

LOS DIQUES DE BASALTO DE LA QUEBRADA YARACUYBARE, MUNICIPIO SILVA, ESTADO FALCÓN, VENEZUELA

**Franco Urbani*, Sebastián Grande, Marvin Baquero, David Mendi, Herbert Fournier, Antenor Alemán,
Luis Camposano, Iván Baritto**

Resumen. En el centro de la cuenca falconiana son muy conocidos los cuerpos de basalto de edad oligo-miocena que penetran la Formación El Paraíso. En estas notas se describe otra zona de actividad magmática intraplaca, que comprende varios diques de basalto que intruyen a la Formación Cerro Misión del Eoceno medio-tardío, ubicados en la quebrada Yaracuybare, a unos 20 km al OONO de Tucacas. La roca corresponde a basalto alcalino, con minerales primarios como plagioclasa, olivino y clinopiroxeno, todos muy alterados hidrotermal o diagenéticamente, de manera de que gran parte de la roca está carbonatizada y cloritizada. Estas rocas son las ígneas terciarias más orientales del estado Falcón. Al igual que en el caso de Falcón central, se interpreta que estas rocas fueron intruidas durante un corto evento extensional, pero entre el Eoceno tardío - Oligoceno temprano, que produjo un notable adelgazamiento cortical que permitió la penetración del magma de origen mantélico, que atraviesa un bloque alóctono, Terreno Falconia, que comprende un basamento de afinidad grenvilliana, cubierto por napas mesozoicas y sedimentos terciarios. El mapa de anomalía de Bouger aquí presentado sugiere que la zona de adelgazamiento cortical también abarcó a la parte occidental del Golfo Triste, lo cual explica la ubicación de los diques.

Palabras clave: Formación Cerro Misión, Geoquímica, Petrografía, Cuencas extensionales, Basalto alcalino.

Extended Abstract. In Central Falcon some well known basalt bodies intrude El Paraiso and Pecaya formations of Oligo-Miocene age (Figure 1). In this paper we describe a different zone of intra-plate magmatic activity, which comprises four small dykes ranging from 65 to 210 cm thick (Figures 3 and 5) that intrude the Late Eocene Cerro Mission Formation, located in the Yaracuybare creek about 20 km WNW of Tucacas (Figure 2). The rocks are alkali basalts with amigdaloid texture, with original primary minerals such as plagioclase, olivine, and clinopyroxene, all highly altered hydrothermally or diagenetically, so that much of the rock is carbonatized and chloritized. The effects of the intrusive contact are visible only in one dyke in which the clay of the Cerro Mision Formation has

been hardened and has a splintery texture (Figure 4). Using the chemical composition of the dikes, a comparison has been made with volcanic bodies of Central Falcón and the basalts of the Siquisique Ophiolite, finding out that the three groups appear distinctly and separated, but in the case of Yaracuybare such behavior has to be taken with caution due to its higher degree of hydrothermal mineral transformations. The Bouguer anomaly map hereby presented shows two lobules with values between 10 and 50 miligals (Figure 12) that fit with the location of the igneous bodies, as Central Falcon plugs and Yaracuybare, reinforces the idea that the crustal thinning probably as a two steps process also affected both regions in central and southeastern Falcón State thus explaining the location of these dykes.

In Central Falcon the Ar-Ar ages range between 22 and 14 Ma, the first set were chimneys and plugs with numerous crustal and mantle xenoliths, following more transitional lavas, ending with the more voluminous bodies of massive tholeitic basalts. Due to its alkali composition, Yaracuybare is interpreted to be older than 24 Ma, since the rocks are more under-saturated in silica, so that extension with subsequent crustal thinning could have started as a first stage in the SE corner of the Falcón region (see the gravimetric lobule in Figure 12), and advancing as a second phase in central Falcón. Therefore, the Yaracuybare dykes are interpreted to have intruded during a late Oligocene to early Miocene extensional period.

In both cases, central Falcón and Yaracuybare have a geochemical signature of intra-plate affinity in conditions of continental rifting, which did not advance enough as to create oceanic crust due to the basin inversion event that started in middle Miocene.

The Yaracuybare dykes are the easternmost igneous rocks known in the Tertiary Falcón Basin, only exposed in a geological window below the unconformity with a late Oligocene – early Miocene carbonate sedimentary cover.

The whole geological history can be summarized

* F. Urbani, FUNVISIS
urbanifranco@yahoo.com

with a first stage (Paleocene-middle Eocene), in which the SE compression of the Island Arc terranes to the NW corner of the South American continent generate the nappe piling event called the “Lara nappes” that mix units of different ages and nature. A subsequent extensional collapse process, started in late Eocene-early Oligocene in SE Falcón, allowed the deposition of the Cerro Misión Formation. Shortly after, probably between 26 to 24 Ma, the unit is intruded by the alkali basalt dikes of Yaracuybare of intraplate affinity, originated by mantle partial melting of <10% generated by adiabatic decompression. Due to the very small size of the bodies and their rapid cooling, also evidenced by the interstitial texture of the lavas, they have produced very slight contact effects. By middle Oligocene – early Miocene more extension and crustal thinning migrates to the central part of Falcón, depositing the formations Pecaya and Pedregal, later on also intruded by larger basaltic bodies.

Keywords: Cerro Misión Formation, Geochemistry, Petrography, Alkali basalt.

INTRODUCCIÓN

Desde los años 1920s, los geólogos petroleros reconocieron en la parte central de la Cuenca de Falcón (Figura 1) la presencia de cuerpos ígneos intrusivos en las hoy denominadas formaciones El Paraíso y Pecaya (Oligoceno medio a Mioceno temprano) (Kugler, 1929; Kehrer, 1930; Brueren, 1949). En décadas más recientes éstos son estudiados más detalladamente para conocer su naturaleza y encontrar una explicación geodinámica de su presencia (Muessig, 1978, 1979, 1984; McMahon, 2000; Escorihuela & Rondón, 2002; Grande, 2005, 2009; Baquero, 2014). Hoy día se conoce que estos intrusivos fueron originados entre 23 a 15,4 Ma (Muessig, 1978, 1979, 1984; McMahon, 2000; Baquero, 2014), cuando la región estuvo sometida a un evento extensivo que originó un adelgazamiento cortical (Muessig 1978, 1979, 1984; Grande, 2005; Bezada *et al.* 2008; Baquero *et al.* 2009, 2010; Bastos *et al.* 2010), que a su vez favoreció la generación de magmas máficos en el manto superior, los cuales atravesaron la corteza continental penetrando en forma de diatremas y mantos a las rocas terciarias. De hecho, en algunos de esos cuerpos intrusivos

como en el cerro Atravesado, se encuentra una gran cantidad y variedad de xenolitos, tanto de peridotitas mantelares serpentinizadas como otros procedentes de la corteza continental metamórfica de alto grado (granulita máfica, anortosita y rocas calco-silicatadas) e inclusive de la secuencia sedimentaria cretácica (Grande, 2007, 2008, 2009; Grande & Urbani, 2009; Grande *et al.* 2006, 2007).

En una situación parcialmente semejante a la anterior, se encuentran algunos diques de basalto intrusivos en la Formación Cerro Misión del Eocene medio-tardío, que afloran en la quebrada Yaracuybare, localizada a 5,5 km al oeste del pueblo de Sanare, a su vez situado a una decena de kilómetros al oeste de Tucacas y de Chichiriviche, en el estado Falcón (Figura 2), que son el objeto de esta nota. Estos son los cuerpos intrusivos más orientales de la Cuenca de Falcón y fueron reconocidos por Natera (1957), para luego ser redescubiertos por personal del Ministerio de Minas e Hidrocarburos a principios de la década de los años 1970s, en las actividades de exploración de depósitos de fosfatos en las calizas de la Formación Capadare del Mioceno medio-tardío de Falcón suroriental. La presencia de estos diques fue reportada por González (1979) y Camacho & Mijares (1989), quienes los clasifican como andesita.

En los años 2001, 2005 y 2012, personal de la UCV visitó la localidad de Yaracuybare y realizaron un levantamiento de la zona, colectando muestras que luego fueron analizadas petrográficamente y químicamente por Fournier *et al.* (2004) y Camposano *et al.* (2006), quienes las clasifican como leucobasalto. Personal de la Universidad Simón Bolívar también colectó muestras para estudios de paleomagnetismo, pero desconocemos si los resultados han sido divulgados.

Adicionalmente, en la sección de la Formación Cerro Misión perforada por el pozo exploratorio EGT-3, se conoce una roca subvolcánica intrusiva entre 4.081,3 a 4.090,4 m de profundidad. Este pozo está ubicado a unos 14 km costa afuera, al ESE de la población de Chichiriviche (Bastos *et al.* 2010).

El objetivo de este trabajo es integrar todo lo conocido sobre los diques de Yaracuybare, en

cuanto a sus aspectos de campo, petrográficos y geoquímicos, compararlos con los cuerpos intrusivos de Falcón central y de la Ofiolita

Siquisique, para finalmente presentar interpretaciones sobre su probable origen.

