

## Petrología y petrografía de las rocas del Macizo de El Baúl, estado Cojedes, Venezuela

Viscarret Patxi\*, *Universidad de Los Andes, Escuela de Ingeniería Geológica, Grupo de Investigación de Ciencias de la Tierra –TERRA, Mérida, Venezuela.* [patxi@ula.ve](mailto:patxi@ula.ve)

Urbani Franco\*, *Universidad Central de Venezuela, Dept. Geología & FUNVISIS, Caracas, Venezuela.*

Sifontes Ramón\*, *Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ciencias, ICT, Caracas, Venezuela.*

Tosiani Tommaso\*, *Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ciencias, ICT, Caracas, Venezuela.*

**Palabras clave:** Petrología, El Baúl, granitoides, petrografía, estado Cojedes, Venezuela.

### Resumen

Se obtiene una base geológica reunida en diez mapas a escala 1:25.000 y uno 1:50.000. Los tres grandes grupos de rocas que comprenden las unidades de La Asociación Granítica El Baúl, son: Granito de Mogote (monzogranito), Granito de Mata Oscura 1 (leucomonzogranito biotítico), Granito de Mata Oscura 2 (monzogranito biotítico hornbléndico), Granito de Piñero (leucosienogranito) y Granito de Piñero alterado (leucomonzogranito), además de los intrusivos tardíos que son: cuarzosienita, diabasa hornbléndica, diorita hornbléndica biotítica, monzogranito aplítico y vetas de cuarzo. Las rocas volcánicas comprenden la Asociación Latítica El Peñón y la Asociación Riolítica Teresén. Las rocas metasedimentarias comprenden la Filita de Mireles y la Asociación Metasedimentaria El Barbasco que incluye a la: Cuarzita de Cañaote y Metapelita de Cerrajón con la subunidad Metalimolita de Jobito. Edades U-Pb SHRIMP-RG en circón, permiten colocar a las unidades del macizo en un nuevo marco de eventos orogénicos, interpretando una nueva historia geológica para el macizo de El Baúl, lo que implica que la forma del macizo El Baúl fue probablemente controlada por el último evento tectónico del área, y se considera que su posición actual no es la original, pudiendo haber migrado por tectonismo desde el norte para ocupar la actual posición.

### Introducción

En el sur del estado Cojedes, en la parte centro – occidental de Venezuela, se ubica el macizo de El Baúl como una aislada zona montañosa muy disectada y de abrupto relieve. El macizo de El Baúl ha sido un atractivo con considerable atención para la industria petrolera venezolana. Su extensión bajo los sedimentos en los llanos de Venezuela, divide y separa las cuencas petrolíferas de Guárico y Monagas al este, de la cuenca de Barinas-Apure al oeste. Por ello se han realizado numerosos estudios para verificar la posibilidad de ubicar trampas petrolíferas stratigráficas en zonas adyacentes y en décadas más recientes se ha realizado exploración de uranio.

El presente trabajo comienza con una recopilación de mapas e información existente sobre la geología del macizo de El Baúl, desde 1858 hasta el presente (VISCARRET & URBANI 2010). El estudio previo más detallado es el de MARTÍN (1961), quien trabajó en todo el macizo, realizando una detallada cartografía de las

diferentes unidades y sub unidades de los tres tipos de rocas, a saber: rocas graníticas, volcánicas y metasedimentarias. Las rocas graníticas están subdivididas en tres unidades geológicas y la textura varía desde una primera unidad porfídica, con fenocristales centimétricos de feldespato potásico, una segunda unidad de grano grueso a medio y una tercera unidad de grano fino. La mineralogía de estas unidades consiste en cuarzo, plagioclasa (oligoclasa), ortosa, biotita y en menor proporción titanita, hornblenda y sericita, esta última producto de alteración. Las rocas volcánicas se separan en dos unidades y la litología varía desde riolita hasta latita, incluyendo toba riolítica, de ceniza, arenisca tobácea y brecha de flujo, mientras que para las rocas metasedimentarias que se agrupan en tres unidades, varía desde metalimolita intercalada con filita gris y cuarzita, hasta metalimolita cuarzítica micácea con lentes de metarenisca arcósica de grano grueso y de conglomerado.

