

Volcanismo alcalino involucrado en el proceso de apertura de la cuenca pensilvaniana, provincia de Mendoza

Vanina L. LÓPEZ DE AZAREVICH *¹ y Miguel B. AZAREVICH *²

Resumen: *VOLCANISMO ALCALINO INVOLUCRADO EN EL PROCESO DE APERTURA DE LA CUENCA PENNSILVANIANA, PROVINCIA DE MENDOZA.* Las rocas volcánicas inter-carboníferas de la Cordillera Frontal de Mendoza comprenden la Asociación Volcánica Meso-Variscica, compuesta por diques (hasta 5 m de espesor) y coladas vesiculares de colores negruzcos. Estratigráficamente son pre-Pensilvaniano. Presentan textura intergranular a intersertal, compuesta por plagioclasa de hasta 2 mm (57%), entre los que se disponen clinopiroxeno (13%), opacos (12%), anfíbol de hasta 1 cm (10%), olivino, ocasionalmente cuarzo, feldespato potásico y epidoto; con apatito de hasta 1 mm como accesorio común. Químicamente son basaltos, traquibasaltos potásicos, mugearitas y hawaaitas, con una tendencia alcalina y afinidad con una suite de tipo Basanita-Fonolita. Registran una cristalización fraccionada de olivino-plagioclasa en los estadios iniciales, y de clinopiroxeno-plagioclasa en estadios más avanzados. Fueron generados en un ambiente tectónico de intraplaca a partir de la fusión parcial de un manto de composición lhertzolitica a harzburgítica, de signatura MORB, modificado por contaminación cortical. La relación K vs K/Th* y la presencia de fases minerales hidratadas, sugieren a su vez un proceso de subducción y procesos de metasomatismo por fluidos asociados a subducción que brindan a estas rocas una firma de arco magmático continental. Su signatura geoquímica es equivalente a los basaltos del Rift Africano, con algunas variaciones similares a las registradas en los diversos brazos de la mega-estructura. Sin embargo, la complejidad de la distribución geoquímica de los elementos genera la necesidad de datos isotópicos que confirmen la interpretación presentada. Este episodio magmático ocurrido bajo un régimen extensional (rifting) marca el inicio de la cuenca marina carbonífera superior de la Formación Alto Tunuyán, es equivalente al registrado en otras localidades a lo largo del eje cordillerano e implica un evento de extensión generalizado en el margen occidental de Gondwana limitado estratigráficamente por la Fase Diastrófica Chánica (Devónico superior) y el arco volcánico Permo-Triásico (Grupo Choiyoi).

Abstract: *ALKALINE VOLCANISM INVOLVED IN THE RIFTING PROCESS OF THE PENNSILVANIAN BASIN, MENDOZA PROVINCE.* The inter-Carboniferous volcanic rocks of Frontal Cordillera, Mendoza, are represented by the Meso-Variscic Volcanic Association composed by dikes (5 m-thick) and vesiculated lava-flows of black color. They are stratigraphically pre-Pennsylvanian. Develop an intergranular to intersertal texture, composed of 2 mm plagioclase (57%), and in-between clinopyroxene (13%), opaques (12%), 1 cm amphibole (10%), olivine, and occasionally quartz, K-feldspar and epidote; with apatite up to 1 mm as the common accessory. Chemically they are basalts, K-traquibasalts, mugearites and hawaite, with an alkaline trend and Basanite-Phonolite Suite affinities. It registers a fractioned crystallization of olivine-plagioclase in the initial stage and of clinopyroxene-plagioclase in later stages. They were generated in an intraplate tectonic environment from partial melting of mantle of lhertzolite to harzburgite composition, of MORB signature, modified by crustal contamination. K vs K/Th* relation and presence of hydrous mineral phases suggest a subduction process and metasomatism by fluids associated to subduction that brings these rocks a continental magmatic arc signature. The geochemical signature is equivalent to basalts from the African Rift, with some similar variations registered in the diverse arms of the mega-structure. Although, a complex arrangement of geochemical elements make the necessity of isotope studies to confirm the interpretations presented. This magmatic episode occurred during an extensional regime (rifting) marks the initiation of the marine Carboniferous basin of the Alto Tunuyán Formation, and is equivalent to that register in other localities along the Cordillera axis and implies a generalized extensional event in the western margin of Gondwana, limited stratigraphically by the Chanica Diastrophic Fase (Upper Devonian) and the Permo-Triassic volcanic arc (Choiyoi Group).

Palabras clave: Basaltos alcalinos. Apertura de intraplaca. Pre-Pensilvaniano. Cordillera Frontal. Mendoza-Argentina.

Key words: Alkaline basalts. Intraplate rifting. Pre-Pennsylvanian. Frontal Cordillera. Mendoza-Argentina.

¹ CEGA-CONICET, Universidad Nacional de Salta, Facultad de Ciencias Naturales, Escuela de Geología. Av. Bolivia 5150, CP 4400, Salta (capital).

² vlllopez@yahoo.com.ar. ³ miguel_azarevich@yahoo.com.ar.

Introducción

Las rocas volcánicas inter-carboníferas de la Cordillera Frontal de Mendoza comprenden la Asociación Volcánica Meso-Variscica definida por Polanski (1972), y han sido escasamente estudiadas desde el punto de vista geoquímico y de su vinculación geodinámica con el desarrollo de cuencas del Paleozoico superior del área cordillerana. Su ubicación estratigráfica fue definida por relaciones de campo, desarrollándose entre la sucesión sedimentaria de las formaciones Loma de los Morteritos (Mississippiano) y Alto Tunuyán (Pensilvaniano).

La naturaleza alcalina de las volcanitas y su vinculación con una etapa de apertura (“*rifting*”) inicial de la cuenca carbonífera superior (Pensilvaniano) de la región andina similar a la del Rift Africano Oriental ha sido reconocida por López (2005), generando un aporte importante respecto a la evolución geotectónica del margen gondwánico durante el Paleozoico superior.

La presente contribución tiene por objetivo realizar la caracterización petrográfica y geoquímica de las volcanitas del Paleozoico superior, pre-Pensilvaniano, de la Cordillera Frontal de Mendoza en la zona del río de las Tunas, y de los procesos geológicos vinculados al desarrollo de este volcanismo en el margen occidental de Gondwana durante el mencionado lapso temporal.

Marco geológico regional

La investigación se desarrolla en el faldeo oriental de los Cordones del Plata y del Portillo, en la Cordillera Frontal de Mendoza, Argentina (figura 1). El área de estudio se encuadra entre los ríos Mendoza y Tunuyán, entre los paralelos de 33°16' y 33°21'30"S y los meridianos de 69°25'30" y 69°36'O, y se sitúa 35 km al O de la ciudad de Tupungato.

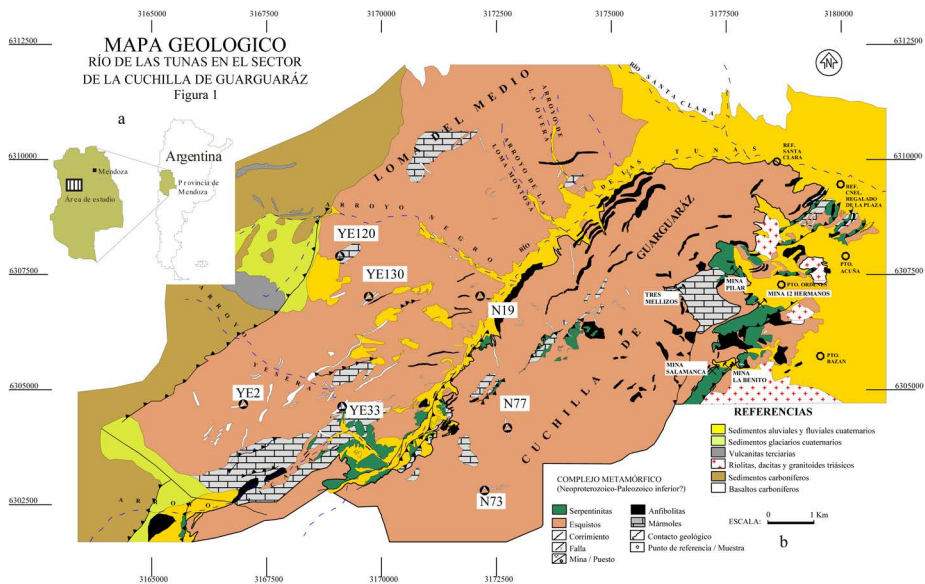


Figura 1. Localización del área de estudio: a) en la provincia de Mendoza, b) Mapa geológico del área de estudio (López, 2005, modificado). / **Figure 1.** Location of the study area: a) in Mendoza province, b) Geologic map of the study area (López, 2005, modified).

