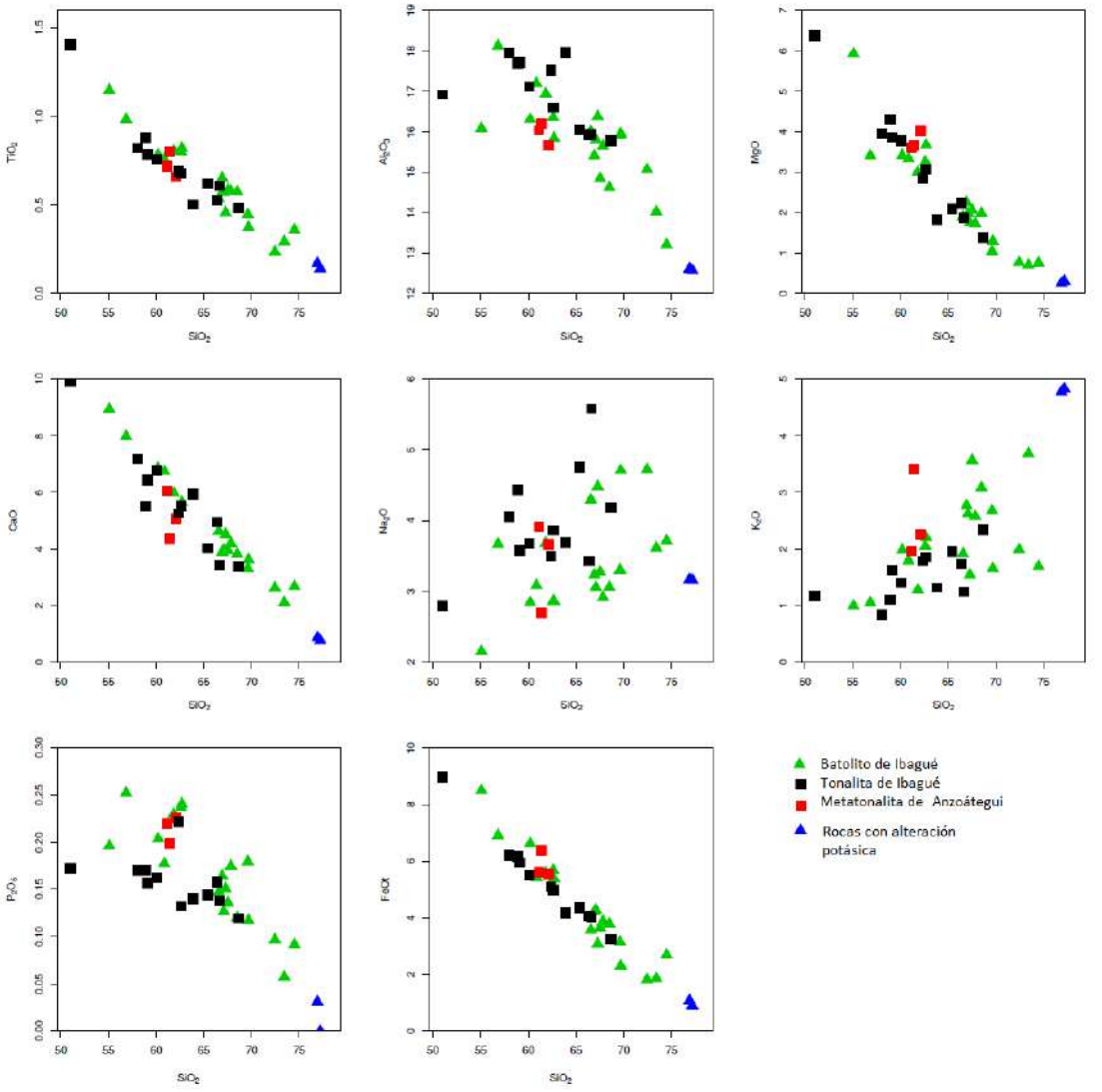

Figura 12. Diagramas tipo Harker para rocas del batolito de Ibagué, la Metatonalita de Anzoátegui y la Tonalita de Ibagué. En verde y azul rocas del batolito de Ibagué (de las cuales las azules presentan alteración potásica), en rojo muestras de la Metatonalita de Anzoátegui, en negro la Tonalita de Ibagué.

Los granitoides de la Metatonalita de Anzoátegui y la Tonalita de Ibagué y la mayoría de las rocas del batolito de Ibagué son calco-alcalinos, pero algunos alcanzan el campo calco-alcalino alto en K en el batolito de Ibagué (Figura 13A). Las muestras MGOQ-007 y GR-6903, del batolito de Ibagué, tienen alteración hidrotermal potásica de acuerdo al análisis químico de alteración y a la formación de biotita hidrotermal descrita en el análisis petrográfico; estas rocas están dentro del campo calco-alcalino alto en K, lo que sugiere que los mayores contenidos de K_2O y SiO_2 se deben a adición por alteración (Figura 13A).

Los granitoides de la Metatonalita de Anzoátegui y la Tonalita de Ibagué son en su mayoría metaluminosos, con relación A/CNK entre 0,7 y 1,05, valores de A/NK entre 1,4 y 3, lo que sugiere bajo aporte de material cortical al magma en el origen de los plutones. Para el batolito de Ibagué, las rocas se reparten en los campos metaluminoso y peraluminoso, con valores de A/NK, en la mayoría de las muestras, de entre 1 y 2,5 y A/CNK entre 0,8 y 1,1 (Figura 13B). La Figura 13C muestra el tren de diferenciación de los plutones, donde las rocas del batolito de Ibagué presentan mayor variación de FeOt y MgO y son más ricas en Al_2O_3, a diferencia de las rocas de la Metatonalita de Anzoátegui y la Tonalita de Ibagué.

En los diagramas del índice alcalino-cálcico (MALI) y del índice Fe (Frost *et al*., 2001; Frost y Frost, 2008), las rocas de la Metatonalita de Anzoátegui, la Tonalita de Ibagué y el batolito de Ibagué son predominantemente granitos cálcicos (Figura 13D), con valores del índice de alcalinidad entre −5,8 y 7,2. Las rocas de la Metatonalita de Anzoátegui, la Tonalita de Ibagué y el batolito de Ibagué grafican en el campo de los granitos magnésicos, lo que sugiere que están relacionadas con magmas generados en ambientes de arco, con tendencias de diferenciación oxidante e hidratados (Frost y Lindsley, 1991; Frost *et al*., 2001).

Elementos trazas: el batolito de Ibagué, la Tonalita de Anzoátegui y la Tonalita de Ibagué en el diagrama de los elementos trazas normalizados al NMORB tienen anomalía negativa de Nb, Ti y P; anomalía positiva y valores altos de Cs, Ba, Th, Sr, K, Ba, Pb y Rb, comparables con los patrones de arcos magmáticos (Pearce, 1996), con empobrecimiento progresivo de los elementos de radio iónico grande hacia los elementos de radio iónico pequeño (Figura 14A, 14B). El batolito de Ibagué muestra mayor anomalía negativa de Ti con valores normalizados de Ti_N entre 0,11 y 0,91, mientras las rocas de la Metatonalita de Anzoátegui y la Tonalita de Ibagué tienen valores de Ti_N entre 0,38 y 1,11. Los patrones de tierras raras normalizados al condrito según los valores de Nakamura (1974), son subparalelos en ambos bloques, con pendiente negativa y patrones comparables al de rocas generadas en ambientes de subducción por encima de la placa subducida (Pearce *et al*., 1984), con enriquecimiento en tierras raras livianas y empobrecimiento hacia las tierras raras pesadas (Figura 14C, 14D). Presentan en general anomalía negativa de Eu, con relaciones Eu/Eu* variables entre 0,4 y 1,22 (Tabla Suplementaria S2).

