



# SABUCO

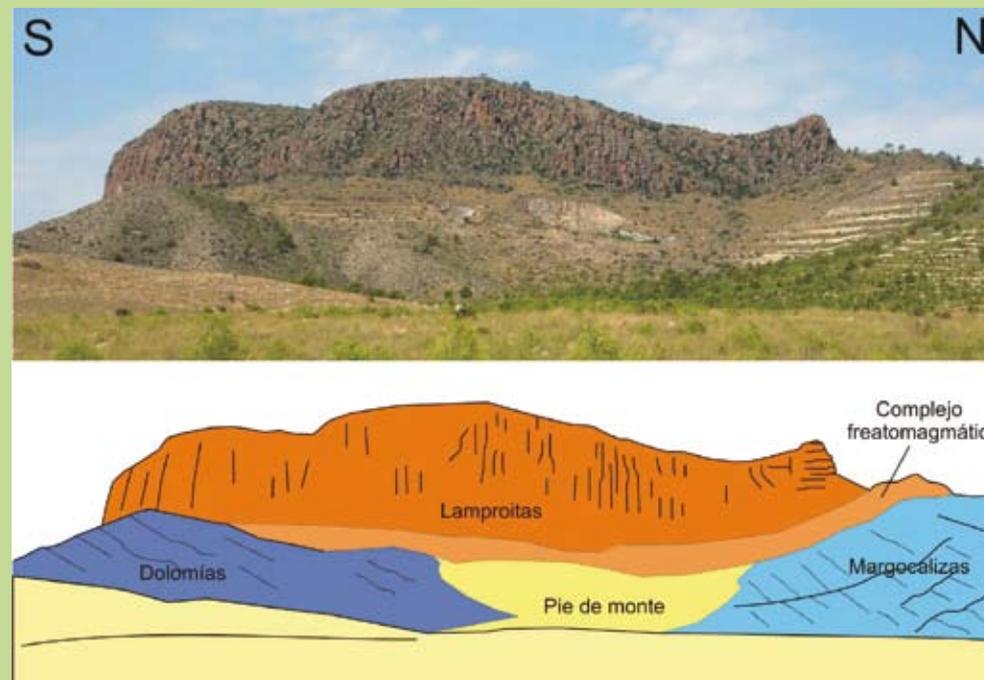
REVISTA DE ESTUDIOS ALBACETENSES



DIPUTACIÓN DE ALBACETE

REVISTA DE ESTUDIOS ALBACETENSES

SABUCO



6,01 euros



7

NÚMERO 7 • DICIEMBRE 2009



INSTITUTO DE ESTUDIOS ALBACETENSES  
"DON JUAN MANUEL"  
DE LA EXCMA. DIPUTACIÓN DE ALBACETE

## CONSEJO DE REDACCIÓN

### DIRECCIÓN

ANTONIO SELVA INIESTA

Director del Instituto de Estudios Albacetenses "Don Juan Manuel"

### SECRETARÍA DE REDACCIÓN

DOMINGO BLANCO SIDERA

### CONSEJEROS

ALONSO VERDE LÓPEZ

JULIÁN DE MORA MORENO

PABLO FERRANDIS GOTOR

JORGE DE LAS HERAS IBÁÑEZ

JUAN PICAZO TALAVERA

VICENTE BENLLOCH MARTÍ

### Editor Científico:

Instituto de Estudios Albacetenses "Don Juan Manuel" de la Excma. Diputación de Albacete

### Dirección y Administración:

Callejón de las Monjas, s/n. - 02005 Albacete

### Cuenta Corriente:

Caja Castilla La Mancha, nº. 2105 1000 21 1290020434

### Dirección Postal:

Apartado de Correos 404 - 02080 Albacete

### Dirección electrónica:

iea.sabuco@gmail.com

### Dirección electrónica para el prontuario:

iea.sabuco.prontuario@gmail.com

Precio de suscripción anual: 4,81 € + I.V.A.

Número suelto: 6,01 € + I.V.A.

### Canje:

Con todas las revistas científicas y culturales que lo soliciten.

\*\*\*\*\*

SABUCO, no se solidariza ni identifica necesariamente con los juicios y opiniones que sus colaboradores exponen en el uso de su plena libertad intelectual.

## SABUCO N.º 7

### SUMARIO

PÁGINAS

*In memoriam* Joaquín López Ros (1952-2008) por Julián de Mora Moreno ..... 5-7

### ARTÍCULOS

Procesos tectono-sedimentarios y de alteración asociados a la extrusión volcánica de Cancarix (Hellín, provincia de Albacete)  
Matías Reolid Pérez, María Isabel Abad Martínez y Mario Sánchez Gómez ..... 11-69

Plantas de interés del Noreste de la provincia de Albacete e inmediaciones de la provincia de Valencia. IV  
José Gómez Navarro y Jaime Güemes Heras ..... 71-98

Evaluación del estado de conservación de la especie vegetal en peligro de extinción *Coincya rupestris* Porta *et* Rigo *ex* Rouy subsp. *rupestris*  
Gema Navarrete Martínez, Pablo Ferrandis Gotor, José María Herranz Sanz y Fernando Bautista ..... 99-121

*Thymus × monrealensis* nothosubsp. *peris-gisbertii*, nuevo tomillo híbrido para la Península Ibérica  
José Gómez Navarro, Roberto Roselló Gimeno, Enrique Sanchís Duato y Emilio Laguna Lumbreras ..... 123-148

Los insectos coleópteros carábidos del yesar de las Minas, Hellín, Albacete  
Carmelo Andújar Fernández, Carlos Ruiz Carreira, Javier Ibáñez Molina, José Luis Lencina Gutiérrez y José Serrano Marino ..... 149-164

Fauna lepidopterológica de Albacete, catálogo de macroheteróceros (II)  
Axioidea, Drepanoidea y Geometroidea  
Francisco Lencina Gutiérrez, Fernando Albert Rico, Ulrich Aistleitner y Eyjolf Aisleitner ..... 165-201

Fauna de lombrices de tierra de las zonas nordeste y suroeste de la provincia de Albacete  
Antonio Pérez Onteniente y Celso Rodríguez Babío ..... 203-234

La recolección y consumo tradicional de caracoles terrestres en Albacete. Una perspectiva etnobiológica  
José Fajardo Rodríguez, Alonso Verde López, Concepción Obón De Castro, Diego Rivera Núñez y Arturo Valdés Franzi ..... 235-264

### NOTAS BREVES

Nuevas aportaciones al catálogo de la flora micológica de la provincia de Albacete  
José Fajardo Rodríguez, Domingo Blanco Sidera, César A. Rodríguez Rodríguez, Alonso Verde López y Rodrigo Roldán Martínez ..... 267-279

Datos sobre la reproducción del Flamenco Común (*Phoenicopterus roseus*), en la laguna de Pétrola (Albacete)  
Juan Picazo Talavera ..... 281-295

### PRONTUARIO DE LA NATURALEZA ALBACETENSE

Recopilado por Juan Picazo Talavera ..... 297-308

# SABUCO

REVISTA DE ESTUDIOS ALBACETENSES

INSTITUTO DE ESTUDIOS ALBACETENSES  
"DON JUAN MANUEL"  
DE LA EXCMA. DIPUTACIÓN DE ALBACETE



NÚMERO 7 • DICIEMBRE 2009

**Fotografía de cubierta.-** EXTRUSIÓN VOLCÁNICA DE CANCARIX (HELLÍN, PROVINCIA DE ALBACETE). Contacto entre el cuerpo volcánico y el material sedimentario encajante que está en casi todo su contorno mediado por un conjunto de brechas freatomagmáticas e intercalaciones de lavas en los bordes Sur y Este. (Matías Reolid Pérez, María Isabel Abad Martínez y Mario Sánchez Gómez.)