La sucesión estratigráfica comienza con las rocas metamórficas del Complejo Guarguaraz (López *et al.*, 2001), que incluye metasedimentitas clásticas y carbonáticas depositadas en margen pasivo con importante registro de microfósiles de edad Vendiano-Cámbrico; filones capa, coladas y diques de rocas metabasálticas con firmas N-MORB y edades Sm-Nd de 655 ± 76 Ma; y cuerpos ultrabásicos (López, 2005; López de Azarevich *et al.*, 2009).

Este complejo es intruido por rocas volcánicas de la Asociación Volcánica Meso-Variscica (Polanski, 1972), el cual comprende un Complejo Andesítico-Dacítico y un Complejo Riodacítico-Riolítico, los cuales afloran sobre el faldeo oriental del Cordón del Plata al N del río La Carrera, y en la Cuchilla de Guarguaraz, respectivamente (figura 1). Aunque no existen edades radiométricas, la edad de estas rocas se infiere como Inter-Carbonífero a partir de sus relaciones de campo (Polanski, 1972). Las rocas riolíticas constituyen diques de composiciones adamelíticas, cortan al Complejo Guarguaraz o copian su foliación (N10°E), y son cortados a su vez por los granitoides triásicos. Las de composición intermedia conforman cuerpos hipabisales basálticos o coladas andesítico-dacíticas que suprayacen a la Formación Loma de los Morteritos (Missisipiano), y son cubiertas en discordancia por el Conglomerado del Río Blanco (Permo-Triásico; Polanski, 1972), ambas unidades aflorantes hacia el norte fuera del área de estudio.

La Formación Alto Tunuyán (Fidalgo, 1958), de edad Pensilvaniano, se apoya en discordancia angular sobre las unidades más antiguas (figura 1). Se vincula hacia el norte con las Formaciones El Plata y Alto Tupungato (Caminos, 1979). Comprende areniscas, limolitas y lutitas oscuras y menos frecuentemente conglomerados. Se halla plegada y dislocada en bloques y su espesor no supera los 1.500 metros. Incluye los fósiles marinos *Linoproductus cora*, *Septosyringotiris keideli*, *Spirifer sp.*, *Orthoceras*, *Productus*, *Chonetes*, *Orbiculoidea sp.*, *Pseudamusium sp.* y *Aviculopecten cf. barrealensis*; y con dudas *Equisetites*.

En la zona estudiada, la Formación Alto Tunuyán se encuentra en contacto por falla con el Complejo Guarguaraz en las cabeceras de los arroyos Yesera y Picazas, y mediante discordancia en la Loma del Medio. Comprende areniscas rojas estratificadas en bancos de 1 a 3 m de espesor, en ocasiones amalgamados y con ondulitas en techo de estrato, constituyendo una secuencia estrato-creciente (figura 2). Entre las areniscas intercalan niveles de fangolitas rojas finamente laminadas y estratificadas en bancos de hasta 2 metros. Completan la sucesión sedimentaria pelitas negras finamente laminadas, fanglomerados y conglomerados que transicionalmente pasan a sabulitas. Los fanglomerados son de colores rojizos, se hallan estratificados en bancos de 2 a 3 m de espesor, y presentan clastos de hasta 3 cm de esquistos y mármoles en una matriz limo-arcillosa. Los conglomerados se encuentran conformados por clastos redondeados de hasta 40 cm de cuarzo, esquistos y mármoles, inmersos en una matriz arenosa de composición cuarzo-feldespática. La secuencia sedimentaria corresponde a sistemas de abanicos aluviales distales y ambientes fluviales que se asocian a los estadios iniciales de desarrollo de la cuenca.

Las volcanitas carboníferas pre-pensilvanianas se presentan en forma de diques que intruyen a las metamorfitas del Complejo Guarguaraz, y coladas que lo cubren discordantemente. Estas rocas no intercalan ni cortan las sedimentitas de la Formación Alto Tunuyán, y tampoco cortan los diques triásicos que afloran en el área, relaciones estratigráficas que definen una edad pre-Pensilvaniano.

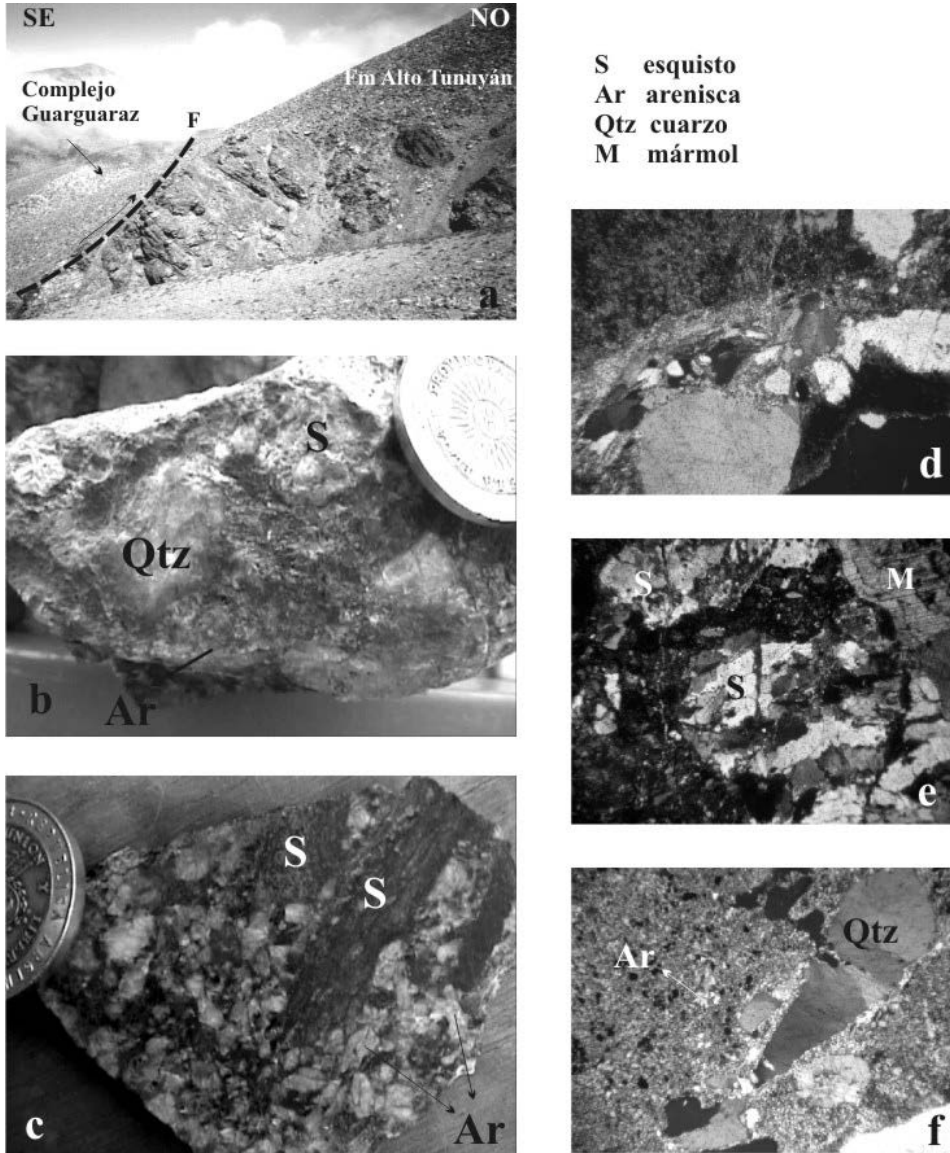


Figura 2. a) Estructura y contacto entre las areniscas carboníferas (Formación Alto Tunuyán) y los esquistos del Complejo Guarguaraz, en las cabeceras del arroyo Yesera. b-c) brechas de falla en el contacto por sobrecorrimiento entre ambas unidades litoestratigráficas. d-f) Fotografía en microscópica (nicoles cruzados) mostrando detalle de la textura de las brechas de falla. Nótese los fragmentos de esquistos foliados, mármoles y areniscas cuarzosas, en una matriz con flujo incipiente de características miloníticas. Aumento $\times 10$. e) Fotografía microscópica (nicoles cruzados) mostrando detalle de la textura en arenisca gruesa, con fragmentos de esquistos y mármoles en matriz arenosa (\gg Qtz). Aumento $\times 10$. **Figure 2.** a) Structure and contact between Carboniferous sandstones of the Alto Tunuyán Formation and schists of the Guarguaraz Complex, in the upper Yesera stream. b-c) Fault breccias in the thrust contact among both lithostratigraphic units. d-f) Microscope photograph (cross nicols) showing details of texture in those fault breccias. Notice fragments of foliated schists, marbles and quartz sandstones, in a matrix with incipient flux of mylonitic characteristics. Zoom $\times 10$. e) Microscope photograph (cross nicols) showing detail in coarse sandy texture with fragments of schists and marbles in sandy matrix (\gg Qtz). Zoom $\times 10$.