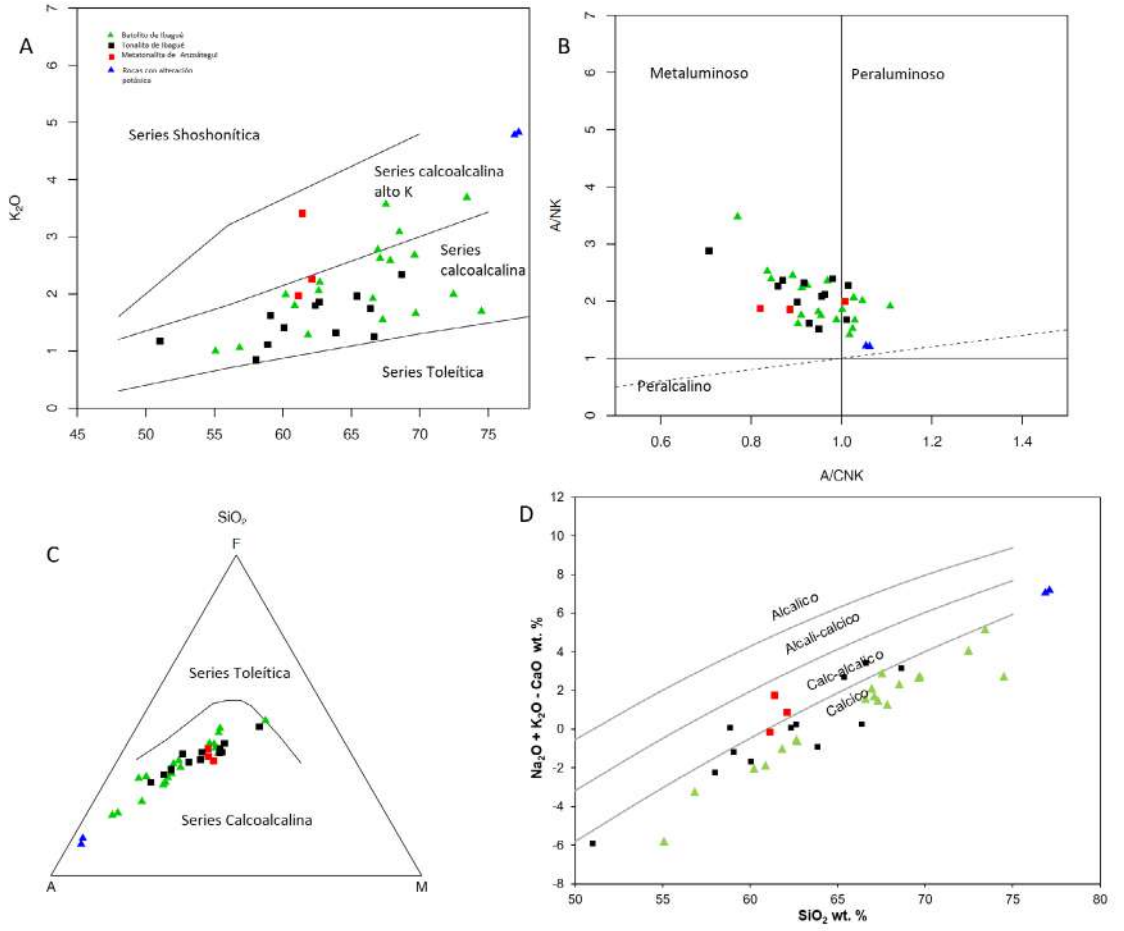

Figura 13. Diagrama de clasificación de rocas de el batolito de Ibagué, la Metatonalita de Anzoátegui, la Tonalita de Ibagué. **A.** Disgrama de K_2O *vs* SiO_2 (Peccerillo y Taylor, 1976). **B.** Diagrama de clasificación de Shand (1943). **C.** Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971), **D.** Diagrama de clasificación de granitoides ferrosos y magnesianos (Frost *et al.*, 2001). En color verde y azul rocas del batolito de Ibagué (de las cuales las azules presentan alteración potásica), en rojo rocas de la Metatonalita de Anzoátegui y en negro la Tonalita de Ibagué.

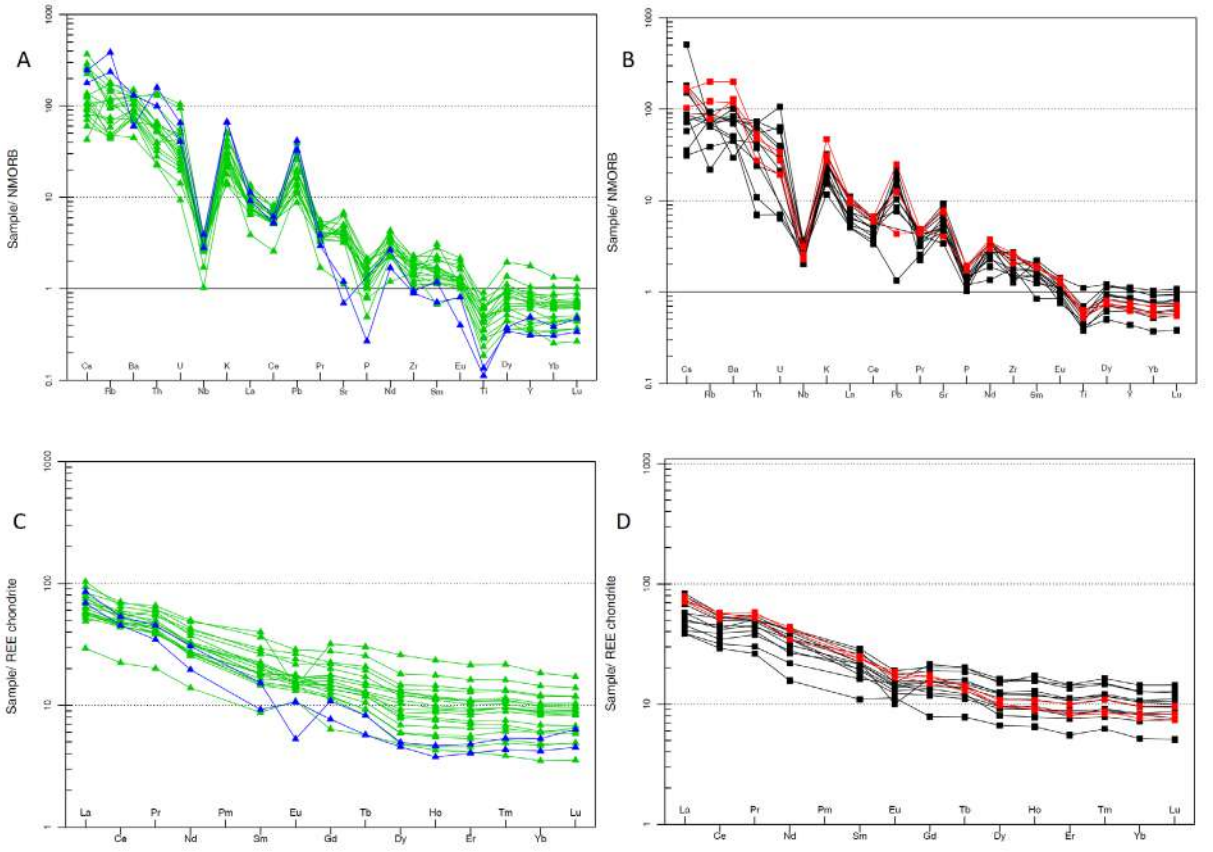

Figura 14. Principales características geoquímicas de las rocas de la Metatonalita de Anzoátegui y la Tonalita de Ibagué (rojo y negro, respectivamente) y batolito de Ibagué (verde y azul, de las cuales las azules presentan alteración potásica). **A.** y **B.** Diagramas de elementos trazas normalizados al NMORB según los valores de Sun y McDonough (1989). **C.** y **D.** Patrones de elementos de tierras raras respecto al condrito según los valores de Nakamura (1974).