INSTITUTO DE ESTUDIOS ALBACETENSES “DON JUAN MANUEL”  
DE LA EXCMA. DIPUTACIÓN DE ALBACETE,  
ADSCRITO A LA CONFEDERACIÓN ESPAÑOLA DE CENTROS DE ESTUDIOS LOCALES. CSIC

D.L. AB-30/2001  
I.S.S.N. 1577-2969

---

MAQUETACIÓN:  
Imagina Diseño y Servicios Gráficos, S.L.  
Polígono Industrial Campollano - c/ D, nº. 11 nave A1  
Telf. 967 248 379 - Fax 967 231 368  
[www.ab-imagina.com](http://www.ab-imagina.com)  
02007 Albacete

Impreso en Reproducciones Gráficas Albacete  
Polígono Industrial Campollano - c/ C, nº. 16  
Telf. y Fax 967 21 81 66  
02007 Albacete

**PROCESOS TECTONO-SEDIMENTARIOS Y  
DE ALTERACIÓN ASOCIADOS A LA  
EXTRUSIÓN VOLCÁNICA DE CANCARIX  
(HELLÍN, PROVINCIA DE ALBACETE)**

por

Matías REOLID PÉREZ\*

María Isabel ABAD MARTÍNEZ\*

Mario SÁNCHEZ GÓMEZ\*

Recibido: 14-enero-09

Aprobado: 12-febrero-09

---

\* Departamento de Geología, Universidad de Jaén, Campus  
Las Lagunillas sn, 23071 Jaén  
E-mail: mreolid@ujaen.es 953213316  
E-mail: miabad@ujaen.es 953212031  
E-mail: msgomez@ujaen.es 953212775



## RESUMEN

El estudio de la estructura local del volcán de Cancarix (Sierra de las Cabras, SE España) y observaciones regionales de volcanes lamproíticos similares sugiere que el emplazamiento de estos materiales durante el Mioceno tuvo lugar a favor de estructuras transtensivas en el límite septentrional de la Cordillera Bética capaces de reactivar fallas de zócalo previas que darían paso a un magma enriquecido en Mg y K. El emplazamiento se caracteriza por dos fases de emisión de materiales: 1) una fase inicial de naturaleza explosiva como consecuencia de la interacción entre el magma y el agua freática del sistema kárstico de los materiales carbonatados de la roca de caja que dio lugar a un complejo freatomagmático (brechas y lavas) y 2) una segunda fase responsable del emplazamiento del domo volcánico de naturaleza lamproítica. La estructura tectónica de la Sierra de las Cabras, las características de la orla freatomagmática y la disyunción columnar del borde del cuerpo permiten inferir la dirección de avance del magma hacia el S-SE, hacia donde además es mayor el espesor del complejo freatomagmático. El estudio químico, mineralógico y textural de los materiales de caja y del propio cuerpo volcánico indican que durante el emplazamiento, y posteriormente al mismo, debieron tener lugar procesos de naturaleza metamórfica e hidrotermal con la génesis de esmectitas saponíticas, minerales de la serpentina y recristalización de dolomita y sílice amorfa.

**Palabras clave:** lamproita, orla freatomagmática, brecha, sistema transtensivo, Cordillera Bética, saponita, Albacete

## ABSTRACT

The study of the Cancarix volcano structure (Sierra de las Cabras, SE Spain) and the regional observations in similar lamproite volcanoes suggests that these materials were emplaced during the Miocene in relation to transtensive structures at the north end of the Betic Cordillera. These structures were able to reactivate previous basement faults which facilitated the ascending circulation of enriched Mg-K magma. We can distinguish two episodes of material emission: 1) an explosive volcanism due to the interaction between magma and groundwater from the karstic system of the host carbonate rocks which generated a phreatomagmatic complex as a final product (breccias and lavas) and 2) an effusive volcanic

activity with crystal-rich magma responsible of the lamproitic dome. The tectonic structure of the Sierra de las Cabras, the main features of the phreatomagmatic ring and the vertical columnar jointing at the edge of the volcanic outcrop suggest that the magma advanced to the S-SE direction. In that direction, the phreatomagmatic complex shows the greater thickness. The chemical, mineralogical and textural study of the host rocks and the volcanic materials indicates that after the magmatic activity, the emplacement of these materials should develop metamorphic and hydrothermal alteration processes with the genesis of new minerals (namely, saponite, serpentine) and the recrystallization of dolomite and amorphous silica.

**Key words:** lamproite, phreatomagmatic ring, breccia, transtensive system, Betic Cordillera, saponite, Albacete

## 0. INTRODUCCIÓN

El llamado Monumento Natural del Pitón Volcánico de Cancarix (término municipal de Hellín, Albacete) es un ejemplo excepcional de domo volcánico; además, la naturaleza geoquímica lamproítica de las rocas que lo componen es tan singular que ha dado lugar a una denominación propia de este tipo petrológico: “cancalita”.

Este monumento natural forma parte de una serie de manifestaciones volcánicas que acontecieron en el Sureste de Iberia durante el Mioceno superior (hace entre 11 y 6 millones de años, según Bellón y Brousse, 1977), a veces como volcanes monogenéticos y otras, como diques. Los volcanes de la provincia lamproítica de Murcia-Almería (que debería haber incluido Albacete en el nombre), entre los que cabe destacar el volcán de Cancarix junto con los de Vera (veritas), Fortuna (fortunitas) y Jumilla (jumillitas), comenzaron a estudiarse en 1889 (Ossan, 1889, 1906) y desde entonces han constituido un referente de las rocas de naturaleza lamproítica (Fúster y Gastesi, 1965; Fúster y cols., 1967; Pellicer, 1973; Bellón y Brousse, 1977; López-Ruíz y Rodríguez-Badiola, 1980; Hall, 1987; Venturelli y cols., 1988; Mitchell y Bergman, 1991; Contini y cols., 1993; Seghedi y cols., 2007; López y De Mora, 2008). En el Sureste de la Península Ibérica, estas rocas están generalmente asociadas a cuencas extensionales rellenas por materiales neógenos e implantadas sobre un basamento de naturaleza prebética y subbética constituido por rocas fundamentalmente mesozoicas. El afloramiento de Cancarix forma parte de un conjunto de materiales volcánicos, en muchos casos asociados a fallas regionales importantes como

la de Socovos (Jerez-Mir, 1973), entre los que destacan el Volcán de Cabezo Negro (Calasparra) y el Volcán de La Celia (Jumilla). De todos los edificios volcánicos de la zona, el de Cancarix es el de mayores dimensiones y el mejor conservado, motivo por el que fue declarado Monumento Natural en 1998.

El estudio sobre el origen de las lamproitas posee, hoy día, gran interés por la singularidad de las mismas y por el hecho de que aparezcan en pequeños afloramientos aislados, lejos de otros tipos de vulcanismo y en contextos geológicos poco favorables en principio, para el desarrollo de volcanes.

La peculiaridad composicional de estos materiales ha dado lugar a numerosos estudios centrados en la caracterización de las rocas volcánicas desde el punto de vista mineralógico, geoquímico y textural (Contini y cols., 1993; Linthout y Lustenhouwer, 1993; Salvioli-Mariani y Venturelli, 1996; Seghedi y cols., 2007; Prelevic y cols., 2008). Las rocas ultrapotásicas en general, y las lamproitas en particular, generan un gran interés y atractivo científico por su rareza y exclusividad. Sin embargo, hasta la fecha no existen estudios sobre la deformación y la fracturación, el metamorfismo y los procesos de alteración hidrotermal que debieron desencadenarse a consecuencia del emplazamiento del cuerpo volcánico en los materiales encajantes, dolomías, calizas y margocalizas del Jurásico medio y superior de la Zona Prebética.

La formación de minerales de la arcilla, por la alteración de rocas volcánicas y subvolcánicas, ha sido especialmente estudiada en numerosos trabajos (Hillier y cols., 1996; Bettinson-Varga y Mackinnon, 1997; Dudoignon y cols., 1997; Pichler y cols., 1999; Vitali y cols., 1999; Abad y cols., 2003; Jiménez-Millán y cols., 2008). También ha sido intensamente analizada la alteración de basaltos oceánicos a causa de su potencial significado en el flujo global de elementos químicos y la evolución de las propiedades físicas de la corteza oceánica (p. ej. Nimis y cols., 2004; Devok y cols., 2008). Sin embargo, la alteración en rocas ultrapotásicas lamproíticas como las del pitón de Cancarix, es mucho menos conocida.