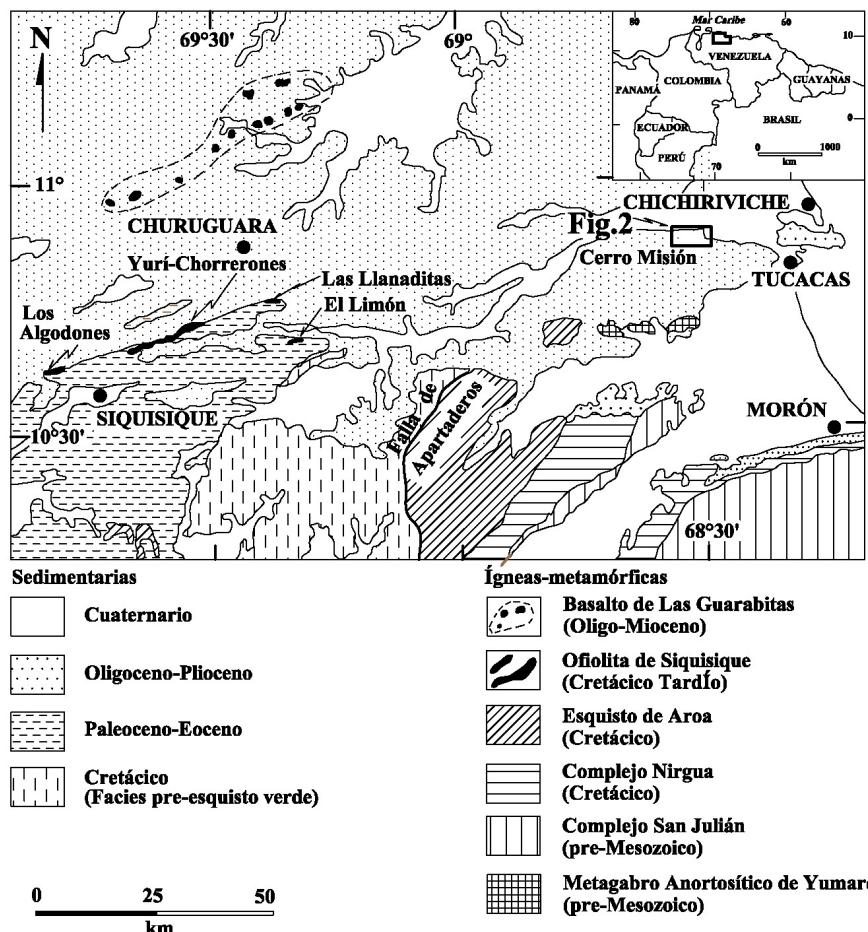


Figura 1. Mapa geológico de la región limítrofe entre los estados Falcón, Lara y Yaracuy. El recuadro ubica la zona de estudio detallada en la Figura 2. Simplificado de Hackley et al. (2005).

Figure 1. Geological map of Falcón, Lara and Yaracuy states. The rectangle locates the study area shown in Figure 2. Simplified from Hackley et al. (2005).

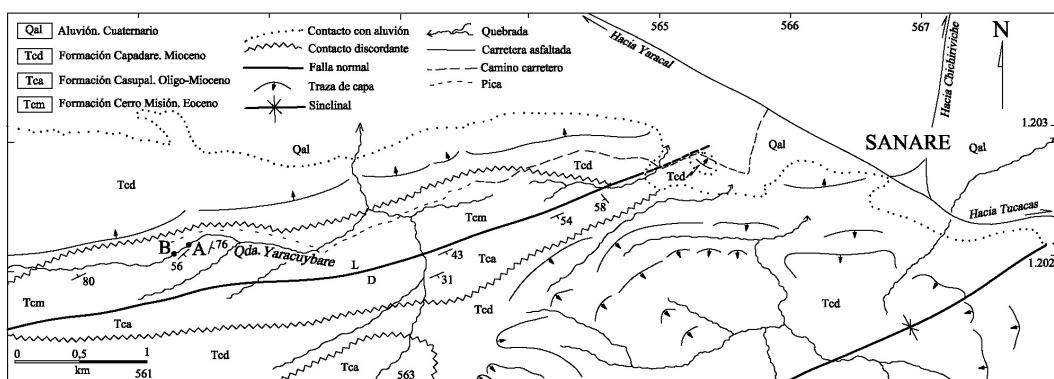


Figura 2. Mapa geológico de la zona de Sanare - Yaracuybare, municipio Silva, estado Falcón. Hoja 6548-IV-SO, coordenadas UTM (19, Canoas). Simplificado a partir de Natera (1957).

Figure 2. Geological map of the Sanare - Yaracuybare area, Silva Municipality, Falcón state. Topographic sheet 6548-IV-SO, UTM (19, Canoas) coordinates. Simplified from Natera (1957).

ANTECEDENTES GEOLÓGICOS

En la región de Chichiriviche y Tucacas son muy visibles los grandes acantilados de caliza masiva fosilífera de la Formación Capadare. La quebrada Yaracuybare tiene sus cabeceras dentro de dicha Formación, generando un valle lo suficientemente profundo como para exponer una ventana geológica, donde afloran las rocas infrayacentes de la Formación Cerro Misión del Eoceno medio-tardío y de la Formación Casupal del Oligo-Mioceno, ambas en contacto de falla normal entre sí. Por encima de ambas, yace discordantemente la Formación Capadare del Mioceno medio-tardío (Figura 2).

Entre las rocas más antiguas de la cuenca falconiana reportadas en superficie en Falcón suroriental, se encuentra la Formación Cerro Misión, que sólo aflora en dos cuerpos relativamente pequeños: en la quebrada Yaracuybare y en una pequeña quebrada que drena hacia el norte de Cerro Misión, a 20 km al oeste del anterior, que corresponde a la localidad tipo (Natera, 1957; hoja C-6-A). La unidad también se ha encontrado en el subsuelo en diversos pozos perforados al sureste del estado Falcón, entre ellos Riecito-1, TOC-1S, EGT-1, EGT-2A y EGT-3, los tres últimos ubicados costa afuera en el Golfo Triste (Bastos *et al.* 2010). La descripción de la unidad fue publicada por primera vez por Senn (1935), pero ya había sido estudiada previamente por los geólogos de la empresa North Venezuelan Petroleum (Kugler, 1929). La Formación Cerro Misión se caracteriza por una sucesión probablemente superior a 400 m de espesor, de lutita marina de color gris a negra, carbonática, muy rica en foraminíferos pláncticos. Hunter (1972) considera que la Formación Cerro Misión fue depositada discordantemente por encima de una secuencia flysch del Eoceno medio. Más recientemente, en la zona de Yumare, ubicada a 15 km al sur de Cerro Misión, se ha cartografiado la Formación Matatere precisamente una unidad flysch del Eoceno medio (Urbani *et al.* 2008), que potencialmente podría ser la unidad turbidítica infrayacente a la Formación Cerro Misión que menciona Hunter (1972). Adicionalmente, Jaimes (2008) describe un pequeño cuerpo de caliza del Eoceno con abundantes ejemplares del género *Nummulites*, ubicado al sur de Yumare entre los poblados de Tesorero y Carabobo, estado Yaracuy.

RESULTADOS Y DISCUSIONES

Aspectos de campo

En la quebrada Yaracuybare se encontraron cuatro diques que intruyen la lutita de la Formación Cerro Misión. Esto ocurre en los dos sitios identificados con las letras A y B (Figura 2), separados unos 180 m entre sí. En el sitio A (muestras Y1 a Y3, Figura 3) se observan tres diques que resaltan en la quebrada, pero sólo en el Dique 2 se observa el contacto con la roca caja lutítica (Figura 4). Los cuerpos son tabulares con las siguientes direcciones y espesores: Dique 1: N53E 90, 104 cm; Dique 2: N70E 80S, 65 cm; Dique 3: N50E 66S, 105 cm. La roca sedimentaria en su contacto con la ígnea aparece de grano sensiblemente más fino, de color negro y de aspecto pizarroso y astilloso; el ancho total de este material alterado termalmente por efecto del dique no se pudo verificar, ya que se presenta muy removido por su fragilidad, pero no parece ser mayor a unos 20 cm (Figura 5). En el sitio B, el Dique 4 presenta un rumbo de N75E 80N y tiene 210 cm de espesor (Figura 6).

Petrografía

Las muestras estudiadas (Tabla 1) corresponden a basalto alcalino originalmente olivinífero, con textura amigdaloidal, que han sufrido una fuerte carbonatación que ha afectado notablemente a la matriz y a los fenocristales que estuvieron embebidos en ella. La matriz, originalmente hipocrystalina y con textura intersticial, muestra microlitos de plagioclasa de hábito listoneado, bastante preservados, que dejan parches cloríticos provenientes de vidrio máfico desvitrificado con geometría bastante poligonal a triangular. En la matriz también se observan abundantes microlitos de aspecto redondeado de posibles cristales de clinopiroxeno ya cloritizados y algunos de titanita/leucoxeno asociados a ellos. Las amígdalas muestran una estructura a veces concéntrica, con núcleos ricos en carbonato, rodeados por zonas periféricas en las que abundan cristales prismáticos oxidados de epídoto embebidos en carbonato. Los fenocristales de olivino ahora alterados son los más abundantes en todas las muestras, siendo particularmente numerosos y bien desarrollados en la sección Y1, donde alcanzan un porcentaje



Figura 3. Diques de basalto de la localidad A. Dique 1 visto en dirección aguas abajo de la quebrada. Abajo: Dique 2 en vista aguas arriba. Los huecos corresponden a muestras extraídas para fines de estudios de paleomagnetismo por personal de la Universidad Simón Bolívar.