En el batolito de Ibagué, la relación $(La/Yb)_N$ normalizada al condrito de Nakamura (1974), varía entre 2,8 y 16,4, y presenta mayores valores a medida que aumenta el contenido de SiO_2 en las rocas, indicando que la relación $(La/Yb)_N$ aumenta a medida que las rocas son más diferenciadas. La relación $(La/Yb)_N$ en la Metatonalita de Anzoátegui y la Tonalita de Ibagué varía entre 3,8 y 10,9; y no hay mayores diferencias entre estos plutones en las relaciones $(La/Sm)_N$, $(Ce/Yb)_N$, $(Ce/Sm)_N$ y $(Eu/Yb)_N$ (Tabla Suplementaria S2).

Discusión

Redefinición del batolito de Ibagué

Dos décadas atrás se consideraba que el batolito de Ibagué se extendía sobre el flanco este de la cordillera Central, desde el suroccidente de la destruida población de Armero, en el norte del departamento del Tolima, hasta el sur de La Plata, en el departamento del Huila, en donde está cubierto por depósitos volcánicos y volcaniclásticos del Neógeno-Cuaternario (Núñez, 1998). La falta de datos de geocronología y química de roca total durante el trabajo de cartografía geológica desarrollado en el siglo pasado, no permitió separar los diferentes plutones que conformaban este cuerpo intrusivo y esta idea se mantuvo hasta hace dos años.

La redefinición del batolito de Ibagué se realiza a partir de nueva información cartográfica soportada en observaciones de campo y en nuevos datos de geocronología, química de roca total y petrografía, que permite separar nuevos plutones (gabros de Los Guayabos y Belalcázar de edad carbonífera), nuevos afloramientos de los granitos de La Plata y Ortega (de edad pérmica), y de la Cuarzomonzodiorita de Páez (de edad jurásico temprano), mejorando la información cartográfica publicada para algunos de estos plutones más antiguos (Rodríguez-García *et al.*, 2015, 2017b, 2019, 2020a; Zapata *et al.*, 2015).

El batolito de Ibagué, al norte de la falla de Ibagué, fue dividido en la Metatonalita de Anzoátegui y la Tonalita Ibagué a partir de las edades de cristalización y diferencias en la estructura macroscópica (Rodríguez-García *et al*., 2017b, 2020a), siendo modificados los límites en la presente publicación (Figura 2). Al comparar las tres unidades, se presentan diferencias composicionales, químicas y geocronológicas: el batolito de Ibagué tiene mayor variación de litotipos (Figura 6), un tren más amplio de cristalización dentro de la series calcoalcalina y calcoalcalina alta en K, está constituido por rocas metaluminosas y peraluminosas (Figura 9B, 9C), con edades de cristalización de las rocas entre 171,5±1,3 Ma y 137,9±1,0 Ma (Figuras 9 y 10), indicando que la edad de cristalización del batolito de Ibagué redefinido inició antes ~171 Ma, cristalizó principalmente a los ~160 Ma y presenta algunas rocas que se formaron entre 160 Ma y 137 Ma.

Teniendo en cuenta los cambios cartográficos, la escisión de plutones más antiguos, las diferencias composicionales y geocronológicas entre el batolito de Ibagué, la Metatonalita de Anzoátegui y la Tonalita de Ibagué, se propone en esta publicación la redefinición de los límites cartográficos y la aceptación del cambio de nomenclatura de amplias zonas del batolito de Ibagué, las cuales corresponden a plutones de edades diferentes, formados en eventos magmáticos de arco no correlacionables con el arco que dio origen al batolito de Ibagué y a los otros cuerpos que tienen posición tectónica, composición y edad de cristalización comparable.

El batolito de Ibagué redefinido se extiende a lo largo del flanco oriental de la cordillera Central desde la falla de Ibagué al norte, hasta el páramo de Las Hermosas al sur; aflora en superficie como un cuerpo con una longitud aproximada de 180 km y un ancho promedio de 20 a 30 km (Figura 1 y 3). Al occidente está en contacto intrusivo y fallado con rocas metamórficas del Complejo Cajamarca, y al oriente intruye el Granito de Ortega. Al interior del plutón se presentan techos colgantes de neises y esquistos, con edades jurásicas, triásicas y ordovícicas. Las edades de cristalización del batolito de Ibagué redefinido varían entre 171,5±1,3 Ma y 137,9±1,0 Ma, con un máximo de actividad magmática alrededor de 160 Ma (Figura 11).

Implicaciones evolutivas de la redefinición del batolito de Ibagué

El descubrimiento y escisión de gabros del Carbonífero (gabros de Belalcázar y Los Guayabos), plutones del Pérmico (granitos de La Plata y Ortega) y plutones del Jurásico Temprano (Cuarzomonzodiorita de Páez), anteriormente considerados como parte del batolito de Ibagué, formados en un ambiente de arco de margen continental, tiene implicaciones en el modelo y la dinámica de subducción de la placa oceánica bajo la margen continental de Gondwana. La primera implicación es que el arco de margen continental inició en el Carbonífero y no en el Triásico-Jurásico como ha sido considerado (Spikings *et al*., 2015; Leal-Mejía *et al*., 2019; López-Isaza y Zuluaga, 2020); la segunda es que la migración del eje del arco, entre el Carbonífero y el Jurásico Medio, es en el mismo sentido de la subducción, en dirección oeste-este; la tercera es que el batolito de Ibagué se emplazó al occidente de estos plutones, en rocas metamórficas del Ordovícico (Neis de La Perla), y del Triásico y Jurásico Superior (Neises y anfibolitas de Tierradentro), a unos 60 km al occidente de los plutones del Jurásico Medio del Arco Mocoa-Santa Marta (AMSM, Rodríguez-García *et al*., 2020b), y la cuarta es que el ciclo magmático que dio origen al batolito de Ibagué y plutones correlacionados del arco Ibagué-Segovia (AIS), comenzó a *ca*. 171 Ma y finalizó a *ca*.138 Ma, al mismo tiempo se formaron los plutones graníticos del cinturón oriental del Arco Mocoa Santa Marta (AMSM), ocurriendo el magmatismo de arco en dos bloques continentales diferentes y en posiciones geotectónicas también diferentes.

