

# ASOCIACIONES VOLCÁNICAS ULTRAPOTÁSICAS (LAMPROÍTICAS) NEÓGENAS DEL SE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

Félix BELLIDO MULAS (1) y Jose Luis BRÄNDLE MATESANZ (2)

(1) Instituto Geológico y Minero de España. La Calera 1, 28760 Tres Cantos (Madrid). E-mail: [f.bellido@igme.es](mailto:f.bellido@igme.es). (2) U.I. Petrología y Geoquímica Ignea, Metamórfica y Sedimentaria, Instituto de Geología Económica. CSIC

## 1.- INTRODUCCIÓN

El vulcanismo lamproítico (ultrapotásico) es poco abundante a escala global y su representación en Europa es muy escasa. Una de las zonas con este tipo de vulcanismo más conocidas en este subcontinente y quizás la de mayor significado histórico se encuentra en el SE de la Península Ibérica. Debido a la variabilidad y complejidad de la mineralogía de estas rocas, se han acuñado para ellas una serie de nombres que les identifican con las localidades en las que se encuentran sus afloramientos característicos. Estos nombres de rocas (jumillitas, veritas, fortunitas y cancarixitas) siguen siendo utilizados y citados en los foros de estudio petrológicos y vulcanológicos y por ello resulta de gran interés la conservación de los afloramientos tipo y más representativos de estas rocas, tanto por su interés petrológico, debido a la rareza y escasez de las mismas, como por su interés dentro del desarrollo histórico de las Ciencias Geológicas y particularmente en el ámbito científico de la Geología de España.

El término lamproita fue utilizado inicialmente por Niggli (1923) para denominar a rocas volcánicas ricas en K y Mg que corresponden a tipos magmáticos lamproíticos según los criterios de clasificación química normativa utilizados por este autor para las rocas ígneas. Tröger (1931, 1935), utiliza este término para rocas ricas en K y Mg que considera que son el equivalente volcánico de los lamprófidos, siendo este criterio similar al seguido posteriormente por Wade & Prider (1940) en su estudio de las lamproitas de Australia Occidental y al recomendado en la actualidad por la IUGS (Le Maitre *et al.*, 1989, Mitchell & Bergman, 1991 y Wolley *et al.*, 1996), que integra al conjunto de lamprófidos, lamproitas y kimberlitas en la categoría de rocas lamprofídicas.

Desde el punto de vista mineralógico, las rocas lamproíticas se caracterizan por la presencia de minerales máficos potásicos y otras fases entre las que se encuentran: Fenocristales de flogopita titanada pobre en Al, tetraferroflogopita titanada en la matriz, richterita potásica titanada, olivino forsterítico, clinopiroxeno diopsídico pobre en Al y Na, sanidina rica en Fe y leucita no estequiométrica rica en Fe.

Minerales minoritarios o accesorios comunes en estas rocas son: priderita, wadeita, apatito, perovskita, magnesiocromita, magnesiocromita titanada, magnetita magnésifera titanada y también son bastante característicos pero menos frecuentes jeppeita, armalcolita, scherbakovita, ilmenita y enstatita.

Por el contrario, la presencia de plagioclasa primaria, melilita, monticellita, kalsilita, nefelina, feldespato potásico rico en sodio, sodalita, noseana, hauyna, melanita, schorlomita y kimzeyita son excluyentes del carácter lamproítico.

Desde el punto de vista químico, las lamproitas se caracterizan por tener unas relaciones moleculares  $K_2O/Na_2O > 3$ ,  $K_2O/Al_2O_3 > 0.8$  y generalmente  $> 1$ ,  $(K_2O+Na_2O)/Al_2O_3 > 1$ ,  $FeO < 10\%$ ,  $CaO < 10\%$ ,  $1\% < TiO_2 < 7\%$ ,  $Ba > 2000$  ppm y con frecuencia  $> 5000$  ppm,  $Zr > 500$  ppm,  $Sr > 1000$  ppm y  $La > 200$  ppm.

Uno de los primeros estudios petrológicos y geoquímicos del conjunto de las rocas lamproíticas españolas es el realizado por Parga Pondal (1935) en su trabajo sobre el quimismo de las manifestaciones magmáticas cenozoicas de la Península Ibérica.

El vulcanismo ultrapotásico (lamproítico) del SE de la Península Ibérica está representado desde el punto de vista composicional por una serie de rocas que se caracterizan al igual que las de otras asociaciones lamproíticas por tener contenidos de Mg, K, Ni, Cr, P, Ba, Sr, Th, Zr y Pb elevados y de Al y Ca bajos, para un rango relativamente amplio de contenidos en SiO<sub>2</sub> (45%-68%). Dentro de los tipos litológicos definidos en esta asociación volcánica, los más básicos son las jumillitas, que según la recopilación realizada por López Ruiz y Rodríguez Badiola (1980) tienen contenidos en SiO<sub>2</sub> que varían entre 45.5% y 51.5%; las cancarixitas tienen una composición algo más ácida,  $52.8\% < SiO_2 < 55.9\%$ . Las fortunitas y las veritas son las rocas más ácidas con contenidos de SiO<sub>2</sub> comprendidos entre 53.4% y 57.5% las primeras y entre 55.7% y 68.5% las últimas.

Las fortunitas serían según De Yarza (1895), una variedad de traquitas con flogopita y se denominan según un nombre local asignado por aquel autor que proviene de la población de Fortuna, próxima a los afloramientos de estas rocas.

Las veritas corresponden a un tipo de lamproitas negras con fenocristales de flogopita y olivino en una matriz vítrea con microlitos de flogopita y diópsido (Ossan, 1889) y su nombre deriva de la población de Vera.

Las jumillitas son una variedad de leucititas fonolíticas con olivino compuestas principalmente por leucita y diopsido, con proporciones subordinadas de olivino, flogopita y feldespato alcalino (Ossan, 1906). Los afloramientos en que se identificaron por primera vez estas rocas se encuentran en una zona próxima a la población de Jumilla, de la que toman su nombre.

Las cancarixitas, de acuerdo con Fúster *et al.* (1967), son una variedad de lamproitas potásicas que contienen olivino normativo pero carecen de leucita normativa y su nombre procede de la población de Cancarix, en cuyas inmediaciones se encuentran los afloramientos de estas rocas.

Con respecto a las clasificaciones y definiciones actuales de las lamproitas, Mitchell & Bergman (1991) asignan las siguientes características mineralógicas y texturales a las rocas españolas:

- Veritas: hyalo-lamproitas con olivino, diopsido y flogopita.
- Jumillitas: lamproitas madupíticas con olivino, diopsido y richterita.
- Fortunitas: hyalo-lamproitas con enstatita y flogopita.
- Cancarixitas: lamproitas con enstatita, sanidina y flogopita

Como ya indicaron Fúster *et al.* (1967), la distinción y clasificación de estas rocas exclusivamente por sus características petrográficas y mineralógicas es inviable, ya que la mineralogía que presenta un mismo tipo de rocas depende del grado de cristalización, y determinados minerales como el olivino, que se encuentran en las variedades ricas en vidrio, pueden desaparecer en las rocas holocristalinas. Otros como el anfíbol, solo se encuentran en las

rocas de mayor cristalinidad. Según estos autores, la evolución de los magmas lamproíticos, de más básicos a más ácidos, varía desde los tipos jumillíticos a los veríticos.

Esta provincia volcánica está relacionada con la evolución del Orógeno Bético, en el que se produce un episodio de subducción de corteza oceánica que se extiende desde el Cretácico hasta el Oligoceno. Posteriormente, entre el Mioceno Medio y el Mioceno Superior, la Cordillera Bética es afectada por un proceso de colapso extensional durante el que se produjeron los eventos volcánicos considerados, dentro de un contexto geodinámico de tipo “Basin and Range” (Doblas & Oyarzun, 1989). Este modelo es esencialmente válido en su conjunto, aunque es preciso tener en cuenta que nuevos datos sobre la cronología de las diferentes asociaciones volcánicas y sobre sus relaciones petrogenéticas pueden introducir ciertas modificaciones en los modelos de correlación entre el vulcanismo y la evolución geodinámica del Orógeno Alpino en este sector.

En cuanto al contexto geodinámico y a las características del vulcanismo de esta región son de destacar las características atípicas del mismo, ya que no es contemporáneo con los procesos de subducción sino que se asocia a la fusión producida durante el estadio extensional en el Neógeno de un manto litosférico previamente enriquecido durante la etapa de subducción y a la contaminación con fundidos anatéticos del basamento paleozoico alpino ocasionados también en relación con el colapso extensional del orógeno.

Nuevos datos y matices sobre la interpretación de este vulcanismo y sobre su encuadre en la evolución del orógeno Bético y del borde oriental del Mediterráneo pueden encontrarse en los trabajos de López Ruiz *et al.* (2002, 2004) y Duggen *et al.* (2005).

## **2.- INTERÉS DEL VULCANISMO ULTRAPOTÁSICO (LAMPROÍTICO) NEÓGENO DEL SE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA A ESCALA MUNDIAL.**

El interés de este vulcanismo en cuanto al patrimonio geológico se debe por una parte a su rareza y a sus características peculiares, que fueron las que determinaron que algunos de los primeros científicos que las estudiaron (De Yarza, 1895; Ossan, 1889, 1906; Parga Pondal, 1935; Fúster *et al.*, 1967), les asignaran denominaciones propias al considerar que se trataba de rocas diferentes de los tipos litológicos conocidos en aquellos tiempos. Las denominaciones asignadas: veritas, jumillitas, fortunitas y cancarixitas derivan en todos los casos de las poblaciones más importantes próximas a sus yacimientos.

Estos nombres siguen siendo utilizados y citados en los ámbitos de estudio vulcanológico y petrológico y por ello resulta de gran importancia la conservación de los afloramientos más representativos de estas rocas, tanto por su interés petrológico como por el que conllevan en el desarrollo histórico de las Ciencias Geológicas y particularmente en el ámbito científico de la Geología de España.

Por otra parte, el encuadre geodinámico del vulcanismo lamproítico del SE de España dentro de la evolución del Orógeno Alpino, y su asociación temporal y espacial con los vulcanismos calcoalcalino y shoshonítico, a diferencia de las asociaciones ultrapotásicas de otras provincias volcánicas, determinan que estas rocas y sus afloramientos tipo deban ser catalogados como objetos de interés geológico y que en su conjunto sean considerados como un entorno geológico que merece una consideración a escala global.