Figure 3. Dykes from locality A. Above: Dyke 1 seen in downstream direction. Below: Dyke 2 viewed up-stream. The holes were drilled for palaeomagnetic studies by personnel of the Simón Bolívar University.

modal de 6% y diámetros de hasta 3 mm. A menudo se observa una zonación reliquia en el olivino carbonatizado, siendo el carbonato de las zonas más externas más rico en Fe, de color parduzco, mientras que el de las zonas internas es

pobre en Fe, y casi incoloro. Otros fenocristales alterados, fuertemente cloritizados, pudieran ser de clinopiroxeno, en ellos se observa zonación reliquia con numerosos cristalitos periféricos apiñados y trenecillos de titanita, que evidencian que ese

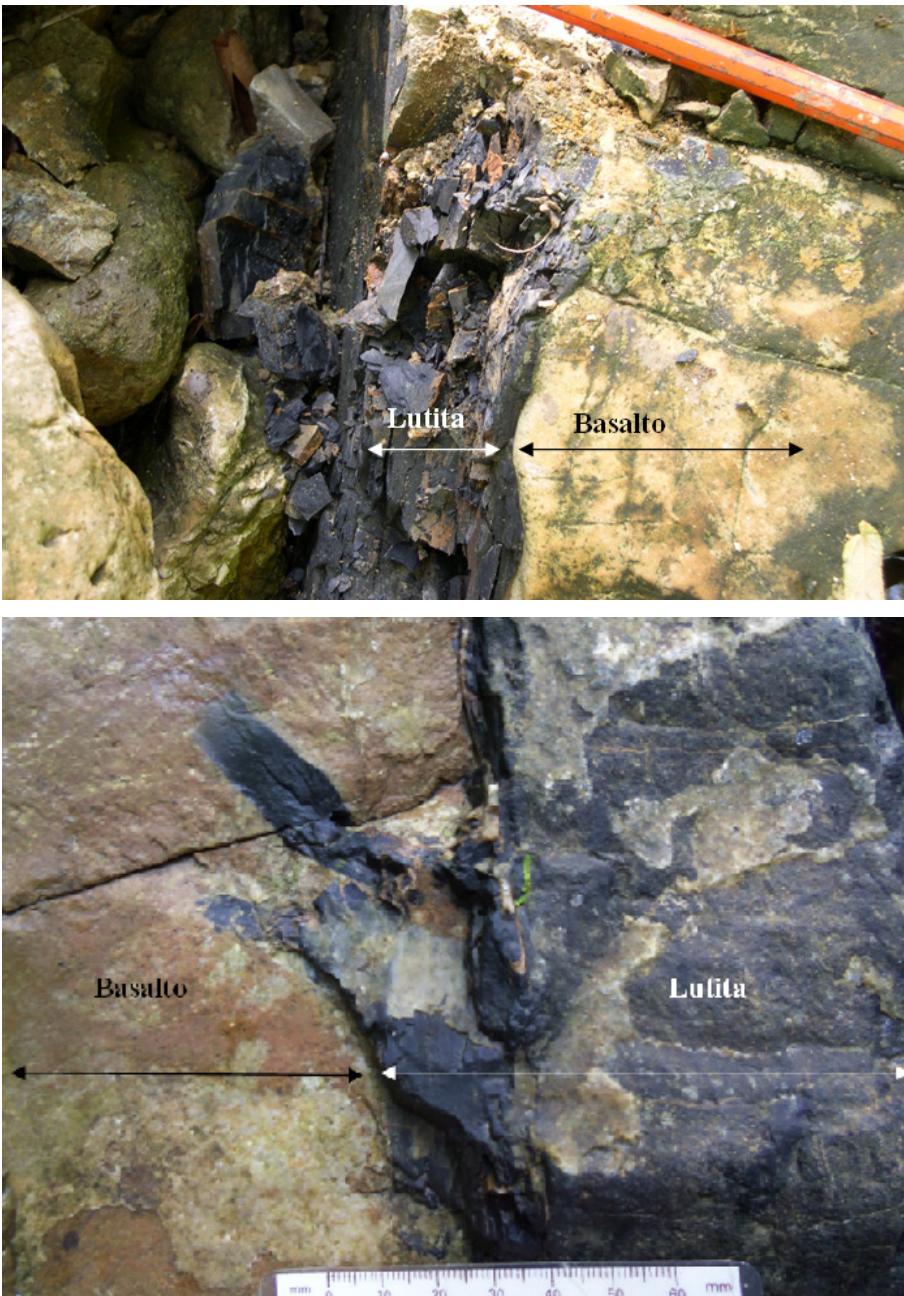


Figura 4. Dique 2. Arriba: Se observa el basalto en contacto con la lutita de la Formación Cerro Misión, la cual ha sufrido efectos térmicos (esta muestra de lutita fue analizada por DRX, ver resultados en la Tabla 1, Y2a. Una vista bajo microscopio se presenta en la Figura 6). Abajo: Otro detalle del contacto con fragmentos de la lutita incorporados dentro del basalto.

Figure 4. Dyke 2. Above: Basalt in contact with the shale of the Cerro Misión Formation, which has suffered thermal effects (this shale sample was analyzed by RXD, see results in Table 1, Y2a. An optical microscope micrograph is presented in Figure 6). Below: Another detail of the contact showing a shale fragment included in the basalt.

clinopiroxeno era rico en Ti, como corresponde a los clinopiroxenos de rocas alcalinas. La Tabla 1 muestra la mineralogía de estas rocas, separando los tres componentes que las integran, es decir, fenocristales, matriz y amígdalas.

La sección Y2a abarca exactamente el contacto entre el dique basáltico (Y2) con la roca pelítica de la Formación Cerro Misión. Se nota en la sección un claro contacto intrusivo (Figura 6), donde la estratificación de la Formación, compuesta por partes de una capa de lutita negra y otra de limolita



Figura 5. Dique 4 en la localidad B.

Figure 5. Dyke 4 in locality B.

cuarzosa, está cortada por el dique basáltico, en un ángulo de casi 80° . El efecto de contacto que produjo este dique de tan poco espesor (65 cm), se limita a una zona cloritizada de color verde claro, cruzada por vetillas de carbonato en el contacto, seguida por una zona un poco más oscura hacia adentro; ambas zonas abarcan apenas 1 mm de espesor, y al finalizar la zona oscurecida se halla la roca basáltica del Y2 sin mayores cambios, excepto por la ya mencionada cloritización de la matriz y el clinopiroxeno y la total carbonatación de los fenocristales de olivino, que claramente fueron efectos posteriores a su solidificación.

La descripción de estas rocas sigue a continuación:

Matriz: es hipocristalina afanítica, formada casi en una tercera parte por vidrio ahora cloritizado que ocupa intersticios de forma triangular (Figura 7) a poligonal entre microlitos listoneados a aciculares de plagioclasa, por lo tanto exhibe una clara textura intersticial, característica de rocas volcánicas que han tenido un rápido enfriamiento. También se observan dispersos en la matriz cristalitos de posible clinopiroxeno asociado con titanita-leucoxeno, pero son muy pequeños y difíciles de observar. En parte, la matriz cloritizada ha sido sustituida

por parches de carbonato, siendo este efecto muy notable en las muestras Y3 y Y4. Sin embargo, la plagioclasa casi no muestra alteración y tampoco se observa un claro maclado, aunque en algunos casos se observa una zonación incipiente. En este tipo de roca la plagioclasa tiende a ser más sódica que en los basaltos tholeíticos, de modo que puede tratarse de oligoclasa-andesina y no de labradorita, lo que pudiera explicar su poco o nula alteración. Algunos cristales exhiben un maclado muy difuso, en el cual las lamelas de macla muestran una extinción casi paralela, evidenciando así que pudiera tratarse de oligoclasa (An16-20).

Fenocristales:

Olivino (carbonatado): euhedral a subhedral, exhibe un hábito prismático característico con terminaciones dómicas, típicas del sistema ortorrómbico. Se presenta como agregados de cristales constituyendo una textura glomeroporfídica, ahora totalmente carbonatizados (Figura 8). En algunos casos, sobre todo en la muestra Y1, la alteración a carbonato evidencia lo que fue una zonación normal, o quizás oscilatoria, en los cristales de olivino precursores, con las partes centrales sustituidas por carbonato casi incoloro, rodeadas por bandas externas de carbonato de aspecto parduzco, más rico en Fe. Esto refleja una típica zonación que ocurre en basalto alcalino-olivinífero, donde el olivino está en equilibrio con un líquido residual subsaturado en silice y los cristales muestran núcleos ricos en forsterita (Mg) y bordes ricos en fayalita (Fe), característica distintiva de estos basaltos alcalinos. En algunos raros casos, en Y1 se observa una ulterior alteración de las partes más internas de los fenocristales a clorita, pero en general la alteración que muestra este mineral es principalmente carbonática.

Clinopiroxeno (cloritizado): euhederal, de hábito prismático monoclinico característico, terminado en un pinacoide inclinado, con secciones basales de aspecto poligonal, generalmente de seis a ocho lados. Los cristales están totalmente cloritizados (Figura 7) y presentan en su interior trenecillos de microlitos de titanita, que evidencian que el mineral precursor pudo ser una Ti-augita, especie ésta común en basaltos alcalinos. En muchos casos los microlitos de titanita se apiñan formando

una especie de aureola periférica, que podría indicar que los cristales previos estaban zonados, siendo sus bordes más ricos en Ti que sus partes interiores: augita a Ti-augita. En la muestra Y2 los pseudomorfos de olivino y clinopiroxeno están casi en contacto; sin embargo, los primeros están alterados a carbonato, mientras que los segundos están alterados a clorita y titanita, evidenciándose así que se trataba de dos minerales diferentes, que fueron alterados de modo muy distinto.

Feldespatoïdes? (carbonatados): algunos parches de carbonato incoloro, con bastas formas prismáticas a poligonales parecieran representar pseudomorfos de posible nefelina, noseana o analcima. Sin embargo esto es altamente especulativo, ya que no ha quedado rastro alguno de los minerales precursores.

Amígdalas: tienen forma elipsoidal a esférica,

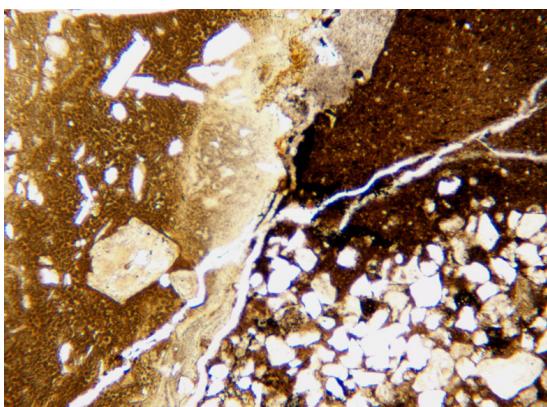


Figura 6. Contacto intrusivo entre el basalto a la izquierda, con dos capas de la Formación Cerro Misión, una de lutita carbonosa (en la parte superior), y otra de limolita cuarzosa (en la parte inferior). Muestra Y2b del Dique 2. Nícoles paralelos (SN). Ancho de la imagen: 3 mm.