Entre *ca*. 171 Ma y *ca.* 164 Ma, se formaron stocks y batolitos de monzogranitos metaluminosos y peraluminosos al interior de Gondwana, sobre la vertiente occidental de la cordillera Oriental y en la vertiente oriental de la SNSM, como desarrollo final del AMSM (Rodríguez-García *et al*., 2020b). Por fuera de la paleomargen occidental de Gondwana, al occidente de los cinturones de plutones del Carbonífero, Pérmico y Jurásico temprano a medio, un nuevo ciclo de actividad de arco comenzó en un basamento compuesto por rocas metamórficas Ordovícicas y Triásicas (sugiriendo una nueva zona de subducción localizada más hacia el occidente) tradicionalmente llamadas como los terrenos Tahamí y Anacona (Restrepo y Toussaint, 2020), o agrupadas en el Complejo Cajamarca (Maya y González, 1995). Este nuevo magmatismo de arco se localizó al occidente de los anteriores arcos magmáticos y se ha denominado Arco Ibagué – Segovia (AIS) (Rodríguez-García *et al*., 2020a, 2020b).

El magmatismo del batolito de Ibagué, la Metatonalita de Anzoátegui y la Tonalita de Ibagué coincide con el fin del arco magmático del AMSM, la formación

de rocas metamórficas contra la paleomargen continental de Gondwana durante el Jurásico Tardío y la amalgamación de nuevos terrenos a la margen (Rodríguez-García *et al*., 2020a, 2020b). En este periodo se deformó la Metatonalita de Anzoátegui, probablemente como efecto de la formación del orógeno colisional, con desarrollo de foliación paralela a la foliación de las rocas metamórficas jurásicas de los Neises y anfibolitas de Tierradentro, mientras el batolito de Ibagué presenta únicamente deformación local. Las relaciones estratigráficas de la Metatonalita de Anzoátegui con los Neises y anfibolitas de Tierradentro son intrusivas, pero ambas unidades tienen metamorfismo sobreimpuesto; en los Neises y anfibolitas de Tierradentro se ha reportado el metamorfismo más reciente del Jurásico Tardío, lo que probablemente indica que afectó tanto a esta unidad como a la Metatonalita de Anzoátegui que cristlizó en este periodo, pero no afecta a la Tonalita de Ibagué que es más joven.

Del lado occidental, contra el límite continental, afloran las secuencias metamórficas del Ordovícico (terreno Anacona), Triásico (terreno Tahamí), Jurásico Tardío (rocas con metamorfismo orogénico superpuesto), bloques deformados desprendidos de ambas márgenes y rocas de corteza oceánica que marcan la sutura (ultramafitas y anfibolitas de afinidad NMORB en los Neises y anfibolitas de Tierradentro). La erosión de la paleomargen continental, probablemente causada por la subducción entre 330 Ma y 164 Ma, aparentemente fue menor al sur de la falla de Ibagué, donde se conservan los cinturones de plutones del Carbonífero, Pérmico y Jurásico temprano a medio sin deformación y al interior de la margen continental, junto a rocas del basamento continental de edad neoproterozoica. Al sur de la Falla de Ibagué, el batolito de Ibagué presenta techos colgantes de metamorfitas del basamento ordovícico (Neis de La Perla), del Triásico y del Jurásico superior (Neises y anfibolitas de Tierradentro), levantados por la intrusión. En este sector, el batolito de Ibagué y cuerpos subvolcánicos del Jurásico Superior intruyen los plutones de los ciclos Carbonífero, Pérmico y Jurásico Temprano a Medio, localizados del lado oriental de la sutura, los cuales presentan xenolitos y techos colgantes de rocas del Neoproterozoico.

Correlaciones

La correlación del batolito de Ibagué con otros plutones y con el vulcanismo de arco en el norte de los Andes ayuda a entender la evolución magmática y la extensión del arco en la margen noroccidental de Suramérica. La correlación se realiza teniendo en cuenta la posición tectónica de los plutones, las edades de cristalización U-Pb y la composición de las rocas.

El batolito de Ibagué, al igual que las unidades con las que se correlaciona, se localizan en la sutura entre el basamento neoproterozoíco del terreno Chibcha al este y el basamento metamórfico ordovícico, triásico y jurásico superior de lo que se ha llamado los terrenos Anacona y Tahamí al oeste, y también al interior del Terreno Tahamí (Restrepo y Toussaint, 2020).

Una de las grandes dificultades en las correlaciones de los eventos magmáticos Triásicos y Jurásicos realizadas hasta la fecha, se debe en parte al desconocimiento de los plutones de arco que se formaron durante el Carbonífero y el Pérmico en la margen occidental del norte de Suramérica, descritos recientemente por Leal-Mejía (2011), Rodríguez-García *et al*. (2019) y esta publicación. Los plutones carboníferos y pérmicos se localizan entre los plutones y vulcanitas del Arco Mocoa – Santa Marta de edad Jurásico temprano a medio (AMSM) y los plutones y vulcanitas del Arco Ibagué – Segovia (AIS) de edad Jurásico medio-Cretácico inferior (Figura 3). Los primeros se emplazaron en el terreno Chibcha y los segundos se emplazaron en el terreno Tahamí (Figura 3), contra la sutura entre los terrenos Chibcha y Tahamí y dentro del orógeno colisional (Rodríguez-García *et al*., 2020a, 2020b).

Spikings *et al*. (2015) consideraron el conjunto de plutones jurásicos como un evento magmático, con migración y rejuvenecimiento del magmatismo en sentido este-oeste, idea que comparten otros investigadores (Bayona *et al*., 2010; Bustamante *et al*., 2016; Quandt *et al*., 2018; Leal-Mejía *et al*., 2019; López-Isaza y Zuluaga, 2020; Restrepo *et al*., 2021). Posteriormente, Leal-Mejía *et al*. (2019) reconocieron en el magmatismo Triásico Jurásico del norte de los Andes cuatro rangos de edad distintos en por lo menos seis segmentos de arco separados, y describieron la similitud temporal de los batolitos de Ibagué y Segovia, considerándolos como parte de un mismo episodio de magmatismo que ocurrió entre 165 y 152 Ma, pero no separaron este arco del evento magmático del Jurásico temprano a medio que formó el AMSM.

Rodríguez-García *et al*. (2020a, 2020b) dividen el magmatismo Triásico – Jurásico del norte de los Andes en tres arcos con diferencias temporales, composicionales y en la posición geotectónica: 1) el arco triásico jurásico del macizo de Santander (AMS), emplazado en basamento metamórfico famatiniano,

estacionario y constituido por monzogranitos y sienogranitos peraluminosos formados a partir de múltiples pulsos magmáticos generados por fusión cortical, con edades de cristalización entre el Triásico tardío (ca. 214 Ma) y el Jurásico temprano (ca. 184 Ma), y localizado en el trasarco; 2) el arco Mocoa-Santa Marta (AMSM) emplazado en basamento neoproterozoico, constituido por un cinturón occidental de plutones metaluminosos de cuarzomonzonitas, monzonitas, charnoquitas, tonalitas y granodioritas, y un cinturón oriental de plutones metaluminosos a peraluminosos de monzogranito y sienogranito, con migración composicional y rejuvenecimiento en sentido W-E, clasificado como magmatismo tipo I, calco-alcalino con leve variación a alcalino cálcico, que se desarrolló entre el Jurásico temprano (~197 Ma) y el Jurásico medio (~167 Ma), junto a grandes volúmenes de rocas volcánicas piroclásticas andesíticas a riolíticas (Ramírez *et al*., 2020; Rodríguez-García *et al*., 2020b); 3) el tercer arco fue denominado arco Ibagué-Segovia (AIS), emplazado en basamento metamórfico Jurásico y Triásico, con migración temporal en sentido oeste-este, metaluminoso a peraluminoso tipo I, constituido por tonalitas, granodioritas y subordinados monzogranitos, constituido por granitoides cálcicos que cristalizaron entre el Jurásico medio (~171 Ma) y el Cretácico inferior (~137 Ma), junto a rocas piroclásticas andesíticas a dacíticas.