### **3.- ENTORNO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO DEL VULCANISMO ULTRAPOTÁSICO (LAMPROÍTICO) NEÓGENO DEL SE DE ESPAÑA Y ENCUADRE VULCANOLÓGICO Y GEOCRONOLÓGICO DEL MISMO.**

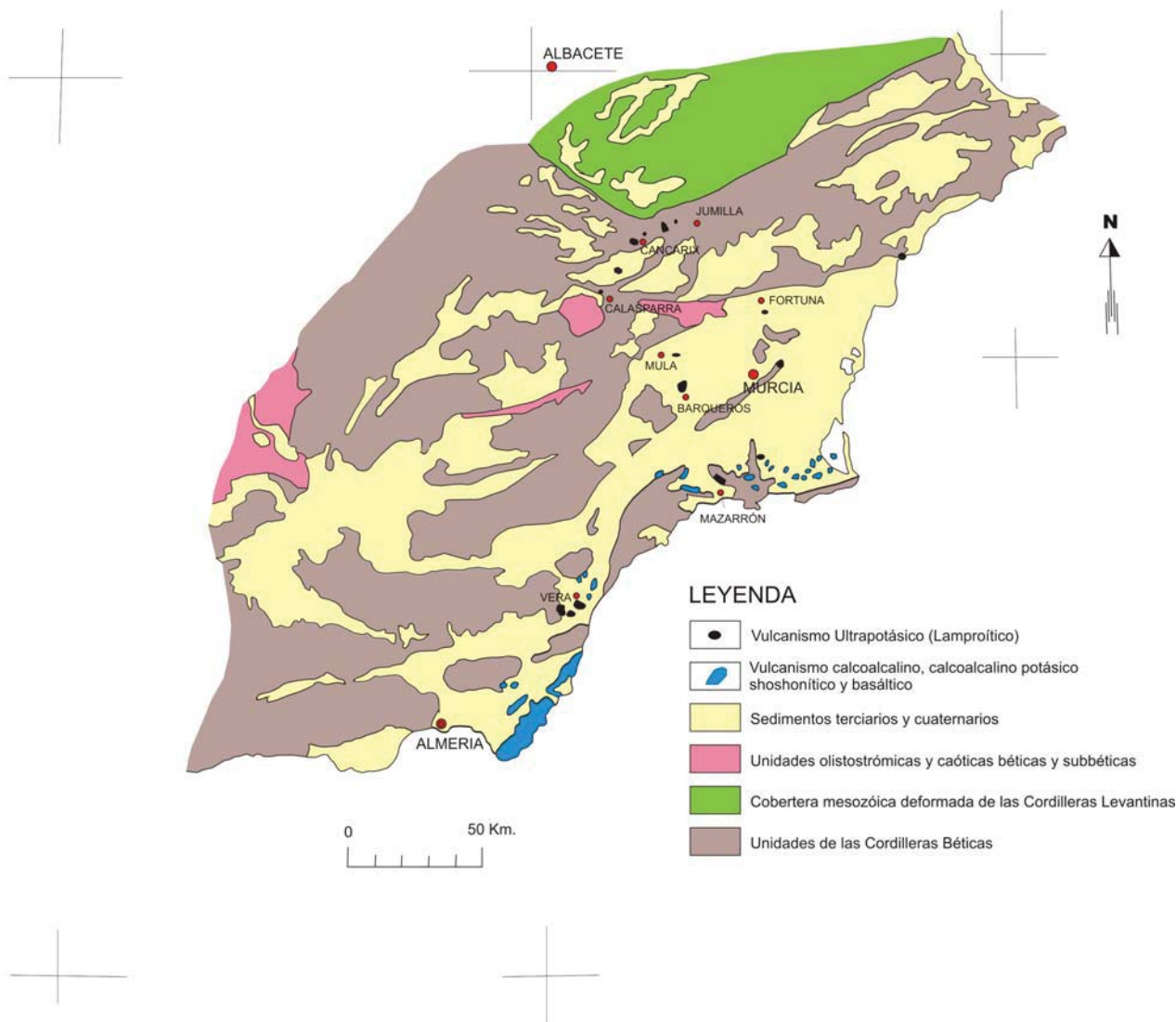
#### **3.1.- Entorno Geográfico y Geológico.**

La región volcánica neógena del SE de España se localiza en una franja costera que se extiende desde las inmediaciones del Cabo de Gata hasta el Mar Menor, en la que se encuentran la totalidad de los afloramientos de rocas calcoalcalinas, shoshoníticas, basálticas y algunos de rocas ultrapotásicas (Vera, Mazarrón y Aljorra). No obstante, gran parte de los edificios volcánicos ultrapotásicos están dispersos en una zona comprendida entre la región de Cartagena y las poblaciones de Cancarix y Jumilla en el Dominio Bético Externo. En esta zona se localizan los afloramientos de rocas lamproíticas de Barqueros, Mula, Zeneta, Fortuna, Calasparra, Cancarix, Jumilla y del Cerro del Monagrillo. Más hacia el interior de la Península, en el área volcánica de los Campos de Calatrava, también se localizan diversos edificios volcánicos neógenos de carácter ultralcalino, entre los que se encuentra el centro de emisión ultrapotásico del Morrón de Villamayor, constituido por leucititas olivínicas.

En la figura 1 se encuentra un esquema de la situación de los afloramientos de rocas lamproíticas en el sureste peninsular, así como del resto de rocas volcánicas neógenas y de las unidades geológicas principales de esta región.

En esta provincia volcánica pueden distinguirse cinco asociaciones magmáticas: serie calcoalcalina, serie calcoalcalina alta en potasio, serie shoshonítica, serie ultrapotásica (lamproítica) y serie basáltica alcalina. Los eventos volcánicos a los que se asocian las cuatro primeras series se produjeron en un periodo de tiempo comprendido entre 15 Ma. y 6 Ma., aunque la actividad volcánica de naturaleza ultrapotásica se restringe a los estadios finales (8-6 Ma.), de acuerdo con las dataciones radiométricas existentes (Bellon et Brousse, 1977; Nobel *et al.*, 1981; Bellon *et al.*, 1983; Di Battistini *et al.*, 1987; Turner *et al.*, 1999; Duggen *et al.*, 2005).

El vulcanismo basáltico alcalino se produjo fundamentalmente en una etapa posterior, tras un periodo de inactividad de 2 Ma. Este tipo de vulcanismo estaría desligado genéticamente de los asociados a los episodios volcánicos precedentes (Benito *et al.*, 1999).



**Figura 1.- Localización de los principales afloramientos de rocas volcánicas ultrapotásicas (lamproitas) neógenas en el SE de la Península Ibérica**

Una datación realizada por Turner *et al.* (1999), suministra una edad más antigua (10.5 +/- 0.6 Ma. en un anfíbol de un enclave en los basaltos alcalinos de Cabezo Negro de Tallante). No obstante, esta última datación es contradictoria con las observaciones geológicas sobre la cronoestratigrafía y la posición relativa de los sedimentos que se encuentran en contacto con este edificio volcánico y posiblemente refleja la edad de materiales más antiguos arrastrados por los basaltos.

### **3.2.- Encuadre vulcanológico y geocronológico de las asociaciones volcánicas del SE peninsular.**

Vulcanismo calcoalkalino s.s.: Los materiales calcoalkalinos en sentido estricto, están representados por andesitas basálticas, andesitas, dacitas y riolitas que se asocian principalmente a diversos ciclos de emisiones piroclásticas y de intrusiones subvolcánicas que con frecuencia constituyen domos. Estas manifestaciones volcánicas se localizan en el sector más meridional y próximo a la costa mediterránea (Zona del Cabo de Gata – Carboneras). Estos materiales volcánicos son pobres en enclaves y fragmentos xenolíticos, encontrándose únicamente enclaves de tipo granitoide en los depósitos piroclásticos riolíticos de la zona de Las Negras y enclaves de gneises y granitoides en el afloramiento de andesitas masivas situado al S del faro de Roldán. En relación con las alteraciones hidrotermales asociadas al desarrollo de este vulcanismo se han originado mineralizaciones de oro en la zona de Rodalquilar, que han sido explotadas en un pasado reciente.

Las dataciones realizadas sobre los materiales volcánicos calcoalcalinos indican un periodo de actividad comprendido entre 15.15 $\pm$ 0.75 Ma. y 7.50 $\pm$ 0.40 Ma. (Bellon et Brousse, 1977; Bellon et Letouzey, 1977; Bellon *et al.*, 1983; Di Battistini *et al.*, 1987).

En estos materiales volcánicos se encuentran intercalados niveles sedimentarios marinos con edades paleontológicas comprendidas entre el Oligoceno terminal y el Tortoniense.

Se han encontrado tufitas ácidas incluidas en depósitos marinos del Burdigaliense Inferior al N de la población de Vélez Málaga y al W de Lorca que tienen una edad radiométrica comprendida entre 21 y 22 Ma., que es compatible con la de los niveles sedimentarios en los que están intercaladas. Son de naturaleza riolítica y posiblemente se asocian a una erupción ignimbrítica (Chauve *et al.*, 1973; De Clercq *et al.*, 1975).

Al NW de Carboneras, se han encontrado coladas submarinas interestratificadas con turbiditas y margas con foraminíferos del Langhiense Inferior, y al S de Águilas hay brechas con componentes dacíticos y cineritas intercaladas en margas con microfósiles del Serravaliense.

#### *Vulcanismo calcoalcalino potásico y vulcanismo shoshonítico:*

El vulcanismo calcoalcalino potásico está representado por andesitas y dacitas potásicas y el vulcanismo shoshonítico por banakitas y toscanitas (latitas) y aflora en una franja más interna con respecto a la Península Ibérica, al NW de la correspondiente al vulcanismo calcoalcalino en sentido estricto, y que se extiende desde el N de Níjar hasta el N de Vera, Gañuelas y N del Mar Menor.

En muchos afloramientos se encuentran asociados materiales de las dos series, y gran parte de los edificios volcánicos corresponden a domos y diques, siendo escasas las emisiones lávicas y los depósitos piroclásticos.

En estos materiales son frecuentes los xenolitos de rocas gneísicas de alto grado metamórfico regional con granate, biotita, sillimanita y cordierita, así como los de rocas plutónicas de composición cuarzodiorítica. Estos enclaves han sufrido con posterioridad a los procesos metamórficos regionales, intensas transformaciones de alta temperatura que han ocasionado la formación de fundidos (vidrios) intercrystalinos. También se encuentran en menor proporción enclaves de gabros esquistos y cuarcitas.

Los datos geocronológicos existentes sobre estos materiales suministran edades comprendidas entre 8.9  $\pm$  0.6 Ma. para las riodacitas de Mazarrón (Turner *et al.*, 1999), 8.3 $\pm$ 0.41 Ma. para las riodacitas de la cuenca de Vera (Bellon *et al.*, 1983) y 7.6 $\pm$ 0.3 Ma. para las riolitas de Alifragas (Nobel *et al.*, 1981). Estas dataciones corresponden a muestras pobres en enclaves, encontrándose edades radiométricas excesivamente antiguas en algunas cineritas y rocas de afloramientos ricos en enclaves.

En la cuenca de Mazarrón y en su prolongación (cuenca de Hinojar), los cuerpos y los depósitos volcánicos se encuentran intercalados en sedimentos margosos ricos en microfauna planctónica del Tortoniense Superior.

Otras dataciones de Di Battistini *et al.*, 1987, en rocas altas en potasio suministran edades comprendidas entre 6.9 $\pm$ 0.2 Ma. y 11.6 $\pm$ 0.2 Ma.. Esta última edad es más antigua que la de los sedimentos infrayacentes a la vulcanita datada.

Este vulcanismo pre-Messiniense perteneciente al Grupo de Mazarrón, se asocia a importantes mineralizaciones de Fe, Mn, Ba, Pb y Zn.

#### *Vulcanismo ultrapotásico (lamproítico):*

Los materiales pertenecientes a la asociación volcánica ultrapotásica (lamproítica) están representados por jumillitas, cancarixitas, fortunitas y veritas, que son las rocas objeto de este trabajo. Los afloramientos de estas vulcanitas presentan una amplia dispersión geográfica en la región volcánica considerada, y gran parte de ellos se concentran en una zona comprendida entre las poblaciones de Mazarrón, Aljorra, Fortuna, Jumilla y Calasparra, si bien los afloramientos de Veritas se localizan entre la Sierra de Bédar y la rambla del río Antas, al S de la población de Vera. Los yacimientos de estas rocas se encuentran asociados en la mayoría de los casos a chimeneas volcánicas, domos y diques. En alguno de estos edificios (Vera y Barqueros), se conservan restos de los centros de emisión y de coladas, y en el caso de Vera, tanto el centro de emisión principal como las coladas son de carácter subacuático somero.

En estos materiales son escasos los enclaves, aunque se han encontrado enclaves peridotíticos en los afloramientos de Fortuna (Ossan, 1906) o enclaves de granitos y microxenolitos de cordierita, plagioclasa, andalucita y cuarzo en rocas de Mazarrón, Zeneta y Vera.

