

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE LOS METAGABROS DEL RÍO OLIVARES SECTOR NNW DE MANIZALES (CALDAS)

Luz Mary Toro Toro¹, Gustavo Hincapié Jaramillo¹ y César Augusto Ossa Meza¹

RESUMEN

Los Metagabros del Río Olivares se presentan como un cuerpo de rocas ígneas intrusivas en las márgenes del Río Olivares, sector N–NW de la ciudad de Manizales (departamento de Caldas, Colombia). Este cuerpo ígneo está definido por un contacto fallado y se presenta a manera de escamas centimétricas a métricas dentro del Sector Occidental del Complejo Quebradagrande. Petrográficamente las rocas presentan texturas cúmulo y texturas gabróicas isotrópicas, presentan como minerales primarios plagioclasa cálcica, clinopiroxenos y los minerales secundarios son anfíbol, clorita, epidota, plagioclasa y en menor cantidad cuarzo, carbonato y ocasionalmente opacos. Con base en el comportamiento geoquímico de los elementos mayores, se puede afirmar que las rocas provienen de la cristalización fraccionada de un magma único mostrando una tendencia propia de la serie toleítica. Según el comportamiento de los elementos traza en los diagramas de discriminación geotectónica, éstas rocas fueron generadas en un piso oceánico y sus fuentes provienen del segmento MORB–N en el manto superior. Los patrones de Tierras Raras normalizados con respecto a la condrita, muestran patrones relativamente homogéneos, planos y enriquecidos hasta 10 veces con respecto a ésta, comportamiento típico de las rocas generadas en un ambiente tipo MORB–N. Dichas rocas hacen parte del basamento oceánico de edad Cretáceo temprano del Complejo Quebradagrande y se encuentran afectadas por metamorfismo de fondo oceánico y milonitización.

Palabras claves: Manizales, metagabros, MORB–N.

PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY OF THE METAGABBRO OF RIO OLIVARES NNW SECTOR OF MANIZALES (CALDAS)

ABSTRACT

The Río Olivares Metagabbro is a body of igneous intrusive rocks that outcrops along the Río Olivares at N–NW of the Manizales city (department of Caldas, Colombia). This igneous body is defined by series of centimeter to metric-sized faulted slivers within the western sector of Quebradagrande Complex. Petrographic analyses show rocks with cumulus and isotropic gabbroic textures. The primary minerals are: calcium plagioclase and clinopyroxene, secondary minerals are: amphibole, chlorite, epidote, plagioclase and less quartz, carbonate and occasionally opaque minerals. According to geochemical distribution of major elements, those rocks were generated from fractional crystallization of unique magma showing a typical tendency of tholeiitic series. Taking into account the behavior of trace elements in geotectonic discrimination diagrams, they were generated in an ocean floor setting and their sources coming from an N-MORB segment in the upper mantle. REE patterns normalized with respect to chondrite, show relatively homogeneous patterns, flats and enriched up to 10 times compared to the typical N-MORB. These rocks are part of the oceanic basement of the Early Cretaceous Quebradagrande Complex, and they are affected by mylonitization and ocean floor metamorphism.

Key words: Manizales, metagabbros, N–MORB.

¹ Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Caldas, calle 65 No.26–10, Manizales, Colombia. luz.toro@ucaldas.edu.co, gustavo.hincapie@ucaldas.edu.co, ceossa@ucaldas.edu.co

INTRODUCCIÓN

En el flanco occidental de la Cordillera Central afloran varios cuerpos de gabros en contacto fallado, a manera de escamas centimétricas a métricas, entre las rocas del Sector Occidental del Complejo Quebradagrande (SWCQ). Varios cuerpos de gabros han sido considerados por Álvarez (1995) como parte de una ofiolita desmembrada, la cual constituiría el primer estadio que registra la apertura de la cuenca sobre la cual se edifica posteriormente el arco de isla; por su parte, Nivia *et al.* (2006) considera los gabros como la parte inferior de los complejos ofiolíticos desarrollados por formación de piso oceánico durante la apertura de una cuenca intracratónica *backarc spreading* durante el Aptiano–Albiano (Nivia, 2006).

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

El basamento del Occidente Colombiano se caracteriza por la presencia de entidades litológicas heterogéneas con relaciones estructurales intrincadas y localmente afectadas por un severo tectonismo (Moreno, et al,

2008). Entre estas entidades litológicas que afloran en el Occidente Colombiano se presentan como parte de ofiolitas desmembradas las Peridotitas de Liborina y Sucre, el Complejo Básico–Ultrabásico de Pacora, el Stock Metagabroico de Chinchiná–Santa Rosa, el Complejo de Córdoba y los Gabros de Romeral (Mejía et al., 1983a, Calle et al, 1980; González, 1980b, 1980c). En la zona de estudio, al NNW de la ciudad de Manizales (Figura 1), en las márgenes del río Olivares, yace la unidad de Metagabros del Río Olivares (MGRO) en contacto fallado y a manera de escamas entre las rocas del sector Occidental del Complejo Quebradagrande; la edad de este complejo es Cretácico Tardío apoyada en la presencia de Archeolithothamnion (Botero, 1963) y presumiendo correlación con depósitos similares del Grupo Dagua (Nelson, 1957). La presencia de rocas máficas y ultramáficas asociadas al Complejo Quebradagrande ha sido mencionada por diversos autores; no obstante, los primeros estudios cartográficos y petrográficos de estas rocas fueron realizados por Naranjo y Ríos (1989). El presente trabajo tiene como objetivo presentar la petrografía y geoquímica de la unidad de Metagabros del Río Olivares y proponer un origen para dicha unidad.

