

GEOCRONOLOGÍA U-Pb DE LOS CUERPOS PORFIRITICOS DEL DISTRITO AURÍFERO DE VETAS-CALIFORNIA (DPTO DE SANTANDER, COLOMBIA).

Luis C. Mantilla F.¹; Victor A. Valencia²; Fernando Barra^{2,3}; Jorge Pinto¹; Juan Colegial¹

RESUMEN

Dos cuerpos porfiríticos de composición riodacítica, localizados en el sector central del Macizo de Santander (Cordillera Oriental), fueron datados mediante el método U-Pb, usando la técnica LA-MC-ICPMS: *Laser Ablation Multicollector-Inductively-Coupled-Plasma Mass Spectrometer*. Las edades obtenidas (8.4 ± 0.2 y 9.0 ± 0.2 Ma), evidencian una etapa magmática durante el Mioceno Tardío (Tortoniano), la cual tuvo lugar durante la orogenia Andina.

La identificación de este pulso magmático, además de aportar nuevos elementos sobre la historia geológica del Macizo de Santander, merece especial atención, desde el punto de vista de la exploración de depósitos minerales, teniendo en cuenta que rocas de estas características y edad se relacionan con la formación de importantes yacimientos magmático-hidrotermales, tal como se ha reconocido en otras regiones del extenso sistema orogénico Andino.

Palabras claves: Edades U-Pb, Macizo de Santander, Rocas Porfiríticas, Mioceno.

U-Pb GEOCHRONOLOGY FROM PORPHYRY ROCKS IN THE VETAS-CALIFORNIA GOLD MINING AREA (SANTANDER, COLOMBIA)

ABSTRACT

Two riodacite porphyry bodies, located in the central sector of the Santander Massif (Cordillera Oriental), were dated by U-Pb method, using the LA-MC-ICPMS technique: *Multicollector-Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometer*. The obtained ages (8.4 ± 0.2 and 9.0 ± 0.2 Ma), evidences a magmatic phase during the Late Miocene (Tortoniano), which took place during the Andean Orogeny. The identification of this magmatic pulse, in addition to provide new information on the geological history of the Santander Massif, deserves special attention, from the point of view of mineral deposit exploration, considering that rocks with the same age and features are related to the formation of important magmatic-hydrothermal deposits, as has been recognized in other regions of the Andean orogenic system.

Keywords: U-Pb ages, Santander Massif, Porphyry Rocks, Miocene.

¹Universidad Industrial de Santander, UIS. lemantil@uis.edu.co

²Department of Geosciences. The University of Arizona. Tucson (AZ). U.S.A.

³Instituto de Geología Económica Aplicada, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

INTRODUCCIÓN Y CONTEXTO GEOLÓGICO

El Macizo de Santander (FIGURA 1 y FIGURA 2), donde se localiza el área del presente estudio, se compone de rocas predominantemente metamórficas (tanto de protolitos sedimentarios como ígneos), las cuales son intruidas por diversos cuerpos ígneos de composición mayoritariamente ácida a intermedia. Sobre los flancos del Macizo de Santander y en sus fosas (depressiones) tectónicas, afloran rocas sedimentarias de edades Paleozoicas, Mesozoicas, Terciarias y Cuaternarias (Ward *et al.*, 1973; Evans, 1977; Mendoza *et al.*, 1979; Royero y Clavijo, 2001).

Las rocas más antiguas del Macizo de Santander, están representadas por las formaciones metamórficas: a) Neis de Bucaramanga, de edad Precámbrico, (Restrepo *et al.*, 1997; Cordani *et al.*, 2005), la cual alcanzó condiciones metamórficas de la facies anfibolita durante la orogenia Grenviliense; b) Esquistos del Silgara, considerada de edad Precámbrica en cuanto a su protolito, pero de edad Ordovícica en cuanto al metamorfismo, la cual debió alcanzar condiciones de las facies esquistos verdes o facies anfibolita baja, según sectores concretos (Ward *et al.*, 1973; García y Ríos, 1999; Castellanos *et al.*, 2004); asimismo, para esta unidad se reporta la presencia de algunas bandas de cizallamiento, con las cuales se relaciona una importante profusión de venas hidrotermales paralelas a la foliación regional y procesos de disolución tectónica de minerales del pico de metamorfismo (Mantilla *et al.* 2003); c) Ortoneis, considerada de edad Devónico Inferior a Ordovícico, el cual intruye a la Formación Silgará y tiene una composición granítica a tonalita y diorita (Ward *et al.*, 1973; Restrepo, 1995; Royero y Clavijo, 2001). Estas rocas metamórficas, localmente se encuentran suprayacidas por rocas sedimentarias fundamentalmente de edad Paleozoico Superior, tales como la Formación Floresta y el Grupo Surata (Formaciones Diamante, Tiburón y Bocas). Otras secuencias de rocas sedimentarias de edad Jurásico de origen continental (Formaciones Jordan y Girón) y Cretácicas de origen Marino, afloran en sectores concretos del Macizo de Santander. Una secuencia de rocas formadas a partir de depósitos de ambiente continental de edad Terciaria-Cuaternaria, culminan el registro sedimentario reconocido en éste Macizo (Ward *et al.*, 1973, Clavijo y Royero, 2001).

Las rocas ígneas relacionadas más concretamente con el área de estudio (sector Vetas-California), son básicamente cuerpos de edad Triásico-Jurásico (entorno a 210 Ma; Rb-Sr y U-Pb; según dataciones realizadas por

Goldsmith *et al.*, 1971, Polania, 1980, Dorr *et al.*, 1995), de composición diorítica a granítica.

La presencia de rocas porfíricas en el área de estudio (FIGURA 2), fueron consideradas inicialmente (en la década de los 70s) de edad Cretácico Inferior, cuando se desarrolló el programa de Cartografía Geológica e Investigación Minera, realizado entre el entonces Instituto Nacional de Investigaciones Geológico Mineras y el Servicio Geológico Norteamericano (Ward *et al.*, 1973).

Galvis (1998), reporta la presencia de una estructura anular, la cual se extiende en un área circular de unos 9-10 km², y cuyo centro sería aproximadamente la cuchilla El Violetal (la cual en sí, sería un domo resurgente), originada por un colapso que formó una caldera. Las estructuras anulares, según el autor, serían los canales por donde debieron ascender tanto fundidos que formaron los pórfidos de ese sector, como los fluidos mineralizantes. La quebrada La Baja, sería una franja muy cercana al límite de la estructura anular de la caldera propuesta. El autor no sugiere directamente una edad de formación de esta estructura, aunque por sus descripciones, se infiere que sería de edad post-Cretácica, considerando que se reportan brechas de rocas sedimentarias junto con brechas volcánicas en el sector de la cuchilla El Violetal.

En el marco del proyecto 'Río Surata' (Cooperación Técnica Colombo-Alemana, 1998) y estudios de campo de los geólogos de las compañías mineras del sector (Felder *et al.*, 2005), se empezó a sugerir una edad Terciaria para estas rocas porfíricas.

Una edad Re-Os en piritas concentradas a partir de filones auríferos de las minas La Plata y El Volcán, localizadas en los Municipios de California y Vetas, respectivamente, sugirió que la mineralización aurífera debería estar relacionada con un pulso magmático dacítico (en alusión a las rocas porfíricas del área) de edad entorno a 57± 10 Ma (Mathur *et al.*, 2003).

Con base en todo lo anteriormente mencionado, es claro que un aspecto limitante en el conocimiento del Macizo de Santander, es la falta de una mayor densidad de datos geocronológicos, los cuales ayudarían a documentar mejor su historia magmática. En este mismo sentido, es necesario resaltar particularmente el desconocimiento existente entorno a la edad de los cuerpos porfíricos, y por consiguiente la dificultad para establecer si estos se relacionan con un solo pulso magmático o con pulsos de diferentes edades.

En el marco de lo anteriormente mencionado, se desarrolló el presente estudio, con el propósito tanto de determinar o precisar la edad de los cuerpos porfíricos (al menos de los dos cuerpos aquí estudiados), como de aportar información sobre la presencia de rocas o sectores

en el Macizo de Santander que pudieron haber servido como focos de calor y aporte de fluidos (o al menos parte de ellos, en ese sistema magmático - hidrotermal) responsables de la formación de los depósitos auríferos en el área California-Vetas.