Figure 6. Contact of the basalt (left) with two layers of the Cerro Misión Formation: a carbonaceous shale (right, upper part) and a quartz siltstone (right, lower part). Sample Y2b from dyke 2. Parallel polarizer (PP). Image width: 3 mm.

con 1-3 mm de diámetro promedio. A veces tienen una clara estructura concéntrica, partes centrales de carbonato espáctico, rodeadas por una zona donde se concentra una gran cantidad de cristalitos entrecruzados a algo abanicados de epídoto (Figura 9), fuertemente oxidados o cloritizados, con hábito prismático alargado típico. El tamaño de grano de los cristalitos de epídoto, en las amígdalas, es al menos dos a tres veces mayor que el tamaño de grano de los cristalitos de plagioclasa de la matriz que las rodea, por lo cual las amígdalas muestran un fuerte contraste con la roca volcánica.

A partir de esta información petrográfica, se interpreta que estas rocas corresponden a basaltos alcalinos, posiblemente a los tipos hawaïita o mugearita, y no a leucobasalto o andesita, como fueron descritas anteriormente (Camacho & Mijares, 1989, Camposano *et al.* 2006).

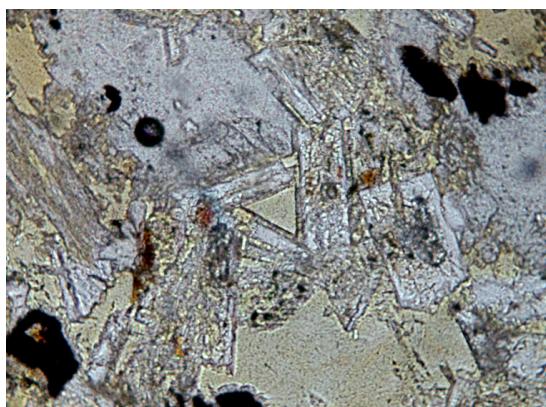


Figura 7. Parches triangulares a poligonales de vidrio máfico cloritizado en la matriz, evidenciando una textura intersticial. Muestra Y2. PP. Ancho de la imagen: 1 mm.

Figure 7. Triangular and polygonal patches of chloritized mafic glass in the matrix, evidence of interstitial texture. Sample Y2, PP. Image width: 1 mm.

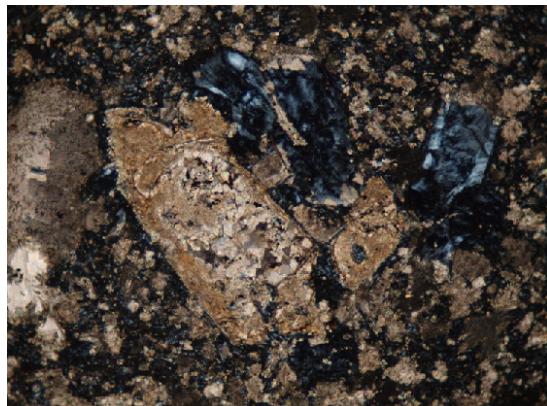


Figura 8. Pseudomorfos de clinopiroxeno y olivino. El olivino se altera preferentemente a carbonatos, mientras que el clinopiroxeno lo hace principalmente a clorita. Se evidencia también la fuerte cloritización y carbonatación de la matriz. Muestra Y2. Nícales cruzados (NX). Ancho de la imagen: 1,5 mm.

Figure 8. Pseudomorphs of clinopyroxene and olivine. The olivine preferentially alters to carbonates, while clinopyroxene does it to chlorites. The strong chloritization and carbonatation is evident. Sample Y2. XP. Image width: 1,5 mm.

Tabla 1. Composición química y mineralógica de las muestras de Yaracuybare.**Table 1.** Chemical and mineralogical composition of Yaracuybare samples

Componentes mayoritarios											
ID	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	
Y1	49,51	0,405	17,74	8,36	0,13	7,88	7,71	2,99	0,69	0,29	
Y2	46,84	0,334	13,86	10,03	0,14	15,88	8,24	2,05	<0,1	0,21	
Y3	49,80	0,401	21,68	8,06	0,20	5,44	11,71	0,60	<0,1	0,27	
Y4	47,81	0,346	14,09	10,74	0,16	13,14	8,94	1,44	<0,1	0,19	

Elementos trazas													
ID	Ba	Co	Cu	Cr	Pb	Rb	Sr	Th	V	Y	Zn	Zr	Nb
Y1	96	29	3	122	22	18	137	8	362	28	29	22	32
Y2	97	45	n.d.	317	21	n.d.	129	6	621	27	29	18	27
Y3	n.d.	31	47	236	23	n.d.	89	9	473	27	31	21	27
Y4	37	53	41	307	22	n.d.	83	3	671	26	30	15	25

Petrografía (composición mineralógica y textural)													
#	Matriz				Fenocristales			Tot.			Matriz	Fen.	Amíg.^
	Crb	Chl (vidrio)	Chl+Ttn (Cpx)	Pl	Crb (ol)*	Chl+Ttn (Cpx)							
Y1	4	31	17	32	6	1					84	7	13
Y2	16	18	14	30	5	6					78	11	11
Y3	23	17	20	36	3	1					96	4	-
Y4	33	27	16	19	-	2					95	2	3
Y2b	18	24	18	30	7	1					90	8	2

*: algunos pseudomorfos carbonatados pudieran ser de feldespatoídes totalmente alterados. ^: Cal:Ep 2:1

Mineralogía de arcilla (roca total). Lutita de la Formación Cerro Misión tomada a 5 cm del dique.

ID	Cuarzo	Arcilla	Plag.	Siderita
Y2a'	16	77	5	2
Y2a''	31	53	16	-

Mineralogía de arcilla (fracción <2 micras)

ID	Clorita	Illita	I/S	%I in I/S	Tipo de I/S
Y2a'	14	48	38	80	Ordenado
Y2a''	21	24	55	80	Ordenado

Las muestras Y1 a Y3 proceden de la localidad A y la Y4 de la B, ambas ubicadas en la Figura 2. Métodos analíticos: Los análisis químicos por el método de fluorescencia de rayos X con dispersión por energía (Martínez & Camposano 2004) y por longitud de onda (INGEOMIN). La identificación de arcillas se realizó por difracción de rayos X (DRX) siguiendo las técnicas de Fournier (2001).

Mineralogía de arcilla

Una muestra de la lutita de la Formación Cerro Misión, con claros indicios visuales de recristalización por el efecto termal de contacto producto de la intrusión ígnea (cambios de textura y color; Figura 5), fue analizada por difracción de rayos X tanto en roca total, como en la fracción $<2\text{ }\mu\text{m}$ (Tabla 1). Los resultados indican que la muestra está constituida por cuarzo, plagioclasa, siderita, clorita, illita (I) y el mineral interestratificado (ordenado) illita/esmectita (I/S). Este último mineral con un % I de 80% es propio de la fase denominada rectorita. De acuerdo con Hoffman & Hower (1979) la interestratificación correspondiente a un intervalo 60-80% de I en el mineral I/S representa cambios estructurales correspondientes a un intervalo de 100 a 175°C. Por supuesto que esta temperatura es considerablemente inferior a la temperatura aceptada para la cristalización de basalto (1000 a 1200°C), pero debido a las pequeñas dimensiones y poco espesor de los diques (lo cual implica poca capacidad calórica para producir cambios más visibles y extensos), así como también por la petrografía; se puede inferir que el enfriamiento de los diques y la deshidratación de la roca caja fue considerablemente rápida.

Geoquímica

Los resultados químicos de Yaracuybare (Tabla 1) se han representado en diagramas de clasificación y discriminación de ambientes tectónicos según diversos autores (programa GeoPlot de Zhou & Li 2005 y referencias individuales allí contenidas), con los cuales se tienen los siguientes resultados: 1) En el gráfico ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) vs SiO_2 las muestras se clasifican como basalto. 2) Con el gráfico de elementos inmóviles Ti vs Zr se clasifican como basalto toleítico de bajo potasio. 3) En los diagramas de MgO , FeO y álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$), también con datos de Ti y Cr, así como en el gráfico de TiO_2 vs $\text{Zr}/(\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 10^4)$ aparecen clasificados en los campos de basalto toleítico. 3) Al graficar Y vs Cr las muestras se ubican en el campo de basalto intraplaca. 5) Utilizando el gráfico Zr vs Zr/Y aparecen como de arco volcánico y arco oceánico, respectivamente. 6) En la representación Nb/Y vs $\text{Zr}/(\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 10^4)$ las muestras corresponden al

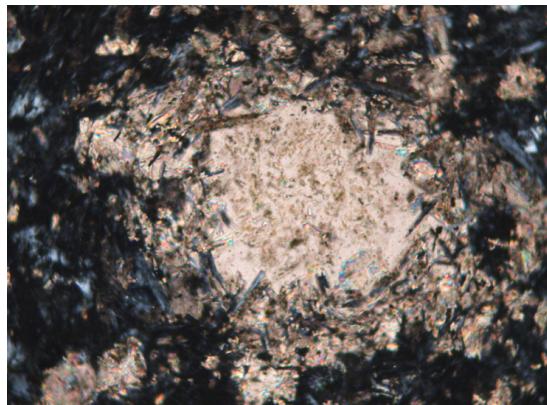


Figura 9. Amigdule rellena de calcita con bordes ricos en cristales alargados de epídoto. Muestra Y1, NX. Ancho de la imagen: 1 mm.

Figure 9. Amygdule filled with calcite with borders rich in elongated crystals of epidote. Sample Y1, XP.
Image width: 1 mm.

campo del basalto alcalino continental (Figura 10). Por otra parte, en los diagramas de Harker donde se representa tanto a SiO_2 como al TiO_2 , contra otros componentes mayoritarios, las muestras de Yaracuybare se separan bastante de aquellas de Falcón Central (con datos de McMahon, 2000; Escorihuela & Rondon, 2002; Baquero, 2012).