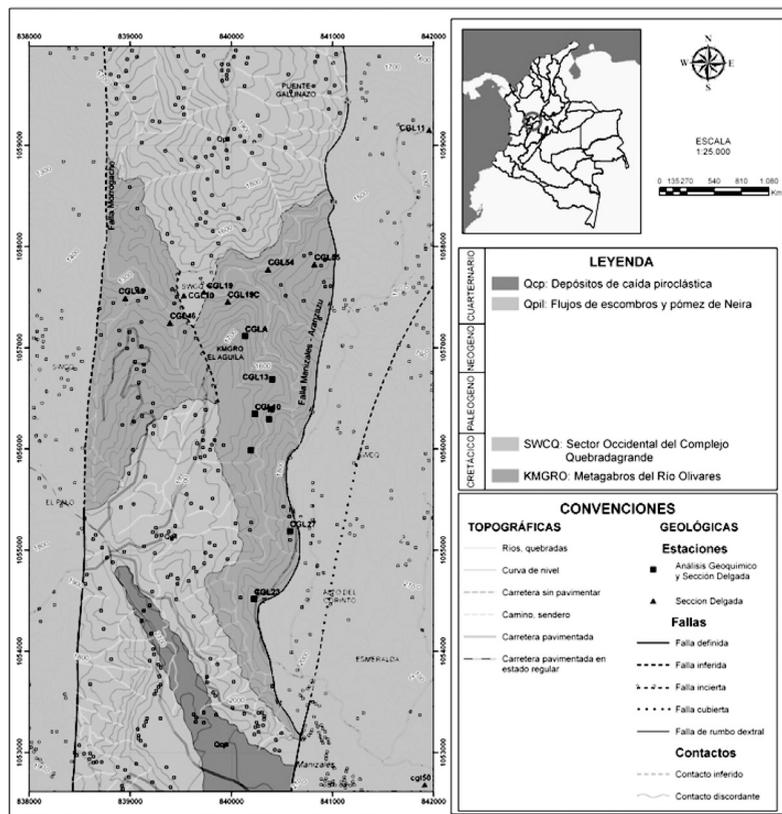


FIGURA 1. Mapa Geológico (tomado y modificado de González, 2001) y de ubicación del área y de las localidades muestreadas.

METODOLOGÍA

Se llevó a cabo una revisión cartográfica a escala 1:25000 con el fin de verificar y/o determinar la extensión de la unidad de metagabros, además, simultáneamente se realizó el muestreo de rocas con estaciones georeferenciadas (Figura 1), de las cuales se realizaron 15 secciones delgadas y 10 análisis químicos de roca total para elementos mayores y traza en Acme Analytical Laboratories, Vancouver BC, Canadá, por el método Inductively Coupled Plasma–Mass (ICP–MS), por fusión de metaborato/tetraborato de litio y digestión de 0,2 g de muestra en ácido nítrico. La precisión lograda por este procedimiento es de ± 2 y ± 5 para una concentración analítica entre 50 y 5 ppm respectivamente. Las abreviaturas utilizadas en este trabajo para los silicatos y óxidos son las sugeridas por Kretz (1983).

PETROGRAFÍA

Los Metagabros del Río Olivares presentan sus mejores afloramientos en las márgenes del río Olivares, barrio los Cedros, sectores cercanos al Hospital Geriátrico de Caldas y en menor cantidad como escamas de dimensiones centimétricas en la vía principal Manizales–Neira (Figura 2); aunque algunos de sus contactos son complejos y difusos, las diferencias en tamaño de grano, textura y/o mineralogía permiten diferenciarlo de otras unidades. Esta unidad se caracteriza por tener tamaño de grano que varía de fino a grueso. La paragénesis mineral está representada por minerales primarios y secundarios, siendo los primeros los más abundantes. Los minerales primarios son 40–60% de plagioclasa cálcica y 30–50% de clinopiroxenos, y los minerales secundarios son: anfíbol, clorita, epidota, plagioclasa y en menor cantidad cuarzo, carbonato y ocasionalmente opacos.

El clinopiroxeno, de tipo augita, es anhedral a subhedral, en cristales pequeños a medianos, de incoloro a verde muy claro. La plagioclasa está intensamente saussuritizada, lo que indica que la plagioclasa original tenía un componente cálcico. No fue posible determinar su composición por el método Michel Lévy. Los granos son anhedrales a subhedral con bordes irregulares. La textura de los metagabros es ígnea relicta y milonítica. La textura ígnea relicta corresponde a texturas cúmulo en donde la fase intersticial está constituida de piroxenos dando lugar a intercúmulos y los cúmulo por cristales de plagioclasa, además de texturas gabroicas isotrópicas (Figura 3). Las texturas metamórficas son consistentes con un campo de deformación en condiciones transicionales entre el comportamiento frágil y dúctil

(Sibson, 1977). Estos rasgos permiten clasificar las muestras de algunos sectores como milonitas y cataclasitas metagabroicas (Figura 4); (Hincapié *et al.*, en preparación). Además de las características deformativas, los metagabros evidencian procesos de metamorfismo de fondo oceánico. La asociación de minerales secundarios más comunes se presenta como: clorita+epidota+actinolita+titanita \pm cuarzo; evidencias texturales y mineralógicas indican que estuvieron sometidas a un metamorfismo de fondo oceánico, sin embargo, pudieron estar sometidos a otros tipos de metamorfismo como de enterramiento y/o termal asociado al cierre de la cuenca marginal y orogénesis Andina. Las rocas se metamorfizaron bajo presiones y temperaturas definidas por las facies Esquistos Verdes ($P > 3$ Kb y T entre 200 y 300°C; Vernon y Clarke, 2008).



FIGURA 2. Disposición en campo a manera de escamas de los metagabros. SWCQ corresponden a las Sedimentitas Occidentales del Complejo Quebradagrande y MGRO a los Metagabros del Río Olivares.



FIGURA 3. Textura ígnea relicta que corresponde a texturas cúmulo en plagioclasa (Pl) y piroxeno (Px) y a texturas gabroicas isotrópicas de los MGRO.

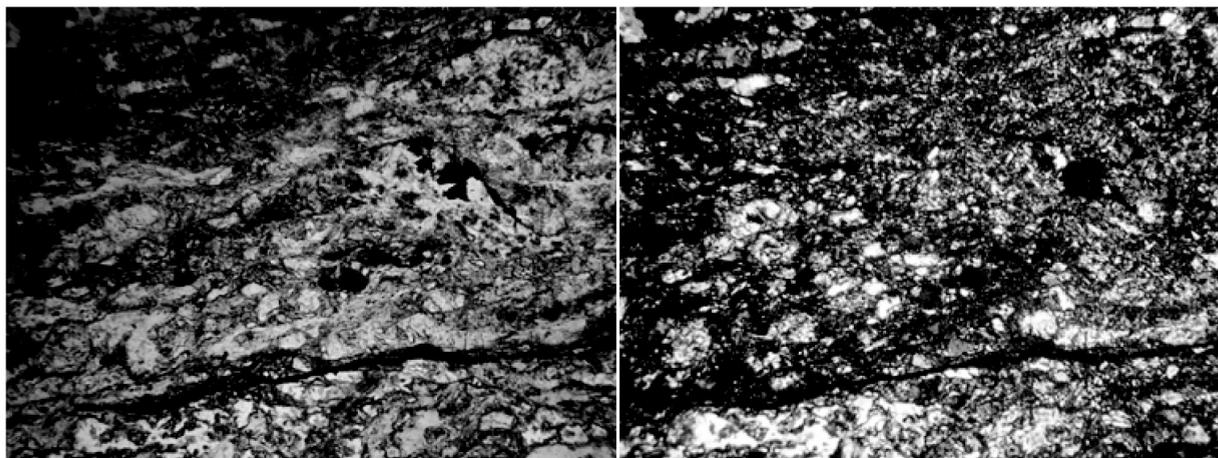


FIGURA 4. Rasgos miloníticos y cataclásticos de los MGRO.