En cuanto a los datos geocronológicos sobre esta asociación volcánica, las dataciones de Bellon *et al.* (1983) suministran edades de  $6.16 \pm 0.30$  Ma. para los afloramientos de Fortuna y de  $5.67 \pm 0.30$  Ma. para el pitón del Cerro del Monagrillo. Las edades determinadas en los materiales de Vera por estos autores ( $17.35 \pm 1.3$  Ma. y  $11.1 \pm 1.6$  Ma.) no son correlacionables con las de las margas Messinienses en las que están intercaladas las coladas, lo que puede ser debido a la captura de Ar radiogénico aportado por los microenclaves que contienen. Dataciones realizadas por Nobel *et al.* (1981) en biotitas y flogopitas de estas rocas suministran edades de  $8.6 \pm 0.3$  Ma., mucho más verosímiles.

Montenat *et al.*, 1975 obtienen edades radiométricas comprendidas entre 6.2 y 7 Ma para las lavas lamproíticas de Barqueros, que están asociadas a manifestaciones volcánicas submarinas y también a vulcanismo de tipo estromboliano.

Las dataciones más recientes realizadas por Duggen *et al.* (2005), suministran un espectro de edades para el vulcanismo lamproítico del SE de la Península Ibérica que fluctúa entre 8.19 Ma. (Mazarrón) y 6.37 Ma (coladas de Vera).

#### *Vulcanismo basáltico:*

Este tipo de manifestaciones volcánicas se localiza en un área restringida al borde septentrional de la Sierra de Cartagena y se asocia a pequeños centros de emisión estrombolianos y a coladas de escasa potencia relacionadas con los mismos. Los materiales emitidos son lavas y piroclastos escoriáceos cuya composición corresponde a basaltos olivínicos alcalinos. En estas vulcanitas son frecuentes los enclaves, sobre todo en los depósitos de escorias, entre los que se encuentran peridotitas (dunitas y harzburgitas), granulitas, esquistos albiticos, piroxenitas anfibólicas, anfibolitas, nódulos de cuarzo y cristales de hornblenda basáltica y de plagioclasa.

Las dataciones radiométricas efectuadas sobre estos basaltos suministran edades de  $2.69 \pm 0.27$  Ma. y  $2.83 \pm 0.28$  Ma. (Bellon *et al.*, 1983).

Algunos de estos basaltos están interestratificados con margas rojas con “cailloutis” discordantes sobre el Tortonense Superior y el Messiniense de la cuenca de Canteras-Portus a las que corresponde una posible edad Plioceno Superior-comienzo del Pleistoceno Inferior. Otras coladas basálticas reposan sobre una superficie de erosión que trunca al Mioceno Superior.

Los datos más recientes sobre este vulcanismo basáltico alcalino (Duggen *et al.*, 2005) fluctúan entre  $2.93 \pm 0.08$  Ma (Cartagena) y  $2.29 \pm 0.03$  Ma (Cabezo Negro).

#### **4.- DESCRIPCIÓN PETROLÓGICA, COMPOSICIÓN QUÍMICA Y PETROGÉNESIS DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS ULTRAPOTÁSICAS (LAMPROÍTICAS) NEÓGENAS DEL SE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA.**

##### **4.1.- Descripción petrográfica de las rocas ultrapotásicas (lamproíticas) neógenas españolas**

###### *Jumillitas:*

Desde el punto de vista petrográfico, Ossan (1906), denominó como jumillitas a rocas casi holocristalinas con una mineralogía principal compuesta por olivino, flogopita, diopsido, anfíbol kataforítico y sanidina. En el centro del pitón de Jumilla (afloramientos de La Celia), hay rocas holocristalinas con olivino subidiomorfo, a veces corroído, diopsido en cristales subidiomorfos o idiomorfos y flogopita intensamente pleocroica. Entre estos minerales se encuentra sanidina, que puede formar grandes cristales poiquilíticos (de hasta 1 cm), y con carácter intersticial aparece anfíbol alcalino que en ocasiones puede constituir intercrecimientos simplectíticos con la sanidina. Además de la sanidina o en su lugar, pueden encontrarse leucita o analcima potásica; la leucita forma agregados policristalinos junto con el anfíbol, que son intersticiales a la sanidina. También se encuentran variedades con leucita y analcima potásica y sin sanidina.

Otro tipo de jumillitas está representado por rocas porfídicas que presentan tránsitos graduales con los tipos holocristalinos. Puede tratarse de rocas holocristalinas con fenocristales de olivino (fresco, iddingsitizado, serpentizado, carbonatado u oxidado) y de flogopita que forma cristales pleocróicos que pueden estar zonados, inmersos en una matriz fanerítica con microcristales de diopsido flogopita y sanidina y en ocasiones analcima o leucita y anfíbol. Entre los minerales accesorios el más abundante es el apatito, pudiendo encontrarse ocasionalmente espinela. Otras variedades porfídicas tienen proporciones variables de vidrio en la matriz.

De acuerdo con las definiciones más actualizadas de Mitchell & Bergman (1991), las jumillitas son un tipo de lamproitas madupíticas con olivino, diopsido y richterita.

El olivino aparece como fenocristales de tamaño variable que pueden tener hábitos que varían desde idiomorfos a alotriomorfos en las rocas más cristalinas; su composición es rica en Mg ( $Fo = 87.8\%-92.3\%$  según López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1980). Puede tener inclusiones de hercinita crómica y puede estar afectado por serpentinizaciones, carbonataciones y oxidaciones.

La flogopita forma cristales idiomorfos a subidiomorfos, a veces con hábitos alargados que tienen color que varía por pleocroismo entre tonos pardo rojizos y amarillentos pálidos y que pueden estar zonados. Son ricas en Ti con núcleos más pobres en Fe y en Ti (López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1980).

El clinopiroxeno es diopsídico y no suele formar fenocristales. En general forma parte de la matriz y puede estar incluido poiquilíticamente en la sanidina o disperso, formando parte de la matriz. Se trata de tipos pobres en Fe y pueden presentar transformaciones marginales a piroxenos verdosos (augita sódica) o a anfíbol richterítico.

El ortopiroxeno solo se encuentra en las rocas con mayor grado de cristalización, como en el caso del afloramiento de Calasparra

El anfíbol es de carácter alcalino y pertenece al grupo de las richteritas. Siempre forma cristales alotriomorfos o intersticiales que pueden participar en intercrecimientos simplectíticos con el feldespato potásico. Tiene un pleocroismo intenso y sus coloraciones varían entre tonos rosado-violáceos, rojo-amarillentos y amarillos pálidos. Su aparición se restringe a las rocas holocristalinas y su proporción, así como el tamaño de los cristales aumentan con la cristalinidad de las mismas. Puede aparecer asociado a carbonatos, posiblemente primarios y a glomérulos de cristales de leucita.



La sanidina se encuentra en proporción variable y es relativamente escasa, pudiendo faltar en algunas de las rocas más subsaturadas. Puede incluir poiquilíticamente olivino, flogopita, diopsido y apatito y forma pequeños cristales idiomorfos o subidiomorfos en las rocas porfídicas o cristales alotriomorfos de mayor tamaño en las variedades de mayor cristalinidad.

La leucita forma cristales pequeños con secciones octogonales o subredondeadas que pueden contener pequeñas inclusiones con disposición concéntrica. Se encuentra en las variedades granudas de jumillitas en las que forma agregados policristalinos. Puede estar incluida en cristales de flogopita.

La analcima potásica se encuentra como pequeños cristales isodiamétricos con secciones subredondeadas u octogonales.

Desde el punto de vista composicional, las jumillitas son las lamproitas del SE de España más pobres en SiO<sub>2</sub> (45.5%-51.5%) y en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y más ricas en MgO. Con respecto a los elementos traza son muy ricas en Ba y Sr, así como en Ni, Cr, Th y Zr

#### *Cancarixitas:*

Según las clasificaciones y definiciones actuales de las lamproitas, y en función de los criterios de Mitchell & Bergman (1991), las cancarixitas son unas rocas lamproíticas cuya composición mineralógica principal consta de enstatita, sanidina y flogopita.

Las vulcanitas cancarixíticas próximas a los contactos o pertenecientes a los depósitos vulcanoclásticos, son de colores negruzcos o grises oscuros, de carácter escoriáceo o vacuolar e hipocristalinas. Estas rocas presentan con frecuencia estructuras brechoides y contienen fragmentos de las rocas encajantes que pueden tener aureolas de alteración. En las partes masivas del domo-colada de Cancarix, presentan colores grises claros con tintes rosáceos, tienen estructura masiva y son holocristalinas.

Las rocas holocristalinas tienen una mineralogía principal constituida por olivino, clinopiroxeno diopsídico, ortopiroxeno, flogopita, sanidina y richterita potásica. La flogopita puede estar intensamente corroída y transformada. Los minerales accesorios más comunes son el apatito y la calcita.

La mineralogía de las facies hipocristalinas porfídicas es muy similar, si bien en ellas no se encuentra anfíbol alcalino o es muy escaso y la matriz es microcristalina o parcialmente vítrea.

El olivino presenta hábitos subidiomorfos o alotriomorfos debido a la corrosión, que es mas importante en las rocas más cristalinas.

El ortopiroxeno forma cristales incoloros alotriomorfos de tamaño variable y con líneas de exfoliación muy marcadas. En algunas muestras puede encontrarse formando un borde de reacción en torno a fenocristales de olivino.

El clinopiroxeno forma cristales idiomorfos de pequeño tamaño que están incluidos poiquilíticamente en las sanidinas de las rocas holocristalinas y forman parte de los componentes de la matriz en las rocas porfídicas. Según datos de López Ruiz y Rodríguez Badiola (1980), estos piroxenos son endiópsidos.

La flogopita se puede encontrar en las rocas mas holocristalinas como restos de fenocristales muy corroídos o como cristales menores de formación más tardía. Parte de los cristales del primer tipo se encuentran variablemente alterados y oxidados.

El anfíbol se presenta como cristales alotriomorfos, intersticiales con respecto a la sanidina, con la que puede formar algunos intercrecimientos simplectíticos. Tiene colores que varían por pleocroismo entre amarillentos muy pálidos o incoloros y pardos rojizos o rojo violáceos. Se trata de una richterita potásica Hernández-Pacheco (1965), y es un mineral de crecimiento tardío.

La sanidina aparece en las rocas holocristalinas como cristales alotriomorfos de tamaños grandes y con abundantes inclusiones poiquilíticas de apatito, olivino, clinopiroxeno y flogopita. En las rocas porfídicas forma pequeños cristales idiomorfos a subidiomorfos con secciones rectangulares. Según los análisis de Fermoso (1967) tiene un 94% de componente potásico.

#### *Fortunitas:*

Con respecto a las clasificaciones y definiciones actuales de las lamproitas, Mitchell & Bergman (1991) asignan las siguientes características texturales y mineralógicas de las fortunitas, de acuerdo a la clasificación de Mitchell & Bergman (1991) corresponden a las de unas hyalo-lamproitas con enstatita y flogopita.

Bajo el punto de vista petrográfico y composicional, las fortunitas son muy similares a las veritas, sobre todo en el caso de las variedades más vítreas, con una mineralogía en la que se encuentran fenocristales de olivino y flogopita en una matriz con microcristales de clinopiroxeno, flogopita, sanidina y proporciones variables de vidrio. El olivino puede faltar en las rocas de mayor cristalinidad, en las que es sustituido por el ortopiroxeno. La flogopita puede aparecer como cristales con hábitos esqueléticos en las rocas más vítreas; también en estas rocas más vítreas puede encontrarse leucita. El clinopiroxeno de las fortunitas es de composición augítica según los datos de López Ruiz y Rodríguez Badiola (1980).