En un intento de comparar las muestras de Yaracuybare (Tabla 1), con otras de basalto (45% $<\text{SiO}_2<52\%$) aflorantes en Falcón y Lara, se recopilaron los análisis químicos de otros autores: de la Ofiolita de Siquisique, una muestra de la localidad de Las Llanaditas (datos de Baquero, 2014) y cinco muestras de Los Algodones (Kerr *et al.* 2008) y 14 de los cuerpos intrusivos de Falcón central (Escorihuela & Rondón, 2002). Los valores promedio de estos datos pueden observarse en la Tabla 2 y la ubicación regional de las localidades aparece en la Figura 1. Con estos resultados geoquímicos se elaboró un dendrograma (Figura 11), en el cual se observa que las muestras de la Ofiolita de Siquisique, Yaracuybare y Falcón central aparecen como agrupaciones separadas, pero estos resultados hay que tomarlos con cautela dado el mayor grado de transformaciones hidrotermales sin- y/o post-intrusivas de Yaracuybare, en comparación a las otras localidades.

Otro aspecto que refleja el dendrograma, es que en Falcón Central las rocas basálticas (con SiO_2 entre 45 y 52%) forman al menos dos poblaciones

diferentes. Pero al examinar los datos químicos y petrográficos originales de Escorihuela & Rondón (2002), con un intervalo más amplio de SiO_2 , se estima que ocurrieron al menos tres o cuatro pulsos magmáticos menores con distintas características químicas. De hecho, cada localidad tiene sus propias características, desde rocas de serie peralcalina-máfica, como cerro Atravesado (tefrita-basanita); basalto alcalino sódico (hawaïita y mugearita, como en Las Guarabitas); en el cerro Paraguachoa, hay rocas de tendencia potásica que podrían corresponder a tristanita; los cuerpos de Manaure y Agachiche, más orientales y de mayor tamaño, parecen ser toleítas y no tienen xenolitos de ningún tipo, a diferencia de los cuerpos alcalinos situados más al sur y al oeste (Grande, 2005; 2009).

Gravimetría satelital

En el mapa de anomalías de Bouguer de Venezuela noroccidental basado en datos satelitales (Orihueta *et al.* 2012) (Figura 12), para Falcón centro-oriental se visualiza una zona con valores entre 10 y 50

miliigals, con forma de dos lóbulos que coinciden con la ubicación de los cuerpos ígneos, tanto de Falcón central como de Yaracuybare. Estas zonas representan la configuración cortical actual de probablemente dos eventos de adelgazamiento cortical ocurridos entre el Eoceno medio y el Mioceno temprano. Este arreglo apoya la interpretación que tanto los cuerpos de basalto de Falcón central, como los de Yaracuybare, se formaron a partir de un magmatismo generado por la decompresión del manto superior, debido a dichas fases de extensión cortical.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Según las dataciones radimétricas por el método Ar-Ar efectuadas por McMahon (2000), el volcanismo intraplaca de la cuenca de Falcón tuvo una duración de unos 8 Ma, aproximadamente entre 22 y 14 Ma. La autora sugiere que las primeras extrusiones fueron basanítico-tefríticas, en forma de chimeneas de brecha repletas de xenolitos mantelares y corticales, como es el caso

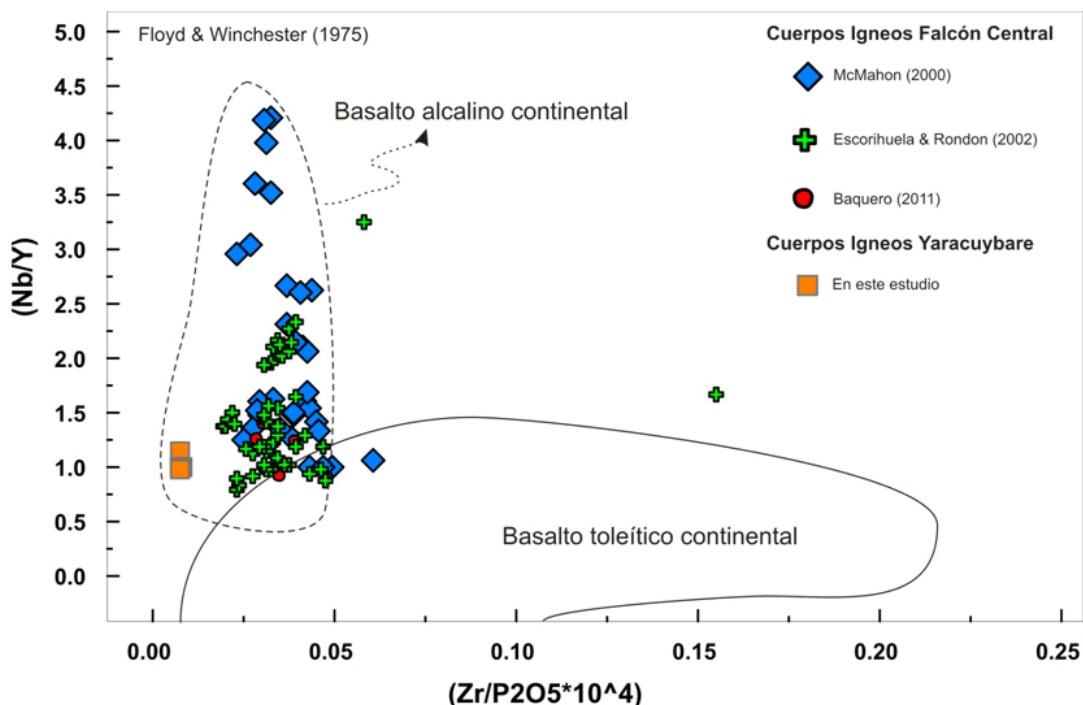


Figura 10. Muestras de cuerpos ígneos de Falcón en el diagrama de Floyd & Winchester (1975).

Figure 10. Samples of igneous bodies of Falcón in the diagram of Floyd & Winchester (1975).

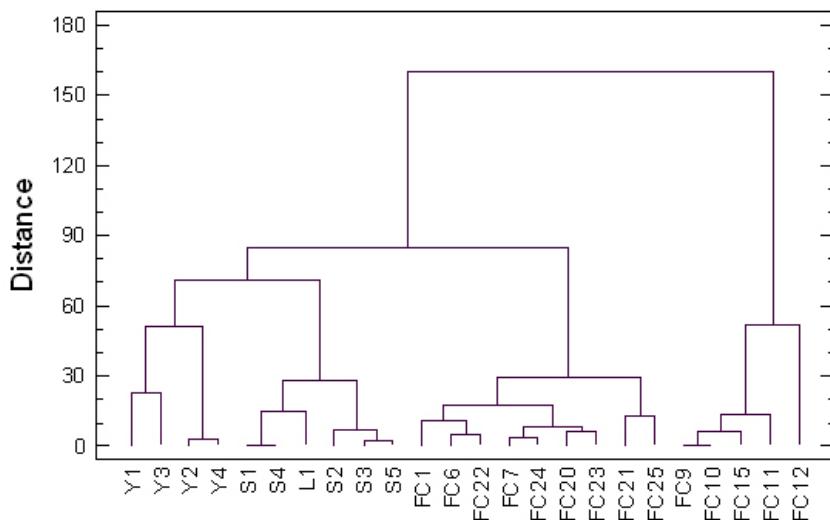


Figura 11. Dendrograma realizado utilizando la composición química de rocas basálticas de los estados Falcón y Lara (Tabla 2). Realizado con el método del vecino más lejano y distancia euclidiana al cuadrado. Muestras = Y1 a Y4: diques de Yaracuybare, L1: Ofiolita de Siquisique en Las Llanaditas, S1 a S5: Ofiolita de Siquisique en Los Algodones y FC1 a FC24: intrusivos de Falcón central (FC9 a FC15 corresponden al cuerpo de El Sol).

Figure 11. Dendrogram of the chemical composition of basaltic rocks from Falcón and Lara states (Table 2). Performed with the furthest neighborhood method and square Euclidian distance. Samples = Y1 to Y4: Yaracuybare dikes, L1: Siquisique Ophiolite at Las Llanaditas, S1 to S5: Siquisique Ophiolite at Los Algodones y FC1 to FC24: Falcón central bodies (FC9 to FC15 belong to El Sol body).

Tabla 2. Composición química de muestras de basalto ($45\% < \text{SiO}_2 < 51\%$) de los estados Falcón y Lara.

Table 2. Chemical composition of basalt ($45\% < \text{SiO}_2 < 51\%$) samples of Falcón and Lara states.

Yaracuybare (n=4)				Siquisique (n=6)				Falcón central (n=14)				
ID	Pro.	D.E.	Mín.	Máx.	Pro.	D.E.	Mín.	Máx.	Pro.	D.E.	Mín.	Máx.
SiO₂	48,49	1,41	46,84	49,80	49,41	0,86	48,23	50,53	47,10	1,44	45,23	49,87
TiO₂	0,37	0,04	0,33	0,41	1,60	0,39	1,07	2,21	1,61	0,28	1,27	2,11
Al₂O₃	16,84	3,68	13,86	21,68	14,22	0,59	13,51	15,24	15,89	0,86	14,16	18,18
Fe₂O₃t	9,30	1,29	8,06	10,74	12,30	1,79	10,15	15,01	8,32	0,75	6,44	9,56
MnO	0,16	0,03	0,13	0,20	0,20	0,02	0,18	0,23	0,13	0,01	0,10	0,16
MgO	10,59	4,77	5,44	15,88	6,91	1,48	4,17	8,16	7,34	2,07	1,90	9,72
CaO	9,15	1,78	7,71	11,71	9,04	1,16	6,84	10,07	7,31	1,53	5,17	10,36
Na₂O	1,77	1,01	0,60	2,99	3,46	0,78	2,93	4,99	3,96	1,15	2,14	5,98
K₂O	0,25	0,30	0,10	0,69	0,28	0,10	0,16	0,42	1,60	1,10	0,17	4,29
P₂O₅	0,24	0,05	0,19	0,29	0,16	0,02	0,14	0,19	0,41	0,15	0,26	0,70
Ba	58	48	0	97	174	62	97	278	2029	2302	127	7800
Co	40	11	29	53	43	5	35	50	33	7	12	41
Cr	246	90	122	317	234	103	125	339	267	125	0	471
Rb	5		0	18	5	2	2	7	21	12	3	38
Sr	110	27	83	137	213	35	154	239	665	236	182	906
V	532	141	362	671	325	48	265	384	198	35	102	250
Y	27	1	26	28	35	9	23	48	22	3	18	27
Zr	19	3	15	22	108	25	67	141	166	71	106	327
Nb	28	3	25	32	4	1	2	5	33	21	18	84

Pro.: promedio, D.E.: desviación estándar, Mín.: mínimo, Máx.: máximo, n: número de muestras.