La intrusión de cuerpos subvolcánicos y volcánicos en rocas sedimentarias puede proporcionar el calor necesario para desarrollar alteraciones de origen hidrotermal generadas por la circulación de fluidos a través del sistema de fracturas desarrollado en relación con la intrusión volcánica en las rocas encajantes (Vitali y cols., 1999). Estos procesos de interacción roca-fluido producen comúnmente filosilicatos. Las asociaciones de minerales de la arcilla han sido usadas ampliamente como indicadores de las condiciones que prevalecen en los procesos de diagénesis-metamorfismo

e hidrotermalismo que afectaron a los sedimentos en los que se emplazó el cuerpo volcánico (De Pablo-Galán y Chávez-García, 1994; Cruz y Andreo, 1996; Hillier y cols., 1996; Abad y cols., 2001, 2003; Cruz y Jiménez, 2002). La caracterización de los mecanismos de formación de estos minerales hace posible conocer la historia de los procesos de alteración hidrotermal que afectan a las rocas sedimentarias encajantes de los cuerpos volcánicos (Vitali y cols., 1999).

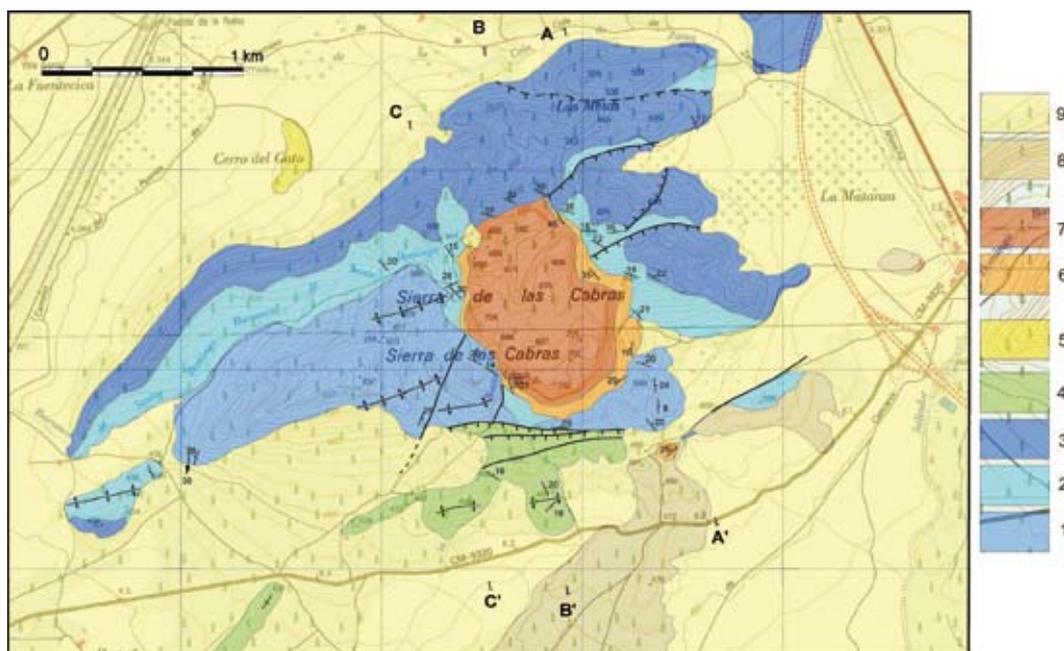
La escasez de estudios sobre alteración hidrotermal en rocas básicas ultrapotásicas así como de caracterización del metamorfismo de contacto en los sedimentos encajantes, junto a la escasez de afloramientos de rocas lamproíticas, convierten al pitón de Cancarix y su entorno en un lugar muy interesante para el estudio de estos procesos.

Además, algunos de los materiales encajantes en el afloramiento estudiado aparecen incluidos como restos líticos en el interior de secuencias freatomagmáticas, por lo que ha sido de gran importancia la caracterización de estos depósitos así como la de los procesos de alteración que los originaron en la reconstrucción de la historia geológica del volcán de Cancarix. Las características del freatomagmatismo dependen del estilo de interacción agua/magma, el tipo de roca caja, la hidrogeología de la roca caja, el contenido en agua y la tasa de aporte de magma (Lorenz, 1984; White, 1996; Lorenz y cols., 2002; Skilling y cols. 2002; Brand y White, 2007; Németh y cols., 2007; Befus y cols., 2008).

Los objetivos planteados en esta investigación han sido, fundamentalmente: la elaboración de una cartografía geológica detallada de la roca encajante y del propio cuerpo volcánico, la identificación y caracterización de los procesos que condujeron a la intrusión magmática de Cancarix y, por último, la determinación de los procesos de deformación (fracturación), alteración hidrotermal y metamorfismo que la intrusión magmática desencadenó en las rocas carbonatadas jurásicas encajantes. Como los materiales mesozoicos encajantes no habían sido bien caracterizados hasta la fecha, ha sido necesario un estudio sedimentológico de detalle para poder así controlar las variaciones texturales y mineralógicas provocadas por la interacción con el edificio volcánico. El tratamiento conjunto de los datos tectónicos, sedimentológicos, mineralógicos y geoquímicos, ha permitido determinar las distintas etapas en la interacción roca encajante-intrusión-fluidos.



grises (ritmitas) del Oxfordiense medio-Kimmeridgiense inferior, y c) calizas oncolíticas del Kimmeridgiense medio. La datación de estos materiales fue realizada por Fourcade (1970), Jerez-Mir (1973) y Rodríguez-Estrella (1979) (Fig. 2). Estas rocas representan la sedimentación marina de la plataforma epicontinental del margen sudibérico (Jérez-Mir, 1973; Rodríguez-Estrella, 1979; Reolid, 2005), hace entre 175 y 150 millones de años.



**Figura 2:** Cartografía geológica detallada del afloramiento del Volcán de Cancarix. Leyenda: 1. Calizas masivas y dolomías (Jurásico medio), 2. Ritmita margoso-calcárea (Oxfordiense-Kimmeridgiense inferior), 3. Calizas oncolíticas (Kimmeridgiense medio), 4. Calizas blancas y margas (Cretácico), 5. Calcarenitas (Mioceno superior), 6. Complejo freatomagmático (brechas freatomagmáticas, brechas de contacto y lavas; Plioceno), 7. Lamproitas (Plioceno), 8. Conglomerados (Plio-Pleistoceno), 9. Glacis, pie de monte y conos de deyección (Pleistoceno).

Desde el punto de vista tectónico, el afloramiento de rocas volcánicas se encuentra enclavado en el Prebético Externo (Fig. 1), dentro de la Cordillera Bética, aunque para algunos autores (Jerez-Mir, 1973; IGME, 1984) existe una zona de influencia “tectónica” ibérica, denominada Unidad Beti-Ibérica, dentro de la cual se extruirían las rocas volcánicas.

La diferenciación de una u otra unidad se hace basándose en la orientación de las principales sierras que coincide aproximadamente con la orientación de los ejes de los pliegues: pliegues de orientación NE-SO (Unidad Bética) y de orientación NO-SE (Unidad Beti-Ibérica). Trabajos tectónicos detallados recientes en otros lugares de la cordillera, donde no es discutible su origen Bético, muestran que estos cambios de orientaciones se deben al reparto de la deformación que surge en el borde de bloques tectónicos o en rampas laterales de grandes cabalgamientos, en donde pueden producirse desacoplamiento de estilos tectónicos entre diferentes unidades (ver p.e. Balanyá y cols., 2007; Platt y cols., 2003). No es por tanto extraño que la Sierra de las Cabras tenga una orientación NE-SO claramente bética, aún estando dentro de la Unidad Beti-Ibérica definida por Jérez-Mir (1973). Por ello, aunque las facies sedimentarias de las rocas de caja presenten facies sedimentarias similares a las de las rocas de la Cordillera Ibérica, la intrusión del volcán de Cancarix debe encuadrarse sin ambigüedades en la historia evolutiva estructural y cinemática de la Cordillera Bética.

## 2. MÉTODOS

Se ha llevado a cabo una serie de campañas de campo en las que se ha realizado una cartografía geológica detallada (escala de trabajo 1:25.000) del perímetro del edificio volcánico y su contacto con los materiales encajantes. Conjuntamente, se han tomado medidas de las estructuras tectónicas de deformación plástica (pliegues) y frágil (sistemas de fallas y diaclasado).

La realización de la cartografía geológica ha permitido la exploración y valoración precisa de las posibilidades que ofrecen los distintos flancos del edificio volcánico. Se han seleccionado varios perfiles con el fin de caracterizar el contacto entre los materiales volcánicos y los sedimentarios del encajante y se han recogido 42 muestras entre material volcánico y roca encajante, para su posterior tratamiento en el laboratorio. Las rocas sedimentarias encajantes se han estudiado en transeptos según gradientes de cercanía al edificio volcánico.