Geología y petrografía de las volcanitas pre-pensilvanianas

Las volcanitas pre-pensilvanianas cortan la foliación de las metamorfitas, aunque en ocasiones las intruyen siguiendo dichos planos, mostrando una relación pseudo-concordante con ellas (figura 3 a-b). Los espesores varían de 2 a 5 m, siendo el rumbo general NE o sub-meridiano. También se encuentran formando coladas que cubren discordantemente la secuencia de basamento, copiando la paleotopografía. En una colada reconocida en las márgenes del arroyo Yesera puede destacarse un suave plegamiento.

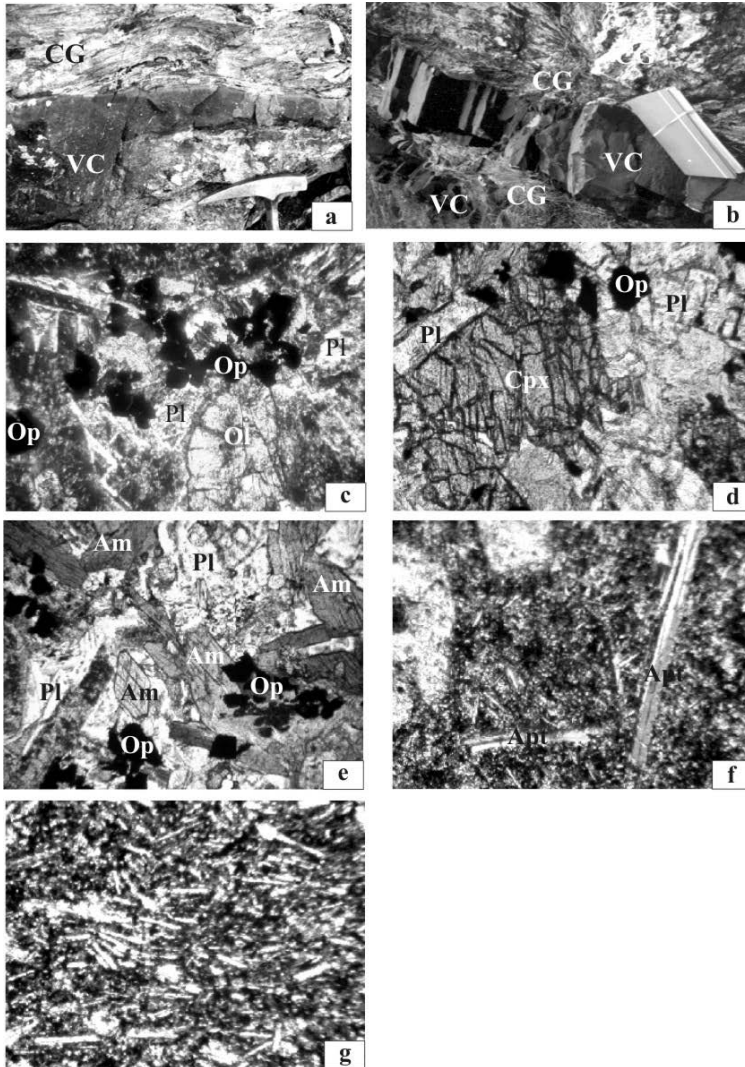


Figura 3. Fotografías de campo: a) b) Emplazamiento de los diques básicos carboníferos (VC) en esquistos del Complejo Guarguaraz (CG). Fotografías microscópicas: c) Con nicols cruzados, aumento $\times 3,5$. d) Con nicols paralelos, aumento $\times 10$. e) Con nicols paralelos, aumento $\times 3,5$. f) Con nicols cruzados, aumento $\times 10$. g) Nicols cruzados, textura afieltrada y agujas de apatito, aumento $\times 10$. / **Figure 3.** Field photographs: a) b) Emplacement of basic Carboniferous dikes (VC) within schists of the Guarguaraz Complex (CG). Microscope photographs: c) Cross nicols, zoom $\times 3.5$. d) Parallel nicols, zoom $\times 10$. e) Parallel nicols, zoom $\times 3.5$. f) Cross nicols, zoom $\times 10$. g) Cross nicols, filter-type texture apatite needles, zoom $\times 10$.

Estas volcanitas presentan una tonalidad oscura, negra o color chocolate, granulometría muy fina y vesículas o vacuolas producto de la exsolución de los volátiles, rellenas con carbonato de calcio. La textura en muestra de mano es afírica o porfírica, indicando esta última dos estadios de cristalización del magma. Se halla compuesta por fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa, piroxeno, anfíbol de hasta 1 cm de longitud, biotita y magnetita. La plagioclasa domina ampliamente en la roca, no hay cristales de cuarzo visibles, y la matriz presenta alteración meteórica con desarrollo de clorita y epidoto que le confieren una tonalidad verdosa.

Microscópicamente, presentan una pasta de textura intergranular a intersertal, y más raramente hialopilitica, compuesta por cristales de plagioclasa que ocasionalmente presentan mayor desarrollo (entre 0,75- 2 mm), entre los que se disponen minerales opacos, clinopiroxenos, olivinos y anfíboles (figura 3 c-d-e). Ocasionalmente se reconoce feldespato potásico, cuarzo y epidoto. El apatito es el mineral accesorio más común, se presenta en fibras delgadas de hasta 1 mm de longitud (figura 3f). Los minerales opacos dispuestos entre las plagioclasas dan a la roca una textura de tipo “sal y pimienta”. En las variedades intersertales la fase máfica de la roca está compuesta por minerales criptocristalinos. Texturas traquíticas son características en algunos afloramientos que cubren el basamento, donde las tablillas de plagioclasa se encuentran orientadas según la dirección del flujo lávico (figura 3g). En estas muestras la plagioclasa se encuentra ocasionalmente deformada plásticamente por flujo indicando *shear stress* en la base del mismo (Fink, 1983).

Los diques con texturas hialopiliticas en la matriz se componen de plagioclasa de tipo fibrolítico, vidrio, minerales cristocristalinos y escasos minerales opacos.

Las variedades texturales han plasmado diferentes particularidades ocurridas durante el proceso de emplazamiento del magma, ya sea como dique o colada, principalmente vinculadas con la residencia del magma en cámaras relativamente someras (presencia de fenocristales) y la rapidez de enfriamiento durante la erupción (por ejemplo: texturas hialopiliticas).

La plagioclasa es tabular, de buen desarrollo, con bordes mirmequíticos y sin zonación. Presenta maclado polisintético que permite la identificación de una composición andesina por método de Michel-Levy para las plagioclasas de la matriz. El feldespato potásico es peritítico y presenta macla de Carlsbad. La sericitización es común en ambos tipos de feldespatos.

El olivino es incoloro, con inclusiones poiquilíticas de minerales opacos, presenta relieve alto y *parting* muy bien desarrollado.

El clinopiroxeno pertenece a las variedades diópsido y augita. El primero es incoloro y de alto relieve, no presenta pleocroismo, sus colores de interferencia son típicos de primer orden y su extinción se produce a 36-38°. La figura de interferencia es de tipo flash, lo cual permite diferenciarlo respecto de la augita. La augita presenta colores de interferencia de segundo orden, clivaje muy bien desarrollado en una dirección y extinción a 40-46 grados.

Los anfíboles presentes son hornblenda verde y basáltica. Ambos desarrollan hábitos tabulares y secciones basales características, con extinción a 32-40 grados.

Las proporciones minerales son: plagioclasa 40-75%, clinopiroxeno 10-15%, minerales opacos 12%, anfíbol 10%, cuarzo <10%, feldespato potásico <5%, olivino 3%, biotita <3%, apatito <3%, epidoto 1%. Desde el punto de vista petrográfico, y en función de la composición mineralógica presente, estas rocas son andesitas piroxénicas.