GEOQUÍMICA

En la Tabla 1 se presentan los resultados de los análisis químicos realizados, libres de pérdidas por ignición, consideradas como índice de alteración (Tsikouras y Hatziparagiotou, 1998), son en general bajas. Estas rocas han experimentado metamorfismo de facies Esquistos Verdes bajo y deformación. Pearce (1987), McLean y Barrett (1993), han demostrado que los elementos tales como Na, K, Ca, Si y algunos elementos LFSE como Rb, Ba, U, Cs y Sr son móviles bajo las anteriores circunstancias por lo cual su uso se restringe para análisis de procesos petrogenéticos, sin embargo, el Th es considerado inmóvil durante la alteración y bajo condiciones metamórficas (Jenner, 1996). Otros elementos considerados inmóviles frente a estos procesos son: P, Ti, Zr, Nb, Hf y Ta, Cr, Co y Ni.

Las rocas analizadas en el diagrama de Nb/Y versus Zr/TiO₂ (Figura 5); se localizan en el campo de basaltos y andesitas subalcalinas; dichas rocas están caracterizadas por su afinidad basáltica (Zr/TiO₂ < 0,1) y razones de (Nb/Y < 0,12) en un rango de SiO₂ (48–53,3%). Además muestran una amplia variación de Al₂O₃ con valores desde 12,92 a 20,2, valores bajos de Fe₂O₃ (> de 8%), MnO (0,11–0,2) y altos en TiO₂ (0,93–1,78 %); éste último refleja la cantidad apreciable de esfena e ilmenita registrada en la petrografía.

La variación de #Mg, MgO, y el contenido de otros elementos compatibles (Tabla 1) indican que las rocas máficas experimentaron un extenso proceso de cristalización durante su evolución en la cámara magmática y/o diferenciación. El decrecimiento en MgO y FeO^t con el incremento de SiO₂ indican una

cristalización fraccionada de olivino y las correlaciones negativas entre SiO₂ y Al₂O₃ sugieren un fraccionamiento de clinopiroxeno (Figura 6).

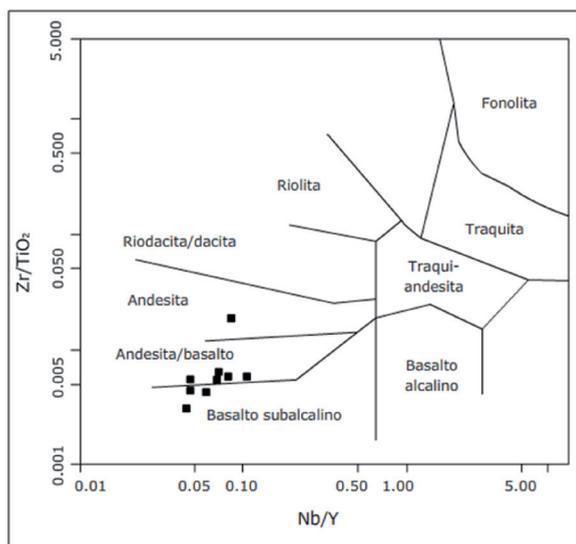


FIGURA 5. Diagrama Nb/Y versus Zr/TiO₂ (según Winchester y Floyd, 1977) para clasificación de rocas volcánicas en el cual se proyectan los MGRO.

El decrecimiento de elementos compatibles con respecto al Zr, (e.g., Cr y Ni) en la evolución del magma (Figura 7) también permite afirmar una cristalización fraccionada de olivino y clinopiroxeno, compatible con la presencia de texturas cúmulos en estas rocas (Figura 3). Las correlaciones negativas de FeO^t y TiO₂ están relacionadas con cristalización fraccionada de óxidos de Fe–Ti.

TABLA 1. Análisis químicos de roca total de elementos mayores y trazas de los MGRO por medio de ICP-MS.