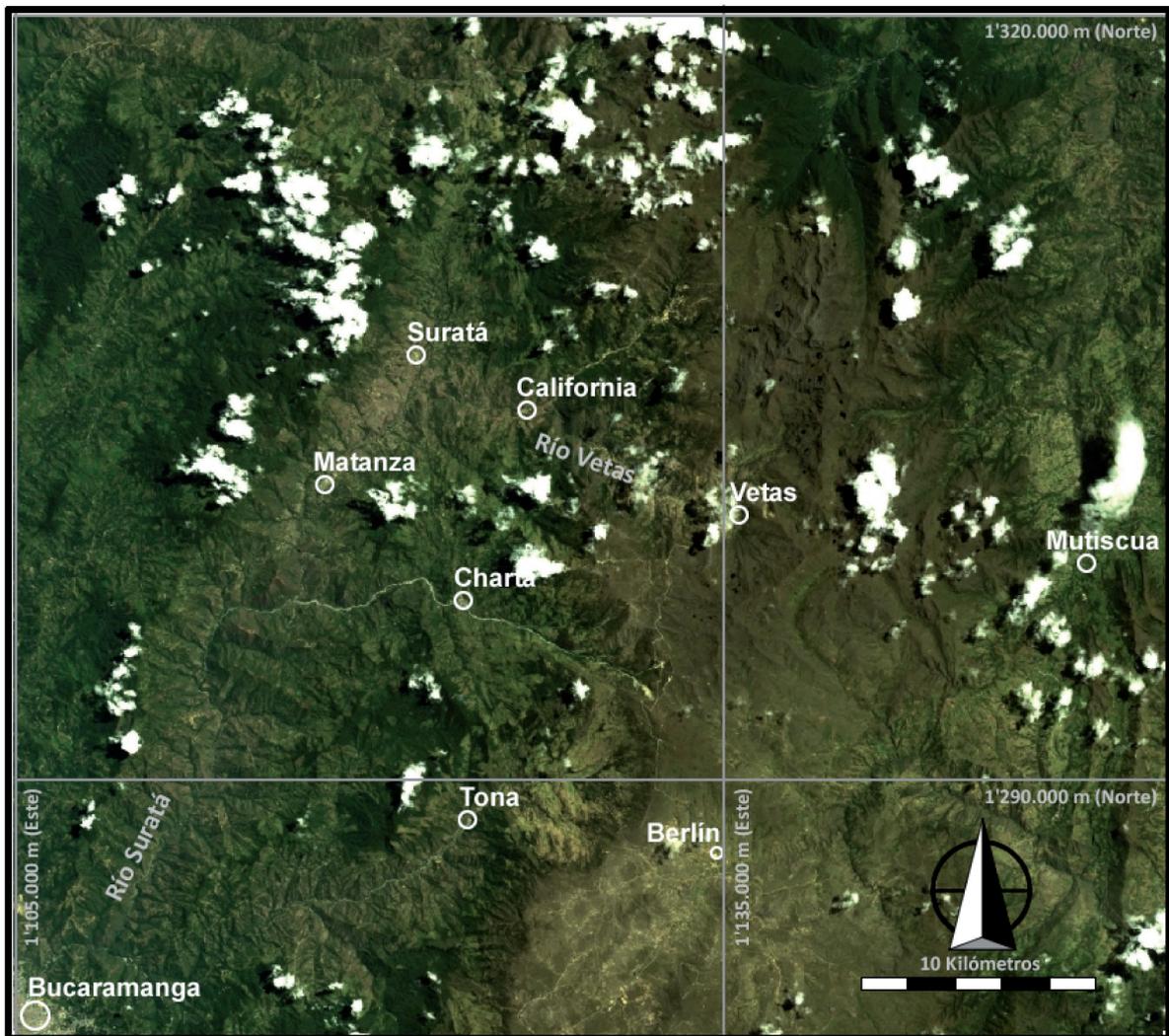
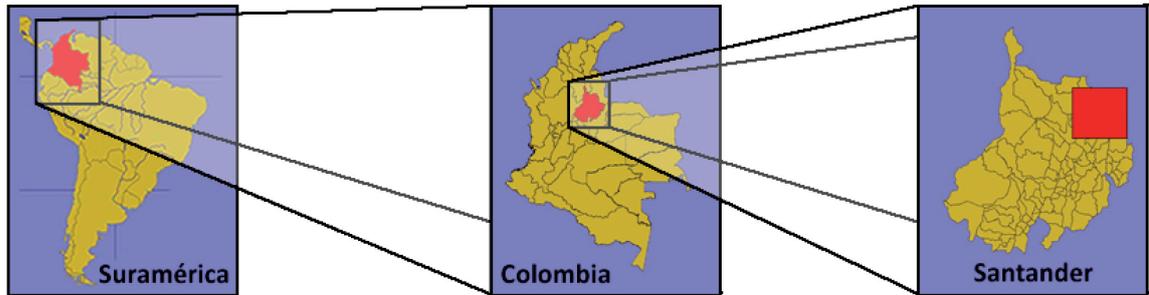


FIGURA 1. Localización del área de estudio. Imagen del Satélite Landsat 7 sensor ETM+, en permutación 321. Imagen modificada de Landsat Geocover, Global Land Cover Facility, GLCF. (<http://glcf.umiacs.umd.edu/porta/geocover/>)

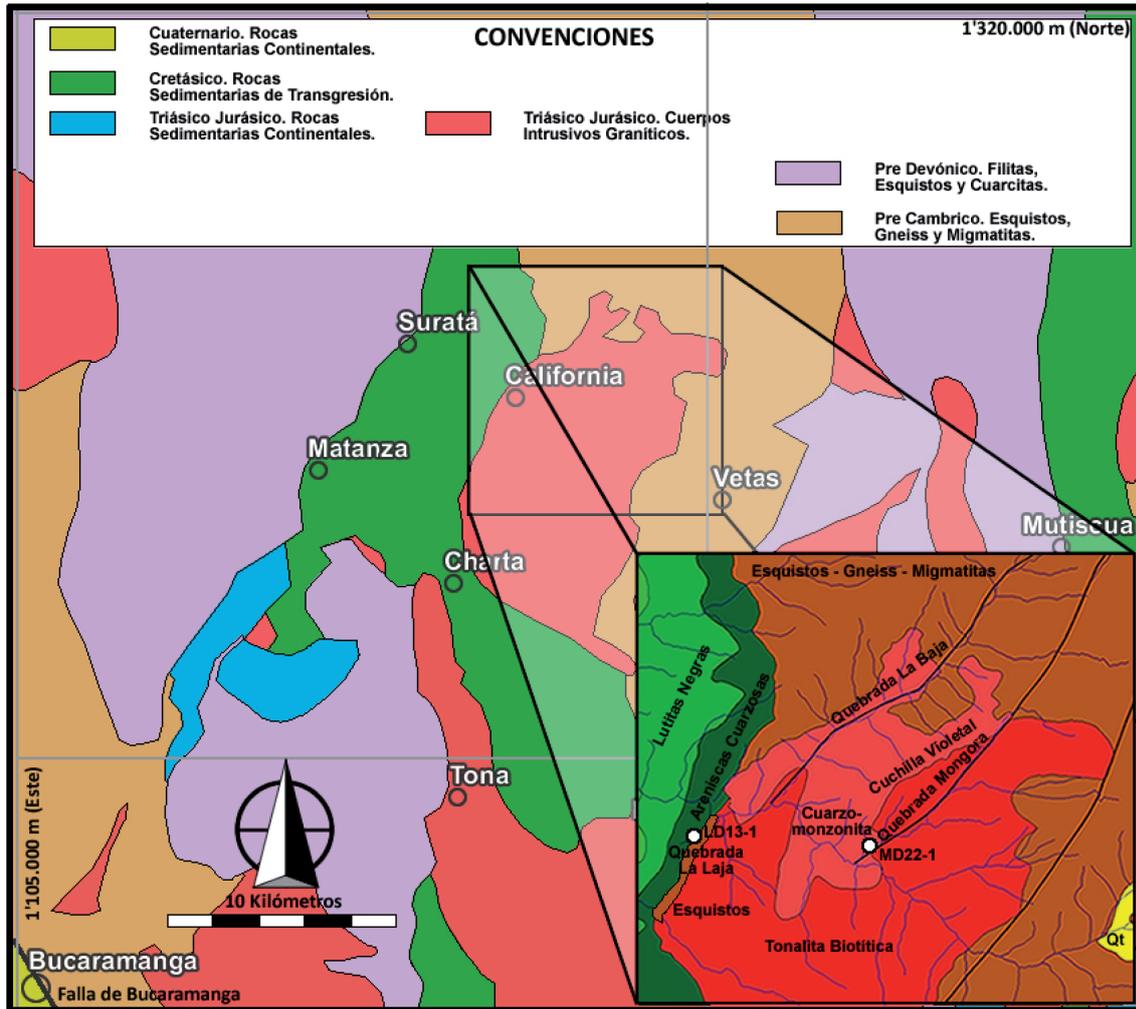


FIGURA 2. Marco Geológico Regional. Modificado de Ward *et al.* (1973).