Muestra	N19	Ye2	Ye33	Ye33bis	Ye120	Ye130	N73	N77
Localidad	2	1	1	1	2	2	3	3
Analista	2	1	1	1	1	1	1	1
SiO ₂	49.50	47.18	47.44		52.76	46.05	45.75	47.00
TiO ₂	3.13	1.28	2.61		1.28	2.63	2.37	3.23
Al ₂ O ₃	13.84	16.09	14.95		16.91	12.04	15.33	13.76
Fe ₂ O ₃	13.66	10.16	12.47		9.22	12.85	13.12	13.85
FeOr	12.29	9.14	11.22		8.30	11.56	11.81	12.46
MnO	0.21	0.15	0.19		0.15	0.38	0.19	0.20
MgO	4.26	7.57	6.34		5.25	11.87	7.10	4.45
CaO	7.26	9.00	7.39		6.00	8.27	5.62	7.34
Na ₂ O	2.58	2.77	3.38		4.22	0.95	2.97	3.98
K ₂ O	1.70	1.22	1.91		1.46	2.66	3.04	1.38
P ₂ O ₅	0.86	0.27	0.76		0.41	0.58	0.59	1.76
LOI	2.77	3.37	2.41		2.00	1.53	3.71	2.95
Total	99.76	99.05	99.85		99.66	99.82	99.80	99.90
Cr		213.80	148.30		110.10	335.80	165.60	21.60
Ni	58.16	88.10	82.00		61.40	270.10	106.40	11.90
Co	31.43	43.60	30.70		26.20	49.00	36.30	28.40
Sc	30.00	30.42	32.53	31.86	18.34	16.44	25.68	36.37
V	307.86	199.70	252.00		158.30	198.10	230.00	319.40
Cu	22.12	40.30	27.90		23.60	37.10	33.00	15.20
Pb	75.98	5.20			8.80	5.70	4.50	5.00
Zn	184.08	85.90	113.60		96.10	352.00	88.10	125.50
Rb	50.33	45.30	56.40		48.60	115.50	146.10	56.20
Cs	1.11							
Ba	544.77	369.10	692.30		433.30	415.20	1230.40	449.10
Sr	379.47	433.90	436.40		691.60	480.70	904.20	451.90
Tl	0.30							
Ga	23.64	18.40	22.00		21.20	17.70	21.00	20.50
Ta	0.73							
Nb	11.44	4.70	8.90		5.20	42.90	5.50	9.50
Hf	7.19	3.61	6.87		7.36	5.36	4.45	7.29
Zr	273.66	137.00	253.50		221.40	164.20	209.90	259.10
Y	44.46	27.83	39.99	40.58	29.54	23.13	36.71	54.56
Th	4.96	9.70	14.20		5.50	14.40	13.60	12.90
U	1.22							
La	37.52	21.74	34.98	31.18	27.60	32.33	24.19	36.92
Ce	89.77	43.82	73.79	70.80	55.69	60.39	56.02	85.75
Pr	10.58							
Nd	45.04	23.14	37.39	39.47	27.53	30.26	32.54	51.67
Sm	9.73	5.24	8.14	8.17	5.69	6.65	6.99	11.18
Eu	3.10	1.73	2.81	2.78	1.91	2.51	2.64	3.57
Gd	9.41	5.75	7.96	7.78	6.01	7.04	6.89	10.99
Tb	1.52							
Dy	8.19	4.42	7.18	7.22	4.76	4.68	5.95	9.49
Ho	1.67							
Er	4.39	2.83	4.02	4.04	3.01	2.05	3.76	5.21
Tm	0.62							
Yb	3.89	2.50	3.36	3.55	2.57	1.48	3.23	4.32
Lu	0.53	0.35	0.49	0.52	0.39	0.19	0.47	0.59

Tabla 1. Análisis químicos en roca total de las volcanitas carboníferas. Localidad: 1- Arroyo Yesera. 2- Arroyo Negro. 3- Cuchilla de Guarguaraz. Analista: 1- Instituto de Geociências de la Universidade de Sao Paulo (Brasil). 2- Actlabs (Canadá). Elementos mayores en %peso de óxido, elementos trazas y REE en ppm./**Table 1:** Whole rock chemical analysis of the carboniferous volcanics. Location: 1 - Arroyo Yesera. 2 - Arroyo Negro. 3 - Cuchilla de Guarguaraz. Analyst: 1 - Institute of Geosciences of the Universidade de Sao Paulo (Brazil). 2 - Actlabs (Canada). Major elements in wt% of oxide, trace elements and REE in ppm.

Geoquímica de las volcanitas pre-pensilvanianas

Siete muestras de volcanitas del pre-Pensilvaniano fueron seleccionadas para realizar análisis geoquímicos de roca total, y se efectuó un re-análisis con propósitos de control de laboratorio. Los análisis correspondientes (tabla 1) fueron realizados en ACTLABS (Canadá), por métodos de activación neutrónica instrumental (INAA) y espectroscopía de masa mediante plasma inductivamente acoplado (ICP-MS) para REE; y en el Instituto de Geociencias de la Universidad de Sao Paulo (Brasil), por métodos de fluorescencia de Rayos-X (FRX-WDS) y espectroscopía de masa mediante plasma inductivamente acoplado (ICP-OES), para elementos mayores, trazas y tierras raras.

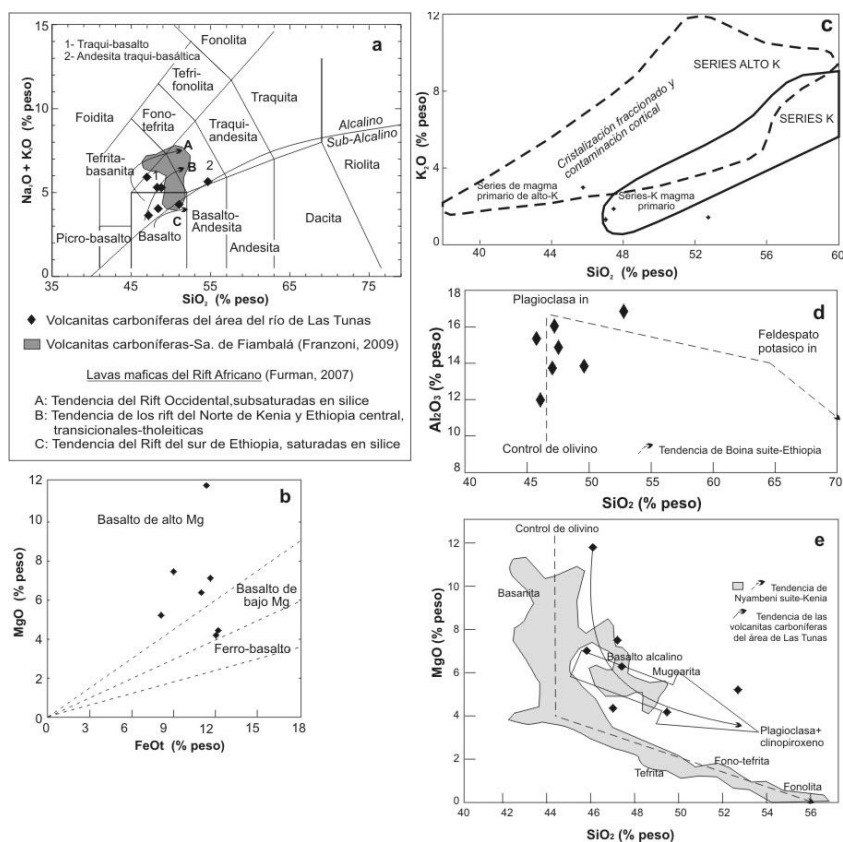


Figura 4. Clasificación de las volcanitas básicas carboníferas por medio de elementos mayores: a) Diagrama TAS (Le Maitre *et al.*, 1989), con tendencias evolutivas del Rift Africano (datos en Furman, 2007). b) Diagrama FeO-MgO (Miyashiro *et al.*, 1970), con líneas discriminantes de Wood (1980). c) Variación de K₂O vs. SiO₂ (Peccherillo y Manetti 1985), campos para las series potásicas de la provincia Romana de Italia. d) Diagrama Al₂O₃ vs. SiO₂ mostrando cristalización fraccionada de los basaltos carboníferos estudiados. Comparación con curva de evolución de la suite Boina-Etiopía (datos en Wilson, 1989). e) Diagrama MgO vs. SiO₂ mostrando cristalización fraccionada de clinopiroxeno-plagioclasa y la tendencia evolutiva de la suite de Nyambeni-Kenia (datos en Wilson, 1989)./ **Figure 4.** Classification of basic Carboniferous volcanites with major elements: a) TAS diagram (Le Maitre *et al.*, 1989), with evolution tendencies for African Rift (data in Furman, 2007). b) FeO-MgO diagram (Miyashiro *et al.*, 1970), with discrimination lines of Wood (1980). c) K₂O vs. SiO₂ variation (Peccherillo y Manetti 1985), fields for potassic series of the Roman province-Italy. d) Al₂O₃ vs. SiO₂ diagram showing fractional crystallization for studied Carboniferous basalts. Comparison with evolution curve of the Boina-Ethiopia suite (data in Wilson, 1989). e) MgO vs. SiO₂ diagram showing fractional crystallization of clinopiroxene-plagioclase and evolution tendencies of the Nyambeni-Kenia suite (data in Wilson, 1989).