Oxido (%)	●	◆	★	■	◆	■	●	★	■	★
	GO-09	GO-10A	GO-10C	GO-10E	GO-12A	GO-13	GO-14	GO-19C	GO-23	GO-27
SiO ₂	50,17	48,64	53,3	43,29	48	50,01	47,22	48,98	49,41	48,08
Al ₂ O ₃	14,97	15,86	13,96	20,2	15,78	12,92	14,24	14,46	14,44	14,21
Fe ₂ O ₃	7,83	10,04	7,51	10,35	8,08	11,12	11,68	9,64	10,91	10,76
MgO	7,72	7,7	7,54	8,06	9,48	7,44	7,76	8,81	6,82	9,09
CaO	11,41	8,39	9,05	8,16	10,22	10,26	10,25	10,14	9,42	8,69
Na ₂ O	3,18	3,84	4,87	3,05	3,19	3,31	3,19	3,02	3,72	3,33
K ₂ O	0,05	0,1	0,03	0,03	0,34	0,09	0,08	0,41	0,13	0,29
TiO ₂	0,93	1,07	1,09	0,44	0,89	1,73	1,64	1,2	1,78	1,54
P ₂ O ₅	0,06	0,05	0,07	0,03	0,08	0,13	0,13	0,1	0,16	0,12
MnO	0,11	0,14	0,12	0,11	0,16	0,17	0,18	0,15	0,13	0,2
Cr ₂ O ₃	0,019	0,037	0,015	0,019	0,071	0,019	0,019	0,05	0,012	0,046
LOI	3,4	3,9	2,2	6,1	3,5	2,5	3,3	2,8	2,8	3,3
Total	99,849	99,767	99,755	99,839	99,791	99,699	99,689	99,76	99,732	99,656
#Mg	66,14	60,31	66,55	60,68	69,92	57,00	56,83	64,42	55,33	62,60
Elemento (ppm)										
Ba	14	42	20	9	24	18	24	20	51	39
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Co	32,3	36,2	30,7	56,3	36,4	37,5	38,2	43,2	41,5	41,3
Cs	0,1	0,4	0,3	0,3	0,1	0,5	0,4	0,5	0,2	1,4
Ga	11,2	17,2	11,8	14,2	12,5	13,3	15,3	12,8	16,3	15,4
Hf	1,4	1	5,3	0,5	1,4	2,8	2,5	1,9	3,8	2,5
Nb	1	0,8	2,7	0,5	0,9	2,2	1,6	2	2,8	3,6
Rb	0,1	2,4	0,3	<0,1	1,6	1,3	0,7	1,9	1	3,9
Sr	58,7	28,2	63,1	67,6	68,9	123,9	117,7	123,6	102,7	97,2
Ta	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1	0,3	0,1	0,1
Th	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,4	0,2
V	263	315	231	114	246	369	363	268	358	331
W	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Zr	43,9	32,2	202,7	19,9	46,6	99,5	90,4	68,9	117,1	84,9
Y	20,6	18,1	31,9	8,8	19	31,5	33,5	25,2	39,8	31,8
La	1,4	1,3	1,7	0,5	1,5	3,6	3,1	2,1	4,6	3,1
Ce	5,3	4,9	7,4	2,4	5,5	12	10,3	7,4	13,8	10
Pr	0,89	0,78	1,17	0,35	0,83	1,83	1,73	1,31	2,3	1,72
Nd	4,8	4,3	7,3	2,4	4,1	10,8	10,1	7,9	12,3	9,7
Sm	1,98	1,53	2,82	0,91	1,73	3,39	3,3	2,58	4,25	3,21
Eu	0,77	0,72	0,69	0,39	0,61	1,24	1,25	0,9	1,52	1,22
Gd	3	2,57	4,04	1,34	2,73	5,08	4,85	3,67	5,84	4,58
Tb	0,54	0,49	0,8	0,24	0,53	0,95	0,9	0,71	1,07	0,85
Dy	3,59	3,42	5,26	1,7	3,35	5,94	5,59	4,27	6,66	5,16
Ho	0,75	0,72	1,09	0,34	0,78	1,26	1,21	0,94	1,46	1,16
Er	2,47	2,16	3,81	1,03	2,25	4,03	3,44	2,76	4,31	3,33
Tm	0,33	0,31	0,54	0,14	0,31	0,55	0,54	0,42	0,66	0,51
Yb	2,22	2,09	3,7	0,96	2,16	3,87	3,41	2,55	4,17	3,22
Lu	0,34	0,3	0,57	0,15	0,31	0,53	0,53	0,4	0,62	0,49

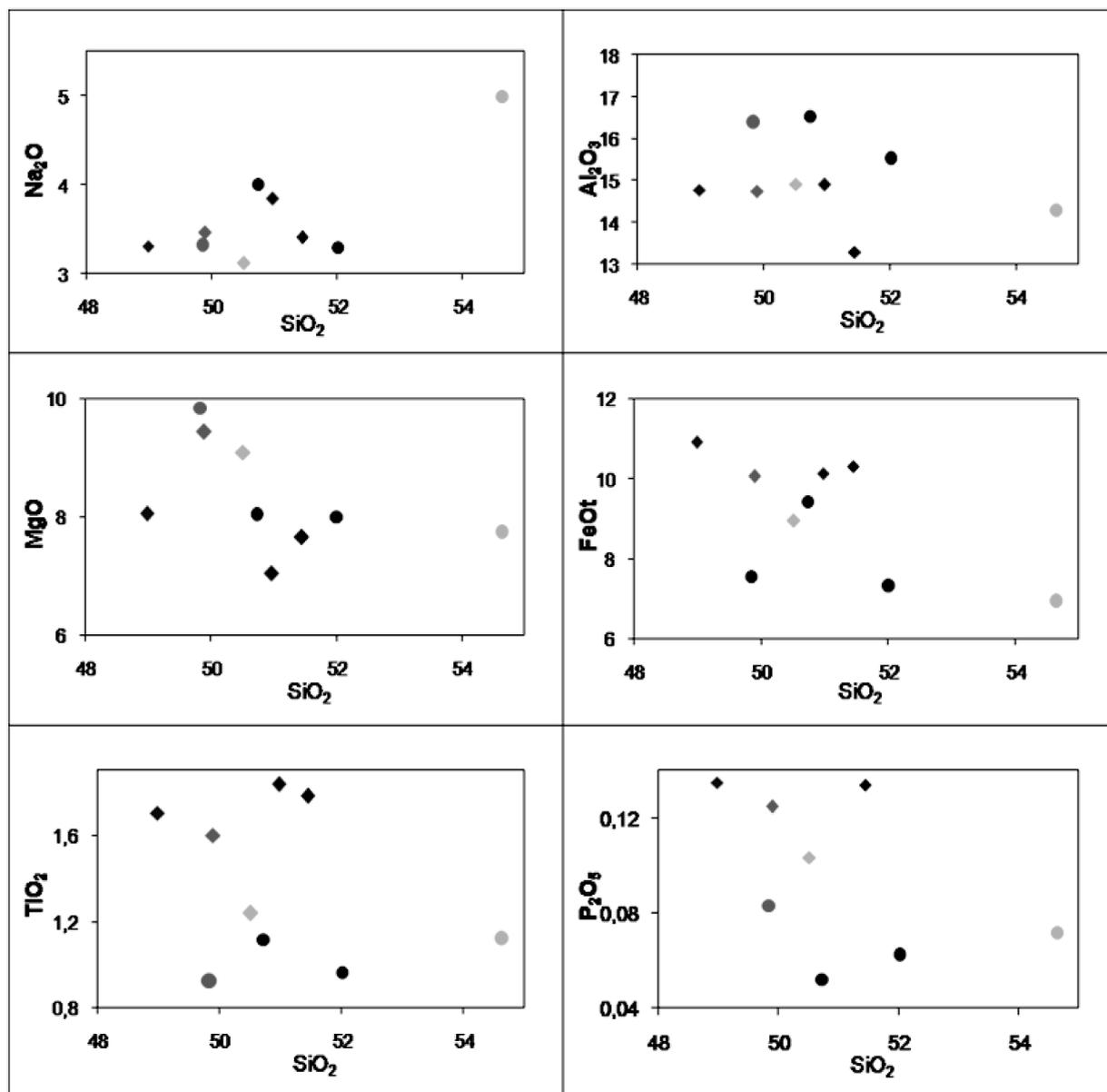


FIGURA 6. Diagramas de variación composicional de elementos mayoritarios tipo Harker donde se toma el SiO₂ como índice de diferenciación de las rocas estudiadas.