Procedencia de los análisis: Diques de Yaracuybare (ver Tabla 1), Ofiolita de Siquisique en Los Algodones (Kerr *et al.* 2008) y cuerpos de Falcón central (Escorihuela & Rondón, 2002).

del cerro Atravesado (Grande 2007; 2008; 2009) y de los cerros Pascual y Redondo (Brueren, 1949; McMahon, 2000; Escorihuela & Rondón, 2002). Estas extrusiones prácticamente diatrémicas fueron seguidas por lavas de carácter transicional, como el manto de Las Guarabitas y los cerros Ciénaga, El Sol, Mataire y otros cuerpos adyacentes. Al final de la extensión de la cuenca, justo antes de comenzar su inversión y drenaje, lavas toleíticas masivas y afíricas formaron los cuerpos de mayor extensión en la parte NE de la cuenca, como los cerros Agachiche y Manaure, cuya edad es de unos 15-14 Ma.

La gran cantidad de fenocristales euhedrales de olivino en los basaltos de Yaracuybare, hace que sea muy poco probable que estas lavas pertenezcan a los primeros eventos volcánicos antes mencionados, permitiendo interpretar que probablemente ser anteriores a 24 Ma pues son más subsaturadas en sílice que la basanita/tefrita del cerro Atravesado, que sólo muestra escasos cristales de olivino alterados. De este modo que la extensión que generó la cuenca falconiana, probablemente comenzó a actuar en la zona de Yaracuybare, en el extremo SE y luego fue seguida en la zona del actual Falcón central, permitiendo generar allí un conjunto de cuerpos subvolcánicos diatrémicos, desde cerro Atravesado-Garrapata a cerro Redondo en el extremo SO de la misma, que a su vez prosiguió con cuerpos de series transicionales en forma de mantos o “*plugs*”, seguidos por intrusiones y “*plugs*” más grandes de lavas toleíticas en el extremo NE. Sólo las chimeneas de brecha de los cerros Atravesado, Redondo y Pascual contienen abundantes xenolitos, mientras que los demás cuerpos no, pues es muy común que las lavas alcalinas traigan xenolitos mantelares a la superficie y que las lavas transicionales a toleíticas no los tengan, debido a que estos son decantados por fraccionamiento gravitacional en cámaras magmáticas subcorticales.

Sin embargo, acertar esto será muy difícil, ya que el alto grado de alteración de los basaltos de Yaracuybare no permite una confiable datación radimétrica con métodos convencionales, como K-Ar o Ar-Ar, que sí pudieron ser aplicados exitosamente en la datación (por el método Ar-Ar en roca total) de las lavas de Falcón central

(McMahon, 2000; Baquero, 2014). Lo único que se puede saber con certeza es que fueron intruidos en un tiempo post-Eoceno tardío, debido a que esa es la edad de su roca caja sedimentaria, la Formación Cerro Misión.

La profunda alteración carbonática que se observa en Yaracuybare se debió probablemente al hecho de que estas lavas y su roca caja, fueron cubiertas discordantemente por la extensa plataforma carbonática miocena de la Formación Capadare (Urbani & Mendi, 2011), la cual pudo aportar fluidos hidrotermales de origen diagenético muy ricos en carbonato, que pudieron causar la alteración mostrada por el olivino, y quizás otros fluidos tardíos más silíceos y magnesianos, provenientes de las lutitas interestratificadas en Capadare o de la propia Formación Cerro Misión y que causaron la cloritización del vidrio máfico de la matriz y el clinopiroxeno y sólo en parte, del olivino previamente carbonatado, como lo evidencian algunos pseudomorfos de ese mineral.

Por el contrario, en el centro de la Cuenca de Falcón, la roca caja de los cuerpos volcánicos es siliciclástica, representada por las formaciones oligocenas: El Paraíso de carácter turbidítico y Pecaya una unidad pelítica euxínica, de profundidad batial a abisal, rica en materia orgánica, mientras que los arrecifes coralinos de San Luis y Churuguara se desarrollaron solamente en los bordes norte y sur de la cuenca, en aguas muy someras y oxigenadas. De modo que la alteración que muestran las lavas de Falcón central no es carbonática, sino más bien clorítica (Grande, 2009) precisamente una alteración submarina en cuencas extensionales con alto gradiente geotérmico, a diferencia de la fuerte carbonatación de los diques de Yaracuybare, formados por bajos porcentajes de fusión parcial del manto y de carácter peralcalino a alcalino, en las etapas iniciales de la extensión de la litósfera continental del norte de Suramérica.

Las interpretaciones basadas en los datos geoquímicos de Yaracuybare indican un origen intraplaca (Figura 10), concordando con lo reportado por varios autores para Falcón central. En consecuencia, para ambos casos se interpreta que el magma se generó en el manto superior, controlado por un proceso de adelgazamiento cortical y

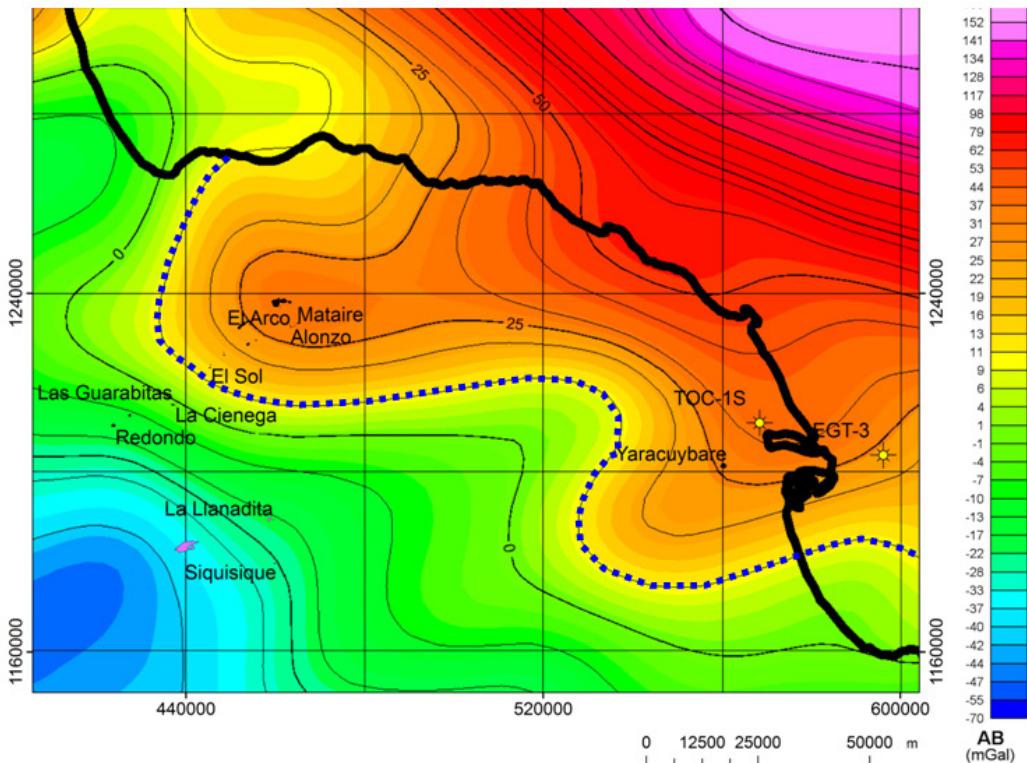


Figura 12. Fragmento del mapa de anomalías de Bouguer de Venezuela noroccidental con datos satelitales (Adaptado de Orihuela *et al.* 2012). Escala en miligales. La línea punteada delimita la zona con valores >10 miligales. Se ubican los cuerpos ígneos de Falcón Central, Yaracuybare y el pozo EGT-3.

Figure 12. Fragment of Bouguer anomaly map of western Venezuela from satellital data (From Orihuela *et al.* 2012). Scale in miligals. The dotted line borders the >10 miligals zone. The igneous bodies of Falcón Central, Yaracuybare and the EGT-3 exploratory well are indicated.

somerización de la discontinuidad de Mohorovic entre 24 y 27 km (Rodríguez & Sousa, 2003; Bezada *et al.* 2008; Baquero *et al.* 2009), en condiciones de cuenca “rift” continental ensíatica, que no llegó a la etapa final de separación continental para crear corteza oceánica, debido a la inversión que sufrió la cuenca a partir del Mioceno medio (Audemard, 1993; Hidalgo, 2003) y/o probablemente al levantamiento de los Andes de Mérida durante el Oligoceno tardío (Baquero *et al.* 2012). Quizás una de las características más relevantes como producto de este adelgazamiento cortical, es el incremento del flujo de calor en la parte central de la cuenca (Baquero *et al.* 2009) entre el Oligoceno-Mioceno temprano, probablemente alcanzando con un gradiente geotérmico de 40-45°C/km.

Estas consideraciones nos permiten interpretar que las rocas volcánicas de Falcón suroriental (diques de Yaracuybare y pozo EGT-3) sean relativamente más antiguas que las encontradas en Falcón Central,

pero con edades probablemente no superiores a 26 Ma, ni inferiores a 24-23 Ma.

Los diques de Yaracuybare constituyen la expresión más suroriental del magmatismo terciario en la cuenca de Falcón. La exigua y exclusiva presencia de estas intrusiones en el municipio Silva del estado Falcón, puede deberse al hecho que casi toda la región fue cubierta por unidades jóvenes del Mioceno al Holoceno (Urbani & Mendi, 2011). La quebrada Yaracuybare es una excepción, ya que allí la erosión ha permitido exponer una pequeña ventana geológica, donde afloran las rocas más antiguas que se encuentran por debajo de la extensa cobertura subhorizontal de la Formación Capadare.