Las volcanitas básicas analizadas contienen $\text{SiO}_2 < 53\%$ en peso y Mg# entre 21,2 y 44,3 (Mg# = $100 \cdot \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$, Middlemost, 1989). Clasifican como basaltos (N19, Ye2 y Ye130), traquibasaltos potásicos (Ye33 y N73), mugearita y hawaiita (Ye120 y N77, respectivamente) en un diagrama TAS (Cox *et al.*, 1979; Zanettin, 1984; Le Maitre, 1984; Le Bas *et al.*, 1986; Le Maitre *et al.*, 1989), con una tendencia de lavas transicionales-tholéiticas como las del rift del Norte de Kenia y centro de Etiopía (Furman, 2007; figura 4a). Estas rocas son de naturaleza alcalina a levemente subalcalina, con una razón $\text{Ti}/\text{V} = 23\text{-}42$, exceptuando un valor anómalo cercano a cuatro. La sumatoria de los álcalis es $> 3,6$ con una relación $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ variable entre 1/3 y 3/1. Muestran una clara tendencia hacia basaltos de alto-Mg (figura 4b). De acuerdo a su geoquímica pertenecen a una suite de tipo Basanita – Fonolita (Wilson, 1989).

Para las rocas potásicas (Ye33, N73, Ye120 y N77), la relación K_2O vs. SiO_2 (Peccerillo y Manetti, 1985) muestra una firma comparable con las series magmáticas primarias potásicas y de alto potasio (figura 4c), y evidencian una cristalización fraccionada incipiente y cierta influencia de contaminación cortical.

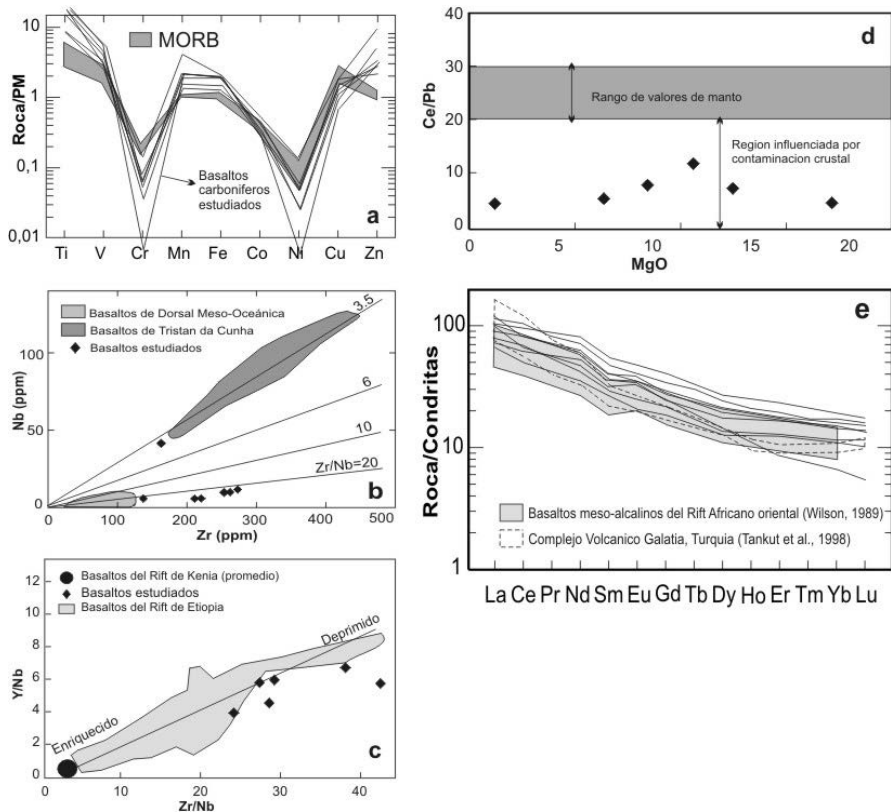


Figura 5. a) Diagrama multielementos de metales de transición normalizados a Manto Primitivo - PM (Sun, 1982), indicando la curva definida para basaltos MORB (Langmuir *et al.*, 1977). b) Diagrama Zr-Nb (Humphris y Thompson, 1982). c) Diagrama Zr/Nb vs Y/Nb con curva tendencia MORB de Wilson (1989). d) Diagrama MgO vs Ce/Pb con campos de Hofmann *et al.* (1986). e) Diagrama de REE normalizado a condritas (Sun, 1982) de las volcanitas básicas carboníferas. / **Figure 5.** a) Multielement diagram of transition metals normalized to Primitive Mantle - PM (Sun, 1982), indicating curve defined for MOR basalts (Langmuir *et al.*, 1977). b) Zr-Nb diagram (Humphris y Thompson, 1982). c) Zr/Nb vs Y/Nb diagram with tendency curve for MORB by Wilson (1989). d) MgO vs Ce/Pb diagram with fields of Hofmann *et al.* (1986). e) REE diagram normalized to chondrite (Sun, 1982) for basic Carboniferous basalts.

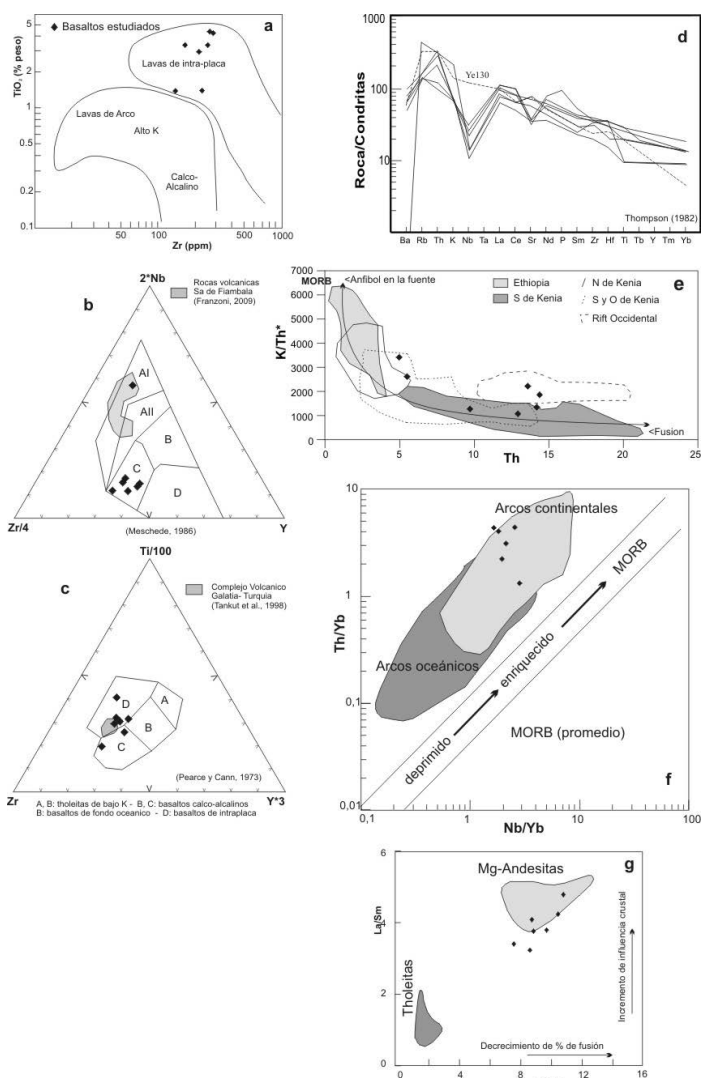


Figura 6. a) Diagrama discriminante Zr-TiO₂, en el que se reconoce una afinidad con ambientes de intraplaca (Pearce, 1980). b) Diagrama discriminante de Meschede (1986), campos: AI- basaltos alcalinos de intraplaca; AII- basaltos alcalinos de intraplaca y toleitas de intraplaca; B- basaltos meso-oceánicos tipo E; C- toleitas de intraplaca y basaltos de arco volcánico; D- basaltos meso-oceánicos tipo N y basaltos de arco volcánico. c) Diagrama Zr-Ti/100-Y*3 (Pearce y Cann, 1973). d) Diagrama de multielementos normalizado a condrita (Thompson, 1982) de los basaltos carboníferos estudiados. e) Diagrama K/Th* (K₂O*10000/Th) vs Th, con curva de fusión progresiva de una fuente rica en anfíbol o flogopita. Campos de las diferentes áreas del Rift Africano tomados de Furman (2007). f) Diagrama Th/Yb vs Nb/Yb (Pearce y Peate, 1995) que permite distinguir magmas de arcos volcánicos de aquellos de arcos oceánicos. g) Diagrama La/Yb vs. La/Sm (Hildreth y Moorbath, 1988) que permite estimar la influencia de fusión parcial vs contaminación crustal en la generación de los magmas. **Figure 6.** a) Zr-TiO₂ discrimination diagram, in which affinities with intraplate environments is recognized (Pearce, 1980). b) Discrimination diagram of Meschede (1986), fields: AI- alkaline intraplate basalts; AII- alkaline intraplate basalts and intraplate tholeiites; B- EMOR basalts; C- Intraplate tholeiites and volcanic arc basalts; D- NMOR basalts and volcanic arc basalts. c) Zr-Ti/100-Y*3 diagram (Pearce and Cann, 1973). d) Multielement diagram normalized to chondrite (Thompson, 1982) for the studied basalts. e) K/Th* (K₂O*10000/Th) vs. Th diagram, with progressive fusion curve of an amphibole or phlogopite-rich source. Fields for different areas of the African Rift taken from Furman (2007). f) Th/Yb vs. Nb/Yb diagram (Pearce and Peate, 1995) that allow distinguish magmas from volcanic arcs than those from oceanic arcs. g) La/Yb vs. La/Sm diagram (Hildreth and Moorbath, 1988) that allows estimation of influence of partial melting vs. crustal contamination related to magma generation.