MÉTODOS ANALÍTICOS

La datación de los circones estudiados en el marco del presente trabajo, se realizó en el Arizona LaserChron Center de la Universidad de Arizona (Tucson, AZ, USA), utilizando un Espectrómetro de Masas con Multicolectores con acoplamiento de plasma inducido (MC-ICP-MS), marca GVI Isoprobe, el cual a su vez esta acoplado a un sistema de ablación laser (marca New Wave Instruments and Lambda Physik). Todo el sistema mencionado, se referencia en la literatura especializada mediante las siglas LA-MC-ICPMS: *laser ablation multicollector inductively coupled plasma mass spectrometry*.

Para la ablación de los circones (previamente colectados mediante la molienda de la roca y la concentración de los mismos), se utilizó un laser tipo DUV193 Excimer, el cual opera a una longitud de onda de 193 nm. El material

obtenido de la ablación es transportado con gas helio a la fuente de plasma. El espectrómetro, se encuentra configurado para analizar simultáneamente los isótopos de U, Th, y Pb. Todas las medidas se hacen en modo estático, usando detectores Faraday para ^{238}U y ^{232}Th , un canal para conteo de iones de ^{204}Pb , y colectores Faraday para $^{208-206}\text{Pb}$. El punto donde se realiza la ablación, tiene una profundidad de ~15 micrones y un diámetro de ~35 micrones. Por cada análisis, los errores en la determinación de las relaciones $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, producen un error en la medida de ~1% (2-sigma). Una descripción más detallada entorno a las características de la instrumentación utilizada y los procesos de análisis y medición, se puede consultar en los trabajos de Gehrels *et al.* (2006, 2008) o en la siguiente página Web: <http://www.geo.arizona.edu/alc/Analytical%20Methods.htm>. Las constantes de desintegración utilizadas son las reportadas en Steiger y Jäger (1977), la corrección de

^{204}Pb se realiza utilizando el modelo de Stacie y Kramers (1975) y el programa usado para el tratamiento de los datos es el Isoplot/Ex, versión 2.49 (Ludwig, 2001).

RESULTADOS

Localización y rasgos generales de las litologías analizadas

Dos muestras de rocas con textura porfírica (riodacitas *s.l.*) fueron colectadas para el presente estudio geocronológico. Una muestra fue colectada en la Vereda Hato Viejo del Municipio de California (LD13-1), aproximadamente a 1 km. en línea recta al SW de ésta localidad (punto de muestreo $X=1.303.780$ y $Y=1.124.188$, según coordenadas origen Bogota; y $Z \cong 2080$ m.s.n.m.). La otra muestra fue colectada en la ladera occidental de la Quebrada Móngora (MD22-1), localizada en jurisdicción del Municipio de Vetas ($X=1.303.494$ y $Y=1.127.901$, según coordenadas origen

Bogota; y $Z \cong 2300$ m.s.n.m.), aproximadamente a unos 3 Km. en línea recta al E de California, a donde se accede por un camino de herradura que se desprende de la carretable California-Vetas y el cual conduce hacia la parta más alta de la Cuchilla Violetal.

El material colectado en el sector Hato Viejo (Muestra LD13-1, ver FIGURA 3), se caracteriza por su color gris y textura fanerítica-afanítica, en la cual se reconocen a escala macroscópica, minerales presentes a manera de fenocristales, tales como plagioclasa, anfíbol y cuarzo, fundamentalmente. Las plagioclasas presentan tamaños entorno a los 2-3 mm., mientras que los anfíboles y el cuarzo son por lo general más pequeños. Estas rocas (dacitoides), fueron observadas en un sector muy restringido, el cual cubre un área circular no mayor a los 100-200 m², y se presentan cortando rocas sedimentarias Cretácicas. Estas ultimas, suprayacen las rocas metamórficas de la Formación Silgará (reconocidas a unos 100 metros al SE del punto de muestreo).



FIGURA 3. Aspecto de las Rocas Ígneas Porfíricas datadas mediante el método U-Pb (muestra LD13-1), aflorantes en la Vereda Hato Viejo (Municipio de California).



FIGURA 5. Aspecto de las Rocas Ígneas Porfíricas datadas mediante el método U-Pb (muestra MD22-1), aflorantes en el sector de la Quebrada Móngora (Municipio de Vetas).



FIGURA 4. Aspecto de las Rocas Ígneas Porfíricas datadas mediante el método U-Pb (muestra MD22-1), aflorantes en el sector de la Quebrada Móngora (Municipio de Vetas).



FIGURA 6. Aspecto de los cristales de cuarzo bipiramidal, observados a manera de material suelto, debido a la alteración de la roca porfírica original.

El material colectado en el sector de la Quebrada Móngora (muestra MD22-1, ver FIGURA 4 y 5), se caracteriza por presentar colores rosados y una textura porfírica-afanítica, en la cual se reconocen a escala macroscópica minerales presentes a manera de fenocristales, tales como cuarzo bipiramidal, plagioclasa, feldespato potásico, y en menor proporción algo de biotita. Estos fenocristales, presentan tamaños que varían entre 0.5 y 3.5 cm., siendo las plagioclasas y los feldespatos potásicos, generalmente los de mayor tamaño. Este cuerpo porfírico, se presenta inyectando a la cuarzomonzonita aflorante por la vía California-Vetas (hasta la altura de la quebrada Móngora), a manera de diques de espesores menores a 1 m. de espesor. En estos sectores, estos diques porfíricos presentan un aspecto blanco, debido a su intensa alteración, pero se reconocen fácilmente por sus cuarzos bipiramidales que resaltan en medio de la intensa alteración de la roca porfírica (FIGURA 6).

Datos Geocronológicos

Los datos analíticos y las relaciones isotópicas U-Pb determinadas en las diferentes zonas de crecimiento de los circones analizados mediante LA-MC-ICPMS (ver TABLAS 1 y 2), indican claramente la presencia de por lo menos tres grupos de edades: a) una relacionada con la edad de cristalización de los cuerpos porfíricos (8.4 ± 0.2 y 9.0 ± 0.2 Ma, ver FIGURAS 7 y 8); b) otra relacionada con circones heredados de rocas que se consideran asociadas al pulso magmático del Triásico-Jurásico (documentado en Goldsmith *et al.*, 1971 y Dörr *et al.*, 1995), con edades entorno a los 208 Ma (ver FIGURA 9) y, c) al parecer una mezcla de edades (FIGURAS 7C y 8C), derivadas del análisis de aquellos circones con una zonalidad interna más compleja, y en donde un análisis puntual en una zona intermedia puede arrojar una edad sin sentido geológico, debido a que se incorporan en diferentes proporciones tanto las edades heredadas, como las edades de cristalización.

Con relación a la posible mezcla de edades, no se descarta que algunas de estas puedan responder a otros pulsos magmáticos no diferenciados aún del conjunto de las rocas ígneas cartografiadas en el sector, las cuales podrían estar representadas por algún tipo de diques ígneos observados en el área.

IMPLICACIONES GEOLÓGICAS

La identificación de un pulso magmático del Mioceno Tardío en el sector estudiado del Macizo de Santander, tiene implicaciones importantes, tanto en el

conocimiento de la geología regional (específicamente su historia magmática), como en el entendimiento de los actuales yacimientos auríferos del área. Asimismo, consideramos que tiene implicaciones en las estrategias de exploración de nuevos depósitos minerales en el macizo (relacionados fundamentalmente con procesos magmático-hidrotermales).