#### *Veritas*

De acuerdo con los criterios de clasificación mineralógico-textural de Mitchell & Bergman (1991), las veritas son rocas hyalo-lamproíticas con olivino, diopsido y flogopita.

Estas rocas son en general muy vítreas y tienen algunos fenocristales de olivino y pequeños fenocristales de biotita y flogopita, siendo en general escasa la proporción de fenocristales. Aunque la proporción entre estos minerales suele ser bastante equilibrada, pueden encontrarse variedades predominantemente olivínicas o flogopíticas. También pueden encontrarse microfenocristales de clinopiroxeno diopsídico y de apatito y ocasionalmente se encuentran microlitos o microfenocristales de sanidina, y en algunos tipos de roca puede encontrarse abundante leucita en la matriz.

Los fenocristales de olivino son idiomorfos o subidiomorfos y pueden estar fuertemente afectados por carbonataciones, silicificaciones o serpentinizaciones.

La flogopita forma cristales idiomorfos, con bordes mal definidos en ocasiones, y con frecuencia pueden englobar inclusiones de vidrio. Tienen un intenso pleocroismo que varía entre tonos rosados-rojizos y amarillentos pálidos. En la matriz puede formar cristalitos esqueléticos.

El clinopiroxeno diopsídico se restringe a la matriz en la que forma pequeños cristalitos prismáticos.

La leucita, cuando aparece, forma pequeños cristales idiomorfos con secciones octogonales que pueden contener inclusiones de vidrio.

En algunas rocas se encuentra sanidina en la matriz que aparece como cristalitos tabulares alargados, con maclas de Carlsbad. Pueden constituir agrupaciones fasciculares.

Como minerales accesorios se encuentran apatito, que forma cristales idiomorfos aciculares y algunos cristales de opacos.

El vidrio de la matriz tiene coloración pardo-rojiza y en el se observan estructuras orientadas definidas por la orientación de los microlitos, fenocristales de micas y de las vacuolas estiradas.

Todas las veritas de esta zona han sufrido transformaciones mineralógicas que se manifiestan principalmente en la alteración del olivino y en los rellenos de vacuolas por sílice y carbonatos.

Desde el punto de vista composicional se trata de rocas lamproíticas más ricas en sílice que las jumillitas y cancarixitas ( $55.7 < \text{SiO}_2 < 68.5$ ), según datos de López Ruiz y Rodríguez Badiola, (1980) y más pobres en Mg, P, Cr, Ni, Rb, Ba, Pb, Sr, Th y Zr. Tienen una relativa afinidad composicional con las fortunitas

#### 4.2.- Composición química

Como ya se ha referido previamente, el término lamproita fue utilizado inicialmente por Niggli (1923) y posteriormente por Tröger (1931, 1935) para denominar a rocas volcánicas ricas en K y Mg, considerando el segundo autor que estas rocas son el equivalente volcánico de los lamprófidos.

Los primeros datos químicos sobre rocas lamproíticas españolas proceden de Ossan (1906) y de Jeremine et Fallot (1928), aunque el primer estudio geoquímico más general de estas rocas, es el realizado por Parga Pondal (1935). Desde entonces, se ha aportado una considerable cantidad de información sobre el quimismo de estos materiales por diversos autores (San Miguel y De Pedro, (1945), Fúster y De Pedro, (1953), San Miguel *et al.*, (1951), Fúster *et al.*, (1952, 1954), Fúster y Gastesi, (1965), Borley, (1967), Fúster *et al.*, (1967), Fernández Santín y Hernández Pacheco, (1972), Pellicer, ( 1973), Nixon *et al.* (1984), Venturelli *et al.*, (1984), Salvioli-Mariani & Venturelli, (1996), Benito *et al.* (1999), Turner *et al.*, (1999), Duggen *et al.* (2005) ).

Los materiales volcánicos de la asociación lamproítica neógena del SE de la Península Ibérica se caracterizan al igual que los de otras asociaciones de la misma naturaleza por tener contenidos de Mg, K, Ni, Cr, P, Ba, Sr, Th, Zr y Pb elevados y de Al y Ca bajos, para un rango de contenidos de SiO<sub>2</sub> que oscila entre el 45% y el 68%.

Dentro de los tipos litológicos existentes, los más básicos son las jumillitas, que tienen contenidos en SiO<sub>2</sub> que varían entre 45% y el 52% y los más ácidos corresponden a las veritas cuyos contenidos en SiO<sub>2</sub> son superiores al 55.7% y pueden alcanzar valores próximos al 68%.

En la tabla I se encuentran los valores de las composiciones medias de jumillitas, cancarixitas, fortunitas y veritas, calculados a partir de datos composicionales incluidos en las publicaciones referidas en la bibliografía de este trabajo.

#### 4.3.- Petrogénesis

Con respecto a la génesis del vulcanismo ultrapotásico del SE de España, se han desarrollado diversas hipótesis sucesivamente. En las hipótesis iniciales, Fúster *et al.* (1967), proponen que la formación de los magmas lamproíticos debe estar relacionada con procesos anatéticos profundos que afectaron de forma parcial y selectiva a las raíces de la región plegada, y que posiblemente los conductos de emisión de estas rocas son las manifestaciones más superficiales de extensas zonas fundidas en profundidad. En relación con la génesis de estos magmas habrían intervenido mecanismos de transporte gaseoso que habrían facilitado la concentración selectiva de Mg, K y de los otros elementos que caracterizan la anomalía lamproítica. Estas hipótesis anatéticas

han sido también invocadas para la formación de algunos de los materiales volcánicos calcoalcalinos de esta región (Zeck, 1968, 1970; Munksgaard, 1985).

Posteriormente, López Ruiz y Rodríguez Badiola (1980), atribuyen la génesis de las rocas ultrapotásicas a la fusión parcial de un manto enriquecido por fluidos derivados de la placa litosférica subducida previamente a los procesos de colisión continental y a la extensión alpina. Así, según estos autores, los fundidos del manto estarían enriquecidos en Si, Mg, Ni, Cr, Co y elementos incompatibles; estos fundidos pudieron sufrir hibridaciones con magmas shoshoníticos contemporáneos, produciéndose por estos mecanismos todo el espectro de lamproitas existente en esta provincia volcánica. Hipótesis similares sobre la génesis de estos materiales han sido invocadas por Nelson *et al.* (1986), López Ruiz & Wasserman (1991) y Nelson (1992).

**Tabla I.- Composiciones químicas medias de las rocas ultrapotásicas (lamproíticas) neógenas del SE de la Península Ibérica.**

TIPO	Jumillita	Cancarixita	Fortunita	Verita
MUESTRAS	17	15	6	22
SiO <sub>2</sub>	50.88	56.47	57.23	63.62
TiO <sub>2</sub>	1.55	1.76	1.40	1.47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.88	9.46	11.16	11.94
FeO <sub>t</sub>	6.20	5.05	5.74	4.96
MnO	0.14	0.08	0.04	0.07
MgO	16.66	12.19	11.88	6.66
CaO	6.93	3.65	2.61	1.98
Na <sub>2</sub> O	1.75	1.42	1.92	2.72
K <sub>2</sub> O	5.35	8.88	7.29	5.50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.67	1.04	0.74	1.08
Rb	335 (2)	548 (2)	611 (1)	375 (4)
Ba	3812 (11)	2192 (2)	1475 (1)	1470 (13)
Sr	1353 (11)	764 (2)	453 (1)	507 (13)
Zr	516 (10)	806 (2)	580 (1)	174 (13)
Cr	762 (9)	468 (2)	561 (1)	531 (4)
Ni	701 (2)	542 (2)	504 (1)	414 (4)
La	95 (2)	105 (2)	69 (1)	86 (4)
Ce	246 (2)	287 (2)	191 (1)	215 (4)
Th	109 (2)	119 (2)	86 (1)	86 (3)
U	19 (2)	20 (2)	21 (1)	19 (3)
Nb	53 (2)	54 (2)	47 (1)	40 (4)
Ta	3.3 (2)	3.3 (2)	2.8 (1)	2.7 (3)
F	5739 (2)	6020 (2)	5332 (1)	2320 (2)

Las medias de los elementos mayores están calculadas en base anhidra.

Otras hipótesis que combinan procesos de mezcla de magmas, asimilación de materiales corticales y episodios múltiples de mezcla y contaminación que implican un metasomatismo del manto litosférico por parte de fluidos procedentes de la corteza subducida y sedimentos pelágicos y una fusión parcial del manto metasomatizado, generándose magmas muy enriquecidos en elementos incompatibles (LILE y LREE) que en un segundo estadio interaccionarían con fundidos corticales producidos en la evolución metamórfica del basamento paleozoico de las Cordilleras Béticas (Bellon *et al.*, 1983; Zeck, 1992; Benito *et al.*, 1999).

Un hecho a destacar consiste en la asociación temporal de este vulcanismo ultrapotásico con los vulcanismos calcoalcalino y shoshonítico, a diferencia de las asociaciones ultrapotásicas de otras provincias volcánicas.

Revisiones e interpretaciones actualizadas sobre la petrogénesis de las rocas lamproíticas del SE de la península Ibérica pueden encontrarse en López Ruiz *et al.* (2002, 2004) y en Duggen *et al.* (2005).

## **5.-DESCRIPCIÓN DE LOS AFLORAMIENTOS DE ROCAS ULTRAPOTÁSICAS (LAMPROÍTICAS) NEÓGENAS DEL SE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA.**

Desde el punto de vista del patrimonio geológico, dentro de los afloramientos de rocas lamproíticas del SE de la Península Ibérica pueden distinguirse dos tipos. El primero y de mayor interés corresponde a aquellos en los que se han definido las variedades características de esta región volcánica y que son los de Jumilla, Cancarix, Fortuna y Vera. No obstante, dada la escasez y el gran interés petrológico de este tipo de rocas, se considera que deben ser tenidos en cuenta otra serie de afloramientos cuyo estudio y conservación resultan fundamentales para el conocimiento de su variabilidad petrológica y mineralógica, de los mecanismos de erupción y de las relaciones de este vulcanismo con los procesos geológicos regionales durante el Neógeno.

### **5.1.- Afloramientos de rocas volcánicas ultrapotásicas (lamproíticas) neógenas características del SE de la Península Ibérica, con denominaciones propias.**

#### *5.1.1.- Afloramientos lamproíticos de Jumilla:*

Estos afloramientos fueron descritos por Ossan en 1906, que fue el autor que denominó a estas rocas volcánicas como jumillitas. Los yacimientos están cortados por la carretera de Jumilla a Cancarix a la altura del Km. 11 y entre los Km. 13.8 y 14.5 (afloramiento más extenso). En este último afloramiento, la roca es de carácter masivo, color gris-pardo o verdoso oscuro y presenta una intensa meteorización superficial y disyunción en bolas o forma brechas de fragmentos masivos angulosos y de colores grisáceos, empastados por una matriz friable. Estas brechas presentan una estructuración estratoidal grosera (X = 633450, Y = 4257404). En algunos de los afloramientos de jumillitas masivas se observan venulaciones asociadas a procesos hidrotermales relacionados con los procesos volcánicos.

Estas rocas tienen una mineralogía principal compuesta por fenocristales de olivino, flogopita y diopsido y una matriz con sanidina, diopsido, flogopita anfíbol kataforítico y en algunas variedades, leucita o analcima potásica; el apatito es relativamente abundante.

Los contactos N y W de las rocas volcánicas con los sedimentos pliocenos y triásicos son por fractura según Fúster *et al.* (1967). En los contactos E y S, las vulcanitas apoyan sobre arenas rojizas y están recubiertas por conglomerados de edad pliocena. En otros sectores del contacto E, el borde de la unidad volcánica está representado por una brecha de fragmentos de lavas vacuolares inmersos en una matriz terrosa o margosa.