En diagramas de tipo Harker pueden reconocerse las siguientes relaciones petrogenéticas para la suite analizada: i) la distribución de Al_2O_3 vs. SiO_2 indica que el fraccionamiento estuvo dominado por la cristalización de olivino y plagioclasa en los estadios iniciales (figura 4d), ii) el diagrama MgO vs. SiO_2 permite reconocer además un leve fraccionamiento de clinopiroxeno-plagioclasa (figura 4e), definiendo una tendencia evolutiva similar a la de la suite de Nyambeni-Kenia (Wilson, 1989), iii) un fraccionamiento de apatito y magnetita puede reconocerse a partir de diagramas P_2O_5 y TiO_2 vs. SiO_2 , respectivamente.

La distribución de metales de transición normalizado a Manto Primitivo evidencia una firma de basaltos MORB (Langmuir *et al.*, 1977), confirmada por la relación Nb-Zr, con valores de Zr/Nb promedio de 27 (figura 5 a-b). El Ni es especialmente sensible como indicador del fraccionamiento de olivino debido a su gran coeficiente de partición mineral/fundido (Wilson, 1989), y se encuentra acompañado del fraccionamiento y acumulación de una fase rica en Cr (espinelos crómicos).

Las relaciones Rb/Zr e Y/Nb son variables en las rocas analizadas, lo cual podría estar indicando cierto grado de contaminación cortical, diferente al control ejercido por la cristalización fraccionada reconocida a partir de la concentración de elementos mayoritarios (Wilson, 1989). La distribución de Y/Nb vs. Zr/Nb muestra la influencia de una fuente levemente deprimida en componentes MORB en la petrogenesis de estos basaltos (figura 5c). La signatura MORB es también evidente en un diagrama Zr vs. Zr/Y.

La relación Ce/Pb, sensible a la contaminación cortical, presenta un rango bien definido de 25 ± 5 para los líquidos derivados de un manto primario (Hoffmann *et al.*, 1986). Para las rocas analizadas el rango es mucho más bajo, de 1,2-12,5 (figura 5d) e indican la interacción substancial con una sección de corteza engrosada en el área (Furman, 2007).

El patrón desplegado por los elementos de las REE muestra un enriquecimiento de 70-100 veces respecto a condrita. Su signatura es equivalente a la de los basaltos E-MORB (figura 5e), y registran una pequeña anomalía positiva de Eu, debido a la concentración relativa de plagioclasa. Esta distribución de REE es comparable a aquella de los basaltos meso-alcalinos del Rift Africano oriental (Wilson, 1989; Furman, 2007) y a los basaltos alcalinos de Turquía (Tankut *et al.*, 1998), los cuales representan estadios de rift intracontinental producidos en el Plioceno-Reciente y Mioceno respectivamente.

La relación Zr vs. TiO_2 en las volcanitas carboníferas es típica de lavas tholeíticas y alcalinas de intraplaca, con una pequeña desviación hacia basaltos calcoalcalinos en función de los contenidos de Ti-Zr-Y (figura 6a-b-c). Un diagrama de multielementos normalizado a condrita (Sun y McDonough, 1989) muestra anomalías negativas de Nb-Ta, positiva de Th y enriquecimiento en LILE hasta 400 veces respecto a condrita (figura 6d). Las anomalías negativas de Nb-Ta son típicas de márgenes continentales activos. La relación Nb/Yb vs. Th/Yb (Pearce y Peate, 1995) también muestra afinidades de arco volcánico continental relacionado a subducción (figura 6f).

La anomalía positiva de Th puede explicarse de acuerdo con la proporción de fases hidratadas en la fuente de los basaltos. El fraccionamiento de K/Th puede ser el resultado de la cristalización de anfíbol o flogopita, existiendo evidencias petrográficas para la primera de estas especies minerales, o bien por un proceso de fusión en presencia de estas fases (Furman, 2007). La existencia de anfíbol sugiere procesos de metasomatismo por fluidos silicatados o carbonatados, posiblemente asociado al proceso de subducción. Este diagrama permite reconocer dos tendencias diferentes en los basaltos analizados: un grupo de muestras representa una evolución casi continua desde un mayor a menor grado de fusión y son equivalentes al Rift del sur y oeste de Kenia, y otras presentan menor grado de fusión y son equivalentes a las volcanitas del Rift Africano Occidental (figura 6e).

Discusiones

Las características geoquímicas de las volcanitas pre-pensilvanianas sugieren el desarrollo, en esta zona de la Cordillera Frontal, de eventos extensionales relacionados al desarrollo de un rift de tipo continental. La presencia de coladas sub-aéreas indica ambientes netamente continentales como marco dinámico previo al desarrollo de la cuenca sedimentaria continental de edad Pensilvaniano.

Las variaciones en las firmas geoquímicas tanto en los elementos incompatibles como en las REE (figuras 5 y 6) generan nuevos aportes científicos acerca de las condiciones de generación de los magmas que dieron origen a estas volcanitas, aspecto no investigado hasta el momento. Por lo tanto, el análisis de los datos geoquímicos disponibles puede dar indicios de los procesos actuantes en la génesis y su grado de complejidad.

Los patrones de distribución de los elementos químicos que surgen a partir del diagrama de multielementos (figura 6d) son típicos de diversos tipos de magmas, generados en ambientes totalmente diferentes, como pueden ser: i) relacionados a subducción, ii) generados por fusión parcial de corteza continental inferior, iii) derivados de manto contaminado de manera significativa por corteza continental (ver Wang *et al.*, 2007). En ausencia de datos isotópicos de Sr, Nd y Pb que brindarían mayor evidencia acerca del origen de estos magmas, las relaciones de algunos elementos incompatibles y de las REE permiten la comprensión de algunos de los eventos involucrados, a saber:

- 1) La proporción de $Ce/Pb < 20$ indica un proceso de interacción del magma con una sección de corteza engrosada. La contaminación por corteza continental es evidente también a partir de la anomalía positiva de Pb registrada en los diagramas de multielementos, así como también por las relaciones Y/Nb y Rb/Zr (Hoffmann *et al.*, 1986; Wilson, 1989; Furman, 2007).
- 2) La relación Y/Nb vs Zr/Nb (figura 5c) sugiere que el magma ha sido influenciado por una fuente levemente deprimida en componentes MORB. La firma geoquímica de MORB es también evidente a partir del diagrama de REE, el cual muestra un enriquecimiento hacia basaltos de tipo E-MORB. Esto indica que el magma pudo derivar de la fusión parcial de rocas de manto con esta firma geoquímica.
- 3) La relación K vs. K/Th^* (figura 6e) y la presencia de dos fases minerales hidratadas (hornblendas verde y basáltica) en los basaltos analizados evidencia un proceso de fusión de rocas con anfíbol o flogopita modal, o bien procesos de metasomatismo por fluidos silicatados o carbonatados (Furman, 2007). Este último proceso es el más factible, y posiblemente se encuentre asociado al proceso de subducción. Las anomalías negativas de Nb y Ta son típicas de márgenes continentales activos, lo cual podría implicar así mismo cierta relación con un ambiente de subducción, lo que equivale a decir que una firma de un manto modificado por componentes de subducción estaría involucrada en su génesis. La relación Nb/Yb vs. Th/Yb (figura 6f) también muestra afinidades de arco volcánico continental relacionado a subducción. Como el Yb es un elemento esencialmente inmóvil, los elevados valores de Th/Yb podrían estar reflejando la influencia de fluidos relacionados a subducción, lo cual resulta en un enriquecimiento en torio.