En el diagrama multielemental normalizado con respecto a la composición del manto primitivo, utilizando los valores propuestos por Sun y McDonough (1989); dichas rocas revelan patrones similares a MORB (Figura 8), además, se caracterizan por un enriquecimiento Ba, Th, Zr y Hf; de igual forma, los valores obtenidos al normalizar a manto primitivo $(La/Nd)_n = 0,4-0,7$ y $(Sm/Yb)_n = 0,8-1,1$ corresponden a valores característicos de ambientes tipo MORB (Sun y Langmuir, 2003).

En el diagrama de Tierras Raras normalizado a condrita (Figura 9), las muestras exhiben un ligero empobrecimiento en elementos de las tierras raras ligeras con respecto a elementos de las tierras raras pesadas y con razones de $(La/Yb)_n = 0,3-0,7$; también muestran ligeras anomalías negativas en $Eu/Eu^* (0,6-1,1)$; además, muestran patrones relativamente homogéneos, planos y enriquecidos hasta 10 veces con respecto a ésta, comportamiento típico de las rocas generadas en un piso meso-oceánica tipo MORB-N.

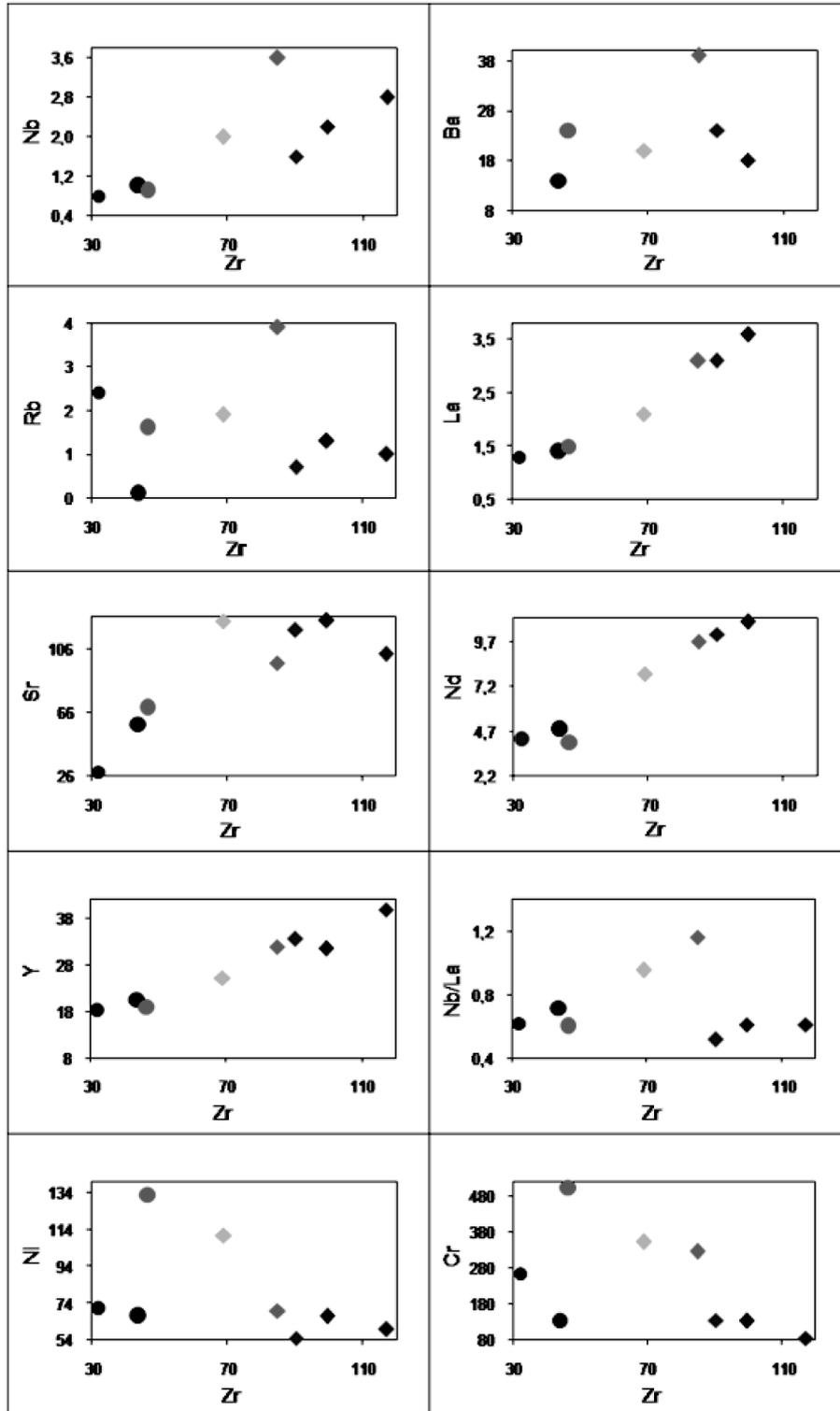


FIGURA 7. Diagramas de variación de elementos traza incompatibles versus Zr para las rocas estudiadas.