Debido a la falta de información precisa, la petrogénesis del macizo se ha mantenido pobremente conocida, así como sus implicaciones tectónicas. Para dilucidar la historia geológica, el presente trabajo amplía la información concerniente a este macizo, a través de una revisión sistemática de la cartografía de las diferentes unidades geológicas, análisis petrográfico, y así como las relaciones de campo de los cuerpos granitoides y la roca caja, tomando la geocronología realizada por Viscarret et al, en el 2009 y en la cual se obtuvieron nuevas edades U-Pb en circón con el método SHRIMP-RG, a saber: Riolita de El Corcovado:  $286,4 \pm 2,8$  Ma y Riolita de La Segoviera:  $283,3 \pm 2,5$  Ma, es decir Pérmico Temprano, ambas de la Super-Asociación Guacamayas. Para la Asociación Granítica El Baúl se obtuvieron edades para el Granito de Piñero ( $289,0 \pm 2,9$  Ma) y el Granito de Mata Oscura ( $294,1 \pm 3,1$  Ma), resultando ambas del Pérmico Temprano, mientras que sorpresivamente, el Granito de Mogote ( $493,8 \pm 5,2$  Ma), resultó del Cámbrico Tardío. Esta última edad fue reconfirmada por una nueva edad obtenida por el método de SHRIMP II en la Universidade Federal do Rio Grande do Sul, de Porto Alegre, Brasil. Con estos recientes datos geocronológicos, en conjunto con el presente trabajo se ha podido presentar un nuevo modelo evolutivo para el macizo de El Baúl.

El objetivo general del presente trabajo es definir la geología y la petrografía, del macizo de El Baúl, en especial los cuerpos granitoides y sus implicaciones para la generación de un modelo petrogenético de todo el macizo.

**Geología Regional**

En la presente sección se describen las diferentes unidades geológicas (Fig. 1) del macizo, usando la nomenclatura litodémica de la NACSN (2005), tomando en cuenta los trabajos realizados en el área por diferentes autores, tales como los de Martín (1961), Rod (1955), Feo Codecido (1954), Viscarret & Urbani (2005, 2008, 2010), Urbani (2007, 2008), entre otros.

**Geología Local**

En este estudio se hizo énfasis en las unidades plutónicas, tratando separadamente al Granito de Mogote (Monzogranito) de la Asociación Granítica El Baúl, la cual agrupa dos plutones, a saber:

- 1) Granito de Mata Oscura (el cual pudo ser separado en dos subunidades: "Mata Oscura 1" es la mayoritaria y corresponde a un leocomonzogranito biotítico, mientras que la minoritaria "Mata Oscura 2" es un monzogranito biotítico horbléndico;
  - 2) Granito de Piñero (también fue cartografiado en dos partes, ambas corresponden a un leucosienogranito, pero una unidad es un granito sin alteraciones hidrotermales, mientras que la otra subunidad es muy alterada hidrotermalmente). También se estudio un plutón de sienita y varios diques intrusivos tardíos, que pueden ser del mismo plutonismo, correspondientes a cuarzosienita, monzogranito aplítico, además de abundantes vetas de cuarzo, así como también otros diques de diabasa hombléndica y diorita hombléndica biotítica, que definitivamente son de otro pulso distinto.
- En el diagrama (Fig. 2) de clasificación APQ (Le Bas & Streckeisen 1991) se graficaron los diferentes grupos de rocas.

**Discusión y conclusiones**

-El Granito de Mogote aflora en la parte noreste del macizo y fue considerado como la parte externa del batolito (Martín 1961). Es rosado grisáceo, porfídico a pegmatítico, con fenocristales feldespato potásico de hasta 12 cm llegando a presentar textura rapakivi.