Es evidente la complejidad que representan las rocas analizadas desde el punto de vista genético, en función de la variabilidad registrada en las distribuciones de elementos químicos. Su origen no parece deberse a un único proceso, sino a varios, los cuales han dejado su

firma impresa en la signatura geoquímica. Las relaciones de elementos incompatibles y REE correspondientes a basaltos relacionados tanto a subducción como a dorsales oceánicas o de tipo alcalinos continentales, pueden ser modificados en función de las condiciones geodinámicas y de evolución del ambiente tectónico (Barragán *et al.*, 2005). Por ejemplo, en los magmas generados en ambientes de rift la fusión parcial de la corteza inferior es frecuentemente producida por el elevado flujo de calor que provoca el ascenso de la astenósfera, puede ocurrir un proceso de hibridación entre los componentes de tipo OIB astenosféricos y de tipo MORB litosféricos (Wilson, 1989). Este tipo de interacción entre componentes de manto y corteza puede analizarse partiendo de la geodinámica de la zona de estudio al momento de generación de este volcanismo.

Para el caso de las volcanitas pre-pensilvanianas de la Cordillera Frontal, el ambiente tectónico para el momento de formación de estas rocas implica una corteza engrosada debido a dos factores:

- i) La acreción del Terreno Cuyania (Greville), sobre el que se desarrolló la cuenca sedimentaria del Complejo Guarguaraz (~600 Ma).
- ii) La generación de un prisma acrecional que dio origen al Complejo Guarguaraz como unidad metamorfozada y deformada durante la Fase Diastrófica Chánica – Devónico (López de Azarevich *et al.*, 2009).

La contaminación del magma primario pudo entonces responder a procesos de fusión parcial de corteza incluyendo rocas del Terreno Cuyania y con dudas rocas del Complejo Guarguaraz, el cual registra un metamorfismo regional a una profundidad de 34 km (López, 2005).

Las volcanitas estudiadas, petrográficamente andesitas piroxénicas, pueden haber derivado de una fuente lherzolítica o harzburgítica por fusión parcial hidratada disparada por el movimiento de los fluidos en la corteza (Tatsumi, 1991). Este tipo de proceso ocurre a niveles más profundos que los que dan origen a las tholeítas MORB y a las tholeítas continentales. Se asume, de acuerdo con los modelos petrogenéticos conocidos, que los magmas primarios básicos se generan por grados variables de fusión parcial a partir de lherzolita fértil, en el manto superior, siendo las variables que influyen en su composición final el grado de fusión parcial y la profundidad de segregación de estos magmas (Toselli, 2009). A su vez, las variaciones en el contenido de volátiles y la mineralogía de la fuente mantélica, así como la cristalización fraccionada y la contaminación cortical pueden originar un amplio espectro de composiciones en las rocas básicas.

La relación La/Yb es un reflejo del grado de fusión parcial (Kay y Gast, 1973), asumiendo una fuente peridotítica relativamente homogénea. Las rocas analizadas muestran una posición intermedia en el diagrama La/Yb vs. La/Sm (figura 6g, Hildreth y Moor bath, 1988) sugiriendo que los procesos de contaminación cortical y porcentaje de fusión parcial han sido igualmente significativos en su origen, con cierta predominancia del primero.

La relación K vs. K/Th* (figura 6e) y la presencia de fases minerales hidratadas, sugieren un proceso de subducción con incorporación de corteza oceánica y procesos de metasomatismo por fluidos asociados al proceso de subducción. Las peridotitas serpentinizadas y los metabasaltos MORB que forman parte del Complejo Guarguaraz (López, 2005; López de Azarevich *et al.*, 2009) son evidencias del proceso de subducción ocurrido durante el Devónico por el cual se emplazan (obductan) dichas ofiolitas.

Las fuentes de manto que habrían dado origen a las volcanitas podrían haber sido modificadas, entonces, por la incorporación de porciones de corteza, incluso durante los procesos de acreción / subducción (Benek *et al.*, 1996). A su vez, las variaciones en

la composición y geoquímica se relacionan con los diferentes regímenes corteza-manto, que dependen de las diferentes posiciones relativas a un basamento regional heterogéneo (Benek *et al.*, 1996), para nuestro caso las rocas del Terreno Cuyania o las metamorfitas del Complejo Guarguaraz, y a la zona orogénica constituida para la época. Incluso podrían estar influenciadas por la presencia de zonas de paleo-subducción o colisión (Benek *et al.*, 1996). La complejidad del margen continental relacionado a la acreción del Terreno Cuyania no es aún bien comprendida para este sector de la cordillera (ver discusiones sobre Chileña en López, 2005; López de Azarevich *et al.*, 2009 y literatura incluida), situación que dificulta la interpretación de los futuros procesos acaecidos en el nuevo margen constituido.

Estas interpretaciones preliminares, obtenidas a partir de los datos disponibles, deberán ser ajustadas y corroboradas por futuros datos isotópicos. Sin embargo son un aporte importante al estudio de estas volcanitas.

Edad y correlación

Los diques y coladas basálticas pre-Pensilvaniano, suavemente plegados, se hallan acotados temporalmente por el metamorfismo y exhumación del Complejo Guarguaraz (Devónico superior), y por la ausencia de su emplazamiento en las rocas sedimentarias de la Formación Alto Tunuyán (Pensilvaniano).

Rocas con características texturales y petrográficas similares, así como relaciones espaciales equivalentes con el Complejo Guarguaraz fueron descriptas por González Díaz (1957) en la zona del Cerro Manzano (Mendoza).

Este tipo de volcanismo básico a intermedio, con una deformación leve, puede ser correlacionado con su equivalente en la Precordillera occidental de la zona de Jagüel (La Rioja). Allí, Fauqué *et al.* (1991) reconocen diques y filones capa de pórfidos y lamprófiro de composición diorítico-tonalítica que intruyen las sedimentitas de la Formación Jagüel, plegados junto con esta secuencia eocarbonífera. Dichos cuerpos se componen, en el cerro Cándido, de andesina (67%) y hornblenda verde, con apatito como mineral accesorio. La discordancia que media entre estas rocas y las sedimentitas pensilvanianas ha sido atribuida a una serie de movimientos relacionados a los procesos de subducción, que han producido una actividad magmática y deformacional regionales que estructuran las cuencas pensilvanianas como la de Calingasta-Uspallata y otras equivalentes. Este proceso ha sido definido como Fase Río Blanco, y considerada por Caminos *et al.* (1990) como la fase diastrófica más importante del Paleozoico superior.

Las evidencias presentadas en los párrafos anteriores determinan la asignación de estas volcanitas al pre-Pensilvaniano, así como su correlación con la Asociación Volcánica Meso-Varisca (inter-Carbonífero) definida por Polanski (1972).

Rocas volcánicas de edad equivalente, con una signatura geoquímica similar, han sido estudiadas en el flanco occidental de la Sierra de Fiambalá por González Bonorino (1952), Morello y Rubinstein (2000) y Franzoni (2009). Comprenden diques de lamprófiro con textura intergranular, intersertal hasta pilotáxica, compuesta por tablillas de plagioclasa (andesina), cristales de hornblenda verde y basáltica, augita y olivino, y numerosas agujas de apatito. Su signatura geoquímica indica que son traquiandesitas alcalinas de intraplaca y andesitas basálticas subalcalinas. Morello y Rubinstein (2000) indican que los cuerpos de naturaleza subalcalinas serían el equivalente volcánico (más primitivo) del magmatismo que dio origen al granito Los Ratones, mientras que las rocas alcalinas se vinculan al rift continental de edad

Pensilvaniano - Pérmico, diferenciando distintas fuentes para la generación de estas rocas.

Dataciones radimétricas en las rocas analizadas serán de notable relevancia y contribuirán a ajustar la estratigrafía de la Cordillera Frontal, así como también las correlaciones con las regiones vecinas.

Conclusiones

Los diques y coladas básicas de la Asociación Mesovariscica en el área del río de Las Tunas son producto de la erupción en un ambiente de rift continental de basaltos, traquibasaltos potásicos, mugaritas y hawaítas, con una tendencia alcalina y afinidad con una suite de tipo Basanita-Fonolita. Su composición modal es en promedio plagioclasa 57%, clinopiroxeno 13%, minerales opacos 12%, anfíbol 10%, cuarzo <10%, feldespato potásico <5%, olivino 3%, biotita < 3%, apatito <3%, epidoto 1%.

Este magmatismo fue generado en un ambiente tectónico de intraplaca a partir de la fusión parcial de un manto de composición lhertzolítica a harzburgítica, de signatura MORB, modificado por contaminación cortical (elevados valores de Pb, Th, Ce/Pb, Y/Nb y Rb/Zr).

La relación K vs. K/Th* y la presencia de fases minerales hidratadas, sugieren a su vez un proceso de subducción y procesos de metasomatismo por fluidos asociados al proceso de subducción que brindan a estas rocas una firma de arco magmático continental.

Su signatura geoquímica es equivalente a los basaltos del Rift Africano, con algunas variaciones similares a las registradas en los diversos brazos de la mega-estructura. Sin embargo, la complejidad de la distribución geoquímica de los elementos crea la necesidad de datos isotópicos que confirmen la interpretación presentada.