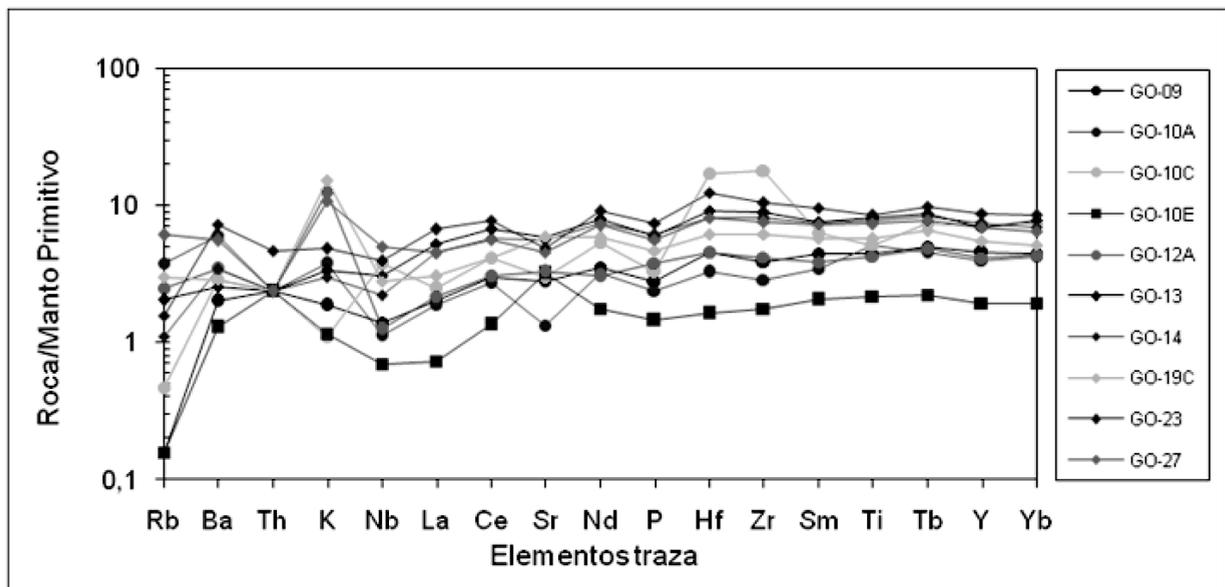


FIGURA 8. Diagrama multielemental normalizados con respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), de los MGRO

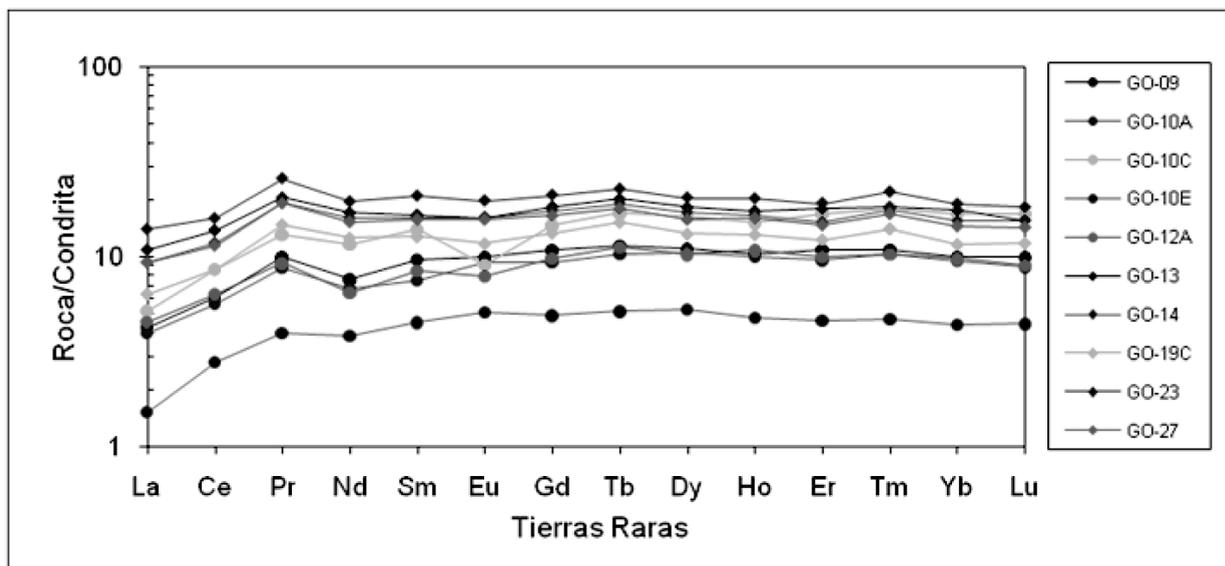


FIGURA 9. Diagrama para Tierras Raras normalizadas con respecto a la condrita, según Nakamura (1974).

Algunos de los diagramas discriminantes permiten clasificar las series e identificar los ambientes de generación, los cuales se analizan a continuación. En el diagrama AFM, con los límites de Irvine y Baragar (1971), la totalidad de las muestras se localizan en el campo toleítico (Figura 10). En cuanto a los ambientes de generación, las rocas estudiadas poseen bajas relaciones de Nb/Y al igual que de Ti/Y. Al graficarlas

en el diagrama Ti/Y versus Nb/Y (Figura 11), se sitúan en el campo de las rocas toleíticas tipo MORB y rocas de arcos volcánicos, además, en el diagrama de $Zr/4-2Nb-Y$ (Meschede, 1986), las rocas se proyectan en el campo de piso oceánica MORB-N (Figura 12), de igual manera, en el diagrama de $La/10-Y/15-Nb/8$ (Cabani y Lecolle, 1989) las muestras se localizan en el campo de rocas tipo MORB-N (Figura 13).

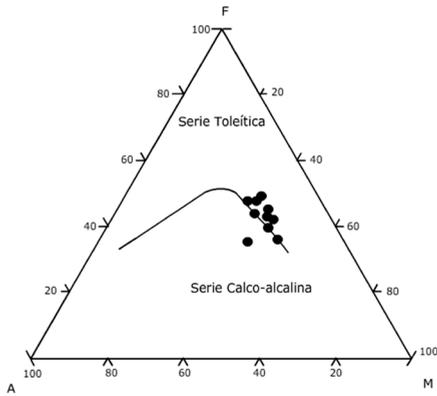


FIGURA 10. Diagrama AFM para los MGRO, según Irvine y Baragar (1971). Se observa claramente el carácter toleítico de las rocas. Presentan un enriquecimiento relativo en FeO y empobrecimiento de MgO en los miembros más diferenciados, al igual que bajos contenidos relativos de álcalis.