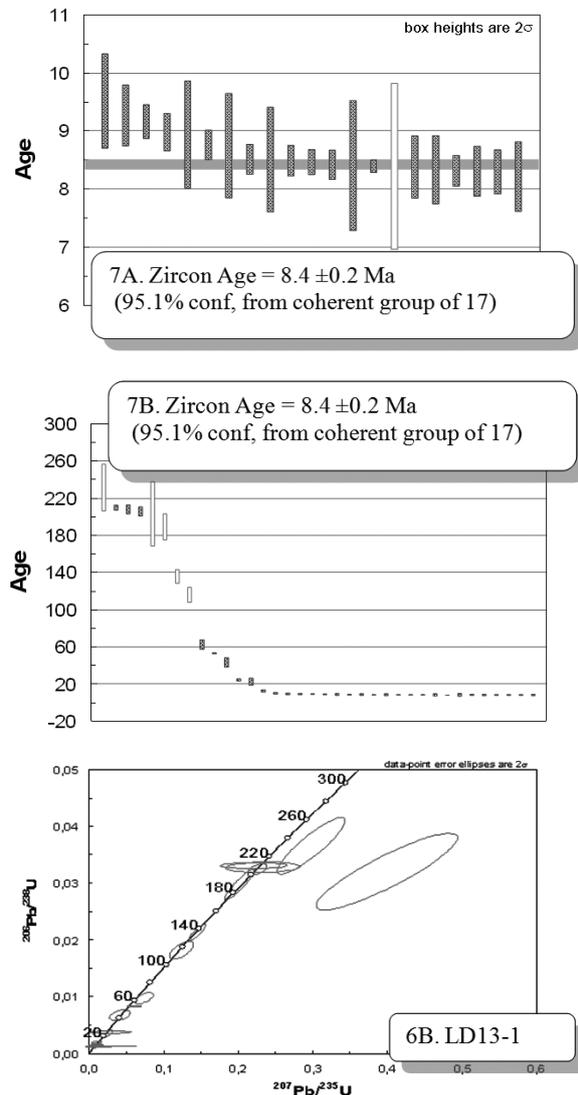


FIGURA 7. Edades U-Pb obtenidas a partir del análisis de circones de la muestra LD13-1, mediante la técnica LA-MCICPMS. 7A. Diagrama de distribución de las edades obtenidas (error 2σ); 7B. Distribución de los rangos de edades obtenidas a partir del análisis de las diferentes zonas al interior de los circones, en la cual se muestra la dominancia de las edades entorno a 8.4 ± 0.2 Ma; 7C. Diagrama concordia U-Pb a partir de circones, donde se muestran las diferentes edades heredadas y la edad de cristalización del cuerpo porfírico.

TABLA I. Resultados analíticos U-Pb en las diferentes zonas al interior de los circones estudiados en la muestra LD13-1 y sus correspondientes edades.

Análisis	U		206Pb		U/Th		206Pb*		207Pb*		Isotope ratios		206Pb*		207Pb*		Apparent ages (Ma)		Best age	
	(ppm)	204Pb	206Pb	±	207Pb*	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	238U	235U	±	206Pb*	238U*	235U	±	206Pb*	207Pb*	(Ma)
LD1-2	1412	28472	21,0	20,2463	1,5	0,1451	3,1	0,0213	2,8	0,88	135,9	3,7	137,6	4,0	166,4	34,9	135,9	3,7	135,9	3,7
LD1-3	300	670	80,6	18,3548	232,0	0,0096	232,1	0,0013	3,7	0,02	8,2	0,3	9,7	22,4	391,0	0,0	8,2	0,3	8,2	0,3
LD1-4	2295	2495	3,8	21,2340	13,1	0,0085	13,2	0,0013	1,5	0,11	8,4	0,1	8,6	1,1	54,0	314,1	8,4	0,1	8,4	0,1
LD1-5	830	1018	0,9	22,9703	16,6	0,0077	16,7	0,0013	2,3	0,14	8,3	0,2	7,8	1,3	-136,9	412,9	8,3	0,2	8,3	0,2
LD1-6	1039	5022	4,2	19,0527	6,3	0,0253	10,2	0,0035	8,1	0,79	22,5	1,8	25,4	2,6	306,7	143,7	22,5	1,8	22,5	1,8
LD1-7	1364	2327	4,1	18,8315	9,8	0,0102	10,0	0,0014	1,8	0,18	9,0	0,2	10,3	1,0	333,2	223,4	9,0	0,2	9,0	0,2
LD1-8	935	2438	7,2	20,5765	18,5	0,0087	20,4	0,0013	8,5	0,42	8,4	0,7	8,8	1,8	128,6	438,7	8,4	0,7	8,4	0,7
LD1-9	2339	6064	4,7	20,8271	9,9	0,0092	11,2	0,0014	5,2	0,46	8,9	0,5	9,3	1,0	100,0	234,6	8,9	0,5	8,9	0,5
LD1-11	618	905	2,0	21,6614	43,0	0,0083	43,1	0,0013	3,2	0,07	8,4	0,3	8,4	3,6	6,3	1079,8	8,4	0,3	8,4	0,3
LD1-12	612	7876	3,0	18,7329	6,2	0,0610	6,3	0,0083	5,5	0,08	53,2	0,3	60,2	3,7	345,1	141,1	53,2	0,3	53,2	0,3
LD1-13	980	1563	5,7	14,2390	9,2	0,0151	9,8	0,0016	3,6	0,36	10,0	0,4	15,2	1,5	935,1	188,1	10,0	0,4	10,0	0,4
LD1-14-AA	615	27837	7,5	16,9252	2,8	0,2979	6,2	0,0366	5,5	0,89	231,5	12,6	264,8	14,5	570,2	61,8	231,5	12,6	231,5	12,6
LD1-15	67	4523	0,3	19,3836	8,6	0,2333	8,7	0,0328	1,2	0,13	208,0	2,4	212,9	16,7	267,3	198,3	208,0	2,4	208,0	2,4
LD1-15A	81	3011	0,2	20,6492	8,3	0,2210	8,3	0,0331	0,7	0,08	209,9	1,4	202,8	15,2	120,2	194,7	209,9	1,4	209,9	1,4
LD1-16	583	12350	11,4	20,1952	4,0	0,1240	5,4	0,0182	3,5	0,66	116,0	4,1	118,7	6,0	172,3	94,2	116,0	4,1	116,0	4,1
LD1-17	423	483	10,8	19,8243	21,9	0,0090	22,2	0,0013	3,5	0,16	8,3	0,3	9,1	2,0	215,5	513,0	8,3	0,3	8,3	0,3
LD1-18	537	599	4,4	22,6313	27,5	0,0080	28,0	0,0013	5,3	0,19	8,5	0,5	8,1	2,3	-100,3	687,9	8,5	0,5	8,5	0,5
LD1-19	1103	1499	3,1	20,2117	13,9	0,0101	14,6	0,0015	4,3	0,29	9,5	0,4	10,2	1,5	170,4	326,4	9,5	0,4	9,5	0,4
LD1-20	724	8192	3,0	18,2719	5,7	0,0737	7,0	0,0098	4,0	0,57	62,7	2,5	72,2	4,9	401,1	128,3	62,7	2,5	62,7	2,5
LD1-21	830	1021	3,9	24,4385	31,4	0,0080	31,4	0,0014	1,6	0,05	9,2	0,1	8,1	2,5	-292,6	817,4	9,2	0,1	9,2	0,1
LD1-22	1739	2044	2,3	21,9608	11,3	0,0082	11,3	0,0013	0,6	0,06	8,4	0,1	8,3	0,9	-26,9	275,0	8,4	0,1	8,4	0,1
LD1-23	1986	71021	58,3	20,3066	1,6	0,2022	4,1	0,0298	3,8	0,92	189,2	7,0	187,0	7,0	159,5	36,4	189,2	7,0	189,2	7,0
LD1-24	772	1428	1,8	19,3560	37,2	0,0103	37,3	0,0014	2,8	0,08	9,3	0,3	10,4	3,8	270,5	881,2	9,3	0,3	9,3	0,3
LD1-25	316	483	1,9	16,4747	27,9	0,0110	28,0	0,0013	1,6	0,06	8,5	0,1	11,1	3,1	628,6	612,8	8,5	0,1	8,5	0,1
LD1-25A	2591	2651	2,0	20,9364	11,4	0,0087	11,5	0,0013	1,5	0,13	8,5	0,1	8,8	1,0	87,6	270,2	8,5	0,1	8,5	0,1
LD1-26	639	599	4,2	24,4909	14,3	0,0073	14,3	0,0013	1,6	0,11	8,3	0,1	7,4	1,1	-298,1	365,7	8,3	0,1	8,3	0,1
LD1-27	483	680	14,5	20,7141	27,8	0,0086	27,9	0,0013	2,6	0,09	8,3	0,2	8,7	2,4	112,8	666,3	8,3	0,2	8,3	0,2
LD1-28	355	3143	5,7	22,3877	12,4	0,0415	13,6	0,0067	5,7	0,42	43,3	2,5	41,3	5,5	-73,7	303,8	43,3	2,5	43,3	2,5
LD1-29	231	365	12,5	24,5775	47,1	0,0073	47,6	0,0013	6,7	0,14	8,4	0,6	7,4	3,5	-307,1	1268,1	8,4	0,6	8,4	0,6
LD1-30	489	1353	6,2	25,6579	25,1	0,0105	25,4	0,0020	4,3	0,17	12,6	0,5	10,7	2,7	-418,5	664,7	12,6	0,5	12,6	0,5
LD1-31	1427	1677	5,3	23,6847	15,3	0,0076	15,4	0,0013	1,3	0,08	8,5	0,1	7,7	1,2	-213,3	387,3	8,5	0,1	8,5	0,1
LD1-32	753	3715	5,4	18,4443	41,3	0,0284	41,4	0,0038	2,2	0,05	24,5	0,5	28,4	11,6	380,1	967,0	24,5	0,5	24,5	0,5
LD1-33	733	1382	5,0	22,9442	25,6	0,0082	25,6	0,0014	1,4	0,06	8,8	0,1	8,3	2,1	-134,1	641,9	8,8	0,1	8,8	0,1
LD1-34	673	25061	2,1	11,0639	4,5	0,3993	9,7	0,0320	8,6	0,89	203,3	17,2	341,1	28,1	1433,6	85,1	203,3	17,2	203,3	17,2
LD1-35	666	30799	23,3	19,7896	2,0	0,2259	2,3	0,0324	1,2	0,53	205,7	2,5	206,8	4,4	219,5	45,7	205,7	2,5	205,7	2,5
LD1-35A	705	1353	5,3	20,8654	23,9	0,0090	24,5	0,0014	5,1	0,21	8,7	0,4	9,1	2,2	95,6	574,0	8,7	0,4	8,7	0,4