Este episodio magmático ocurrido bajo un régimen extensional (*rifting*) marca el inicio de la cuenca marina pensilvaniana de la Formación Alto Tunuyán. Proceso que es registrado en otras localidades a lo largo del eje cordillerano e implica un evento de extensión generalizado en el margen occidental de Gondwana limitado estratigráficamente, en la zona de estudio, por dos episodios compresionales con diferentes procesos geológicos característicos: el diastrofismo chánico (Devónico superior) y el desarrollo del arco volcánico Permo-Triásico representado por el Grupo Choiyoi.

Agradecimientos

Se agradece al CONICET por brindar el marco académico y financiación para el desarrollo del presente trabajo de investigación. Y los comentarios, correcciones y sugerencias del Dr. Llambías, que contribuyeron notablemente a este trabajo de investigación.

Bibliografía

- Barragán, R., Baby, P. y Duncan, R. 2005. Cretaceous alkaline intra-plate magmatism in the Ecuadorian Oriente Basin: Geochemical, geochronological and tectonic evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 236: 670–690.
- Benek, R., Kramer, W., McCann, T., Scheck, M., Negendank, J.F.W., Korich, D., Huebscher, H.-D. y Bayer, U. 1996. Permo-Carboniferous magmatism of the Northeast German Basin. *Tectonophysics*, 266: 379-404.
- Caminos, R. 1979. Cordillera Frontal. En: *II Simposio de Geología Regional Argentina*, Tomo I: 397-453, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Caminos, R., Fauqué, L. y Limarino, C. 1990. Las fases diastróficas intracarboníferas de la Precordillera y su

- correlación regional. *Late Paleozoic of South America*, Proyecto, 221: 132-142. Buenos Aires.
- Cox, K., Bell, J. y Pankhurst, R. 1979. *The interpretation of igneous rocks*. George, Allen & Unwin, London, 450 pp.
- Fauqué, L., Caminos, R., Limarino, C. y Carullo, M. 1991. Relaciones estratigráficas del magmatismo carbonífero en la Precordillera riojana, Argentina. *VI Congreso Geológico Chileno*, Resúmenes: 552-556. Viña del Mar.
- Fidalgo, F. 1958. Contribución al conocimiento del Carbónico en las nacientes del Río Tunuyán (Prov. De Mendoza). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 13 (2): 105-133.
- Fink, J.H. 1983. Structure and emplacement of a rhyolite obsidian flow: Little Glass Mountain, Medicine Lake Highland, northern California. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 362-380. En: McPhie, J., Doyle, M. y Allen, R. (1993) (Editores). *Volcanic Textures*. Centre for Ore deposit and exploration studies, University of Tasmania. Pp 196.
- Franzoni, M.A. 2009. Diques básicos vinculados al yacimiento de Uranio Las Termas, Sierra de Fiambalá, provincia de Catamarca. Universidad Nacional de Salta, FCN, Tesis Profesional. Inédita. Pp 80.
- Furman, T. 2007. Geochemistry of East African Rift basalts: An overview. *Journal of African Earth Science* 48: 147-160.
- González Bonorino, F. 1952. Descripción geológica de la Hoja 13c, Fiambalá, provincia de Catamarca. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín* 127, 73 p., Buenos Aires.
- Gonzalez Díaz, E. 1957. Estructuras del basamento y del neo-Paleozoico en los contrafuertes Nord-orientales del Cordón del Portillo (provincia de Mendoza). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 12 (2): 98-133.
- Hildreth, W. y Moorbath, S., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98: 455-489.
- Hoffmann, A.W., Jochum, K.P., Seufert, M. y White, W.M. 1986. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 79: 33-45.
- Humphris, S. y Thompson, G. 1982. A geochemical study of rocks from the Walvis Ridge, South Atlantic. *Chemical Geology* 36: 253-274.
- Kay, R.W. y Gast, P.W., 1973. The rare earth content and origin of alkali-rich basalts. *Journal of Geology*, 81: 653-682.
- Langmuir, C., Bender, J., Vence, A., Hanson, G. y Taylor, S. 1977. Petrogenesis of basalts from the FAMOUS area: mid-Atlantic ridge. *Earth and Planetary Science Letters* 36: 133-156.
- Le Bas, M., Le Maitre, R., Streckeisen, A. y Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the Total Alkali-Silica Diagram. *Journal of Petrology*, 27 (3): 745-750.
- Le Maitre, R. 1984. A proposal by the IUGS Subcomision on the systematics of Igneous Rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica (TAS) diagram. *Australian Journal of Earth Science*. Melbourne, 31: 243-255.
- Le Maitre, R., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lemayre Le Bas, M., Sabine, P., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. y Zanettin, B. 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell, Oxford, 193 pp.
- López, V. 2005. Geología y petrología de la Cuchilla de Guarguaraz, Cordillera Frontal de Mendoza. Universidad Nacional del Sur, Dpto. de Geología. Tesis Doctoral. Inédita. Pp. 269.
- López, V., Gregori, D. y Migueles, N. 2001. Stratigraphy y structure of the Guarguaráz Complex, Frontal Cordillera, Argentina. *The Geological Society of America, Annual Meeting*, Abstracts BTH 98, A-383. Boston.
- López de Azarevich, V.L., Escayola, M., Azarevich, M.B., Pimentel, M.M. y Tassinari, C. 2009. The Guarguaraz Complex and the evolution of southwestern Gondwana: geochemical signatures and geochronological constraints. *Journal of the South American Earth Sciences: Mafic and Ultramafic complexes in South America and the Caribbean, Sp Issue* 28: 333-344.
- Meschede, M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology* 56, 207-218.
- Middlemost, E.A.K. 1989. Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chemical Geology* 77 (1), 19-26.
- Miyashiro, A., Shido, F. y Ewing, M. 1970. Crystallization and differentiation in abyssal tholeiites and gabbros from mid-ocean ridges. *Earth and Planetary Science Letters* 7: 36-365.
- Morello, O. y Rubinstein, N. 2000. Los diques alcalinos y subalcalinos del flanco occidental de la sierra de Fiambalá, Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55(3): 245-250. Buenos Aires.
- Pearce, J.A. 1980. Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan phiolites. *Proceedings of the International Ophiolite Symposium, Nicosia, Cyprus*: 261-272.
- Pearce, J.A. y Cann, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analysis. *Earth and Planetary Science Letters* 19: 290-300.
- Pearce, J.A. y Peate, D.W. 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 25: 251-285.
- Peccerillo, A. y Manetti, P. 1985. The potassium alkaline volcanism of central-southern Italy: a review of the data relevant to petrogenesis and geodynamic significance. *Trans. Geological Society of South Africa*, 88: 379-394.
- Polanski, J. 1972. *Descripción Geológica de la Hoja 24 a-b, Cerro Tupungato (Provincia de Mendoza)*. Boletín N° 165. Servicio

- Geológico Nacional, Secretaría de Estado de Minería, 117 pp.
- Sun, S. 1982. Chemical composition and origin of the earth's primitive mantle. *Geochemica et Cosmochemica Acta* 46: 179-192.
- Sun, S. y McDonough, W. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En: Saunders A. y Norry M. (eds.): Magmatism in ocean basins. *Geological Society of London Special Publication* 42: 313-345.
- Tankut, A., Gulec, N., Wilson, M., Toprak, V., Savascin, Y. y Akiman, O. 1998. Alkali Basalts from the Galatia Volcanic Complex, NW Central Anatolia, Turkey. *Journal of Earth Sciences* 7: 269-274.
- Tatsumi, Y., 1991. Origin of subduction zone magmas based on experimental petrology. En: L.L. Perchuk y I. Kushiro (Editores), *Physical Chemistry of Magmas. Adv. Phys. Geochem.*, 9:268-301.
- Thompson, R.N. 1982. Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province. *Scottish Journal of Geology* 18: 49-107.
- Toselli, A.J. 2009. Elementos básicos de petrología ígnea. *Instituto Superior de Correlación Geológica, Miscelánea* 18. Pp. 344. Tucumán, Argentina.
- Wang, B., Shu, L.S., Cluzel, D., Faure, M. y Charvet, J. 2007. Geochemical constraints on Carboniferous volcanic Rocks of the Yili Block (Xinjiang, NW China): Implication for the tectonic evolution of Western Tianshan. *Journal of African Earth Sciences* 29: 148-159.
- Wilson, M. 1989. *Igneous petrogenesis - A global tectonic approach*. Chapman & Hall, London, 466 pp..
- Wood, D. 1980. The application of the Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification to establishing the nature of the crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters* 50: 11-30.
- Zanettin, B. 1984. Proposed new chemical classification of volcanic rocks. *Episodes*, 7: 19-20.

Recibido: 31/04/2013

Aceptado: 16/10/2013