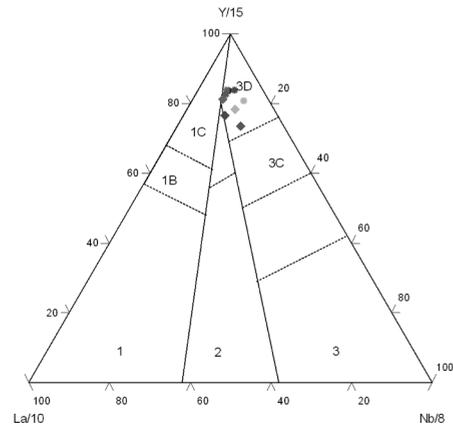


FIGURA 13. Diagrama La/10–Y/15–Nb/8 (Cabanis and Lecolle, 1989) para los MGRO. Campo 3 basaltos oceánicos, subdivisión 3D corresponde a rocas de dorsal oceánica tipo MORB–N. Campo 1 contiene basaltos de arco volcánico. Campo 2 corresponde a basaltos continentales y basaltos de cuencas retro–arco. Símbolos como en la Tabla 1.

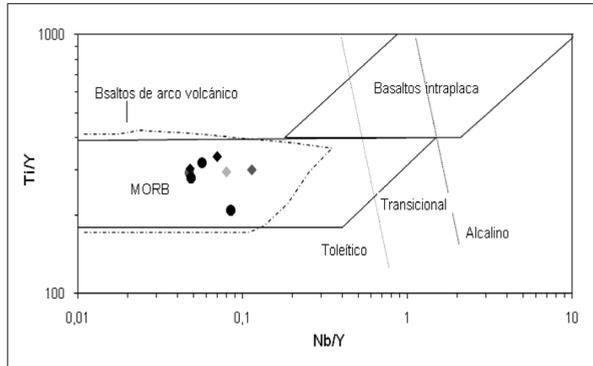


FIGURA 11. Diagrama de discriminación Nb/Y vs. Ti/Y (Pearce, 1982). Los MGRO se proyectan en el campo de las rocas toleíticas tipo MOR y de arco volcánico.

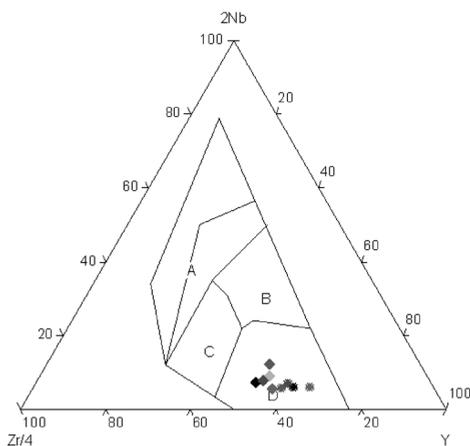


FIGURA 12. Diagrama Zr/4–2Nb–Y (Meschede, 1986) para las rocas estudiadas. Campo (D) corresponde a rocas de dorsal oceánica tipo MORB–N y basaltos de arco volcánico. (A) rocas de intraplaca, (B) rocas de dorsal oceánica tipo MORB–E, (C) toleitas de intraplaca y basaltos de arco volcánico. Símbolos como en la Tabla 1.

DISCUSIÓN

La Unidad denominada en el presente trabajo como Metagabros del Río Olivares, consiste de rocas Metagabroicas deformadas con evidencias de texturas cúmulos; los estudios geoquímicos indican que estas rocas siguen una tendencia toleítica con fraccionamiento y tienen características de rocas de piso oceánica (MORB–N).

No se tienen edades radiométricas para estas rocas pero Nivia (2006) plantea que estas rocas intrusivas constituyan el piso de la apertura de una cuenca intracratónica *backarc spreading* durante el Aptiano–Albiano, la cual constituiría el primer estadio que registra la apertura de la cuenca sobre la cual se edifica posteriormente el arco de isla, a su vez, Moreno *et al.* (2008), plantean que estas rocas matagabroicas están relacionadas con el basamento oceánico de edad Cretáceo temprana del Complejo Quebradagrande. Los magmas que generaron estas rocas presentan signatures típicas de manto tipo N, dado que presenta contenidos menores en Nb y Ta, $Nb < 3\text{ppm}$ (Tabla 1) y relaciones de $La/Nb < 1$ (Condie, 1994 y 1999). En el diagrama de Tierras Raras muestra tendencias planas, lo cual sugiere desarrollados a partir de magmas de procedencia mantélica tipo N producidos durante la apertura de la cuenca.

De acuerdo con las reconstrucciones palinspáticas de Pindell y Kennan (2009, Figura 5 del trabajo citado, reconstrucción para hace 148 m.a.) para la época de generación de los gabros originales, se considera que el área correspondería a una zona de extensión

(Rift) denominada *seaway* Marginal Colombiano por Pindell y Kennan (2009), en la que se formó corteza oceánica. Posteriormente, sobre esta corteza oceánica se habrían depositado los sedimentos con fósiles de tipo Archaeolithothamnion de edad Cretácico Tardío (Botero, 1963), correspondientes al Complejo Quebradagrande.

Esta zona debió estar sometida a transpresión dextral, a causa de la colisión oblicua entre la paleo Placa Caribe y el borde noroccidental de la Placa Suramericana; y después de la acreción de Centroamérica, entre la Placa Nazca y el Bloque Andino de la Placa Suramericana en un lapso de tiempo entre 125–71 millones de años. (Figuras 9, 10, 11 y 12 de Pindell y Kennan, 2009).

La transpresión dextral genera una combinación de acortamiento y cizalla dextral, esta última se evidencia en la cinemática de la zona de estudio, los indicadores cinemáticos muestran dichos desplazamientos tanto a escala mesoscópica como microscópica (Hincapié *et al.*, en esta edición). Estos movimientos contribuirían a la desmembración de los complejos ofiolíticos acrecionados con anterioridad, a la generación de escamas tectónicas del basamento dentro de las rocas de la parte del Sector Occidental del Complejo Quebradagrande, y a la deformación particionada presente en las rocas del área.

CONCLUSIÓN

En este estudio se determinó que los Metagabros del Río Olivares corresponden a rocas con texturas ígnea relictica y milonítica. La textura ígnea relictica corresponde a textura cumulo y a texturas gabróicas isotrópicas. Las texturas deformativas corresponden a un campo en condiciones transicionales entre el comportamiento frágil y dúctil (Sibson, 1977). Estos rasgos permiten clasificar las muestras de algunos sectores como milonitas y cataclasitas matagabroicas.

Los metagabros evidencian procesos de metamorfismo de fondo oceánico los cuales provocaron el reemplazamiento de los minerales primarios tales como: máficos por anfíboles aciculares del tipo actinolita, y las plagioclasas por epidotas, cloritas y carbonatos. A partir de la paragénesis actinolita+clorita+cuarzo+epidota se deduce que el metamorfismo pudo ocurrir en las facies Esquistos Verdes.