Se han realizado análisis de difracción de rayos-X (DRX) en el difractor Siemens D-5000 de los Servicios Técnicos de Investigación de la Universidad de Jaén, con el objetivo de caracterizar detalladamente su mineralogía. Se ha empleado radiación Cu-K $\alpha$  a 40 kv y 30 mA. Se han realizado análisis tanto de polvo como de agregado orientado, este último con el fin de identificar los minerales de la arcilla con más facilidad.

Se realizaron tratamientos con etilenglicol (EGC) y dimetil sulfóxido (DMSO) para constatar la presencia de esmectitas y caolinita. En el caso de materiales con alto contenido en  $\text{CO}_3\text{Ca}$ , fue necesaria una fase previa de descarbonatación atacando la muestra repetidas veces con ácido acético.

En función de la información obtenida, mediante microscopía óptica y DRX, se han seleccionado 10 muestras para su estudio en microscopio electrónico de barrido (SEM). Esta metodología permite establecer asociaciones minerales, obtener la composición química de los minerales y caracterizar las texturas minerales de forma más detallada, lo que es fundamental para tratar de averiguar los procesos de alteración y metamorfismo de grado bajo que pudieron acontecer. Las láminas delgadas pulidas metalizadas con carbono fueron examinadas en SEM mediante imágenes de electrones retrodispersados (BSE) y análisis de dispersión de energía de rayos X (EDX). Estas observaciones fueron llevadas a cabo en un Zeiss DSM 950 SEM equipado con un Link Analytical QX-20 energy-dispersive X-ray system (EDX) del Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada.

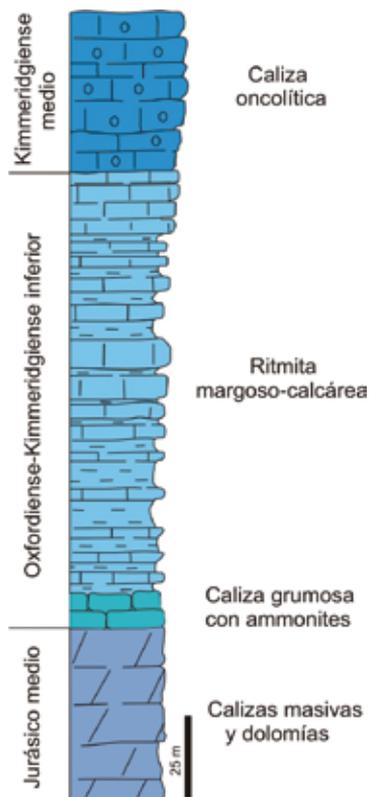
Por último, se ha realizado el análisis geoquímico de muestra total de 5 muestras seleccionadas de una secuencia que incluye lamproita, matriz de brecha freatomagmática y tres muestras de un mismo nivel de ritmita margoso-calcárea a diferentes distancias del contacto con la brecha. El análisis geoquímico se ha llevado a cabo mediante fluorescencia de rayos X (FRX) e ICP-masas (inductively coupled plasma mass spectrometry) en el X-Ray Assai Laboratories of Lancaster (Ontario, Canadá) y se han analizado tanto los elementos mayoritarios (% óxidos en peso) como los minoritarios (partes por millón, ppm).

### **3. DESCRIPCIÓN DE LOS MATERIALES**

En este apartado se describen, por un lado, los materiales sedimentarios que constituyen la roca encajante y, por otro, el propio cuerpo volcánico.

#### **3.1. Roca de caja: depósitos carbonatados mesozoicos**

Las rocas encajantes, que constituyen la mayor parte de los relieves de la Sierra de las Cabras, son predominantemente carbonatadas del Jurásico medio y superior. Se pueden diferenciar tres grandes formaciones (Fig. 3):



**Figura 3:** Serie estratigráfica jurásica de la Sierra de las Cabras.

### 3.1.1. Dolomías masivas y calizas del Jurásico medio

Esta formación (conocida como formación “Chorro”, por el IGME-IRYDA, 1972 y 1975) está constituida por potentes bancos carbonatados de más de un metro de espesor. La potencia aflorante de estos materiales es de aproximadamente 60 m. En numerosos bancos se observa laminación paralela, que es más frecuente y está mejor desarrollada en la parte media de la serie. En las dolomías existen niveles con romboedros de dolomita con capas concéntricas; cuando el grado de dolomitización es bajo, se observan texturas *wackestones* con abundante micrita y *grainstones* oolíticos, especialmente en el techo de esta formación. En la ladera al Sureste del vértice Cabras (707 m) es muy llamativa la presencia de domos estromatolíticos de escala métrica. Estas rocas son materiales marinos de ambientes poco profundos, similares a los que se depositan actualmente en la plataforma de las Bahamas.

### 3.1.2. Calizas grumosas y ritmitas margoso-calcáreas del Oxfordiense medio-Kimmeridgiense inferior

Sobre las dolomías masivas y calizas del Jurásico medio aparecen en discontinuidad 5 m de calizas grumosas de aspecto anodulado correspondientes al Oxfordiense medio-superior (Reolid, 2005). Estos materiales, de gran interés bioestratigráfico, presentan abundantes restos fósiles de ammonoideos, foraminíferos planctónicos y espículas de esponja. Las microfacies se caracterizan por presentar texturas *wackestone-packstone* con abundantes *lumps* y bioclastos. Las condiciones de afloramiento permiten observar estos materiales únicamente en la ladera Oeste de la Sierra de las Cabras, en el Barranco de Santo Domingo. Debido a su reducido espesor, en la cartografía de este trabajo se han incluido dentro de las ritmitas margoso-calcáreas suprayacentes del Oxfordiense superior-Kimmeridgiense inferior (corresponden a la formación “Lorente” del IGME-IRYDA, 1972 y 1975). Estos materiales representan condiciones marinas más profundas que los del Jurásico medio y se depositaron en un ambiente de plataforma media-distal (Reolid, 2005).

La serie estratigráfica continúa con 140 m de ritmitas margoso-calcáreas (Fig. 3). Estos materiales aparecen en continuidad estratigráfica con las calizas grumosas. Se caracterizan por presentar colores claros entre blanco y amarillo crema y son frecuentes los ammonites piritizados. Los niveles calizos, que inicialmente tienen un espesor decimétrico, son progresivamente más potentes hacia el techo formando una secuencia estratocreciente que culmina con las calizas oncolíticas del tramo superior.

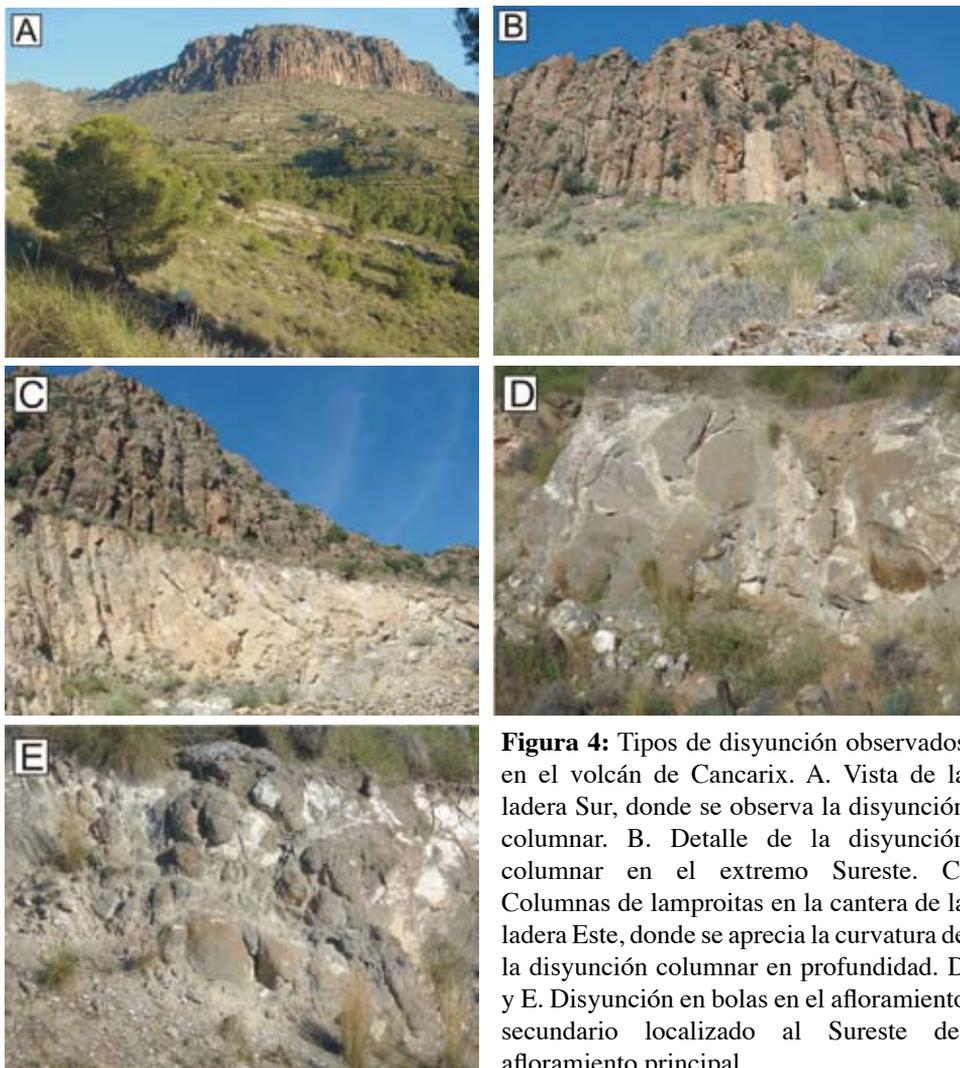
### 3.1.3. Calizas oncolíticas del Kimmeridgiense medio