Con la información disponible y las ideas ya esbozadas, los procesos geodinámicos propuestos para explicar el origen de las volcánicas de Yaracuybare y de Falcón Central, se puede sintetizar como sigue:

Primera Etapa: (Paleoceno - Eoceno medio). El empuje hacia el SE del arco de islas contra el borde noroccidental del continente suramericano, generó el apilamiento de las denominadas Napas de Lara. Este margen continental incluye en la parte centro-oriental de Falcón y el NE de Yaracuy un bloque alóctono denominado Terreno Falconia (Grande, 2012b), constituido mayormente por un basamento continental de grado medio-alto de afinidad Grenvilliana (Grande & Urbani, 2009; Grande, 2013), de edad neoproterozoica-mesoproterozoica confirmada por Baquero *et al.* (2011), cubierto por napas de rocas mesozoicas metamorfizadas, unidades sedimentarias del margen pasivo mesozoico de Suramérica (facies tipo Formación La Luna) y otras unidades siliciclásticas terciarias no identificables (Grande, 2009), además de unidades turbidíticas del Eoceno (Formación Matatere) (Urbani *et al.* 2008). En el borde sur de Falconia y en el norte del continente suramericano también hay cinturones de rocas del Neoproterozoico al Paleozoico, de afinidad grenvilliana a allegheniana. Una de esas napas está expuesta en los cerros de Yumare, de donde también se conoce una edad grenvilliana (950 Ma, U-Pb, zircón, Urbani *et al.* 2012) y del cerro El Guayabo (Grande & Urbani, 2009).

En este período de tiempo, en la cuenca foredeep existente entre el arco de islas y el margen norte de Suramérica se depositan -entre otras- las unidades eocenas del Grupo Agua Negra y de la Formación Matatere en Lara central y occidental, la Formación Cerro Misión en Falcón suroriental y unos pequeños cuerpos sin denominación formal al sureste de Yumare en Yaracuy (Jaimes, 2008). Debido a un colapso extensional con el consecuente adelgazamiento cortical, se genera una primera cuenca en el Eoceno tardío-Oligoceno temprano en la zona de Sanare, en el SE de Falcón, donde la Formación Cerro Misión fuera depositada anteriormente. El magma se genera por descompresión adiabática y es de tipo alcalino-máfico, olivino-fírico, que fue emplazado como los diques de Yaracuybare, dentro de la Formación Cerro Misión; produciendo muy leves efectos de contacto, debido al escaso volumen de los cuerpos emplazados y su rápido enfriamiento, evidenciado por la textura intersticial de estas lavas. Los diques

tienen afinidad intraplaca, probablemente tengan edades de 26 a 24 Ma. Probablemente la fusión parcial fue <10%.

Segunda etapa (Oligoceno medio - Mioceno temprano). Como una continuación del proceso de colapso extensional de toda la región, se abre otra cuenca de mayor magnitud: la Cuenca de Falcón o Canal Falconiano, más profunda y de ambiente euxínico a turbidítico, donde se depositaron las formaciones Pecaya y El Paraíso, que luego fueron intruidas por una “suite” de magmas de alcalino-máficos a transicionales a toleíticos. Estos son generados por porcentajes cada vez mayores de fusión parcial, donde pudo superar el 20-30%. Primeramente aparecen chimeneas y mantos intrusivos tempranos alcalino-máficos, como los cerros Atravesado y Redondo, con edades Ar-Ar entre 22,5 Ma, seguidos por cuerpos de carácter más transicional como el manto de Las Guarabitas y los cerros Ciénaga, El Sol y Mataire, para finalmente aparecer los intrusivos mayores de series toleíticas (los últimos, emplazados hace 15-14 Ma), como es el caso de los cerros Agachiche y Manaure, de tamaño kilométrico y formados por lava basáltica africana (Muessig, 1978; McMahon, 2000; Baquero, 2014).

La extensión de esta Cuenca probablemente cesó hace 14 Ma aproximadamente, debido a los movimientos compresivos ocurridos a partir del Mioceno medio (Audemard, 1993; Audemard & Audemard, 2002, Hidalgo 2003), posiblemente debido al levantamiento de los Andes de Mérida durante el Oligoceno tardío, a su vez causado por la colisión distal del arco de Panamá contra el margen occidental de Suramérica (Pindell *et al.* 2009), que causaron su inversión diacrónica de oeste a este, generando el Anticlinorio de Falcón durante el Mioceno tardío, donde tanto las secuencias sedimentarias como los cuerpos intrusivos en ellas sufrieron una notable deformación.

Para una mejor comprensión de los eventos magmáticos señalados en estas notas, se requiere de estudios geocronológicos de U-Pb en zircón o baddeleyita, que permitan sustentar con datos robustos la historia geológica propuesta.

AGRADECIMIENTOS

Al personal de la Agropecuaria Barinizagua por permitir el acceso a la quebrada Yaracuybare. Al Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X de Ingeomin (La Florida) por los análisis químicos. Este trabajo es una contribución de los proyectos GEODINOS (coordinado por Michael Schmitz) y LOCTI (Investigaciones geológicas en la región norte de Venezuela, coordinado por F. Urbani).

REFERENCIAS

- AUDEMARD, F. A. (1993). Néotectonique, Sismotectónique et Aléa Sismique du Nord-ouest du Venezuela (Système de Failles d’Oca-Ancón). Univ. Montpellier II, Francia. Tesis Doctoral. (Reproducido en Geos, UCV, Caracas, 40(2009):76 + 355 p. en DVD, 2011).
- AUDEMARD, F. E. & AUDEMARD, F. A. (2002). Structure of the Merida Andes, Venezuela: Relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics* 345: 299-327.
- BAQUERO, M. (2014). Evolución geodinámica de la cuenca de Falcón y su basamento: Basados en nuevos datos de geocronología, geoquímica e isótopos. UCV, Fac. Ingeniería, Tesis del Doctorado Individualizado en Ciencias de la Ingeniería.
- BAQUERO, M., ACOSTA, J., KASSABJI, E., ZAMORA, J., SOUSA, J. C., RODRÍGUEZ, J., GROBAS, J., MELO, L., SCHNEIDER, F. (2009). Polyphase development of the Falcón Basin in northwestern Venezuela: Implications for oil generation. En: K. H. JAMES, M. A. LORENTE & J. L. PINDELL (eds). *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate*. Geological Society, London, Special Publications, 328: 587-612.
- BAQUERO, M., BASTOS, P., ROMERO, F., UTRERA, F., SILVA, M., VARELA, D., CHAPLET, M., SZTRAKOS, K. (2010). Proyecto Generación de Oportunidades Falcón Oriental Tierra: Informe Técnico Final - Fase I. PDVSA Exploración, Puerto La Cruz, Informe, 332 p. + mapas.
- BAQUERO, M., GRANDE, S., URBANI, F., CORDANI, U., SATO, K., SCHAAF, P., HALL, C., MENDI, D., AZANCOT, M. (2011). New LA-ICP-MS U-Pb zircon dating, 40Ar-39Ar and Sm-Nd model ages: Evidence of the Grenvillian event in the basement of the Falcón and Maracaibo basins, northwestern Venezuela. 14th Latin American Geological Congress, Symposium Tectonic evolution of Western Gondwana: Linking Precambrian basement architecture with terrane processes, Medellín, Colombia, Abstracts, 1: 320-321.
- BAQUERO, M., URBANI, F., FOURNIER, H., GRANDE, S., MENDI, D. (2012). Nuevas edades 40Ar-39Ar de muestras de basalto y pegmatita de los estados Falcón y Yaracuy. *Bol. Acad. Cienc. Fís., Mat. y Nat.*, 71(2011)(4): 31-45.
- BASTOS, P., ROMERO, F., SZTRAKOS, K., BAQUERO, M., MÉNDEZ-BAAMONDE, J., BOESI, T. (2010). Modelo estratigráfico regional. En: M. BAQUERO & F. ROMERO (eds), *Proyecto de Generación de Oportunidades Falcón Oriental, Reporte Técnico Final*, PDVSA Exploración, Puerto La Cruz, p. 124-213.
- BEZADA, M., SCHMITZ, M., JÁCOME, M. I., RODRÍGUEZ, J., AUDEMARD, F., IZARRA, C., BOLIVAR ACTIVE SEISMIC WORKING GROUP. (2008). Crustal structure in the Falcón Basin area, northwestern Venezuela, from seismic and gravimetric evidence. *J. Geodynamics*, 45(4-5): 191-200.
- BRUEREN, J. (1949). Geological Report CPMS-310. Paraiso-Manaure (Center Falcon). Cía. Shell de Venezuela. Informe inédito. (Reproducido en Geos, UCV, Caracas, 40(2009):105-106 + 64 p. en DVD, 2010).
- CAMACHO, A. & MIJARES, M. (1989). Geología de la zona de Sanare - Buena Vista, Sector Agua Linda, Distrito Silva, estado Falcón. UCV, Escuela de Geología. Trabajo Especial de Grado, 97 p.
- CAMPOSANO, L., URBANI, F., VISCARRET, P., FOURNIER, H., BARITTO, I. (2006). Rocas volcánicas de la zona de Sanare, estado Falcón (Resumen). Geos, UCV, Caracas, 38(2005):15-17 + cartel en CD.
- ESCORIHUELA, N. & RONDÓN, J. (2002). Estudio de las rocas ígneas presentes en el centro de la Cuenca de Falcón. UCV, Escuela de Geología, Trabajo Especial de Grado. (Reproducido en Geos, UCV, Caracas, 37: 58-59 + 247 p. en CD, 2004).
- FLOYD, P. A. & WINCHESTER, J. A. (1975). Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth Plan. Sci. Lett.* 27: 211-218.
- FOURNIER, H. (2001). Caracterización de minerales de arcilla sometidos a diagénesis avanzada o anchimetamorfismo. Geos, UCV, Caracas, 33 (1999): 171-181.
- FOURNIER, H., ARIAS, I., BARITTO, I., CAMPOSANO, L., MARTÍNEZ, N., URBANI, F. (2004). Las rocas ígneas de la quebrada Yaracuybare, estado Falcón (Resumen). Geos, UCV, Caracas, 36(2003): 37-39.
- GONZÁLEZ, E. (1979). Rocas volcánicas en Falcón Suroriental, Venezuela. *Transactions Fourth Latin American Geological Congress*, Trinidad & Tobago, p. 459-461.
- GRANDE, S. (2005). Rocas volcánicas de Falcón central: caracterización geoquímica y tectónica, modelos propuestos. Geos, UCV, Caracas, 38: 25-27 + 25 láminas en carpeta 12 de CD.
- GRANDE, S. (2007). Xenolitos en las lavas del cerro