Los intrusivos que forman el AIS, de acuerdo con la posición geotectónica, edad y composición de las rocas, son los batolitos de Ibagué, Segovia y Los Alisales, el stock de Payandé y la Granodiorita de Siapana. Las rocas volcánicas que hacen parte de este arco son las Vulcanitas de Chaparral, las Vulcanitas de Segovia (González *et al*., 2015b) y el Volcánico de La Malena (González *et al.,* 2015b). En la Tabla 2 se presentan las edades U-Pb de estas unidades, en la Figura 1 se muestra la distribución espacial del batolito de Ibagué, la Metatonalita de Anzoátegui y la Tonalita de Ibagué y en la Figura 15 se hace un diagrama de correlación de unidades y sus edades.

Tabla 2. Edades U-Pb en unidades del arco Ibagué-Segovia (modificada de López-Isaza y Zuluaga, 2020).

Unidad	Composición litológica	Edad (Ma)	Método	Referencia
Granodiorita de Siapana	Granodiorita	167±9,4	Shrimp $^{206}Pb/^{238}U$	Cardona-Molina *et al*. (2006)
Batolito de Segovia	Granodioritas y tonalitas	158,7±2,0, 160,7 +2,4/–2,3, 159,0±2,4, 162,7±2,6, 163,1±2,8, 160,0±2,4, 158,0±2,4, 158,0±0,87, 155,37±0,81, 162,0±2,5, 157,0±7,2, 158,0±0,87, 154,0±1,6, 151,1±7,2, 161,0±2,7	U-Pb ICP-MS	Frantz *et al*. (2007), Leal-Mejía (2011), González *et al*. (2015a, 2015b)
Stock de Payandé	Granodiorita	164,59 +1,05/−2,76 164,07 +2,11/−0,96	U-Pb ICP-MS	Bustamante *et al*. (2016)
Batolito de Los Alisales	Granodioritas	166±4 153,2±0,31 152,63±0,25	Shrimp$^{206}Pb/^{238}U$ U-Pb ICP-MS	Jiménez-Mejía (2003) Restrepo *et al*. (2021)
Vulcanitas de Segovia	Dacitas, andesitas, latitas, tobas subordinadas	165,5±2,1	U-Pb ICP-MS	González *et al*. (2015b)
Volcánico de La Malena	Dacitas, latitas, traquibasaltos andesitas	163,5±0,95 163,1±2,1	U-Pb ICP-MS	González *et al*. (2015b)

El batolito de Ibagué se correlaciona geocronológicamente con el batolito de Segovia, ambos cuerpos presentan, en general, la misma posición geotectónica. El batolito de Segovia está dentro del rango de edades de cristalización del batolito de Ibagué y coinciden con las edades del stock de Payandé, la Granodiorita de Siapana en la alta Guajira y las unidades volcánicas de Chaparral, La Malena y Segovia. La Metatonalita de Anzoátegui y la Tonalita de Ibagué son más jóvenes que la mayoría de las rocas del batolito de Ibagué: la Metatonalita de Anzoátegui está dentro de rango de cristalización del batolito de Ibagué y del batolito de Segovia, y se correlaciona con las edades de cristalización del batolito de Los Alisales (Botero, 1975), que erróneamente fue nombrado como Granodiorita de Motilón, con edades de cristalización entre 166±4 Ma y 152,63±0,25 Ma (Jiménez-Mejía, 2003; Restrepo *et al*., 2021), y tiene un rango comparable al del batolito de Segovia. La Tonalita de Ibagué es más joven porque cristalizó en el Cretácico Inferior, sugiriendo probable migración del magmatismo del arco en sentido oeste-este.

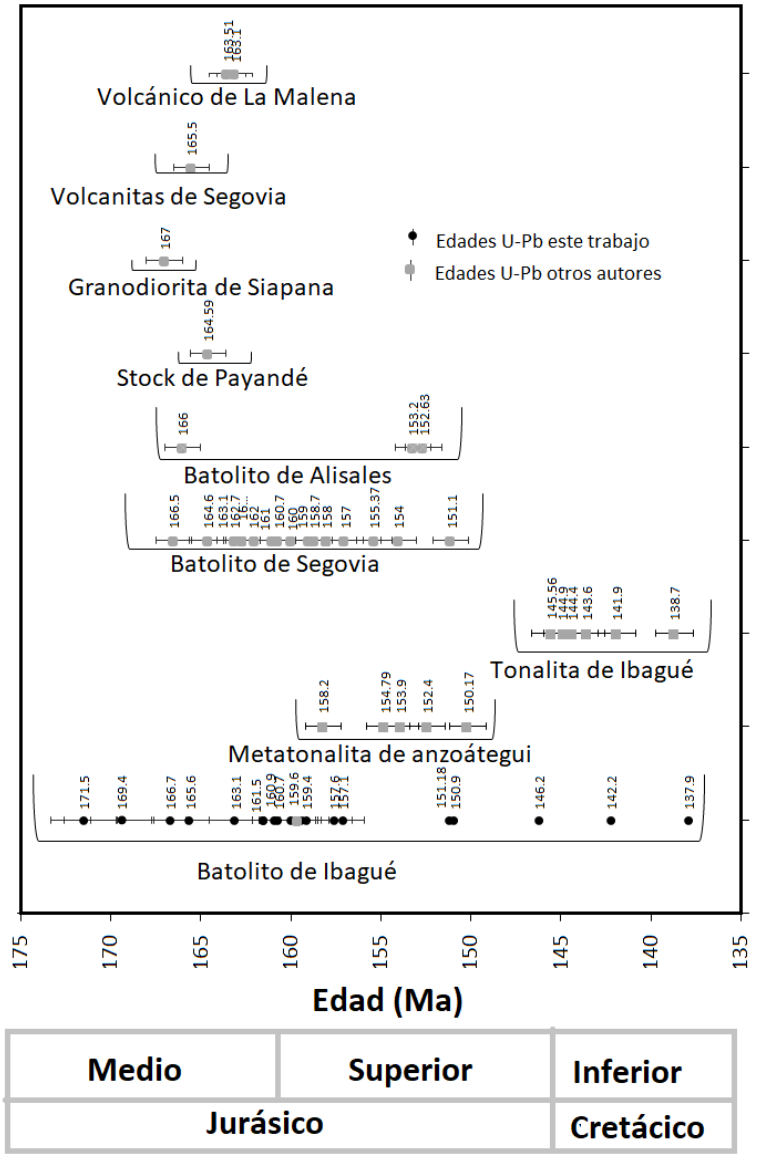

Figura 15. Gráfico de correlación de edades de cristalización en unidades que hacen parte del arco Ibagué Segovia (AIS).

Conclusiones

El área de afloramiento del batolito de Ibagué es notablemente menor a lo que había sido descrita anteriormente, pasó de 11.000 km^2 a 3200 km^2, debido a la separación de los gabros de Los Guayabos y Belalcázar, los granitos de Ortega y La Plata de edad pérmica, la Cuarzomonzodiorita de Páez del Jurásico temprano, la Metatonalita de Anzoátegui de edad jurásico superior y la Tonalita de Ibagué del Cretácico inferior.