Por la disposición y naturaleza de los materiales volcánicos, Fúster *et al.* (1967) proponen que el afloramiento corresponde a las raíces de un domo o pitón erosionado.

El afloramiento de la carretera de Jumilla a Hellín está constituido por piroclastos (bombas y lapillis) que reposan sobre sedimentos del Mioceno Superior. En esta zona se encuentran niveles freatomagmáticos de colores crema y rojizos con componentes volcánicos y sedimentarios en los que se observan laminaciones cruzadas asociables a depósitos de tipo surge con estructuras de impacto producidas por caída de bombas de hasta 60 cm. (X = 633542, Y = 4258759).

La edad de este edificio volcánico, de acuerdo con la datación realizada por Turner *et al.* (1999) por el método  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  es de 6.8 +/- 0.4 Ma. o de 6.76 +/- 0.04 Ma, según la datación de Duggen *et al.* (2005), realizada por el mismo método.

En relación con los materiales escoriáceos se encuentran concentraciones irregulares de apatito y oligisto (Minas de La Celia), asociadas a procesos exhalativos relacionados con la actividad volcánica, que han sido explotados en el pasado para su utilización en la fabricación de fertilizantes. Estas minas se encuentran actualmente protegidas, aunque las señalizaciones y obras efectuadas para su acondicionamiento están bastante degradadas.

#### 5.1.2.- Afloramiento de la Sierra de las Cabras:

Es el yacimiento tipo de las cancarixitas y se localiza a unos 2 Km. al oeste del pueblo de Cancarix (Albacete). Su afloramiento constituye un resalte topográfico (Montaña o Sierra de las Cabras) con forma de mesa que tiene una altura de unos 200 m.. Su origen volcánico fue establecido por Gómez de Llarena (1934) y por Hernández Pacheco (1935). Los primeros estudios sobre la caracterización petrológica y geoquímica de estas rocas volcánicas fueron realizados por San Miguel (1935) y Parga Pondal (1935).

Este domo volcánico presenta unos fuertes escarpes que destacan sobre las llanuras asociadas a los afloramientos de los sedimentos jurásicos y terciarios en los que está emplazado. Los escarpes están constituidos por las lavas cancarixíticas que tienen una marcada disyunción columnar; son bastante homogéneas y tienen un color gris claro con tintes rosáceos. En el borde del edificio se encuentran capas brechoides constituidas por fragmentos de vulcanitas escoriáceas y de las rocas sedimentarias encajantes. En las vulcanitas infrayacentes a las emisiones superiores del domo, se encuentran xenolitos de calizas con aureolas de reacción.

Estas rocas holocristalinas tienen una mineralogía principal constituida por: olivino, clinopiroxeno diopsídico, ortopiroxeno, flogopita, sanidina y richterita potásica. Los minerales accesorios más comunes son el apatito y la calcita. Según las variedades, pueden presentar texturas porfídicas holocristalinas o con matriz microcristalina o parcialmente vítrea.

El edificio volcánico de Cancarix está constituido por un conjunto de depósitos estrombolianos e hidromagmáticos que conforman un cono complejo de brechas y tobas en que extruye un voluminoso domo-colada que rellena el cráter y le recubre parcialmente (Seghedi, I. *et al.*, 2004). El conjunto volcanoclástico tiene una estructura estratificada con buzamientos de 15° a 20° hacia el exterior y está compuesto por alternancias de tobas de lapilli de tipo 'wet surge', depósitos de aglomerados de bombas y lapilli de carácter estromboliano, lavas clastogénicas, niveles de aglutinados y brechas de bombas y lapilli con fragmentos de calizas; en este conjunto se encuentran intercaladas algunas coladas lávicas.

La edad de este edificio volcánico fluctúa entre 7.6 +/- 0.3 y 7.3 +/- 0.2 Ma. según las dataciones realizadas por Nobel *et al.* (1981) sobre una richterita y una sanidina de las lavas del mismo.

Las dataciones realizadas por Duggen *et al.* (2005) por el método del  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  suministran una edad de 7.04 +/-0.01 Ma, plenamente compatible con las anteriores.

Al sur del edificio principal se encuentra un pequeño afloramiento de rocas volcánicas vacuolares, con las vacuolas parcialmente rellenas por carbonatos y sílice, y que según Fúster *et al.* (1967) corresponde a un pequeño salidero adventicio. Al este de Cancarix se encuentran restos de un sill de unos 15 m de potencia, intercalado en las calizas y margas terciarias y que tiene en su base un nivel de brechas peperíticas con fragmentos de calizas y vulcanitas vacuolares. El sill está constituido por cancarixitas muy vacuolares y vítreas que presentan disyunción columnar y en bolas y en su techo también se encuentran localmente brechas y fragmentos subredondeados de las rocas volcánicas englobados en las calizas.

Los materiales terciarios en los que intruye están deformados y basculados en las inmediaciones del edificio volcánico, y Fúster *et al.* (1967) ponen de manifiesto la existencia de una

brecha intrusiva de unos 2 a 3 m de potencia en la zona de contacto que está formada por fragmentos angulosos y heterométricos de los sedimentos encajantes y de vulcanitas vacuolares y escoriáceas que presentan distintos grados de alteración hidrotermal.

#### 5.1.3.- Afloramiento de Fortuna:

El afloramiento tipo de las Fortunitas corresponde a las raíces de un antiguo centro de emisión erosionado que se encuentra en las inmediaciones de la población de Fortuna (Murcia), y corresponde al pitón de los Cabecitos Negros. Otros afloramientos menores de lamproitas que se encuentran relativamente próximos son los diques de El Tale y de Los Derramadores.

El primero de estos afloramientos se localiza a unos 3.5 Km. al SE de Fortuna y fue descrito por primera vez por De Yarza (1895) que asignó el nombre de fortunita a la variedad de rocas que se encuentran en el borde del pitón, considerando como traquitas a las rocas de la zona interna del mismo. Posteriormente, en 1906, Ossan en su estudio sobre las rocas alcalinas del SE de España clasificó a las rocas de la zona marginal como veritas por su semejanza con las rocas lamproíticas de Vera que había estudiado previamente (Ossan, 1889), mientras que a las rocas del interior del pitón las denominó fortunitas.

La mineralogía de estas rocas está compuesta por fenocristales de olivino y flogopita con una matriz con microcristales de clinopiroxeno, flogopita, sanidina, ortopiroxeno y proporciones variables de vidrio. En las variedades más vítreas puede encontrarse leucita.

Este pitón tiene unos 400 m de diámetro e intruye en margas miocenas que están algo deformadas y silicificadas en la zona de contacto con los materiales volcánicos.

Las vulcanitas que constituyen el núcleo del pitón son lavas vacuolares y amigdaloides, de color gris, con mayor grado de cristalización y están bastante alteradas.

Junto al borde del pitón se encuentra un dique circular, constituido por lavas vítreas algo vacuolares y de color negro cuyo aspecto y características petrográficas son muy similares a las de las veritas. En los márgenes de este dique, se observa que las lamproitas y los sedimentos presentan unas relaciones de contacto intrincadas de carácter peperítico que indican que los sedimentos encajantes no estaban completamente consolidadas cuando se produjo el emplazamiento del dique. Estas rocas de la facies marginal son más resistentes a la erosión que las del interior del edificio y constituyen resaltes.

En las lavas intercaladas en las calizas y margas miocenas también se observa que las rocas porfídicas con matriz vítrea y las faneríticas no son más que distintas facies que solo se diferencian en el grado de cristalización, por lo que Fúster *et al.* (1967) consideran que carece de sentido la distinción de los dos tipos magmáticos que establecían los autores previos.

Los afloramientos del pitón están bastante degradados por la erosión, y la proximidad del dique circular a un camino y a una casa de campo, hace temer que en posibles obras de acondicionamiento del mismo se produzca una importante destrucción de sus afloramientos.

La edad de este edificio volcánico es de 6.16 +/- 0.30 Ma., según una datación radiométrica realizada por el método del K-Ar en roca total por Bellon *et al.* (1983).

Dataciones más recientes realizadas por Duggen *et al.* (2005) por el método del  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , suministran edades que oscilan entre 7.25 +/- 0.06 Ma y 7.13 +/- 0.04 Ma para los materiales de este edificio.

#### 5.1.4.- Afloramientos de la zona de Vera:

Los afloramientos principales de veritas se localizan en un área poligonal situada entre las poblaciones de Vera, Garrucha, Los Gallardos, Vera y Antas en las proximidades de la costa mediterránea, en la provincia de Almería. En este sector se encuentran los restos de un centro de emisión (Cabezo María) y diversos retazos de coladas que se distribuyen entre este centro volcánico y las inmediaciones del litoral, al N de Garrucha.

Las referencias geológicas más antiguas sobre estos materiales y afloramientos son las de Monreal (1878), que considera que se trata de traquitas de edad pliocena. Posteriormente fueron estudiadas bajo el punto de vista petrográfico por Calderón (1882), y por Ossan (1889), considerando este último autor que sus características son lo suficientemente particulares como para asignarles una denominación específica que fue la de veritas, atendiendo a la población más importante próxima a los afloramientos.

Este mismo autor Ossan (1891, 1906), continuó los estudios sobre estas rocas, realizando estudios petrográficos, analíticos y de las características de los afloramientos.

Posteriormente estos materiales han sido estudiados con mayor profusión de datos petrográficos y geoquímicos en el marco general del vulcanismo lamproítico del SE de España por Fúster y de Pedro (1953), Fúster *et al.* (1967), Borley (1967) y Velde (1969).

Estas rocas son en general muy ricas en matriz vítrea y tienen fenocristales de olivino y de flogopita. También pueden contener microfenocristales o microlitos de clinopiroxeno diopsídico, sanidina y apatito. En algunas variedades pueden encontrarse abundantes cristalitos de leucita en la matriz.

Estos afloramientos volcánicos se localizan en la Fosa de Vera, que está limitada al N por la Sierra de Almagro, Al W por la sierra de Bedar y al S por la Sierra Cabrera. Esta fosa se originó según Fúster y de Pedro (1953), en las fases finales de la Orogenia Alpina y su hundimiento determinó una sedimentación transgresiva de materiales margosos durante el Mioceno. Posteriormente y con simultaneidad a este ciclo sedimentario se produjeron en esta cuenca eventos volcánicos de carácter calcoalcalino potásico y lamproítico. Las emisiones de tipo lamproítico tienen su centro en la zona de fractura que se localiza en el límite occidental de la Fosa de Vera, entre los depósitos sedimentarios miocenos y el bloque mesozoico-paleozoico de la Sierra de Bédar.

Los afloramientos de veritas se extienden en una banda con dirección E-W desde la Sierra de Bédar hasta las inmediaciones del mar y son en su mayoría restos de coladas cuyo centro de emisión se localizaría en el afloramiento más occidental (Cabezo-María X = 594806, Y = 4119086). Este centro de emisión está muy degradado y constituye un promontorio formado por tobas, restos de coladas y brechas hidroclásticas submarinas y diques correspondientes a conductos de alimentación. Las brechas volcánicas están formadas por fragmentos heterométricos y angulosos de vulcanitas vítreas vesiculadas, empastados por una matriz de hialoclastitas y sedimentos. Estas brechas son muy compactas, siendo prácticamente imposible el separar los clastos de la matriz. La matriz está formada por clastos muy finos de vidrios y de minerales de diversa procedencia (cuarzo y feldespatos principalmente), por componentes inidentificables de grano muy fino y por restos de microfósiles marinos. En esta matriz se desarrollan concreciones y esferulitos de carbonatos y óxidos de hierro.