Se corresponden con la formación “Gallinera” en el IGME-IRYDA, 1972 y 1975) y está constituida por calizas oncolíticas claras con bancos métricos con abundancia de *Clypeina* y *Trocholina* (Fourcade, 1970), que datan perfectamente al Kimmeridgiense medio. Estos materiales tienen una potencia aproximada de 50 m y se organizan en secuencias estratocrecientes bien estratificadas con capas que en ocasiones superan los dos metros de espesor (Fig. 3). Las calizas oncolíticas se caracterizan por presentar una textura *grainstone* con abundantes oncoides, cuyo tamaño medio es de 19 mm. La matriz está predominantemente constituida por esparita en la que se encuentran numerosos peloides, ooides y bioclastos. Destaca la presencia de pequeñas colonias de coral.

### 3.2. Lamproitas

Se han estudiado dos afloramientos de rocas volcánicas, uno principal que constituye el pitón volcánico y presenta un diámetro de algo más de 1 km y otro secundario, localizado al Sureste del principal, de forma elipsoidal y con unos 90 m de longitud (Fig. 2).

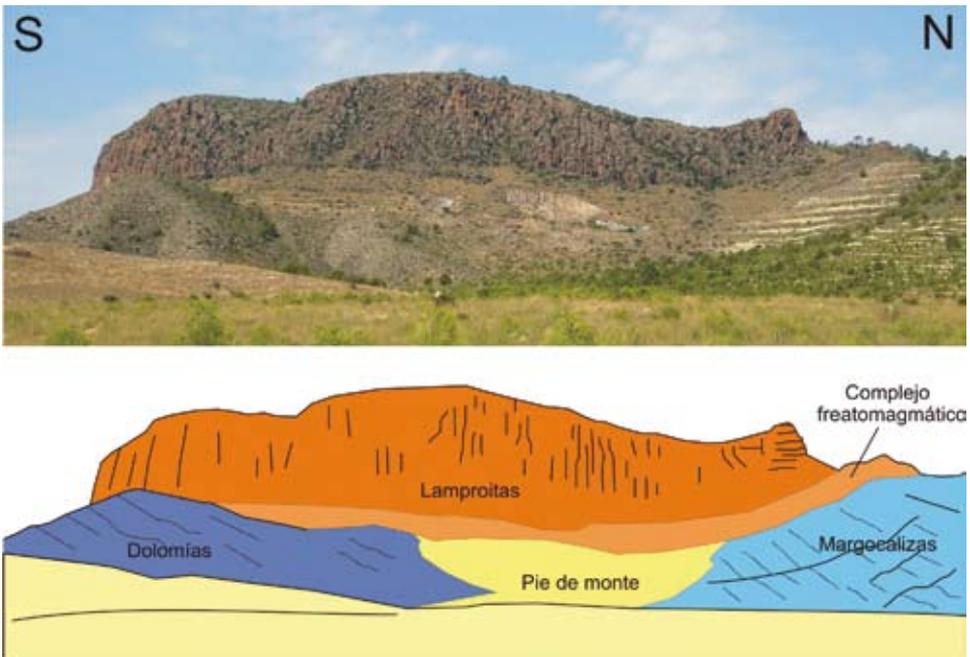
El afloramiento principal presenta unos escarpes verticales prominentes (de hasta 70 m) debidos a la disyunción columnar vertical que afecta a las lamproitas (Figs. 4A y C). Sin embargo, en el núcleo del pitón que constituye la meseta del vértice Cabras, se puede observar disyunción



**Figura 4:** Tipos de disyunción observados en el volcán de Cancarix. A. Vista de la ladera Sur, donde se observa la disyunción columnar. B. Detalle de la disyunción columnar en el extremo Sureste. C. Columnas de lamproitas en la cantera de la ladera Este, donde se aprecia la curvatura de la disyunción columnar en profundidad. D y E. Disyunción en bolas en el afloramiento secundario localizado al Sureste del afloramiento principal.

en bolas. Debido al enfriamiento gradual del cuerpo volcánico, es típico de estas chimeneas volcánicas o pitones que presenten una diferente cristalización de centro a borde, lo que explica que aparezca disyunción columnar en el borde y disyunción en bolas en el núcleo. El proceso de disyunción en bolas, observado en el núcleo del pitón, es originado por la alteración de la lamproita a partir de una red de fisuras enrejadas. Estas fisuras acaban dando lugar a la formación de bolas debido a los procesos de alteración de la roca de la que se desprenden escamas u hojas curvadas de roca dejando reducida la roca volcánica a una forma esferoidal cada vez más pequeña.

El contacto entre el cuerpo volcánico y el material sedimentario encajante está en casi todo su contorno mediado por un conjunto de brechas freatomagmáticas e intercalaciones de lavas en los bordes Sur y Este (Fig. 5). Se podría decir que el contacto entre estos materiales y la roca encajante es discordante ya que los depósitos freatomagmáticos se comportan y pueden

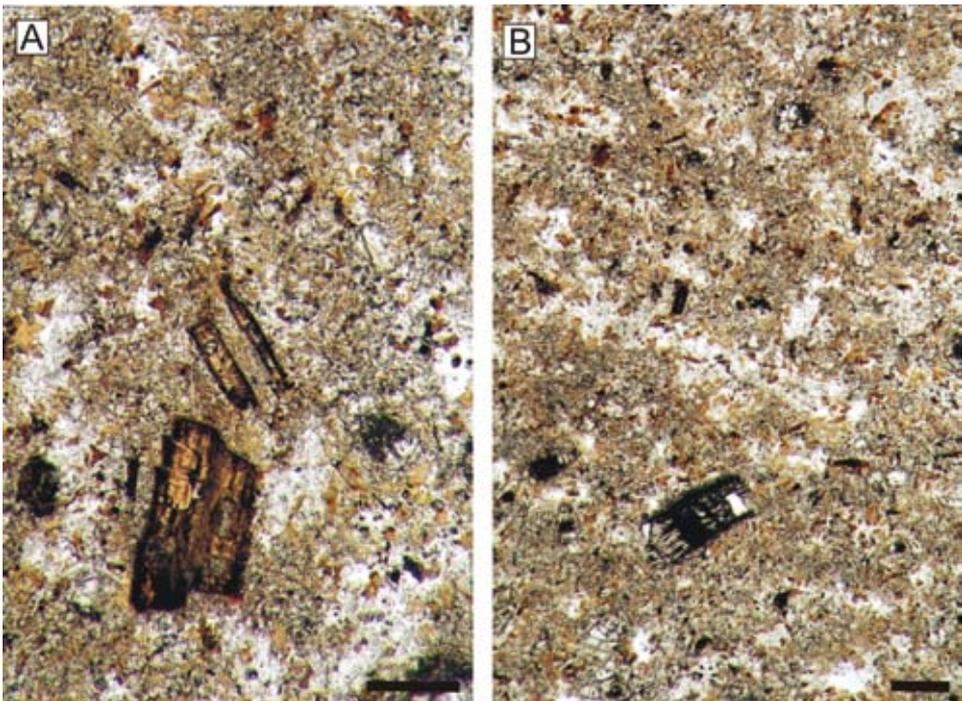


**Figura 5:** Esquema geológico de la ladera Este vista desde las cercanías de Cancarix. Se observa la serie estratigráfica jurásica buzando hacia el Norte sobre la que se superpone la orla freatomagmática y el domo lamproítico. En el extremo derecho de la imagen se observa cierta estratificación de las lamproitas a la que se superpone la disyunción columnar.

ser estudiados como sedimentos (Nemeth, 2008). En el sector Suroeste y Norte las lavas masivas se ponen en contacto directo vertical con la roca de caja (Fig. 2). Este afloramiento fue erróneamente cartografiado por Seghedi y cols. (2007) ya que extendieron el cuerpo lamproítico hasta la ladera Oeste del Barranco de la Novia, el cual está claramente constituido por calizas masivas y dolomías bien estratificadas del Jurásico medio.