TABLA 2. Resultados analíticos U-Pb en las diferentes zonas al interior de los circones estudiados en la muestra MD22-1 y sus correspondientes edades.

Análisis	U (ppm)	206Pb/204Pb	U/Th	206Pb*/207Pb*	± (%)	Isotope ratios		error corr.	206Pb*/238U*		± (Ma)	206Pb*/207Pb*	± (Ma)	Best age (Ma)	± (Ma)	
						207Pb*/235U*	238U (%)		206Pb* (%)	235U (%)						207Pb* (Ma)
MD22-1	912	899	4,8	21,5135	12,3	0,0088	13,0	0,0014	4,5	0,34	8,8	0,4	22,7	294,9	8,8	0,4
MD22-2	2355	1812	9,3	21,2043	6,3	0,0093	6,4	0,0014	0,5	0,08	9,2	0,0	57,3	151,1	9,2	0,0
MD22-3	1009	1369	6,7	22,1984	21,7	0,0091	21,7	0,0015	1,7	0,08	9,4	0,2	-53,0	532,7	9,4	0,2
MD22-4C	318	12039	9,4	20,2789	4,9	0,2087	5,1	0,0307	1,4	0,28	194,9	2,7	162,7	114,7	194,9	2,7
MD22-5	1752	1739	3,2	22,0507	10,3	0,0087	11,3	0,0014	4,7	0,42	9,0	0,4	-36,8	250,4	9,0	0,4
MD22-6	287	7754	19,2	20,3895	3,3	0,1882	9,9	0,0278	9,3	0,94	177,0	16,3	150,0	76,6	177,0	16,3
MD22-7	1289	1909	6,7	18,5523	10,1	0,0107	10,3	0,0014	2,4	0,23	9,3	0,2	366,9	227,0	9,3	0,2
MD22-8	905	1188	6,7	24,2755	21,0	0,0086	21,1	0,0015	1,9	0,09	9,8	0,2	-275,6	539,0	9,8	0,2
MD22-9	996	1145	8,8	29,9757	40,3	0,0066	40,4	0,0014	1,7	0,04	9,2	0,2	-844,0	1195,3	9,2	0,2
MD22-10	888	1191	6,9	21,7327	24,1	0,0091	24,3	0,0014	3,4	0,14	9,3	0,3	-1,6	587,4	9,3	0,3
MD22-11	1074	1515	3,8	21,7734	21,9	0,0089	22,7	0,0014	5,8	0,26	9,0	0,5	-6,2	534,6	9,0	0,5
MD22-13	371	659	1,9	33,4261	83,0	0,0063	83,2	0,0015	4,2	0,05	9,9	0,4	-1167,4	1310,1	9,9	0,4
MD22-14	262	33745	4,5	14,4517	2,7	0,8790	6,6	0,0921	6,0	0,91	568,1	32,6	904,6	55,3	568,1	32,6
MD22-15	1599	1922	6,5	22,4672	15,2	0,0096	15,7	0,0016	4,2	0,27	10,0	0,4	-82,4	373,3	10,0	0,4
MD22-16	1376	2498	7,5	20,1120	9,0	0,0095	9,2	0,0014	2,2	0,24	9,0	0,2	182,0	209,7	9,0	0,2
MD22-17	589	1310	13,2	21,5008	22,9	0,0090	23,0	0,0014	2,5	0,11	9,0	0,2	24,1	554,9	9,0	0,2
MD22-18	1312	1652	11,3	23,6494	17,2	0,0080	17,3	0,0014	1,9	0,11	8,8	0,2	-209,5	435,3	8,8	0,2
MD22-19	705	1358	6,0	25,8957	27,8	0,0074	27,9	0,0014	2,4	0,09	8,9	0,2	-442,7	741,9	8,9	0,2
MD22-20	381	664	11,4	19,3573	144,6	0,0099	144,6	0,0014	4,7	0,03	8,9	0,4	270,4	1201,3	8,9	0,4
MD22-21	759	1860	14,4	23,3436	13,1	0,0094	13,5	0,0016	3,4	0,25	10,3	0,3	-177,0	327,7	10,3	0,3
MD22-22	423	691	12,8	25,4911	53,8	0,0075	54,0	0,0014	5,1	0,09	8,9	0,5	-401,4	1501,4	8,9	0,5
MD22-23	506	797	8,4	23,2331	20,9	0,0091	21,0	0,0015	2,3	0,11	9,8	0,2	-165,2	525,3	9,8	0,2
MD22-24	1632	1944	4,0	22,0965	15,1	0,0089	15,2	0,0014	1,2	0,08	9,2	0,1	-41,8	368,8	9,2	0,1
MD22-25	546	1088	8,5	23,7240	25,5	0,0078	26,4	0,0013	6,9	0,26	8,7	0,6	-217,5	649,8	8,7	0,6
MD22-26	963	1337	6,2	21,5642	14,4	0,0089	14,6	0,0014	2,5	0,17	8,9	0,2	17,0	348,3	8,9	0,2
MD22-27	1524	1342	3,2	21,6688	9,9	0,0087	9,9	0,0014	1,0	0,10	8,8	0,1	5,4	238,4	8,8	0,1
MD22-28	524	1239	5,2	18,5072	20,2	0,0107	20,7	0,0014	4,7	0,23	9,2	0,4	372,4	457,9	9,2	0,4
MD22-29	547	783	4,8	18,1222	30,6	0,0108	30,9	0,0014	4,3	0,14	9,2	0,4	419,5	699,2	9,2	0,4
MD22-30	526	856	10,3	27,6275	35,2	0,0072	35,2	0,0015	1,3	0,04	9,4	0,1	-616,1	985,8	9,4	0,1
MD22-31	571	1779	11,3	27,3307	28,7	0,0076	29,0	0,0015	4,4	0,15	9,7	0,4	-586,7	790,7	9,7	0,4
MD22-33	546	905	10,0	28,8743	39,3	0,0073	39,4	0,0015	0,7	0,02	9,8	0,1	-738,1	1137,5	9,8	0,1