Las lavas y las brechas del edificio del Cabezo María son en general muy vacuolares y los fragmentos de las brechas submarinas son de carácter muy vítreo. La mayoría de las vacuolas están rellenas por carbonatos o por sílice.

Las coladas en la zona occidental apoyan sobre las margas miocenas y en parte sobre las calizas y margas triásicas y las metamorfitas del basamento alpino. En las crestas de Los Picachos,



en la Sierra de Bedar se encuentra un pequeño cuerpo intrusivo que corresponde a un salidero adventicio del centro de emisión del Cabezo María.

Las vulcanitas de las coladas submarinas de la zona oriental, presentan restos de estructuras de aspecto cordado y se apoyan sobre las margas messinienses o están intercaladas con ellas. Los materiales de las coladas son por lo general bastante vesiculares, vítreos y de color negruzco o muy oscuro, y en algunos casos presentan una disyunción en bolas muy marcada. En algunos afloramientos se encuentran “brechas” peperíticas con mezcla intrincada entre fragmentos de lava y sedimentos, así como protrusiones de los sedimentos margosos que se inyectan entre las discontinuidades de las coladas y que pueden estar recubiertas por lóbulos más recientes de las mismas. En las canteras para la explotación de áridos que se localizan en el paraje de la Salaosa (X = 597786, Y = 4117812) hay muy buenas condiciones para el estudio de las relaciones entre las lavas veríticas y los sedimentos marinos, pudiendo observarse inyecciones de estos sedimentos entre los lóbulos de las coladas que presentan en algunos casos secciones circulares correspondientes a formas tubulares.

Una datación realizada por Nobel *et al.* (1981) por el método K/Ar sobre una flogopita de lavas veríticas, aporta una edad de 8.6 +/- 0.3 Ma. para la emisión de estas rocas.

Las edades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  suministradas por Duggen *et al.* (2005) para los materiales de este conjunto volcánico, oscilan entre 7.45 +/- 0.08 Ma y 6.37 +/- 0.18 Ma.

## **5.2.- Otros afloramientos de rocas ultrapotásicas (lamproíticas) neógenas sin denominación específica, del SE de la Península Ibérica.**

### *5.2.1.- Afloramientos de Barqueros:*

Corresponden a los restos de un edificio volcánico degradado que se encuentra a menos de 1 Km. al N de la población de Barqueros, del que se conservan coladas, diques, restos de los aglomerados piroclásticos asociados al centro de emisión y otros depósitos volcanoclásticos, y es el mayor centro de emisión ultrapotásico de esta región volcánica. Este edificio tuvo episodios eruptivos iniciales de carácter freatomagmático, prosiguiendo con una actividad de tipo predominantemente estromboliano. Los materiales de este edificio se apoyan sobre sedimentos miocenos y el límite SE del afloramiento está condicionado por una fractura. Fue citado por primera vez como un volcán de veritas por San Miguel, Almela y Fúster en 1951 y estudiado bajo el punto de vista petrológico por Fúster y Gastesi (1964).

También quedan preservados depósitos freatomagmáticos de tobas que corresponden a los episodios eruptivos iniciales que posiblemente corresponden a un anillo de tobas simétrico pero sus afloramientos están en la actualidad desconectados por la acción de los procesos erosivos. De acuerdo con las observaciones de Shegedi *et al.* (2004), se encuentran sucesiones de tobas de lapilli con estratificación grosera sobre las que se depositan tobas cuya estratificación varía entre buena y grosera con lapillis acrecionarios, asociadas a episodios de tipo ‘base surge’. En otras partes del anillo se observan tobas de lapilli bien estratificadas o masivas con marcas de impacto de bombas que corresponden a depósitos de ‘surge’ próximos al centro de emisión. El anillo de tobas está cubierto por coladas. El centro de emisión se localizaba en el Cabezo del Morrón que está constituido por depósitos de spatter y aglomerados con abundantes bombas escoriáceas.

Los materiales de las coladas son lavas de color pardo, escoriáceas o bastante vesiculadas que con relativa frecuencia tienen xenolitos de margas, más o menos transformados y pequeños enclaves de rocas ultramáficas; en corte fresco tienen colores grisáceos oscuros.

En observación microscópica se trata de rocas porfídicas, holo o hipocristalinas, con fenocristales de olivino y flogopita, en una matriz que dependiendo del grado de cristalinidad puede

estar compuesta por sanidina, diopsido, richterita potásica, analcima potásica, vidrio y en algunos casos ortopiroxeno. Como minerales accesorios se encuentran apatito y espinela.

En algunas zonas del edificio (Cañada de la Zarza; X = 644898, Y = 4202390), se encuentran depósitos de brechas caóticas heterométricas con escasa matriz cinerítico-terrosa y con clastos angulosos cuyos tamaños varían desde más de un metro a unos pocos centímetros. Los clastos de estas brechas son fragmentos de lamproitas escoriáceas o masivas que en algunos casos son bombas con morfologías fusiformes. Estos depósitos carecen de estructura interna y corresponden a depósitos asociados a episodios de alta explosividad y están parcialmente recubiertos por coladas

Las dataciones radiométricas por el método K / Ar realizadas por Montenat *et al.* (1975) sobre materiales de este edificio volcánico, suministran un espectro de edades comprendido entre 7 y 6.2 Ma.

La edad determinada por Duggen *et al.* (2005) por el método del  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sobre una lamproita de un dique perteneciente a este edificio volcánico, es de 6.94 +/- 0.05 Ma.

#### 5.2.2.- Afloramientos de Calasparra:

El afloramiento principal corresponde al Cerro Negro que se localiza al N del Km. 2 de la carretera de Calasparra a Paradores y tiene unas dimensiones aproximadas de 400 x 200 m. Fue identificado por Jeremine y Fallot (1929) y posteriormente estudiado por los mismos autores (Fallot *et al.*, 1932).

Según Fúster *et al.* (1967) se trata de un pitón que intruye en las margas miocenas (burdigalienses) a las que deforma y altera en las inmediaciones de los contactos. En los bordes del pitón se desarrolla una brecha de intrusión formada por fragmentos de calizas miocenas y de vulcanitas escoriáceas. Estos autores diferencian en el afloramiento una facies central, una facies de borde y una brecha de intrusión marginal.

La facies central está constituida por vulcanitas compactas de color gris oscuro-negrusco, con fenocristales de olivino y flogopita y una matriz microcristalina o vítrea-desvitrificada, con amígdalas irregulares rellenas por calcedonia. En ellas se define una disyunción columnar con convergencia apical.

La zona periférica constituye una envolvente heterogénea en torno al pitón central y está formada por un conjunto complejo de lavas vacuolares o escoriáceas y rocas fragmentarias con una estructuración bastante caótica. Las brechas están constituidas por fragmentos de rocas volcánicas escoriáceas y de calizas variablemente metamorizadas y alteradas por efecto de la intrusión.

De acuerdo con las observaciones más recientes (Seghedi *et al.*, 2004), el edificio está constituido por un anillo de brechas y tobas que buzan 18° a 25° hacia el exterior y en su base se encuentran materiales volcanoclásticos groseramente estratificados y mal seleccionados. En estos depósitos predominan los componentes juveniles masivos o poco vesiculados que tienen formas angulosas o lobuladas, encontrándose también en ellos fragmentos de limolitas y lutitas miocenas. La disposición de estos depósitos corresponde al colapso de una columna freatomagmática relacionada posiblemente con la erupción inicial.

Las secuencias superiores están representadas por paquetes de tobas de lapilli con laminación fina que posiblemente corresponden a 'surges húmedas'.

El centro del edificio está ocupado por un pitón de lamproita masiva con diaclasado columnar en bulbo y en el interior del cráter se encuentran diversos diques y sills que intruyen en los depósitos brechoides freatomagmáticos encajantes del pitón.

Una datación radiométrica realizada por el método del K-Ar en roca total por Nobel *et al.* (1981) suministra una edad de 7.2 +/- 0.4 Ma. para la actividad eruptiva de este edificio volcánico.

Un afloramiento menor se encuentra más próximo a Calasparra (es cortado por la misma carretera) y corresponde a rocas volcánicas de color negruzco que se encuentran en un contacto mecánico entre margas triásicas y calizas cretácicas.

En la actualidad se están realizando obras para su conservación y para facilitar el acceso a las zonas internas del edificio.

#### 5.2.3.- Afloramientos del Cerro del Monagrillo (o Cerro de Salmerón):

Se encuentran en la provincia de Albacete, a 1 Km. al W del pueblo de Minas de Hellín (Murcia) en el cerro que le da nombre. El afloramiento más importante corresponde a un pitón constituido por vulcanitas masivas o brechoides, bastante vítreas y de colores oscuros, con fenocristales de olivino y flogopita, con una matriz de cristalinidad variable en la que se encuentran: sanidina, diopsido, anfíbol richterítico, biotita y algo de ortopiroxeno.

Este pitón intruye en calizas y margas miocenas cuya estratificación se encuentra distorsionada en la zona de contacto. En las partes superiores del cerro, sobre las rocas sedimentarias miocenas se encuentran niveles de brechas y tobas masivas constituidas por cenizas, lapilli, bombas volcánicas y clastos angulosos de calizas que presentan bordes silicificados. Sobre estas brechas y en la zona culminante del cerro se encuentran restos de coladas con disyunción columnar grosera, constituidas por lavas porfídicas con textura fluidal que también apoyan directamente sobre los materiales sedimentarios y que tienen una potencia de unos 15m. También, atravesando los sedimentos que se encuentran bajo las coladas superiores se encuentra algún dique de lamproitas.

Según Bellón *et al.* (1981) estas rocas volcánicas presentan afinidad composicional con las lamproitas de Fortuna y de Barqueros ( $\text{SiO}_2 = 57.0\%$ ,  $\text{K}_2\text{O} > 7\%$ ,  $\text{MgO} < 10\%$ ).

La edad de los sedimentos atravesados por el pitón es Pontiense-Mioceno Superior según Meseguer (1924), Dupuy y Marín (1962) y Bellon *et al.* (1981).

Una datación radiométrica por el método del K-Ar sobre una flogopita de estas rocas realizada por Nobel *et al.* (1981) suministra una edad de 7.2 +/- 0.3 Ma. para su etapa de emisión, pero una datación posterior de Bellon *et al.* (1983) realizada sobre roca total por el mismo método, da un resultado de 5.67 +/- 0.30 Ma. Para la edad de las mismas.

Las dataciones más actuales realizadas por Duggen *et al.* (2005) por el método del  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sobre una lamproita de este edificio es de 7.12 +/- 0.07 Ma

#### 5.2.4.- Cabezo Negro de Zeneta:

Se trata de un pitón lamproítico cuyo afloramiento determina un resalte morfológico que es conocido como el Cabezo Negro. Se localiza en la hoja N° 934 (Murcia), del MTN a escala 1: 50.000 y su carácter volcánico fué puesto en evidencia por Templado *et al.* (1951) en la correspondiente hoja del Mapa Geológico Nacional. Estos autores consideraban que se trataba de un cuerpo eruptivo traquítico que atravesaba a los sedimentos miocenos circundantes.

Posteriormente Fernández Santín y Hernández-Pacheco (1972) realizan un estudio petrológico y geoquímico de estos materiales volcánicos en el que se determina que realmente se trata de rocas lamproíticas (ultrapotásicas) cuyas características composicionales son intermedias entre las de las fortunitas y las de las veritas.

Desde el punto de vista macroscópico, los materiales dominantes son rocas masivas, de color gris oscuro a negrozco que tienen vacuolas finas, irregulares y estiradas y en las que se aprecian abundantes cristalitas de mica. En las juntas entre algunas columnas y en algunas fracturas se encuentran rellenos de sílice translúcida o de color blanquecino.