Las edades del batolito de Ibagué redefinido, indican que la cristalización de las rocas del batolito de Ibagué inició antes de que ocurriera la cristalización de la Metatonalita de Anzoátegui y la Tonalita de Ibagué y el ciclo de cristalización duró ~34 Ma, iniciando aproximadamente a ~171 Ma, con un evento máximo de cristalización alrededor de ~160 Ma y finalizando a ~137 Ma.

Los limites cartográficos del batolito de Ibagué fueron modificados a partir de la base geológica previa publicada por el Ingeominas, y fue posible porque se realizó un nuevo trabajo de campo con revisión de todo el cuerpo, se obtuvieron nuevos datos de geocronología U-Pb en circón, química de roca total y se hizo el estudio petrográfico de cada uno de los plutones que fueron separados. Sin estos nuevos datos difícilmente se hubieran podido cambiar los límites.

Las características macroscópicas de las rocas, como la orientación mineral y la estructura foliada de la Metatonalita de Anzoátegui, son la base para separar esta unidad de la Tonalita de Ibagué que presenta estructura isotrópica y textura granular; ambas unidades están separadas por una franja metamórfica de la unidad Neises y anfibolitas de Tierradentro. Además, las edades más jóvenes de cristalización de estas dos unidades, permiten separarlas del batolito de Ibagué que aflora al sur de la falla del mismo nombre.

La correlación del batolito de Ibagué, la Metatonalita de Anzoátegui y la Tonalita de Ibagué con otros plutones, se establece a partir de la posición tectónica, edad y composición, considerando las unidades correlacionadas formadas dentro de la actividad magmática del mismo arco. Hacen parte del AIS el batolito de Segovia, el stock de Payandé, el batolito de Alisales y la Granodiorita de Siapana, y se considera que el Volcánico de La Malena, las Vulcanitas de Segovia y las Vulcanitas de Chaparral son los remanentes volcánicos del AIS.

Agradecimientos

Al Servicio Geológico Colombiano que financió el estudio. A los laboratorios de química, elaboración de secciones delgadas y geocronología del Servicio Geológico Colombiano, a los geólogos Gilberto Zapata, Tomas Correa, Lina Cétina y José Gilberto Bermúdez por su ayuda con el muestreo de campo. A Alberto Núñez por la revisión del articulo, a Diego Morata por los comentarios para mejorar la discusión y al revisor anónimo por sus comentarios, que influyeron en la mejora del manuscrito.

Referencias

Barrero, D.; Vesga, C.J. (1976). Mapa geológico del Cuadrángulo K-9 Armero y mitad sur del Cuadrángulo J-9 La Dorada. Escala 1:100.000. INGEOMINAS. Bogotá.

Bayona, G.; Jiménez, G.; Silva, C.; Cardona, A.; Montes, C.; Roncancio, J.; Cordani, U. (2010). Paleomagnetic data and K-Ar ages from Mesozoic units of the Santa Marta massif: A preliminary interpretation for block rotation and translations. *Journal of South American Earth Sciences*, *29*(4), 817-831. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.10.005

Bayona, G.; Bustamante, C.; Nova, G.; Salazar-Franco, A.M. (2020). Jurassic evolution of the northwestern corner of Gondwana: Present knowledge and future challenges in studying Colombian Jurassic rocks. In: J. Gómez, A.O. Pinilla-Pachon (eds.). *The Geology of Colombia* (pp. 171-207). Volume 2, Chapter 5. Servicio Geológico Colombiano. https://doi.org/10.32685/pub.esp.36.2019.05

Blanco-Quintero, I.F.; García-Casco, A.; Toro, L.M.; Moreno, M.; Ruiz, E.C.; Vinasco, C.J.; Cardona, A.; Lázaro, C.; Morata, D. (2014). Late Jurassic terrane collision in the northwestern margin of Gondwana (Cajamarca complex, eastern flank of the Central Cordillera, Colombia). *International Geology Review, 56*(15), 1852-1872. https://doi.org/10.1080/00206814.2014.963710

Botero, G. (1975). Edades radiométricas de algunos plutones colombianos. *Revista Minera, 27*, 169-176.

Bustamante, C.; Archanjo, C.; Cardona, A.; Vervoort, J. (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

Cardona-Molina, A.; Cordani, U.; MacDonald, W. (2006). Tectonic correlations of pre-Mesozoic crust from northern termination of the Colombian Andes, Caribbean region. *Journal of South American Earth Sciences*, *21*(4), 337-354. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.07.009

Carvajal, C.; Fuquen, J.A.; Gómez, L.A. (1993). Geología de la Plancha 282 Chaparral. Escala 1:100.000. INGEOMINAS, Bogotá.

Chavarría, L.; Bustamante, C.; Cardona, A.; Bayona, G. (2021). Quantifying crustal thickness and magmatic temperatures of the Jurassic to Early Cretaceous North-Andean arc. *International Geology Review*. https://doi.org/10.1080/00206814.2021.1992301

Cordani, U.G.; Fraga, L.M.; Reis, N.; Tassinari, C.C.G.; Brito-Neves, B.B. (2010). On the origin and tectonic significance of the intra-plate events of Grenvillian-type age in South America: a discussion. *Journal of South American Earth Sciences, 29*(1), 143-159. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.07.002

Coyner, S.J.; Kamenov, G.D.; Mueller, P.A.; Rao, V.; Foster, D.A. (2004). FC-1: a zircon reference standard for the determination of Hf isotopic compositions via laser ablation ICP-MS. *American Geophysical Union, Fall Meeting*. San Francisco, USA.

Esquivel, J.; Núñez, A.; Flores, D. (1987). Geología y prospección geoquímica de la Plancha 281 Rioblanco (Tolima). INGEOMINAS, Informe 2067. 198 p. Ibagué.

Esquivel, J.; Flores, D.; Núñez, A. (1991). Mapa geológico de la plancha 301 Planadas. Escala 1:100 000. INGEOMINAS. Ibagué.

Ferreira, P.; Núñez, A.; Rodríguez, M. (2002). Levantamiento geológico de la Plancha 323 Neiva. Escala 1:100.000. Memoria explicativa. INGEOMINAS, Bogotá.

Frantz, J.C.; Ordoñez, O.; Chemale, F. (2007). Caracterización de ambientes geológicos con mineralizaciones de oro en los Andes colombianos. *VIII Congreso Colombiano de Minería*. Medellín, Colombia.

Frost, B.R.; Lindsley, D.H. (1991). Occurrence of iron–titanium oxides in igneous rocks. In: D.H. Lindsley (ed.). *Oxide minerals*: *petrologic and magnetite significance* (pp. 433-462). vol 25. De Gruyter. https://doi.org/10.1515/9781501508684-015

Frost, B.R.; Barnes, C.G.; Collins, W.J.; Arculus, R.J.; Ellis, D.J.; Frost, C.D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology, 42*(11), 2033-2048. https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033

Frost, B.R.; Frost. C.D. (2008). A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *Journal of Petrology*, *49*(11), 1955-1969. https://doi.org/10.1093/petrology/egn054

Fuquen, J.; Rodríguez, G.; Cossio, U. (2003). Geología de la plancha 302 Aipe. Escala 1:100.000. INGEOMINAS. Bogotá.

Gómez, J.; Morales, C.; Marquínez G.; Velandia, F. (2002). Geología de la Plancha 322 Santa María. Escala 1:100.000. INGEOMINAS. Bogotá.