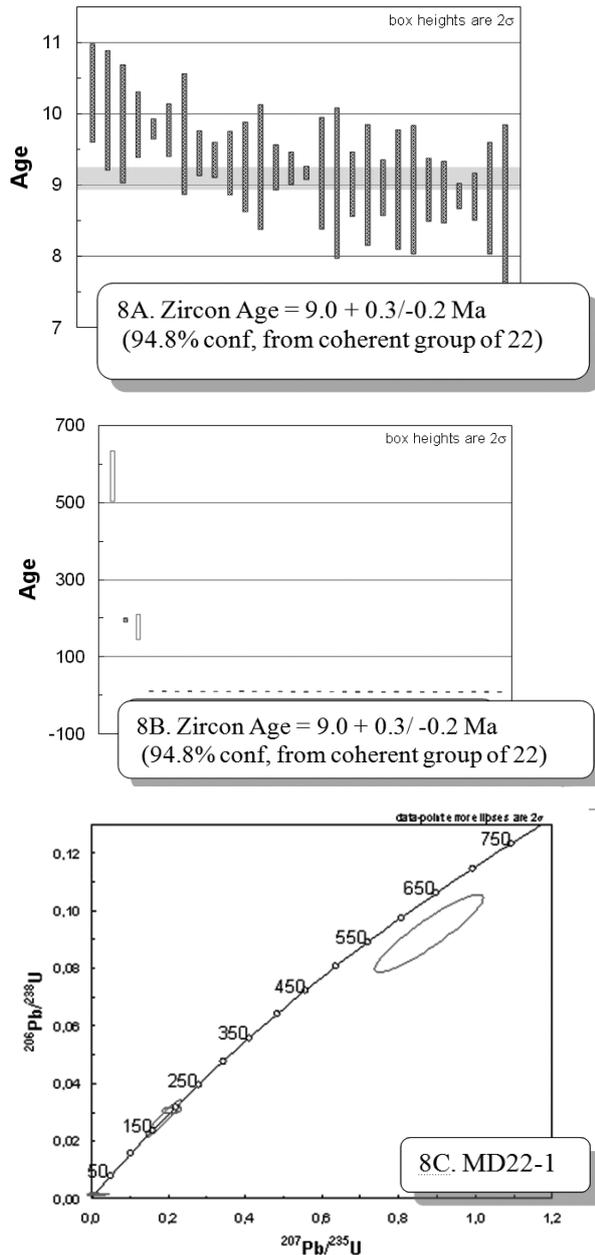


FIGURA 8. Edades U-Pb obtenidas a partir del análisis de circones de la muestra MD22-1, mediante la técnica LA-MCICPMS. 8A. Diagrama de distribución de las edades obtenidas (error 2σ); 8B. Distribución de los rangos de edades obtenidas a partir del análisis de las diferentes zonas al interior de los circones, en la cual se muestra la dominancia de las edades entorno a 9.0 ± 0.3 Ma.; 8C. Diagrama concordia U-Pb a partir de circones, donde se muestran las diferentes edades heredadas y edad de cristalización del cuerpo porfirítico.

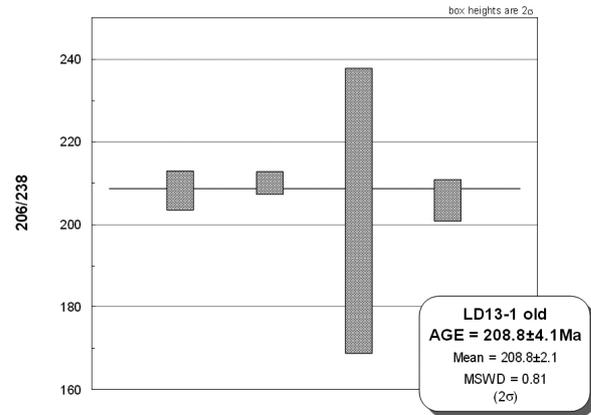


FIGURA 9. Edad media de los circones analizados en la muestra LD13-1, en la cual se reconoce la presencia de antiguos circones (heredados) con edades U-Pb entorno a 208 Ma, correspondiente al magmático del Triásico-Jurásico reportado en Goldsmith *et al.*, (1971) Ward *et al.*, (1973) y Dorr *et al.*, (1995).

Desde el punto de vista del conocimiento de la historia magmática del macizo, es importante resaltar los siguientes aspectos. Estudios geológicos previos, algunos apoyados en dataciones puntuales o en simples observaciones de campo, permiten reconocer mínimamente cinco pulsos magmáticos, descartando aquellos anteriores a los eventos metamórficos regionales, y cuyas litologías metamórficas resultantes, hacen parte actualmente de la composición de las Formaciones Neis de Bucaramanga, Silgara y Ortoneis. Estos cinco pulsos magmáticos son los siguientes: 1) Un evento magmático relacionado con inyecciones de fundidos graníticos, responsables de la formación de plutones y pegmatitas, como aquellos asociados al Granito de Durania en el sector de Pamplona (fuera del área de estudio), al cual se le asigna una edad K-Ar entorno a 461 ± 10 Ma, a partir del estudio de una muscovita de una pegmatita (Ward *et al.*, 1973). Este pulso magmático genera mucha controversia, dado que la edad obtenida, lo ubica en el mismo plano temporal que la Formación Ortoneis, descrita previamente; 2) Un evento magmático granítico, responsable de la Formación de la Monzonita de Onzaga, con una edad reportada entorno a 394 ± 23 Ma, según Boinet *et al.*, (1985); 3) Un evento magmático entre diorítico a granítico, responsable de la formación de Batolitos y Plutones, tales como los cuerpos ígneos de Páramo Rico, Santa Bárbara, Pescadero, Mogotes, Rionegro, entre otros, agrupados dentro del denominado Grupo Plutónico de Santander. Las edades Rb-Sr y U-Pb obtenidas para estos cuerpos (Goldsmith *et al.*, 1971, Polania, 1980, Dorr *et al.*, 1995), relacionan estas litologías con un importante evento magmático que tuvo lugar hace unos 210 Ma (Triásico-Jurásico); 4) Un evento magmático responsable de la

formación posiblemente simultánea de diques riolíticos y de diabasas (magmatismo bimodal?), al parecer del Cretácico Inferior, tomando como referencia algunas dataciones K-Ar en sanidinas obtenidas a partir de diques porfíricos del sector de Ocaña (127 ± 3 Ma) (Ward *et al.*, 1973) y; 5) Un evento magmático de posible edad Finicretácico-Eoterciario, con una edad entorno a 57 ± 10 Ma, según extrapolación de las edades Re-Os obtenidas a partir de concentrados de piritas de filones auríferos del área de California (Mathur *et al.*, 2003).

Con relación a estos pulsos mencionados; sin descartar la presencia de otras rocas ígneas relacionadas con otros posibles pulsos que pueden estar representadas básicamente a manera de cuerpos de diques; se presume que en el área de estudio, algunos otros cuerpos porfíricos pueden estar también temporalmente relacionados con el pulso magmático aquí descrito, de edad Mioceno Tardío (8.4 ± 0.2 y 9.0 ± 0.2 Ma). De cualquier manera, los datos aquí reportados, ponen en evidencia la presencia de un importante evento magmático, responsable de la formación de cuerpos ígneos en ambientes muy someros de la corteza (tal como lo sugiere su textura porfírico-afanítica). Por esta razón, y considerando la edad y las condiciones someras en las cuales estos cuerpos se debieron haber emplazado, resulta lógico pensar en la posibilidad de fenómenos volcánicos (en su momento), relacionados con ese nuevo sistema volcánico(?) - plutónico, en el cual la parte más alta del mismo, debió haberse erosionado (parcial o totalmente) durante los últimos 8-9 Ma. En este contexto, resulta igualmente lógico pensar en una actividad hidrotermal asociada (desarrollo de un sistema magmático-hidrotermal).