Microscópicamente son rocas porfídicas hipocristalinas con texturas fluidales. Su mineralogía principal está compuesta por escasos fenocristales alterados de olivino y fenocristales de flogopita y biotita en una matriz vítrea con microlitos de sanidina y diopsido, con algo de ortopiroxeno y apatito accesorio. En ellas se encuentra algún xenolito de granito y xenocristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y andalucita.

En algunas zonas de la parte occidental del edificio se encuentran cuerpos brechoides que según Fernández Santín y Hernández-Pacheco (1972) se han formado en relación con procesos de intrusión múltiple.

El cuerpo intrusivo corresponde a un pitón-domo que ha intruido en los sedimentos miocenos y que en algunas zonas ha rebosado sobre ellos recubriéndolos.

En parte de las laderas del cerro se aprecia una disyunción columnar más o menos marcada y en la zona central de la ladera sur se observa la existencia de un cuerpo constituido por brechas de clastos muy angulosos de lamproita de tamaños centimétricos a decimétricos. Las brechas son clasto-soportadas y carecen de matriz, encontrándose los fragmentos recubiertos por una capa milimétrica de sílice opalina de color lechoso-azulado. Posiblemente este cuerpo brechoide se ha generado por autobrechificación asociada a un evento explosivo durante el proceso de erupción y el tapiz de sílice de los clastos se debe a circulación de fluidos hidrotermales favorecida por la alta permeabilidad de estos materiales.

Una datación realizada por Duggen *et al.* (2005) por el método del  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sobre una lamproita de este edificio volcánico suministra una edad de  $8.08 \pm 0.03$  Ma.

#### 5.2.5.- Afloramiento de Aljorra:

El afloramiento lamproítico de Aljorra fue descrito y estudiado por primera vez por Pellicer (1973), apoyándose en datos de campo inéditos de Fúster y Rodríguez Badiola, estando reseñado en la hoja N° 79 del Mapa Geológico Nacional a escala 1:200.000 como un afloramiento de rocas volcánicas básicas.

El edificio volcánico se localiza aproximadamente a 2 Km. al oeste del pueblo de Aljorra y a unos 6.5 Km. al sureste de Fuenteálamo. Está situado en una llanura cubierta por sedimentos cuaternarios, donde constituye el “Cerro de la Cabezuela”, y no lejos de los afloramientos metamórficos de la Sierra de los Gómez, cuyos materiales (calcoesquistos y cuarcitas) pueden encontrarse como xenolitos en las lavas lamproíticas junto con fragmentos de sedimentos neógenos. En el borde sur del edificio, en un pequeño asomo de materiales metamórficos bajo la cobertera cuaternaria, se observa que las rocas volcánicas intruyen sobre aquellos y produciendo fracturación y deformaciones a escala local.

El afloramiento volcánico forma una colina cónica de planta elíptica que tiene un eje mayor de 600 m y un eje menor de 350 m. Su altura es inferior a 30 m. Los materiales que le constituyen tienen una estructura variable dependiendo de su situación en el edificio; así, los del interior son más masivos y homogéneos, mientras que los de las zonas marginales son más vacuolares y a veces brechoides.

Pellicer (1973), pone de manifiesto que las rocas más comunes son lamproitas porfídicas holocristalinas, con matriz de grano fino y fenocristales de olivino y en menor proporción de clinopiroxeno y sanidina. Son de color grisáceo.

El olivino de estas rocas forma fenocristales idiomorfos o subidiomorfos y es menos forsterítico que el de otros materiales lamproíticos, lo que lleva a Pellicer (1973) a considerar que el vulcanismo de Aljorra es de carácter más evolucionado y relativamente similar en este aspecto al de Fortuna. Está con frecuencia alterado a iddingsita y más raramente a serpentina.

El clinopiroxeno puede encontrarse como fenocristales prismáticos o como agujas que forman distintos tipos de intercrecimientos o agregados radiales o cruciformes.

La proporción de sanidina y el tamaño de los cristales depende de la cristalinidad de las rocas, pudiendo estar ausente en las variedades más afaníticas. Puede presentar hábitos subidiomorfos o alotriomorfos y ricos en inclusiones poiquilíticas.

La flogopita nunca llega a formar fenocristales quedando restringida su aparición a la matriz donde presenta hábitos irregulares e intersticiales. Se encuentra en general en proporciones menores que en otras lamproitas.

La matriz está constituida por sanidina, diopsido, flogopita, apatito y carbonatos. La cantidad de flogopita es en general inferior a la que se encuentra en otras lamproitas y no forma fenocristales. El mineral accesorio más común es el apatito, y en cavidades miarolíticas de las variedades holocristalinas se encuentra ortopiroxeno enstatítico.

En algunas zonas del edificio se observa una intensa alteración debido a la acción de procesos hidrotermales.

La edad de estos materiales es de 8.02 +/- 0.04 Ma, según una datación realizada por Duggen *et al.* (2005) por el método del  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ .

#### 5.2.6.- Afloramiento de los Derramadores:

El dique de los Derramadores se localiza a algo menos de 2 Km. al E de la población de Fortuna y está emplazado en margas y calizas miocenas. Tiene una longitud de unos 200 m. y una potencia comprendida entre 5 y 10 m. y está segmentado por una falla. También provoca endurecimiento y silicificación de las rocas encajantes. Las rocas de este dique son vacuolares, de color negro y tienen matriz vítrea y fenocristales de flogopita.

#### 5.2.7.- Afloramiento de El Tale:

El dique de El Tale se encuentra a unos 3 Km. al E de Fortuna y fue identificado por Fúster en 1965; corta a una formación de margas y arcillas terciarias. Este dique tiene una directriz principal E-W aunque su extremo occidental se curva hacia el SW y su longitud es de unos 600 m, con una potencia que oscila entre 5 y 10 m. Las rocas que le constituyen son porfídicas, vacuolares y de color negro. Tienen fenocristales de flogopita y matriz vítrea. En los contactos con el dique, los sedimentos margosos y arcillosos están endurecidos y silicificados.

#### 5.2.8.- Afloramientos de la zona de Mazarrón:

Estos afloramientos han sido estudiados en detalle por Rodríguez Badiola (1973). Uno de los principales se encuentra al N de Cabezo Redondo, a unos 3 Km. al E de la ciudad de Mazarrón. Se trata de un pitón que intruye en dolomías triásicas y en rocas volcánicas calcoalcalinas (dacitas micáceas). En el contacto con los sedimentos triásicos se desarrolla una facies marginal brechoide con fragmentos vítreos de vulcanitas, de color negruzco o rojizo empastados por una matriz de grano fino de naturaleza volcánica.

También se encuentran algún afloramiento filoniano en la zona del Cabezo de los Rincones, que tiene una zona central masiva con rocas con estructuras lajeadas y con orientación fluidal que en algunos casos se pone de manifiesto por la alternancia de bandas vitreas negruzcas y rojizas.

Los centros de emisión están asociados a fracturas que en general han sido aprovechadas previamente por las emisiones volcánicas calcoalcalinas.

Las rocas masivas de estos afloramientos son lavas que tienen una matriz esencialmente vítrea con una marcada orientación fluidal definida por microlitos de clinopiroxenos y flogopita, y en algunos casos por microlitos incipientes de sanidina. Como fenocristales pueden encontrarse olivino, flogopita, clinopiroxeno y en algún caso sanidina.

En estas rocas pueden encontrarse xenocristales de cuarzo y de cordierita, con aureolas de reacción de clinopiroxeno y de espinela respectivamente y xenocristales de plagioclasa con bordes fundidos.

En las brechas y tobas, además de fragmentos de lamproita, se encuentran clastos de vulcanitas calcoalcalinas, y de esquistos albítico-epidóticos y cuarzo-micáceos. Estos clastos están inmersos en una matriz de origen volcánico muy oxidada y carbonatada, con cristales de olivino, flogopita y clinopiroxeno.

La edad de los materiales de este edificio lamproítico es de 8.19 +/- 0.02 Ma, de acuerdo con las dataciones realizadas por Duggen *et al.* (2005) por el método del 40Ar/39Ar.

#### 5.2.9.- Afloramiento de Puebla de Mula:

Corresponde a un dique situado a 1.5 Km. al S de la población de Puebla de Mula, que está segmentado por una serie de fracturas de directrices norteadas. La dirección aproximada del dique es N-110°-E y tiene una longitud de unos 700 m. y una potencia de 2 m. Está constituido por una roca bastante vítrea, de color negro y con fenocristales de flogopita, que puede ser algo vacuolar y los materiales de los bordes de enfriamiento son más vítreos y resistentes a la erosión que los de las partes internas. Intruye en margas miocenas en las que produce endurecimientos en las inmediaciones del contacto, pero en el extremo occidental está recubierto por calizas con algas y pistas de gusanos. Este afloramiento de rocas lamproíticas ha sido identificado por Almela y Ríos (1955).

## BIBLIOGRAFÍA

- Almela, A. y Ríos, J.M. (1955). Explicación de la Hoja Nº 912 (Mula), Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Instituto Geológico y Minero de España.
- Bellon, H. (1976). Séries magmatiques néogènes et quaternaires du pourtour de la Méditerranée occidentale, comparées dans leur cadre géochronométrique – implications géodynamiques. Thèse, Univ. Paris-Sud. (Centre d'Orsay), (367 pp).
- Bellon, H., Bizon, G., Calvo, J.P., Elizaga, E., Gaudant, J. et López Martínez, N. (1981). Le volcan du Cerro del Monagrillo (Province de Murcia): âge radiométrique et corrélations avec les sédiments néogènes du bassin de Hellín (Espagne). Comptes Rendus Academie Sciences du Paris, 292, (1035-1038).
- Bellon, H., Bordet, P. et Montenat, C. (1983). Chronologie du magmatisme néogène des Cordillères Bétiques (Espagne méridionale). Bulletin de la Societé Géologique de France, 25-2, (205-217).
- Bellon, H. et Brousse R. (1977). Le magmatisme périméditerranéen occidental. Essai de synthèse. Bull. Soc. Géol. France, 19, (469-480).
- Bellon, H. & Letouzey, (1977). Volcanism related to plate tectonics in the western and eastern Mediterranean. In Structural History of the Mediterranean Basins. (Biju-Duval, B. & Montardet, L.; Eds.). Technip, Paris, (165-184).
- Benito, R., López Ruiz, J., Cebriá, J.M. Hertogen, J., Doblas, M., Oyarzun, R. Y Demaiffe, D. (1999). Sr and O isotope constraints on source and crustal contamination in the high-K calc-alkaline and shoshonitic neogene volcanic rocks of SE Spain. Lithos, 46, (773-802).
- Borley, G.D. (1967). Potash-rich volcanic rocks from southern Spain. Mineralogical Magazine, 36, (364-379).
- Calderón y Arana, S. (1882). Estudio petrográfico sobre rocas volcánicas del Cabo de Gata e isla de Alborán. Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España, Vol 9.
- Capedri, S., Venturelli, G. & Di Battistini, G. (1982). The ultrapotassic rocks of the Betic Cordillera, Spain. 3rd international kimberlite conference; abstracts. Terra Cognita, 2, (212).
- Chauve, P., Mathis, V., Pyre, Y. et Rivière, M. (1973). Sur la présence de tuffis dans les sédiments d'âge burdigalien de la région de la Viñuela-Alcancin-Zafarras-Rio Gordo (Prov. de Malaga, Espagne méridionale). Ann. Sc. Univ. Besançon, 20, (153-165).
- De Clercq, S.W., Smit, J. et Veenstra, E. (1975). A marine tuffaceous sediments in the lower Miocene of the Velez Blanco-Lorca region, Southern Spain G. U. A. Papers Geol., ser. 1, 7, (105-114).
- De Yarza, A. (1895). Roca eruptiva de Fortuna (provincia de Murcia). Boletín de Comunicaciones del Mapa Geológico de España, Vol. 20, (349-353).
- Di Battistini, G., Toscani, L., Iaccarino, S. and Villa, J.M. (1987). K/Ar ages and the geological setting of calc-alkaline volcanic rocks from Sierra de Gata, SE Spain. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte, 8, (369-383).
- Doblas M. & Oyarzun, (1989). Neogene extensinal collapse in the Western Mediterranean (Betic-Rif Alpine orogenic belt); implications for the genesis of the Gibraltar and magmatic activity. Geology, 17, (430-433).
- Duggen, S., Hoernle, K., Van den Bogaard, P. & Garbe-Schönberg, D. (2005). Post-collisional transition from subduction to intraplate-type magmatism in the westernmost Mediterranean: Evidence for continental-edge delamination of subcontinental lithosphere. Journal of Petrology, 46, (1155-1201).
- Dupuy, E. Y Marín, A. (1962). Explicación de la hoja Nº 890 (Calasparra) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Instituto Geológico y Minero de España.
- Fallot, P. (1945). Estudios geológicos en la zona subbética entre Alicante y el río Guadiana Menor. Monografía del Instituto Lucas Mallada de Investigaciones Geológicas. C.S.I.C., (719 pp).
- Fallot, P. et Jeremine, E. (1932). Remarque sur une variété nouvelle de jumillite et sur l'extension des laves de ce groupe. C. R. Congr. Soc. Sav., 1929, Sc., (1-13).
- Fermoso, M.L. (1967). El diópsido de las rocas volcánicas de Jumilla (SE de España). Estudios Geológicos, 23, (31-33).
- Fernández Santín, S. y Hernández-Pacheco, A. (1972). Las rocas lamproíticas de Cabezo Negro, Zeneta (Murcia). Estudios Geológicos, 28, (269-276)
- Fúster, J.M. y de Pedro, F. (1953). Estudio petrológico de las rocas lamproíticas de Cabezo María (Almería). Estudios Geológicos, 9, (477-508).