El afloramiento secundario, localizado al Sureste del afloramiento principal, corresponde a un conducto lateral del cuerpo volcánico central, y presenta también disyunción en bolas (Figs. 4D y E). El tamaño de éstas oscila entre 40 cm y 4 m de diámetro, aunque en el caso del afloramiento Sur el tamaño medio aproximado es de 1 m. Los bordes de este cuerpo están constituidos por niveles de lava y cenizas volcánicas.

Ambos afloramientos son de naturaleza lamproítica. Las lamproitas son rocas que se caracterizan por un alto contenido en K y Mg y en las que los minerales más comunes son: olivino forsterítico, flogopita con Ti, diópsido (bajo en Al), enstatita, richterita con Ti y K, leucita y sanidina rica en Fe (Fig. 6). La geoquímica de estas rocas es extremadamente anormal



**Figura 6:** Imágenes de microscopio petrográfico de la lamproita con flogopita, anfíbol y olivino forsterítico embebidos en una masa microcristalina de sanidina. Escala=1 mm.

debido a que todas ellas tienen contenidos muy elevados de MgO, Ni, Cr, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Rb, Ba, Pb, Th, Zr y relaciones isotópicas <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr de las más elevadas conocidas en rocas básicas (Fúster y cols., 1967; Pellicer, 1973; Mitchell y Bergman, 1991).

### 3.3. Complejo freatomagmático

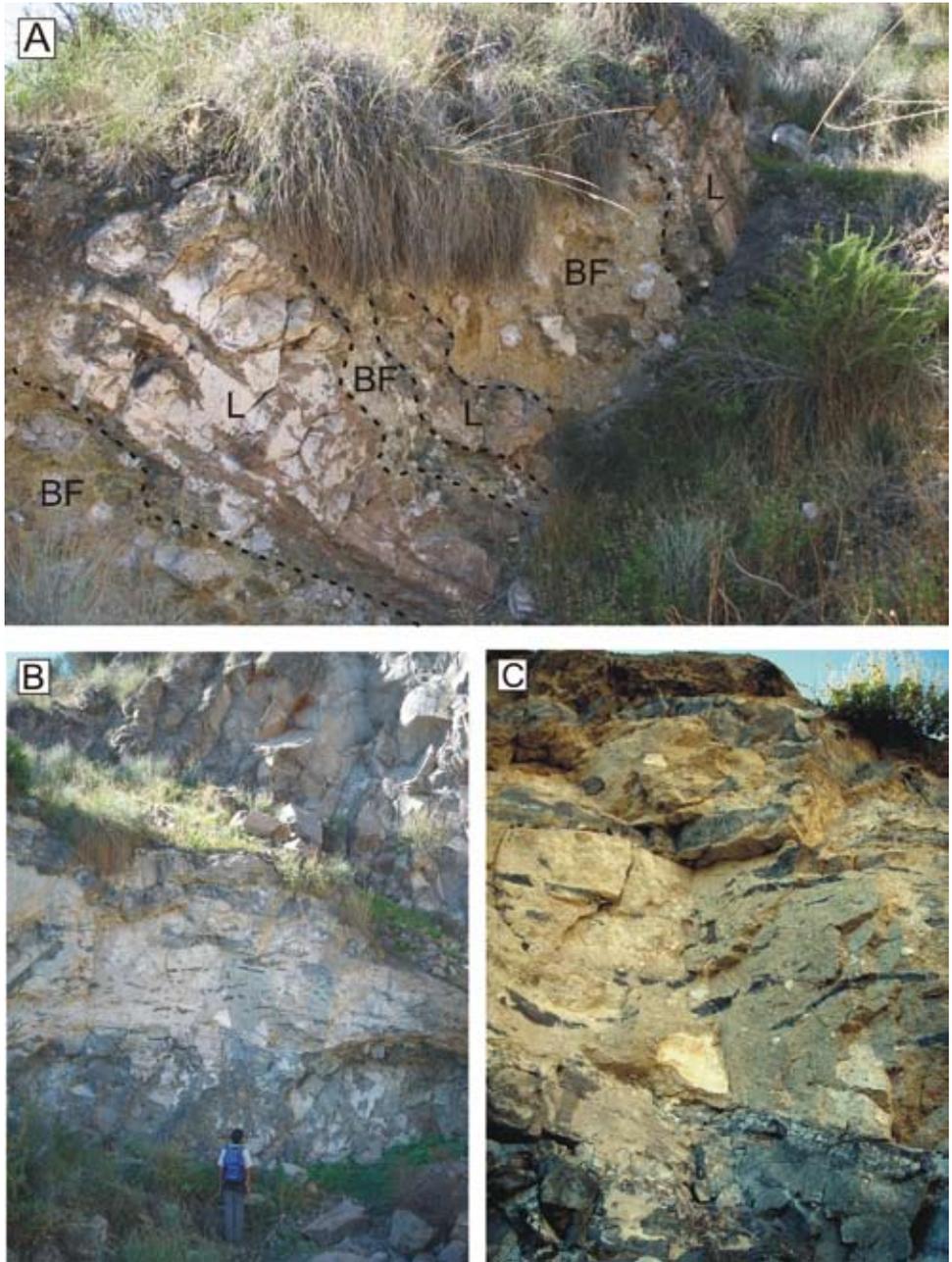
El domo lamproítico se encuentra casi completamente rodeado por una orla freatomagmática de una potencia inferior a 15 m (Fig. 2). Este cinturón está constituido por lo que denominamos complejo freatomagmático (brechas freatomagmáticas, brechas de contacto y lavas) que alcanza un mayor espesor cuando la roca encajante es la ritmita margoso-calcárea y menor, cuando la roca encajante es la caliza oncolítica. Incluso, se ha observado el contacto directo entre la lamproita y la caliza oncolítica.

El complejo freatomagmático fue erróneamente cartografiado en el Magna 868 (IGME, 1984) como margas amarillas y margocalizas del Jurásico superior.

Dentro del mismo podemos diferenciar varios tipos de facies (Figs. 7, 8 y 9):

a.- Brecha freatomagmática: es un tipo de brecha dispuesta en capas, generalmente sin granoselección, con espesor de escala métrica y variable lateralmente. Está compuesta mayoritariamente por piroclastos de tamaño lapilli y minoritariamente bombas, fragmentos procedentes de la roca volcánica y clastos procedentes de las rocas sedimentarias encajantes (Fig. 10). Las proporciones de roca volcánica y de material encajante son variables, lo que provoca cambios de coloración de la roca, más oscura cuando predomina el material volcánico. La matriz de la brecha está constituida por un material gris claro y blanco con granos de tamaño arena (<2 mm) procedentes de las rocas sedimentarias encajantes y de la roca volcánica (tanto piroclastos como fragmentos de lava de tamaño lapilli media a ceniza gruesa) (Fig. 10A).