Los análisis geoquímicos permitieron clasificarlas como rocas de afinidad toleítica formadas en ambientes de piso oceánico tipo MORB–N.

Los Metagabros del Río Olivares corresponden al basamento oceánico del Complejo Quebradagrande, cuya edad correspondería al Cretáceo temprano (Nivia *et al.*, 1996; y Moreno *et al.*, 2008); el cual sufriría una deformación transpresiva dextral posterior, la cual generaría escamas tectónicas del basamento dentro de las rocas del Sector Occidental del Complejo Quebradagrande.

Es de anotar que no se realizaron comparaciones geoquímicas con complejo Quebradagrande, ya que los datos de análisis geoquímicos publicados no están completos, faltando elementos de Tierras Raras como soporte de comparación; ni con las rocas de los Grupos Barroso y Diabásico, ya que éstas se formaron en plateau oceánico (Moreno, *et al.*, 2008).

AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer a la Vicerrectoría de Investigaciones y Posgrados de la Universidad de Caldas, por haber hecho posible este estudio mediante su financiamiento. De igual forma queremos agradecer a los estudiantes de pregrado de Geología Andrés Felipe Rivera y Juan Carlos López por su compañía y colaboración en las labores en campo.

BIBLIOGRAFÍA

- Álvarez, A., J. 1995. Geología del Complejo Ofiolítico de Pácora y secuencias relacionadas a Arco de Islas (Complejo Quebradagrande), Colombia. Bol. Geol. 35(1): 1-46
- Cabanis, B., and Lecolle, M. 1989. Le diagramme La/10–Y/15–Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et mise en evidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. C.R.Academic. Science. S.II,309: 2023–2029.
- Calle, B., González, H., De Peña R., Escorce, E., y Durango, J. 1980. Mapa Geológico preliminar de la Plancha 166 Jericó. Escala 1:100.000. Ingeominas. Bogotá.
- Condie, K.C. 1994. Greenstones through time. In K.C. Condie (ed.). Archean Crustal Evolution. Elsevier, Amsterdam, pp. 85–120.
- Condie, K. C. 1999. Mafic crustal xenoliths and the origin of the lower continental crust. Lithos, 46: 95–115.

- González, H. 2001. Geología de las Planchas 206 Manizales 225 Nevado del Ruíz a escala 1:100.000. Memoria explicativa. Ingeominas, Bogotá.
- González, H., Agudelo, S., y Calle, B. 1980a. Mapa geológico de la Plancha 187 (Salamina). Escala 1:100.000 Ingeominas, Bogotá.
- _____ 1980b. Mapa geológico de la plancha 187 (Salamina). Escala 1:10.000 Ingeominas, Bogotá.
- Hincapié, J. G., Toro, T., L.M., y Ossa, M., C.A. 2010. Análisis cinemático y deformativo de los Metagabros del Río Olivares. En preparación.
- Irvine, T.N., and Baragar, W., R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rock. *Canadian Journal of Earth Science*, 8: pp. 523–548.
- Jenner, G.A. 1996. Trace element geochemistry of igneous rocks: Geochemical nomenclature and analytical geochemistry. In Wyman, D.A., ed., *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications For Massive Sulphide Exploration: Geological Association of Canada, Short Course Notes*, 12: pp. 51–77.
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68: pp. 277–279.
- McLean, W.H., Barrett, T.J. 1993. Lithochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration* 48: pp.109–133.
- Mejía, M., Álvarez, E. y González, H. 1983a. Mapa geológico preliminar de la Plancha 130 (Santafé de Antioquia). Escala 1:100.000, Ingeominas.
- Meschede, M. 1986. A method of discrimination between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram. *Chemical Geology*. (56): pp. 207–218.
- Moreno, M., Gómez, A. Y Toro, L. M. 2008. Proveniencia del material clástico del Complejo Quebradagrande y su relación con los complejos estructurales adyacentes. *Boletín de Ciencias de la Tierra*. 22: pp. 27–47.
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 38: pp. 757–775.
- Naranjo, J., Y Ríos, P.A. 1989. Geología de Manizales y sus alrededores y su influencia en los riesgos geológicos. *Revista Universidad de Caldas*, 10. 113p.
- Nivia, A. 1996. El Complejo Estructural Dagua, Registro de Deformación de la Provincia Litosférica Oceánica Cretácica Occidental en un Prisma Acrecionario: VII Congreso Colombiano de Geología. *Mem*, 3: pp. 54–67.
- Nivia, A., Marriner, G.F., Kerr, A.C., Tarney, J., 2006. The Quebradagrande Complex: A Lower Cretaceous ensialic marginal basin in the Central Cordillera of the Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 21: pp. 423–436.
- Pearce, J.A. 1987. An expert system of the tectonic characterisation of ancient volcanic rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 32: pp. 51–65.
- Pearce, J.A. 1982. Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R.S. (ed), *Andesites*. Wiley, Chichester, pp. 525–548.
- Pindell, J. and Kenna, L. 2009. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. In: James, K., Lorente, M. A. & Pindell, J. (eds) *The geology and evolution of the region between North and South America*. Geological Society of London. Special Publication. In press
- Rollinson, H.R. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman/Wyllie. Harlow/New York. 350p.
- Sibson, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society, London*, 133: pp. 191–213.
- Su, Y., and Langmuir, C. H. 2003. Global MORB chemistry compilation at the segment scale, MS Thesis, Department of Earth and Environmental Sciences, Columbia University. En: <http://petdb.ldeo.columbia.edu/documentation/morbcompilation/>.
- Sun, S.S., and McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In Sanders A.D. and Norry, M.J. (eds), *Magmatism in ocean basins*. Geological Society. London. *Spec. Pub.* 42: pp. 313–345.

Tsikouras, B., and Hatzipanagiotou, K. 1998. Petrogenetic evolution of an ophiolite fragment in an ensialic marginal basin, northern Aegean (Samothraki Island, Greece). En: *European Journal of Mineralogy*. 10: pp. 551–567.

Vernon, R.H., and Clarke, G.L. 2008. *Principles of metamorphic petrology*. Ed. Cambridge University Press. 446p.

Winchester, J.A., and Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*. 20: pp. 325–343.

Trabajo recibido: Agosto 19 de 2010
Trabajo aceptado: Diciembre 13 de 2010