Tomando en cuenta lo anteriormente mencionado, también llama la atención la relativa proximidad entre los datos geocronológicos de los cuerpos ígneos aquí estudiados y aquellos datos geocronológicos reportados por Jaramillo *et al.* (2005), para los depósitos de Tefras en el área de Tierra Negra (Boyacá, Cordillera Oriental), tomando como punto de comparación las máximas edades posibles proyectadas en los histogramas de edades de *fission tracks*. No obstante, es evidente que para establecer una relación causa-efecto entre estas dos litologías se hace necesario mayores estudios.

Aunque las edades obtenidas en el presente trabajo apuntan a un evento magmático relativamente muy joven, es importante recordar que la Cordillera Oriental, en el sector de Iza y Paipa (localizada a unos 140 km. al sur del área de estudio), nuevamente vuelve a experimentar un pulso magmático aún más joven, entorno a 2.1- 2.5 Ma, tal como lo indican las dataciones K-Ar y Ar-Ar en biotitas de materiales de colapso de domos,

realizadas durante los estudios de reconocimiento de los recursos geotérmicos de Colombia (Organización Latinoamericana de Energía –OLADE-, el Instituto Colombiano de Energía Eléctrica-ICEL-, Geotérmica Italiana, S. R. L. CONTECOL, 1982) y; en estudios desarrollados por el Instituto Colombiano de Geología y Minería-INGEOMINAS-(Cepeda y Pardo, 2004).

Otros pulsos magmáticos, igualmente recientes en la Cordillera Oriental, son reportados en otras regiones (por ejemplo en Quetame, Tipacoque-Capitanejo, Labranzagrande), tal como se resume en Ujueta (1991), los cuales son agrupados, en términos generales, como asociados a un pulso magmático del Terciario Superior. Por otro lado, se pone de manifiesto la relación temporal entre el evento magmático del Mioceno Tardío, reportado en el presente estudio, y la última fase compresiva en la Cordillera Oriental, la cual se inicia en el Mioceno Tardío y continúa hasta el presente. Este evento deformativo (el cual favoreció la depositación de la secuencia molásica del grupo Real), es considerado como generado por el desplazamiento de la placa Sudamericana hacia el occidente (Van der Hammen., 1961; Boinet *et al.*, 1985, Case *et al.*, 1990; Cooper *et al.*, 1995; Villamil, 1999; Taboada *et al.*, 2000; Royero y Clavijo, 2001).

Desde el punto de vista de las implicaciones en el entendimiento de los actuales yacimientos auríferos del área y evidentemente en las estrategias de exploración de nuevos depósitos minerales en el macizo, es importante resaltar los siguientes aspectos. La presencia del cuerpo porfírico del sector de la Quebrada Móngora (muestra MD22-1, FIGURA 4), y su proximidad con algunas mineralizaciones auríferas encajadas en el cuerpo cuarzomonzonítico aledaño (de edad al parecer Triásico-Jurásico, Ver FIGURA 2), podría estar indicando una posible relación entre este cuerpo porfírico y la mineralización aurífera en el área de estudio (o al menos en ese sector concreto). No obstante, consideramos indispensable realizar más estudios geocronológicos tanto en los cuerpos ígneos porfíricos, como en los materiales hidrotermales mineralizados presentes en diferentes sectores del área. Esto, sería de una gran ayuda para establecer mejor la configuración del sistema (o sistemas) magmático-hidrotermal que debió estar relacionado con los procesos responsables de la mineralización aurífera en el área de estudio.

En ausencia de una mayor densidad de datos geocronológicos, de cualquier manera resulta importante resaltar algunas observaciones de campo, como las que a continuación se mencionan. Las rocas porfíricas del sector de la Quebrada Móngora, presentan un evidente mayor contenido en cuarzo bipiramidal y menor tamaño

de fenocristales de plagioclasa y feidespato potásico hacia las zonas más externas de la masa porfirítica, en comparación con la parte más central de la misma, en donde los fenocristales presentan tamaños mayores, predominando la plagioclasa y feldespatos potásicos. Esta característica, sumada a la presencia de pequeños diques dacíticos (de espesores incluso menores a los 0.5 m) con alto contenido de cuarzo bipiramidal, en el área de contacto con la cuarzomonzonita, y la presencia en ésta última de zonas con silicificación y con filones de cuarzo-sulfuros-Au, apuntan hacia lo siguiente: a) hay un progresivo aumento de sílice hacia los bordes del cuerpo porfirítico, siendo los diques con cuarzo bipiramidal (FIGURA 6), los materiales más enriquecidos en sílice, en comparación con las zonas más internas; b) este fenómeno, común en un contexto de cristalización fraccionada, seguramente también favoreció que se alcanzara la curva de saturación del agua (proceso de desmezcla de una fase acuosa). Teniendo en cuenta estas dos últimas consideraciones, se puede explicar la presencia de rocas con alto contenido de cuarzo bipiramidal hacia los bordes del cuerpo porfirítico (incluidos los diques que inyectan la cuarzomonzonita) y la presencia de zonas con importante silicificación y profusión de venas hidrotermales en el cuerpo encajante. Estas últimas (silicificación y venas), distales en mayor medida, con relación a la masa porfirítica central y en menor medida, con relación a los diques dacíticos con cuarzo bipiramidal.

Con relación a las implicaciones en las futuras estrategias de exploración, es importante resaltar que la presencia de éste pulso magmático reportado para el Macizo de Santander, merece una especial atención, considerando que ésta etapa magmática pudo incluso haber favorecido la formación de sistemas volcánico-plutónicos en el Macizo de Santander (y sus posibles sistemas magmático-hidrotermales asociados), de los cuales algunos cuerpos porfiríticos subvolcánicos (pórfidos) pueden estar aflorando, gracias a la erosión de los materiales suprayacentes, a consecuencia del levantamiento generalizado que afecta a la Cordillera Oriental desde el Mioceno. La necesidad de profundizar en el estudio de estas masas porfiríticas del Mioceno Tardío, se hace evidente, teniendo en cuenta (además de los aspectos previamente mencionados), que en el extenso sistema orogénico Andino, algunos cuerpos similares en composición y edad, han sido relacionados como responsables de diferentes estilos y tipos de mineralización, como aquellos reportados para los distritos mineros peruanos de Yanacocha, Angasmarca, Pato Bueno y Antamina, entre otros (Noble y McKee, 1999).

CONCLUSIONES

Dataciones U-Pb en circones de rocas porfiríticas aflorantes en sectores del Distrito Minero de Vetas y California (Cordillera Oriental, Colombia), permiten reconocer un evento magmático que afectó a éste sector del Macizo de Santander durante el Mioceno Tardío (8.4 ± 0.2 y 9.0 ± 0.2 Ma).

Este pulso magmático, temporalmente se relaciona con el desarrollo de la orogenia Andina y se sospecha que pudo haber favorecido la formación de antiguos sistemas magmático-hidrotermales (incluido el responsable de los depósitos auríferos en el área?).

Las rocas porfiríticas formadas durante éste pulso magmático del Mioceno Tardío (Tortoniano), merecen una especial atención geológica, debido a que rocas de edad y composiciones similares, se relacionan con un importante evento metalogénico en otros lugares del extenso sistema orogénico andino (por ejemplo: Distrito de Yanacocha, Perú).

AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan un profundo agradecimiento a la Universidad Industrial de Santander (UIS), por su permanente apoyo a las tareas que adelanta la Escuela de Geología, en pro del desarrollo del conocimiento geológico de nuestro territorio nacional.

Asimismo, manifestamos nuestra inmensa gratitud a todos aquellos estudiantes de la Escuela de Geología de la UIS, quienes han realizado sus prácticas de Campo II en el área de estudio, por su entusiasmo, responsabilidad y colaboración. Igualmente a los profesores y colegas de la Escuela de Geología (especialmente a Jairo Clavijo, Carlos García, Hernando Mendoza), por compartir sus apreciaciones entorno a la geología del Macizo de Santander.

A Claudia Alfaro, funcionaria del INGEOMINAS – Bogotá –, por su amabilidad y colaboración durante la etapa de búsqueda bibliográfica.

Igualmente, expresamos nuestra sincera y profunda gratitud a todos los geólogos y personal en general de las empresas mineras *Grey Star Resources Ltd.*, *CVS Explorations Ltd.*, y *Galway Resources Holdco Ltd.*, por su permanente apoyo a la Escuela de Geología de la UIS, especialmente durante los trabajos de Campo II realizados en el área de Vetas - California y durante el desarrollo de otras actividades, tales como tesis y visitas relacionadas con asignaturas del Pensum de Geología.