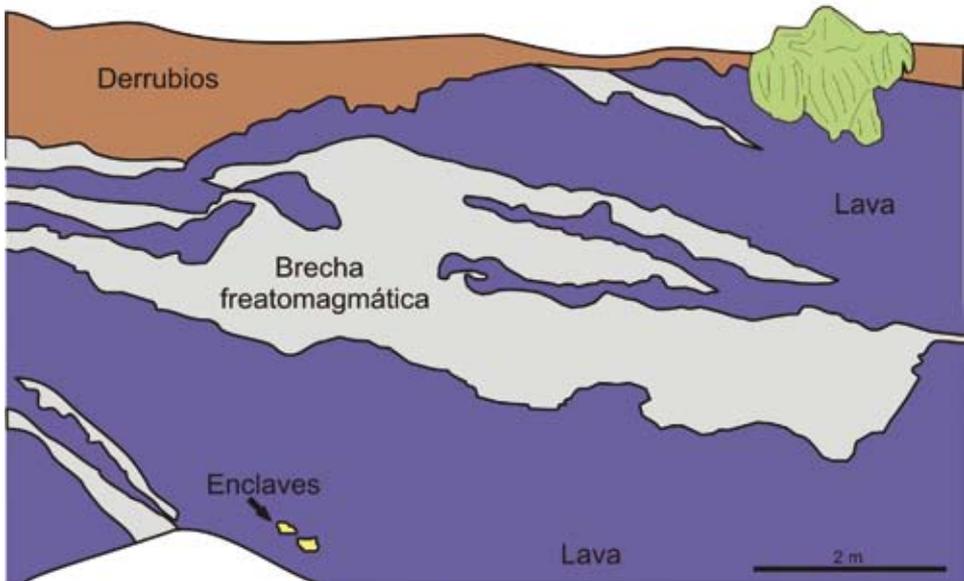
Los cantos blancos (Figs. 7C, 10B y 10C) presentan un tamaño variable, desde menos de 5 cm a casi un metro, y proceden de la roca sedimentaria encajante, por eso su composición es predominantemente carbonatada. Muchos piroclastos de tamaño lapillus y bomba muestran diversas texturas: desde fluidal con fenocristales de forsterita a escoriácea altamente vesicular. Existen piroclastos tanto redondeados como angulosos. Algunos, de gran tamaño y con textura fluidal, engloban a su vez material sedimentario (Fig. 10D).



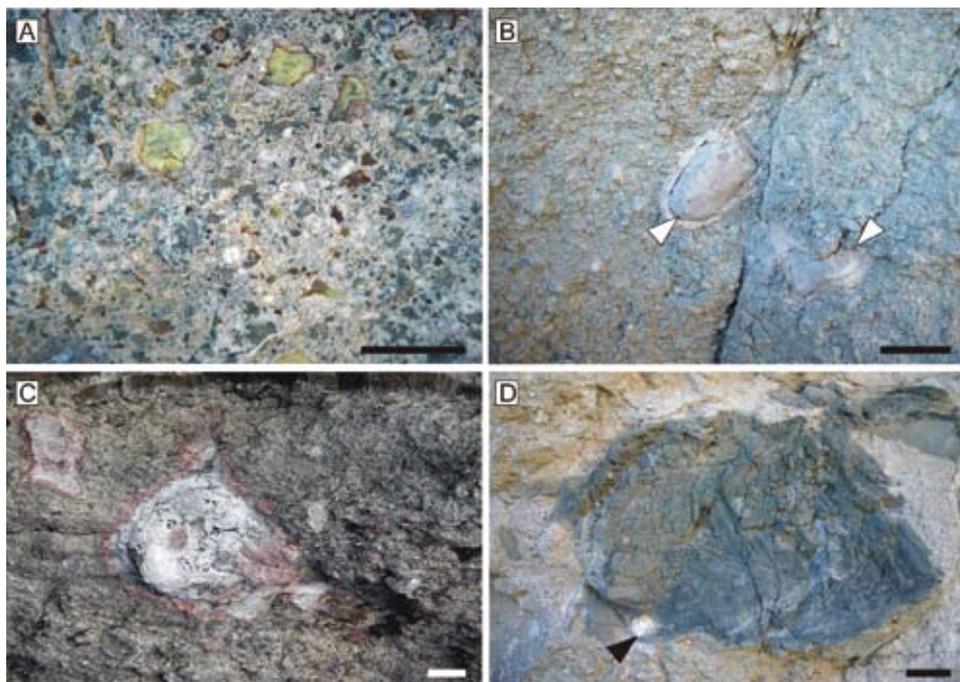
**Figura 7:** Complejo freatomagmático. A. Alternancia de lavas bandeadas estratiformes (L) y brechas freatomagmáticas (BF). B. De muro a techo: lavas masivas clastogénicas y lavas bandeadas, banco de brecha freatomagmática con intercalaciones estratiformes de lava y, finalmente, el domo cristalino lamprofítico. C. Brecha freatomagmática con cantos blancos y “peces” de lava estratiforme formando estructuras *flasser*.



**Figura 8:** Complejo freatomagmático. A. Brecha de contacto con cantos procedentes de las calizas masivas y dolomías del Jurásico medio. B. Brecha de contacto con cantos procedentes de las margocalizas del Jurásico superior.



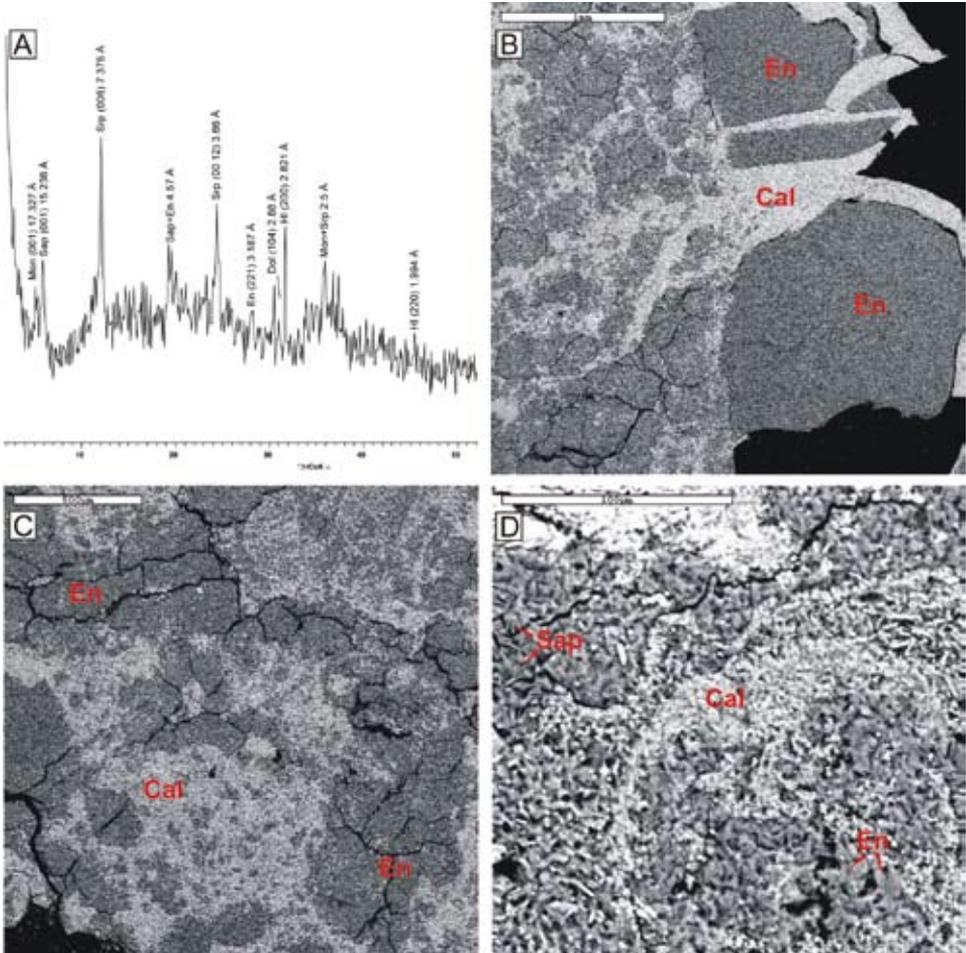
**Figura 9:** Intercalación de brecha freatomagmática con abundantes cantos blancos, lapilli moderadamente vesicular y bombas muy vesiculares entre paquetes de lavas masivas clastogenéticas y lavas bandeadas.



**Figura 10:** Diferentes aspectos de detalle del complejo freatomagmático. A. Detalle de la matriz de la brecha freatomagmática con granos carbonatados (blancos) de la roca de caja y lapilli moderadamente vesicular (granos grises). Los granos verdes corresponden a enstatita de la roca lamproítica. Escala=1 cm. B. Cantos blancos (flechas) con halos de alteración concéntrica embebidos en una matriz de lapilli y cenizas. Escala=5 cm. C. Fragmento de roca de caja (canto blanco) con halo de alteración concéntrico dentro de la brecha freatomagmática. Escala=1 cm. D. Bomba piroclástica moderadamente vesicular con apariencia fluidal incluida en la brecha freatomagmática. Nótese que en el borde inferior incorpora un canto blanco (flecha negra). Escala=10 cm.