Gómez, J.; Montes, N.E.; Nivia, A.; Diederix, H. (2015). Mapa geológico de Colombia. Servicio Geológico Colombiano, Escala 1:1 000 000, 2 planchas.

González, H.; Maya, M.; García, J.F.; Gómez, J.P.; Palacio, A.F.; Vélez, W. (2015a). Memoria explicativa: Plancha 84 Los Canelos. Escala 1:100 000. Servicio Geológico Colombiano, 147 p. Medellín.

González, H.; Maya, M.; García, J.F.; Camacho, J.A.; Gómez, J.P.; Cardona, O.D.; Palacio, A.F.; Vélez, W. (2015b). Memoria explicativa: Plancha 94 El Bagre. Escala 1:100 000. Servicio Geológico Colombiano, 196 p. Medellín.

Hellstrom, J.; Paton, C.; Woodhead, J.D.; Hergt, J.M. (2008). Iolite: software for spatially resolved LA-(quad and MC) ICP-MS analysis. In: P. Sylvester (Ed.). *Laser Ablation ICP–MS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues* (pp. 343-348). Mineralogical Association of Canada.

Ibáñez-Mejía, M.; Ruiz, J.; Valencia, V.A.; Cardona, A.; Gehrels, G.E.; Mora, A.R. (2011). The Putumayo Orogen of Amazonia and its implications for Rodinia reconstructions: New U–Pb geochronological insights into the Proterozoic tectonic evolution of northwestern South America. *Precambrian Research, 191*(1-2), 58-77. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.09.005

Ibáñez-Mejía, M.; Pullen, A.; Arenstein, J.; Gehrels, G.; Valley, J.; Ducea, M.; Mora, A.; Pecha, M.; Ruiz, J. (2015). Unraveling crustal growth and reworking processes in complex zircons from orogenic lower-crust: The Proterozoic Putumayo Orogen of Amazonia. *Precambrian Research, 267*, 285-310. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.06.014

Irvine, T.N.; Baragar, W.R.A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences, 8*(5), 523-548. https://doi.org/10.1139/e71-055

Janoušek, V.; Farrow, C.M.; Erban, V. (2006). Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology, 47*(6), 1255-1259. https://doi.org/10.1093/petrology/egl013

Jiménez-Mejía, D.M. (2003). Caracterização metamórfica e geocronológica das rochas proterozóicas do Maciço de Garzón – Sudeste dos Andes da Colômbia. MSc Thesis, Universidade de Sao Paulo, Brasil.

Kroonenberg, S.B. (1982). A Grenvillian granulite belt in the Colombian Andes and its relation to the Guiana Shield. *Geologie en Mijnbouw, 61*(4), 325-333.

Kroonenberg, S.B. (2019). The Proterozoic Basement of the Western Guiana Shield and the Northern Andes. In: F. Cediel; R.P. Shaw (eds.). *Geology and Tectonics of Northwestern South America* (pp. 115-192). Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-319-76132-9_3

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

Leal-Mejía, H.; Shaw, R.P.; Melgarejo, J.C. (2019). Spatial-Temporal Migration of Granitoid Magmatism and the Phanerozoic Tectono-Magmatic Evolution of the Colombian Andes. In: F. Cediel; R.P. Shaw (eds.). *Geology and Tectonics of Northwestern South America* (pp. 253-410). Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-319-76132-9_5

López-Isaza, J.A.; Zuluaga, C.A. (2020). Late Triassic to Jurassic magmatism in Colombia: Implications for the evolution of the northern margin of South America. In: J. Gómez, A.O. Pinilla-Pachon (eds.). *The Geology of Colombia* (pp. 77-116). Volume 2, Chapter 3. Servicio Geológico Colombiano. https://doi.org/10.32685/pub.esp.36.2019.03

Ludwig, K.R. (2012). User's Manual for Isoplot 3.75-4.15. A geochronological toolkit Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, no. 5, 75p.

Marquínez, G.; Morales, C.; Núñez, A. (2002). Geología de la Plancha 344 Tesalia. Escala 1:100.000. INGEOMINAS. Bogotá.

Maya, M.; González, H. (1995). Unidades litodémicas en la Cordillera Central de Colombia. *Boletín Geológico, 35*(2-3), 43-57. https://doi.org/10.32685/0120-1425/bolgeol35.2-3.1995.316

McCourt, B. (1984). Mapa geológico de la Plancha 262 Génova. INGEOMINAS. Bogotá.

Mosquera, D.; Núñez, A.; Vesga, C.J. (1982). Mapa geológico de la plancha 244 Ibagué. Escala 1:100 000. INGEOMINAS. Bogotá.

Murillo, A.; Esquivel, C.; Flores, D. (1982). Mapa geológico preliminar de la plancha 281 Rioblanco. Escala: 1:100 000. INGEOMINAS. Ibagué.

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. https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5

Nelson, H.W. (1957). Contribution to the geology of the Central and Western Cordillera of Colombia in the sector between Ibagué and Cali. *Leidse Geologische Mededelingen*, *22*(1), 1-75.

Nelson, H.W. (1962). Contribución al conocimiento de la Cordillera Central de Colombia. Sección entre Ibagué y Armenia. *Boletín Geológico, 10*(1-3), 161-202. https://doi.org/10.32685/0120-1425/bolgeol10.1-3.1962.302

Núñez, A.; Murillo, A. (1982). Memoria explicativa: Geología y prospección geoquímica de las planchas 244 Ibagué y 263 Ortega. INGEOMINAS, Informe 1879, 388 p. Ibagué.

Núñez, A.; Mosquera, D.; Vesga, C.J. (1984a). Reseña explicativa del mapa geológico preliminar plancha 263 Ortega. Escala 1:100.000. INGEOMINAS. Bogotá.

Núñez, A.; Mosquera, D.; Vesga, C. (1984b). Geología de la plancha 263 Ortega. Escala 1:100.000. INGEOMINAS, Bogotá.

Núñez, A. (1998). Batolito de Ibagué. Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia. INGEOMINAS.

Núñez, A. (2001). Mapa geológico del departamento del Tolima. Escala 1:250.000. Memoria explicativa. INGEOMINAS, Bogotá.

Núñez, A. (2002). Batolito de Ibagué. Cordillera Central, departamentos de Tolima y Huila. INGEOMINAS, Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia. Bogotá.

Paton, C.; Woodhead, J.D.; Hellstrom, J.C.; Hergt, J.M.; Greig, A.; Maas, R. (2010). Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 11*(3). https://doi.org/10.1029/2009GC002618

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

Pearce, J.A. (1996). A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: D.A. Wyman (ed.). *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration* (pp. 79-113). Geological Association of Canada.

Peccerillo, A.; 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. https://doi.org/10.1007/BF00384745

Peña-Urueña, M.L.; Muñoz-Rocha, J.A.; Urueña, C.L. (2018). Laboratorio de Geocronología en el Servicio Geológico Colombiano: avances sobre datación U-Pb en circones mediante la técnica LA-ICP-MS. *Boletín Geológico, 44*, 39-56. https://doi.org/10.32685/0120-1425/boletingeo.44.2018.7

Quandt, D.; Trumbull, R.; Altenberger, U.; Cardona, A.; Romer, R.; Bayona, G.; Ducea, M.; Valencia, V.; Vásquez, M.; Cortes, E.; Guzman, G. (2018). The geochemistry and geochronology of Early Jurassic igneous rocks from the Sierra Nevada de Santa Marta, NW Colombia, and tectono-magmatic implications. *Journal of South American Earth Sciences, 86*, 216-230. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.06.019

Ramírez, D.A.; Correa-Martínez, A.M.; Zapata-Villada, J.P.; Rodríguez, G. (2020). Tectono-magmatic implications of the Jurassic volcanic and volcanoclastic record of the Santa Marta Massif (Colombia). *Journal of South American Earth Sciences*, *104*, 102866. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102866

Renne, P.R.; Swisher, C.C.; Deino, A.L.; Karner, D.B.; Owens, T.L.; DePaolo, D.J. (1998). Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating. *Chemical Geology, 145*(1-2), 117-152. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00159-9

Restrepo, J.J.; Toussaint, J.F. (1989). Terrenos alóctonos en los Andes Colombianos: Explicación de algunas paradojas geológicas. *V Congreso Colombiano de Geología*, Bucaramanga, Colombia.