-El Granito de Mata Oscura ocurre en la parte central del macizo, es equigranular, de grano medio a grueso, de color salmón a gris verdoso y representa la unidad granítica de mayor extensión. Por sus características petrográficas y de campo, se ha subdividido en dos unidades informales separables tanto por sus características texturales como químicas (granitos de Mata Oscura 1 y Mata Oscura 2 de Viscarret 2009). Es intrusivo en la Cuarcita de Cañaote y según Martín (1961) en el Granito de Mogote. -El Granito de Piñero es el menor de los tres plutones, de grano fino a medio y de color rosado salmón. Posee contactos intrusivos con la Metapelita de Cerrajón.

También hay cuerpos menores de sienita, aplita, monzonita y diabasa. La sienita aparece en cuerpos aislados y en contacto de falla con el Granito de Mata Oscura. Presenta relaciones intrusivas con la Cuarcita de Cañaote. Los diques de aplita intrusionan a los plutones

de Mata Oscura y Piñero, a la Filita de Mireles (FM) y a la Asociación Metasedimentaria El Barbasco (AMEB). Los dique de diorita y diabasa son intrusivos en los granitos de Mata Oscura y Piñero.

<b>Unidades de origen sedimentario</b>
<b>Cuatrenario</b> Aluvión Ladera rampa
<b>Asociación Metasedimentaria Barbasco</b> Cuarcita de Cañaote Metapelita de Cerrajón Metalimolita de Jobito
<b>Filita de Mireles</b>
<b>Unidades volcánicas</b>
<b>Super Asociación Guacamayas</b> Asociación Latítica El Peñón Latita de El Oso Riolita de La Segoviera Asociación Riolítica Teresén Riolita de La Bandola Riolita de Tirado Riolita de El Corcovado
<b>Unidades plutónicas e hipoabisales</b>
<b>Intrusiones tardías máficas</b>
<b>Asociación Granítica El Baúl</b> Intrusiones graníticas félsicas Sienita de Ave María Granito de Piñero Granito de Mata Oscura
<b>Granito de Mogote</b>

Fig. 1. Esquema de la nomenclatura de las unidades geológicas cartografiadas en El Baúl. Nomenclatura de MARTÍN (1961), modificada por Viscarret & Urbani (2005), Urbani (2007) y Viscarret & Urbani (2010).

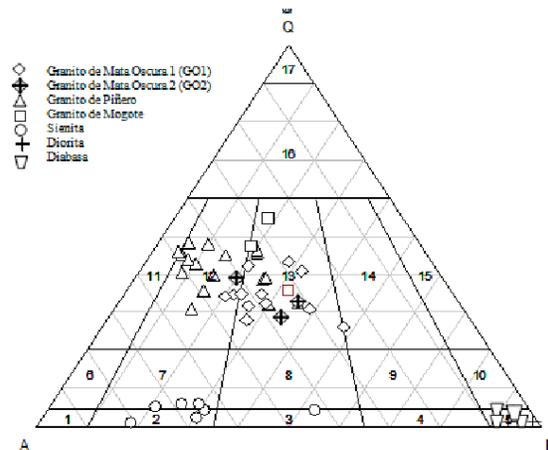


Fig. 2. Diagrama Q-A-P de clasificación de rocas plutónicas (Le Bas & Streckeisen 1991). Se pueden observar los diferentes grupos de rocas del macizo. Campos: 11-Granito feldespático-alcalino; 12-Sienogranito; 13-Monzogranito; 14-Granodiorita; 7-Cuarzo-sienita; 8-Cuarzo-monzonita; 2-Sienita; 3-Monzonita; 5-Diorita.

-Rocas Metasedimentarias. Martín (1961) incluyó a todas las rocas metasedimentarias en su Grupo El Barbasco, integrado de base a tope por las formaciones Mireles, Cerrajón y Cañaote. Debido a las diferencias de

metamorfismo, deformación y separación cartográfica, Urbani (2008) y Viscarret (2009) separan a la filita de Mireles del resto de las unidades, a saber:

-La Filita de Mireles presenta trilobites deformados de Cámbrico-Ordovícico y ha sufrido un metamorfismo en las facies prehita-pumpellita a las facies del esquistoso verde (subfacies clorita), presentando estructuras penetrativas con plegamiento no muy frecuente pero que en algunos casos llega a ser isoclinal. En intrusión por diques de aplita.