- Atravesado, cuenca de Falcón central. Memorias IX Congreso Geológico Venezolano, UCV, Caracas, noviembre, en CD. (Reproducido en Geos, UCV, Caracas, 39(2007): 89 + 10 p. en carpeta 154 del DVD, 2008).
- GRANDE, S. (2008). Petrografía de xenolitos corticales y mantelares presentes en las lavas del cerro Atravesado, Falcón central (Resumen). II Jornadas Venezolanas de Geociencias de las Rocas Ígneas y Metamórficas. UCV, Caracas, noviembre, en CD. (Reproducido en Geos, UCV, Caracas, 40(2009): 17-19 + 19 p. en carpeta 9 de DVD, 2010).
- GRANDE, S. (2009). Estudio petrográfico de los xenolitos corticales y mantelares presentes en las lavas del Cerro Atravesado, Falcón central, Venezuela. Rev. Fac. Ingeniería, UCV, Caracas, 24 (1): 11-30.
- GRANDE, S. (2012b). Terreno Falconia: Bloque alóctono Neoproterozoico en el NO de Suramérica. Geos. UCV, Caracas, 42: 56-59.
- GRANDE, S. (2013). Petrología de las rocas de alto grado metamórfico presentes en el noroccidente de Venezuela. UCV, Fac. Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Tesis de Maestría.
- GRANDE, S. & URBANI, F. (2009). Presence of high-grade rocks in NW Venezuela of possible Grenvillian affinity. En: K. H. JAMES, M. A. LORENTE & J. L. PINDELL (eds). *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate*. Geol. Soc., London, Spec. Publ., 328: 533-548.
- GRANDE, S., URBANI, F., MENDI, D. (2006). Mármoles de alto grado probablemente grenvillianos en el noroeste de Venezuela (Resumen). Jornadas de Investigación de la Facultad de Ingeniería. JIFI 2006. UCV, Caracas, noviembre, en CD. (Reproducido en Geos, UCV, Caracas, 39(2007): 128-129, 2008).
- GRANDE, S., URBANI, F., MENDI, D. (2007). Presencia de un basamento grenvilliano de alto grado en el noroeste de Venezuela (Resumen). Memorias IX Congreso Geológico Venezolano, Caracas, noviembre, en CD. (Reproducido en Geos, UCV, Caracas, 39(2007): 90 + 16 p. y 43 láminas en carpeta 155 de DVD, 2008).
- HACKLEY, P., URBANI, F., GARRITY, C. (2005). Geological shaded relief map of Venezuela 1:750.000. U.S. Geological Survey, Open File Report 2005-1038. [<http://pubs.usgs.gov/of/2005/1038/>].
- HIDALGO, J. (2003). Tectonoestratigrafía de la parte central de la cuenca de Falcón basada en la integración y reinterpretación de la geología de superficie y en la construcción de un transecto regional. UCV, Escuela de Geología, Trabajo Especial de Grado. (Reproducido en Geos, UCV, Caracas, 40 (2009): 64-65 + 148 p. en carpeta 35 de DVD, 2010).
- HOFFMAN, J. & HOWER, J. (1979). Clay minerals assemblages as low grade metamorphic geothermometers. Applications to the thrust disturbed belt of Montana, USA. En: P. A. SHOLLE & P. R. SCHLUGER, eds., *Aspects of diagenesis*. Soc. Econom. Paleont. Mineral., Spec. Publ. 26: 55-79.
- HUNTER, V. F. (1972). A Middle Eocene flysch from East Falcón, Venezuela. Memorias VI Conferencia Geológica del Caribe, Porlamar, p. 126-130.
- JAIMES, M. (2008). Notas geológicas de la zona de quebrada Aguas Calientes al sur de Yumare, estado Yaracuy. Geos, UCV, Caracas, 39(2007): 206 + 6 p. en carpeta 270 en DVD.
- KEHRER, L. (1930). Report covering the geological exploration of State of Falcon and adjacent parts of Zulia, Lara and Yaracuy. The Caribbean Petroleum Corp., La Haya, 73 p. Informe EP-181. (Reproducido en Geos, UCV, Caracas, 41: 99 + 71 p. en carpeta 41 de DVD, 2012)
- KERR, A., URBANI, F., SPIKINGS, R., BARRY, T., HASTIE, A., TARNEY, J. (2008). The Siquisique basalt and gabbro units, Los Algodones, Lara state, Venezuela: Late Cretaceous oceanic plateau formed within the proto-Caribbean plate? (Cartel). II Jornadas Venezolanas de Geología de Rocas Ígneas y Metamórficas. UCV, Caracas, noviembre, en CD. (Reproducido en Geos, UCV, Caracas, 40(2009):19-21 + cartel en DVD, 2010).
- KUGLER, H. G. (1929). Geological report on the development of the Jimenez Arrais concessions. North Venezuelan Petroleum, Report 49, 33 p. + mapa Geological sketch map of central and eastern Falcon, escala 1:100.000 (Mapa incluido en A. J. HAWORTH, Geological notes on the eastern Falcon region, Venezuela. Texas Petroleum Company, Caracas. Informe EP-11483, 1951).
- McMAHON, C. E. (2000). Evaluation of the effects of oblique collision between the Caribbean and South American plates using geochemistry from igneous and metamorphic bodies of Northern Venezuela. Univ. Notre Dame, Indiana, Tesis doctoral. 227 p. (Reproducido en Geos, UCV, Caracas, 39(2007): 195-196 + 250 p. en carpeta 258 de DVD, 2008).
- MUESSIG, K. W. (1978). The central Falcon igneous suite, Venezuela: Alkaline basaltic intrusions of Oligocene-Miocene age. Geol. en Mijn., 57(2): p. 261-266.
- MUESSIG, K. W. (1979). The central Falcon igneous rocks, Northwestern Venezuela: Their origin, petrology and tectonic significance. Univ. Princeton, New Jersey. Tesis doctoral. 281 pp.
- MUESSIG, K. W. (1984). Structure and Cenozoic tectonics of the Falcon Basin, Venezuela, and adjacent areas. En: W. E. BONINI, R. B. HARGRAVES & R. SHAGAM (eds.) *The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics*. Geol. Soc. Am., Memoir 162: 217-230.

- NATERA, B. R. (1957). Geology of the lower Río Tocuyo basin. Creole petroleum Corporation, Informe 4330.11-42. (Reproducido en Geos, UCV, Caracas, 40(2009):105-106 + 64 p. en DVD, 2010).
- ORIHUELA, N., GONZÁLEZ, A., TABARE, T. (2012). Mapas de anomalía de Bourger y gravedad absoluta de Venezuela, derivados de datos satelitales. Revista Fac. de Ingeniería, UCV, 26(2011)(1):51-58.
- PINDELL, J., KENNAN, L., MARESCH, W. V., STANEK, K. P., DRAPER, G., HIGGS, R. (2005). Plate-kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions: Tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins. En: H. G. AVÉ LALLEMAND & V. B. SISSON (Eds.). Caribbean – South American plate interactions, Venezuela. Geol. Soc. Am., Spec. Pap. 394: 7-52.
- SENN, A. (1935). Die stratigraphische Verbreitung der Tertiären Orbitoiden, mit spezieller Berücksichtigung ihres Vorkommens in Nord-Venezuela und Nord-Marokko. Eclogae Geologicae Helvetiae 28: 51-113, 369-373.
- RODRÍGUEZ, J. & SOUSA, J. C. (2003). Estudio geológico-estructural y geofísico de la sección Cabo San Román – Barquisimeto. Estados Falcón y Lara. UCV, Escuela de Geología, Trabajo Especial de Grado. Inédito.
- URBANI, F. & MENDI, D. (2011). Notas sobre la discordancia del margen sur de la cuenca oligo-miocena de Falcón, estados Lara, Falcón y Yaracuy, Venezuela. Bol. Acad. Cienc. Fís., Matem. y Nat., Caracas, 70(2010)(4): 9-25.
- URBANI, F., CAMPOSANO, L., MENDI, D., MARTÍNEZ, A., GONZÁLEZ, A. (2008). Consideraciones geológicas de la zona de Yumare, estados Falcón y Yaracuy, Venezuela. Bol. Acad. Cienc. Fís., Matem. y Nat., Caracas, 68(2): 9-30.
- URBANI, F., LOZANO, F., MUSSARI, A., GRANDE, S., MENDI, D., WRIGHT, J. E. (2012). Geología de los macizos de Tarana, San Quintín, La Zurda y Salsipuedes, norte de Yumare, estados Yaracuy y Falcón, Venezuela. Geos, UCV, Caracas, 42: 151-155.
- ZHOU, J. & LI, X. (2005). GeoPlot: An Excel VBA program for geochemical data plotting. Computers & Geosciences 32: 554-560.

Nota de los autores: Estando este trabajo en prensa, Marvin Baquero como parte de su tesis doctoral (Baquero 2014), realizó la determinación geocronológica del basalto del dique 4 (Fig. 5). Usando el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en roca total obtuvo una edad de $34,1 \pm 3,1$ Ma (Eoceno tardío-Oligoceno), es decir 8 Ma más antiguo que lo predicho en el trabajo, pero se mantienen las interpretaciones indicadas.