Restrepo, J.J.; Ordóñez-Carmona, O.; Martens, U.; Correa, A.M. (2009). Terrenos, complejos y provincias en la Cordillera Central de Colombia. *Ingeniería, Investigación y Desarrollo, 9*(2), 49-56.

Restrepo, J.J.; Toussaint, J.F. (2020). Tectonostratigraphic terranes in Colombia: An update. First part: Continental terranes. In: J. Gómez, D. Mateus-Zabala (eds.). *The Geology of Colombia* (pp. 37-63). Volume 1, Chapter 3. Servicio Geológico Colombiano. https://doi.org/10.32685/pub.esp.35.2019.03

Restrepo, M.; Bustamante, C.; Cardona, A.; Beltrán-Triviño, A.; Bustamante, A.; Chavarría, L.; Valencia, V. (2021). Tectonic implications of the jurassic magmatism and the metamorphic record at the southern Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences, 111*, 103439. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103439

Restrepo-Pace, P.; Cediel, F. (2019). Proterozoic basement, Paleozoic tectonics of NW South America, and implications for Paleocontinental reconstruction of the Americas. In: F. Cediel; R.P. Shawn (eds.). *Geology and tectonics of Northwestern South America* (pp. 97-112). Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-319-76132-9_2

Rodríguez-García, G.; Ferreira, P.; Velandia, F.; Núñez, A. (1998). Geología de la Plancha 366 Garzón. Escala 1:100.000. INGEOMINAS. Bogotá.

Rodríguez-García, G.; Arango, M.I.; Zapata, G.; Bermúdez, J.G. (2015). Caracterización Magmática del Jurásico del Valle Superior del Magdalena y Cuenca Putumayo. Servicio Geológico Colombiano, Bogotá.

Rodríguez-García, G.; Obando, G.; Correa-Martínez, A.M.; Zapata, G.; Correa, T.; Obando, M.; Rincón, A.; Zapata, J.P. (2017a). Redefinición del bloque norte del Batolito de Ibagué con base en nuevos datos de petrografía, litogeoquímica y geocronología U–Pb. *XVI Congreso Colombiano de Geología*, Santa Marta, Colombia.

Rodríguez-García, G.; Zapata, G.; Arango, M.I.; Bermúdez, J.G. (2017b). Caracterización petrográfica, geoquímica y geocronología de rocas granitoides Pérmicas al occidente de La Plata y Pacarní – Huila, Valle Superior del Magdalena – Colombia. *Boletín de Geología, 39*(1), 41-68. https://doi.org/10.18273/revbol.v39n1-2017002

Rodríguez-García, G.; Arango, M.I.; Zapata, G.; Bermúdez, J.G. (2018). Petrotectonic characteristics, geochemistry, and U-Pb geochronology of Jurassic plutons in the Upper Magdalena Valley-Colombia: implications on the evolution of magmatic arcs in the NW Andes. *Journal of South American Earth Sciences, 81*, 10-30. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.10.012

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; D. Mateus-Zabala (eds.). *The Geology of Colombia* (pp. 205-239). Volume 1, Chapter 10. Servicio Geológico Colombiano. https://doi.org/10.32685/pub.esp.35.2019.10

Rodríguez-García, G.; Correa-Martínez, A.M.; Zapata-García, G.; Arango-Mejía, M.I.; Obando-Erazo, G.; Zapata-Villada, J.P.; Bermúdez, J.G. (2020a). Diverse Jurassic magmatic arcs of the Colombian Andes: Constraints from petrography, geochronology and geochemistry. In: J. Gómez, A.O. Pinilla-Pachon (eds). *The Geology of Colombia* (pp. 117-170). Volume 2, Chapter 4. Servicio Geológico Colombiano. https://doi.org/10.32685/pub.esp.36.2019.04

Rodríguez-García, G.; Zapata, J.P.; Correa-Martínez, A.M.; Ramírez, D.A.; Obando, G. (2020b). Aportes al conocimiento del plutonismo del Arco Mocoa-Santa Marta durante el Jurásico Temprano-Medio, en la margen noroccidental de los Andes, Colombia. *Boletín de Geología, 42*(3), 15-50. https://doi.org/10.18273/revbol.v42n3-2020001

Rodríguez-García, G.; Sabrica, C.; Zapata, J.P.; Ramírez, D.; Correa-Martínez, A.M.; Obando, G.; Muñoz, J.A. (2022). Catálogo de unidades estratigráficas de Colombia, Granito de Ortega, Cordillera Central. Medellín, Servicio Geológico Colombiano.

Shand, S.J. (1943). *Eruptive rocks: Their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite*. John Wiley & Sons.

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.; Whitehouse, M.J. (2008). Plešovice zircon. A new natural

reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology, 249*(1-2), 1-35. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005

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

Stacey, J.S.; Kramers, J.D. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters, 26*(2), 207-221. https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6

Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews, 12*(1), 1-33. https://doi.org/10.1016/0012-8252(76)90052-0

Streckeisen, A. (1978). IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks; recommendation and suggestions. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, *134*, 1-14. https://doi.org/10.1007/BF01869032

Sun, S.; McDonough, W. (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

Velandia, F.; Núñez, A.; Mequínez, G. (2001). Mapa geológico departamento del Huila. INGEOMINAS.

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

Wiedenbeck, M.; Allé, P.; Corfu, F.; Griffin, W.L.; Meier, M.; Oberli, F.; von Quadt, A.; Roddick, J.C.; Spiegel, W. (1995). Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter, 19*(1), 1-23. https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x

Zapata, G.; Rodríguez, G.; Arango, M.I.; Bermúdez, J.G. (2015). Catálogo de Unidades Litoestratigráficas de Colombia: Cuarzomonzodiorita de Páez, Cordillera Central, departamentos de Huila, Cauca y Tolima. Servicio Geológico Colombiano. Bogotá.

Zapata-García, G.; Rodríguez-García, G.; Arango-Mejía, M.I. (2017). Petrografía, geoquímica y geocronología de rocas metamórficas aflorantes en San Francisco Putumayo y la vía Palermo-San Luis asociadas a los complejos La Cocha-Río Téllez y Aleluya. *Boletín Ciencias de la Tierra, 41*, 48-65. https://doi.org/10.15446/rbct.n41.58630

Zapata-Villada, J.P.; Rodríguez, G.; Ramírez, D.; Correa-Martínez, A.M.; Obando, G.; Muñoz, J.A. (2022). Catálogo de unidades litoestratigráficas de Complejo Icarcó. Medellín, Servicio Geológico Colombiano.

Fecha de recibido: 09 de septiembre de 2021
Fecha de aprobado: 16 de agosto de 2022