-La Asociación Metasedimentaria El Barbasco no presenta fósiles y esta subdividida en Metapelita de Cerrajón y Cuarcita de Cañaote. Los contactos entre las unidades son transicionales. Esta intrusión por los granitos de Piñero y Mata Oscura y diques de aplita. En algunas localidades, las rocas volcánicas parecen haberse depositado sobre las metasedimentarias y también hay algunos diques de riolita que la penetran. La asociación ha sufrido un metamorfismo en facies pre-esquistoso verde, pero a diferencia de Mireles, no presenta estructuras penetrativas. Por la diferencia en el grado metamórfico y deformación, se interpreta que la AMEB es más joven que FM.

-Las Rocas volcánicas están separadas en dos asociaciones: La Asociación Riolítica Teresén constituida por las unidades de riolita de El Corcobado, Tirado y La Bandola, mientras que la Asociación Latítica El Peñón se divide en Latita de El Oso y Riolita de La Segoviera. Los contactos de las volcánicas con los demás grupos, son principalmente de falla.

### Modelo petrogenético

La geología regional en la región de El Baúl indica dos eventos ígneos y dos metasedimentarios. Los ígneos plutónicos corresponden a los granitos de Mogote (Cámbrico Tardío), Mata Oscura y Piñero (Pérmico Temprano), mientras que los ígneos volcánicos a la Asociación Latítica El Peñón y a la Asociación Riolítica Teresén (Pérmico Temprano). Los eventos metasedimentarios son la Filita de Mireles (Ordovícico) y las rocas de la Asociación Metasedimentaria Barbasco (Pre-Pérmico?).

La historia se inicia a fines del Cámbrico, cuando el Granito de Mogote se origina en un margen continental activo sobre una zona de subducción (modelo tipo andino) en el norte de Gondwana, para la época en que el océano Reico se estaba cerrando, relacionado a la orogénesis Tacónica (Caledoniana). Esta subducción genera la fusión de rocas sedimentarias, formadas a partir de sedimentos originalmente ricos en arcillas, dando lugar a un fundido, el cual cristaliza como un leuco monzogranito de textura porfídica. Después del breve enfriamiento, asciende y se emplaza en niveles someros de la corteza, en una cámara magmática situada a menos de 8 km de la superficie (epizona), lo que implicó un enfriamiento más rápido y por consiguiente la cristalización final del plutón ( $493,8 \pm 5,2$  Ma) con minerales de menor tamaño. En el ascenso de este magma se incorporan fragmentos de la roca caja, lo que

podría explicar la presencia de cristales de plagioclasa con inclusiones de sillimanita (fibrolita), es de hacer notar que algunas plagioclasas contienen este mineral y otras no.

Es posible que este granito se haya intrusionado en formaciones del Cámbrico Temprano, quizás semejantes a Hato Viejo y Carrizal o equivalentes, sólo que las relaciones de campo se desconocen debido a que estas no afloran, sino que son reconocidas en pozos exploratorios en el oriente del país.

Los sedimentos finos de la Filita de Mireles, se depositan a comienzos del Ordovícico indicando el fin de una transgresión (González de Juana *et al.* 1980) sobre sedimentos del Cámbrico y es posteriormente a esta y anterior al Pérmico cuando se depositan los sedimentos de la Asociación Metasedimentaria El Barbasco. Debido a que no se tienen edades de esta asociación y a las relaciones de campo, se sugiere como unidad del pre-Pérmico y post Ordovícico. En este período pre-Barbasco debió ocurrir el evento metamórfico de bajo grado con deformación moderada que permitió generar las pizarras y filitas de Mireles.