A los evaluadores del trabajo (Victor MaksaeV y Agustín Cardona), por sus comentarios y sugerencias.

Finalmente, nuestra gratitud a todos los miembros del Departamento de Geociencias de la Universidad de Arizona (Tucson, AZ, U.S.A.), por su permanente apoyo durante todos los trabajos de laboratorio, relacionados con los análisis geocronológicos de las muestras estudiadas, y por su permanente disposición a colaborar en la solución de problemas geológicos de nuestra hermosa Colombia.

REFERENCIAS

- Case, J. E., Shagam, R., Giegengack, R. F. 1990. Geology of the northern Andes: an overview. *GSA Bulletin*, 76: 567-589.
- Castellanos A. O.M., Ríos R. C. A.; Takasu, A. 2004. Sector-zoned garnets from pelitic schists of the Silgara Formation in the Mutiscua area, Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombia. *Boletín de Geología*, 26(42):8-18.
- Cepeda, H. & Pardo, N. 2004. Vulcanismo de Paipa. Informe INGEOMINAS. Bogotá. 104p.
- Boinet, T., Bourgois, J., Bellon, H., et Toussaint, J. 1985. Age et repartition du magmatisme Prémesozoïque des Andes de Colombie. *Comptes rendus hebdomadaires des séances de L'Académie des Sciences. Serie D, Sciences Naturalles* 300(II): 445-450.
- Cooper, M.B., Addison, F.T., Alvarez, R., Coral, M., Graham, R.H., Hayward, A.B., Howe, S., Martinez, J., Naar, J., Peñas, R., Pulham, A.J., Taborda, A. 1995. Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. *A.A.P.G. Bulletin* 79: 1421-1443.
- Cooperación Técnica Colombo-Alemana. 1998: Etapa de diagnóstico. Informe geología y Mineralización. Unpublished Report RS-1-98, BGR, Hannover.
- Cordani, U.; Cardona, A.; Jimenez, D.; Liu, D.; Nutman, A. 2005. Geochronology of Proterozoic basement inliers in Colombian Andes: tectonic history of remnants of a fragmented Grenville belt. In: *Terrane Processes at Margins of Gondwana*. Geological Society, London, Special Publications. Edited by Vaughan, A.; Leat, P.; Pankhurst, R. 246: 329-346.
- Dörr, W., Grösser, J., Rodríguez, G., and Kramm, U., 1995. Zircon U-Pb age of the Páramo Rico tonalite-granodiorite, Santander Massif (Cordillera Oriental, Colombia) and its geotectonic significance. *Journal of South American Earth Sciences*, 8: 187-194.
- Evans, J. 1977. Geological and Geochemical reconnaissance in the Central Santander Massif, Departments of Santander and Norte de Santander, Colombia. U. S. Geological Survey (edits). 43 p.
- Felder, G.; Ortiz, G.; Campos, C.; Monsalve, I.; Silva, A. 2005. ANGOSTURA PROJECT, A High Sulfidation Gold-Silver Deposit located in the Santander Complex of North Eastern Colombia. Greystar Resources Ltd. Thech. Report. (http://www.greystarresources.com/i/pdf/Angostura_Greystar_ProExplo_2005Final.pdf).
- Galvis V. J. 1998. Una caldera volcánica en el Macizo de Santander, Colombia. *Revista Academia Colombiana de Ciencias*, 22 (84): 355-362.
- García, C., Ríos, C. 1999. Metamorfismo y metalogénia asociada del Macizo de Santander, Cordillera Oriental, Colombia. Informe final Proyecto de Investigación 1102-05-083-95 Colciencias-Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, 191p.
- Gehrels, G., Valencia, V. A., and Pullen, A. 2006. Detrital Zircon Geochronology by Laser-Ablation Multicollector ICPMS at the Arizona Laserchron Center, *in* Emergin Opportunities, Paleontological Society Short Course, Philadelphia, PA. 67-76.
- Gehrels, G., Valencia, V. A., and Ruiz, J. 2008. Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation-multicollector-inductively coupled plasma-mass spectrometry: *Geochemistry, Geophysics, and Geosystems*, 9 (3). p. doi: 10.1029/2007GC001805.
- Goldsmith, R., Marvin, R.F., Mehnert, H.H. 1971. Radiometric ages in the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. U.S. Geological Survey Professional Paper, 750-D, D44-D49.
- Jaramillo J.; Rojas, P.; Garver, J. 2005. Neogene volcanism in the Cordillera Oriental of the Andes, Colombia. *Earth Science Research*, 9 (1): 19-28.

- Ludwig, K.R. 2001. Isoplot/Ex, version 2.49. Berkeley Geochronology Center. Special Publication, 1a.
- Mantilla Figueroa, L. C., Ríos Reyes, C., Gélvez L. J. R., Márquez, R. E., Ordóñez, J. C., Cepeda, E. S. 2003. Nuevas evidencias acerca de la presencia de una banda de cizallamiento en la Formación Silgará del sector Aratoca-Pescadero (Macizo de Santander). *Boletín de Geología*, 25 (40): 81-90.
- Mathur, R., Ruiz, J., Herb, P., Hahn, L., Burgath, P. 2003. Re-Os isotopes applied to epithermal gold deposits near Bucaramanga, northeastern Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 815-821.
- Mendoza, H. *et al.* 1979. Geología y geoquímica del área de California, Santander. *Boletín Geológico Ingeominas*, 22: 3-52.
- Noble, D.; McKee, E. 1999. The Miocene metallogenic belt of central and northern Perú. In *Geology and Ore Deposits of the Central Andes*. Special Publication. Society of Economic Geologists 7: 1155-1193.
- Organización Latinoamericana de Energía (OLADE), Instituto Colombiano de Energía Eléctrica (ICEL), Geotérmica Italiana, S. R. L. CONTECOL. 1982. Estudio de reconocimiento de los recursos geotérmicos de Colombia. Bogotá. 455 p.
- Polania, J.H. 1980. Die Uranvorkommen von California bei Bucaramanga (Kolumbien). Dissertation, University of Stuttgart, 152 p.
- Restrepo, P. 1995. Late Precambrian to early Mesozoic tectonic evolution of the Colombian Andes, based on new geochronological, geochemical and isotopic data. Unpub. Ph.D. thesis, University of Arizona, 195 p.
- Restrepo, P., Ruiz, J., Gehrels, G., Cosca, M. 1997. Geochronology and Nd isotopic data of Grenville-age rocks in Colombian Andes: new constraints for Late Proterozoic-Early Paleozoic paleocontinental reconstructions of Americas. *Earth and Planetary Science Letters*, 154: 331-347.
- Royero G. J. M.; Clavijo J. 2001. Mapa Geológico generalizado departamento de Santander. Escala 1: 400.000. Informe Ingeominas. 92 p.
- Steiger, R. H., Jäger, E. 1977. Subcommittee on Geochronology: Convention on the use of decay constants in Geo- and Cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 36: 359-362.
- Stacey, J.S.; Kramers, J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26: 207-221.
- Taboada, A., Rivera, L. A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J., Rivera, C. 2000. Geodynamics of the Northern Andes: Subductions and Intracontinental Deformation (Colombia). *Tectonics*, 19: 787-813.
- Ujueta, G. 1991. Tectónica y actividad ígnea en la Cordillera Oriental de Colombia (Sector Girardot-Cúcuta). *Memorias Simposio sobre Magmatismo Andino y su Marco Tectónico*. Tomo I, pp. 151-192. Manizales.
- Van der Hammen. 1961. Late Cretaceous and Tertiary stratigraphy and tectogenesis of Colombian Andes. *Geologie en Mijnbouw*. 40-e Jaargang. pp. 181-188.
- Villamil T. 1999. Campanian-Miocene tectonostratigraphy, decenter evolution and basin development of Colombia and Western Venezuela. *Paleogeog. Paleoclim. Paleoecolog.*, 153: 239-275.
- Ward, D., Goldsmith, R., Cruz, B., Jaramillo, C., y Restrepo, H. 1973. Geología de los Cuadrángulos H-12, Bucaramanga y H-13, Pamplona, Departamento de Santander. U.S. Geological Survey e Ingeominas. *Boletín Geológico XXI* (1-3), 1-132.

Trabajo recibido; Abril 1 de 2009

Trabajo aceptado: Mayo 29 de 2009