- Fúster, J.M. (1956). Las erupciones delleníticas del terciario superior de la fosa de Vera (provincia de Almería). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 54, (53-88)
- Fúster, J.M. y Gastesi, P. (1964). Estudio petrológico de las rocas lamproíticas de Barqueros (provincia de Murcia). *Estudios Geológicos*, 20, (299-314).
- Fúster, J.M., Gastesi, P., Sagredo, J. y Feroso, M. (1967). Las rocas lamproíticas del SE de España. *Estudios Geológicos*, 23, (35-69).
- Fúster, J.M., Ibarrola, E. y Lobato, M.P. (1954). Análisis químicos de rocas españolas publicados hasta 1952. *Monografías del Instituto Lucas Mallada de Investigaciones Científicas. C.S.I.C., N° 14*, (139 pp).
- Fúster, J.M. y Sagredo, J. (1966). Estudio petrológico de las rocas lamproíticas de Calasparra. *Congreso del Manto Superior*, Madrid, (4-19).
- Gómez de Larena, J. (1934). Observaciones sobre la geología y fisiografía de los alrededores de Hellín. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, 34, (213-231).
- Hernández-Pacheco, A. (1965). Una richterita potásica de rocas volcánicas alcalinas, Sierra de las Cabras (Albacete). *Estud. Geol.*, 20, (265-270).
- Hernández-Pacheco, F. (1935). Estudio fisiográfico y geológico del territorio comprendido entre Hellín y Cieza. *Anales de la Universidad de Madrid*, 4, (1-38)
- Jeremine, E. et Fallot, P. (1928). Sur la presence d'une variété de Jumillite aux environs de Calasparra (province de Murcie). *Comptes Rendus Academie Sciences du Paris*, 188, (801).
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sörensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R. & Zanettin, B. (1989). A Classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommision on the Systematics of igneous rocks. Blackwell Scientific Publications, Oxford, U.K.
- López Ruiz, J., Cebriá, J.M., Doblas, M. y Benito, R. (2004). La región volcánica de Almería – Murcia. El vulcanismo neógeno peninsular. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, (678-680).
- López Ruiz, J., Cebriá, J.M. & Doblas, M. (2002). Cenozoic volcanism I: the Iberian peninsula. In: *The Geology of Spain* (W Gibbons & T. Moreno, Eds.), The Geological Society, London, (417-680).
- López Ruiz, J. y Rodríguez Badiola, E. (1980). La región volcánica neógena del sureste de España. *Estudios Geológicos*, 36, (5-63).
- López Ruiz, J. y Wassermann, M.D. (1991). Relación entre la hidratación/desvitrificación y el  $\delta^{18}O$  en las rocas volcánicas neógenas del SE de España. *Estudios Geol.*, 47, (3-11)
- Meseguer Pardo, J. (1924). Estudio de los yacimientos de azufre de las provincias de Murcia y Albacete. *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, 45, (131-214).
- Mitchell, R.H. & Bergman, S.C. (1991). *Petrology of lamproites*. Plenum Pres, New York, (447 pp)
- Monreal, L.N. (1878). Apuntes físico-geológicos referentes a la zona central de la provincia de Almería. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, Vol 5.
- Montenat, C., Thaler, I. & Van Couvering, J. (1975). La faune rougeurs de Librilla. Correlation avec les formations marines du Miocene terminal et les datations radiometriques du volcanisme de Barqueros (Province de Murcia, Espagne meridionale). *Comptes Rendus Academie Sciences du Paris*, 281, (519-522)
- Munksgaard, N.C. (1985). A non-magmatic origin for compositionally zoned euhedral garnets in silicic Neogene volcanics from SE Spain. *Neues Jahrbuch Mineral. Mh.* 2, (73-82).
- Navarro, A. y Trigueros, E. (1966). *Plano geológico de la provincia de Murcia*. Instituto Geológico y Minero de España.
- Nelson, D.R. (1992). Isotope characteristics of potassic rocks: evidence for the involvement of subducted sediments in magma genesis. *Lithos*, 28, (403-420).
- Nelson, D.R., Mc Culloch, M.T. & Sun, S. (1986). The origin of ultrapotassic rocks as inferred from Sr, Nd and Pb isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, (231-245).
- Niggli, P. (1923). *Gesteins-und Mineralprovinzen*, Gebrüder Borntraeger, Berlin, V1, (602 pp)
- Nixon, P.H., Thirlwall, F., Buckley, F. & Davies, C.J. (1984). Spanish and Western Australian Lamproites: Aspects of whole rock geochemistry. In: *Kimberlites and related rocks*. Kornprobst, J. (ed). Elsevier, Amsterdam (285-296).



- Nobel, F.A., Andriessen, P.A.M., Hebeda, Priem, H.N.A. and Rondeel, H.E. (1981). Isotopic dating of the post-alpine neogene volcanism in the Betic Cordilleras, southern Spain. *Geologie en Mijnbouw*, 60, (209-214).
- Ossan, A. (1889). Beitrage zur kenntniss der eruptivegesteine des Cabo de Gata I. *Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesellschaft*, 41, (297-311).
- Ossan, A. (1891). Beitrage zur kenntniss der eruptivegesteine des Cabo de Gata II. *Zeits. Deuts. Geol. Gesellschaft*, 43, (688-722).
- Ossan, A. (1906). Uber einige alkaligesteine aus Spanien. *Rosenbusch Fests., Stuttgart*, (263-310).
- Parga Pondal, I. (1935). Quimismo de las manifestaciones magmáticas cenozoicas de la Península Ibérica. *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. de Madrid; Serie Geología*, 39, (1-174).
- Pellicer, M.J. (1973). Estudio petrológico y geoquímico de un nuevo yacimiento de rocas lamproíticas situado en las proximidades de Aljorra (Murcia). *Estudios Geológicos*, 29, (99-106).
- Rodríguez Badiola, E. (1973). Estudio petrogenético del vulcanismo terciario de Cartagena y Mazarrón: SE de España. *Univ. Complut. de Madrid. Tesis doctoral*, (177 pp).
- Salvioli-Mariani, E. & Venturelli, G. (1996). Temperature of crystallization and evolution of the Jumilla and Cancarix lamproites (SE Spain) as suggested by melt and solid inclusions in minerals. *European Journal of Mineralogy*, 8, (1027-1039).
- San Miguel, M. (1935). Una erupción de jumillita en la Sierra de las cabras (Albacete). *Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 35, (147-154).
- San Miguel, M., Almela, A. y Fúster, J.M. (1951). Sobre un volcán de verita recientemente descubierto en el Mioceno de Barqueros (Murcia). *Estudios Geológicos*, 7, (411-429)
- San Miguel, M. y de Pedro, F. (1954). Afloramiento de fortunita en Puebla de Mula (Murcia). *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 33, (9-24).
- Seghedi, I., Szakacs, A., Hernández-Pacheco, A. & Brändle Matesanz, J.L. (2004). Miocene ultrapotassic volcanoes in south-eastern Spain - an association of phreatomagmatic and magmatic products. *Second International Maar Conference. Abstract volume. Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary*, 203, (90).
- Templado, D. y Meseguer, J. (1951). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Hoja 955 (Fuente Álamo de Murcia). *Instituto Geológico y Minero de España. Madrid*.
- Templado, D., Meseguer, J. y Fernández Becerril, J.M. (1951). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Hoja 934 (Murcia). *Instituto Geológico y Minero de España. Madrid*.
- Trigueros, E. y Navarro, A. (1961). Explicación de la hoja Nº 869 (Jumilla). *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000 (IGME)*.
- Tröger, W.E. (1931). Zur "Typenvermischung" bei Lamprophyren. *Fortschritte der Mineralogie, Kristallographie und Petrographie. Jena. Vol.16*, (139-140).
- Tröger, W.E. (1935). *Spezielle petrographie der eruptivgesteine: Ein nomenklatur – kompendium*. Verlag der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, Berlin, ( pp).
- Turner, S.P., Platt, J.P., George, R.M.M., Kelley, S.P., Pearson, D.G. and Nowell, G.M. (1999). Magmatism associated with orogenic collapse of the Betic-Alboran Domain, SE Spain. *Journal of Petrology*, 40, (1011-1036).
- Velde, D. (1969). Les micas des lamprophyres: kersantites, minettes et lamproites. *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallog.*, 92, (203-223).
- Venturelli, G., Capedri, S., Di Battistini, A., Crawford, A., Kogarko, L.N. & Celestini, S. (1984). The ultrapotassic rocks from southeastern Spain. *Lithos*, 17, (37-54).
- Venturelli, G., Savioli Mariani, E., Foley, S.F., Capedri, S. & Crawford, A.J. (1988). Petrogenesis and conditions of crystallization of Spanish lamproitic rocks. *The Canadian mineralogist*, 26, (67-79).
- Wade, A. & Prider, R.T. (1940). The leucite bearing rocks in the West Kimberley area, Western Australia. *Q. J. Geol. Soc. London*, 96, (39-98).
- Woolley, A.R., Bergman, S.C., Edgar, A.D., LeBas, M.J., Mitchell, R.H., Rock, N.M.S. & Scott Smith, B.H. (1996). Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites, and the kalsilitic, melilitic and leucitic rocks. *The Canadian mineralogist*, 34, (175-186).
- Zeck, H.P. (1968). Anatectic origin and further petrogenesis of almandine-bearing biotite-cordierite-labradorite dacite with many inclusions of restite and basaltoid material, Cerro del Hoyazo, SE Spain. *University of Amsterdam. Ph D. Thesis*. (161 pp).

Zeck, H.P. (1970). An erupted migmatite from Cerro del Hoyazo, SE Spain. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 26, (225-246).