En el Pérmico Temprano y a finales de la orogénesis Apalachiana (Herciniana), se genera un magma que se emplaza tanto en niveles inferiores corticales (Granito de Mata Oscura) como en niveles superiores (Granito de Piñero). Ambos granitos son post orogénicos (Viscarret 2009), ubicándose al final de esta orogénesis, en un período que se sitúa entre los 10 y 100 Ma después de la deformación-compresión. El Granito de Mata Oscura proviene de un mismo magma pero tiene dos pulsos, lo que produce dos facies, a saber: Granito de Mata Oscura 1 (leucomonzogranito y sienogranito) y Granito de Mata Oscura 2 (monzogranito), los cuales pudieron ascender independientemente para emplazarse en niveles de la corteza inferior, de la misma cámara magmática (mesozona) a más de 8 km de la superficie, en donde cristalizó ( $294,1 \pm 3,1$  Ma), lo que implicó un lento enfriamiento, con la formación de cristales gruesos (hasta 12 mm de diámetro).

El Granito de Piñero, el cual cristaliza 5 Ma más tarde ( $289,0 \pm 2,9$  Ma) que el Granito de Mata Oscura, en un ambiente de distensión, es catalogado como medianamente evolucionado. Este granito es coeval con el Granito de Mata Oscura (REE-PM y REE-CN indican tendencias similares) y el tamaño de grano, más fino, hace pensar que ascendió por el sistema de fracturas creado por la distensión, a niveles someros de la corteza se emplazó en una roca precalentada, lo que podría explicar el tamaño del grano y buena evolución. La textura gráfica que caracteriza a esta unidad indica una rápida y simultánea cristalización de cuarzo y feldespato potásico de un fluido que se enfrió a profundidades someras (<8 km) de la Epizona (Viscarret 2009).

Dentro de esta unidad hay una subunidad, reconocida en campo y cartografiada, llamada Granito de Piñero alterado. La alteración podría ser debido a una mayor actividad hidrotermal tardía a finales de la orogénesis y se manifiesta con el alto contenido de sericita, exhibiendo sólo el cuarzo como mineral inalterado.

El plutonismo granítico del Pérmico Temprano fue seguido por un vulcanismo al final de la orogénesis Apalachiana (Herciniana), en un ambiente de transición

(Winter 2001). Las fisuras creadas por la distensión, facilitaban la salida de pulsaciones sucesivas de magmas ácidos en forma de coladas correspondiente a la Asociación Riolítica Teresén que comprende a la Riolita de El Corcovado ( $286,4 \pm 2,8$ ) Ma y a la Riolita de La Bandola y a la Asociación Latítica El Peñón, que comprende a la Latita Cuarcifera de El Oso y a la Riolita de La Segoviera ( $283,3 \pm 2,5$  Ma). Diques de Riolita de El Corcovado, cortan a las rocas metasedimentarias de El Barbasco mientras que otros de diorita, aplita, diabasa y vetas de cuarzo, están asociados con este vulcanismo, ya que los mismos cortan a las rocas plutónicas y Metasedimentarias de El Barbasco. En el área sur oeste del cerro Ave María, la presencia de una brecha de falla entre la sienita y la Riolita de La Bandola, apoya la teoría de que los contactos de los granitoides con la roca caja son tectónicos, esto aunado a que no se observaron aureolas de contacto.

### Evolución del macizo

Por sus características estructurales, el macizo de El Baúl y su continuación profunda en el basamento de las cuencas sedimentarias adyacentes, no corresponde a un "arco" que se extiende desde el escudo de Guayana hasta Paraguaná, como ha sido expresado reiteradamente en la literatura, por el contrario, debe considerarse como un alto estructural (Alto de El Baúl). Los estudios y análisis del presente trabajo implican la generación de un nuevo modelo petrogenético para este macizo y el cual es el siguiente.

En el Jurásico ocurre la fragmentación de Pangea, separando el norte de sur América, seguido por una subsidencia durante el Cretácico Temprano (Aptiense). A partir de este período el macizo de El Baúl queda como una zona positiva en un prolongado tiempo de erosión y peni planación, que dio por resultado la casi total eliminación de la cubierta paleozoica (MARTÍN 1961) que estaba sobre el cinturón Paleozoico. Esto queda soportado debido a que las formaciones Aguardiente, en el estado Barinas y Canoa, Tigre en el estado Guárico, muestran adelgazamiento (Kiser & Bass 1985) hacia el área de El Baúl, lo cual indica cierta elevación estructural del macizo durante el Aptiense-Albiense. Durante el Cretácico Tardío los mares avanzan hacia el sur y este, cubriendo los estados Guárico, Anzoátegui y Monagas. Hacia el suroeste la transgresión se extendió hasta Guasdalito y Bruzual, manteniéndose el macizo de El Baúl como una zona positiva entre estos mares. En el Oligoceno se desarrolló una transgresión que permitió la acumulación de los sedimentos de la Formación La Pascua.

La forma del macizo El Baúl fue probablemente controlada por el último evento tectónico del área, y se considera que su posición actual no es la original. Puede que el macizo haya migrado por tectonismo desde el norte para ocupar la actual posición.

### Referencias

Chappell B. W., A. J. R. White & D. Wyborn. 1987. The importance of residual source material (restitute) in granite petrogenesis. *Jour. Petro.* 28(6):1111-1138.

González de Juana C., M. I. Arozena & C. Picard. 1980. *Geología de Venezuela y sus cuencas petrolíferas*. Caracas Ed. Foninves, 911 p.

Gosen W., W. Loske & C. Prozzi. 2001. New isotopic dating of intrusive rocks in the Sierra de San Luis (Argentina): implications for the geodynamic history of the Eastern Sierras Pampeanas. *Journal South American Earth Sciences* 15:237-250.

Kiser G. & I. Bass. 1985. La reorientación del arco de El Baúl y su importancia económica. *Memoria IV Congreso Geológico Venezolano* 6:5122-5135.

Le Bas, MJ & Streckeisen, AL, 1991. La sistemática de las rocas ígneas. *J. Geol. Soc. Londres* 148, 825-833.

Murphy J. B., G. Gutiérrez, R. Nance, J. Fernandez, J. Duncan, C. Quesada, R. Strachan & J. Dostal. 2008. Tectonic Plates Come Apart at the Seams. *Amer. Sci.* 96(2):129-137.

NACSN - North American Commission on Stratigraphic Nomenclature. 2005. North American Stratigraphic Code. *AAPG Bull.* 89(11):1547-1591.

Urbani F. 2007. Las regiones de rocas ígneas y metamórficas del norte de Venezuela. *Memoria IX Congreso Geológico Venezolano. Geos* 39: 93 + 11 p. en CD. Caracas: Universidad Central de Venezuela

Villeneuve M. 2005. Paleozoic basins in West Africa and Mauritanide thrust belt. *Jour. Afric. Earth Sci.* 43:166-195.

Viscarret P. & F. Urbani. 2005. Algunos aspectos de la geología de la región de El Baúl, estado Cojedes. *I Jornadas Venezolanas de Geología de Rocas Ígneas y Metamórficas. Geos*. 38: 49 + 28 p. en CD. Caracas: Universidad Central de Venezuela.

Viscarret P., Wright J. & F. Urbani. 2009. New zircon ages of El Baúl Massif, Cojedes State, Venezuela. *Revista Técnica*. 32(3):210-221.

Viscarret P. 2009. Geología del macizo de El Baúl, estado Cojedes, con énfasis en la petrología de las rocas graníticas. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería. Tesis doctoral. Vol. 1, 200 p., Vol. 2, 171 p. + 11 mapas. Reimpreso en: Geos, UCV, Caracas, 41, en prensa, 2011.

Viscarret P. & F. Urbani. 2010. Revisión de las investigaciones geológicas realizadas en el macizo de El Baúl, estado Cojedes, Venezuela. *Bol. Acad. C. Fis., Mat. y Nat.* 70(4):27-69.

Winter J. 2001. *Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall. New Jersey. 699 p.