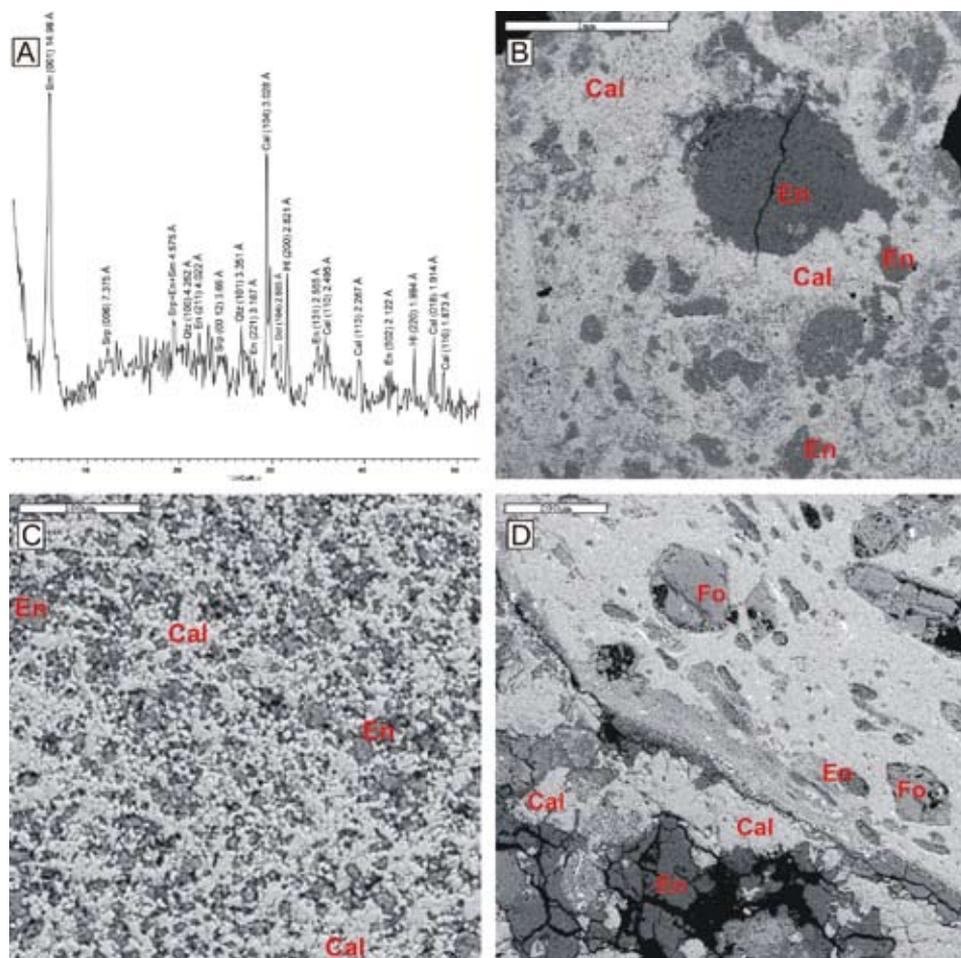
Desde el punto de vista mineralógico, se reconocen cristales que se han identificado a partir del análisis petrográfico y de SEM. Se trata de fenocristales de olivino forsterítico  $\text{Fe}_{0.16} \text{Mg}_{1.82} \text{SiO}_4$  y enstatita  $(\text{Si}_{1.89} \text{Al}_{0.20})\text{O}_4 (\text{Al}_{0.19} \text{Fe}_{0.11} \text{Mg}_{1.48} \text{Ti}_{0.01}) \text{Ca}_{0.15}$ , que presentan hábito hipidiomorfo o xenomorfo, aspecto alterado y que se hallan fracturados. Estos granos minerales se encuentran inmersos en una matriz de grano muy fino de naturaleza calcítica y con presencia, en menor proporción, de minerales de la arcilla (Figs. 11 y 12). El estudio por DRX ha permitido reconocer calcita, dolomita, enstatita, saponita (esmeclita magnésica a 15 Å), montmorillonita (pico a 17 Å) y politipos de la serpentina (antigorita y lizardita) (Figs. 11 y 12). En SEM, las fotos de electrones retrodispersados

(BSE images) muestran grandes cristales de piroxeno magnésico-cálcico (granos minerales de color verde), rodeados de carbonatos a modo de costra envolvente (Fig. 11B). El análisis por EDX de la matriz ha permitido



**Fig. 11.** Difractograma de rayos X (A) e imágenes de electrones retrodispersados correspondientes a la matriz de la brecha freatomagmática y más concretamente, a los nódulos blanco-verdosos (B y C) constituidos por un núcleo de composición enstatita y cuyos bordes son calcíticos. La imagen D muestra un detalle de la matriz próxima a estos nódulos, donde el tamaño de grano de enstatitas y calcitas es de pocas decenas de micrómetros. Se han identificado, además, esmectitas saponíticas pobremente cristalinas y del tamaño de pocos micrómetros. Se han empleado las abreviaturas minerales propuestas por Kretz (1983): En= Enstatita, Dol= Dolomita, Mon= Montmorillonita, Srp= Minerales del grupo de la serpiente, Sap= Saponita y Hl= Halita (patrón interno). Los análisis SEM/EDX realizados en la muestra han permitido identificar la naturaleza de las esmectitas (Mon y Sap).

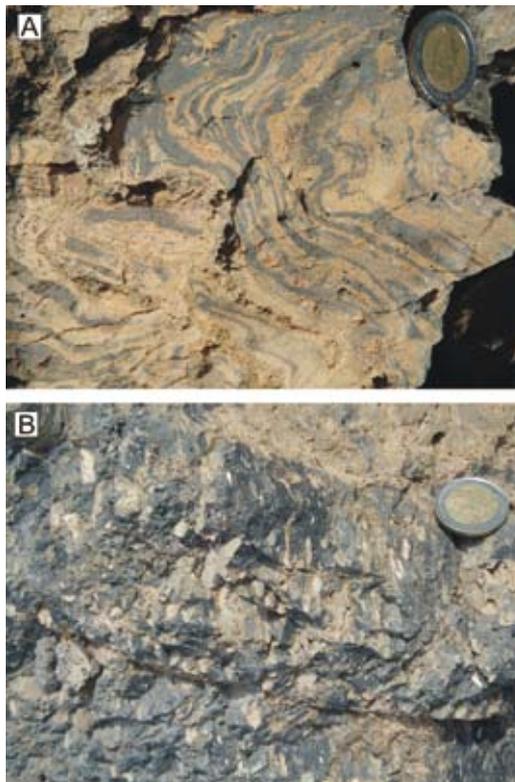
identificar esmectitas trioctaédricas:  $(\text{Si}_{3.38} \text{Al}_{0.62})\text{O}_{10} (\text{Fe}_{0.42} \text{Mg}_{2.54} \text{Ti}_{0.04})_{3.00} (\text{K}_{0.14} \text{Na}_{0.01} \text{Ca}_{0.20})_{0.35}$ , lo que es coherente con la identificación de saponita en el difractograma de polvo. En algunos análisis se ha identificado una esmectita aluminica rica en Ba.



**Fig.12.** Difractograma de rayos X (A) e imágenes de electrones retrodispersados correspondientes a la brecha freatomagmática con presencia de enstatita, calcita y cristales de más de  $100 \mu\text{m}$  de olivino forsterítico. Presumiblemente y en relación al difractograma correspondiente a esta muestra la matriz de grano fino entorno a los granos de olivino y enstatita debe de estar compuesta además de por calcita, por minerales del grupo de la serpentina y esmectitas trioctaédricas (Sap), sin embargo, el tamaño de grano tan fino de estos minerales ha limitado su identificación mediante microscopía electrónica de barrido. Se han empleado las abreviaturas minerales propuestas por Kretz (1983): Cal= Calcita, En= Enstatita, Dol= Dolomita, Qtz= Cuarzo, Srp= Minerales del grupo de la serpentina, Sm= Esmectita y Hl= Halita (patrón interno).

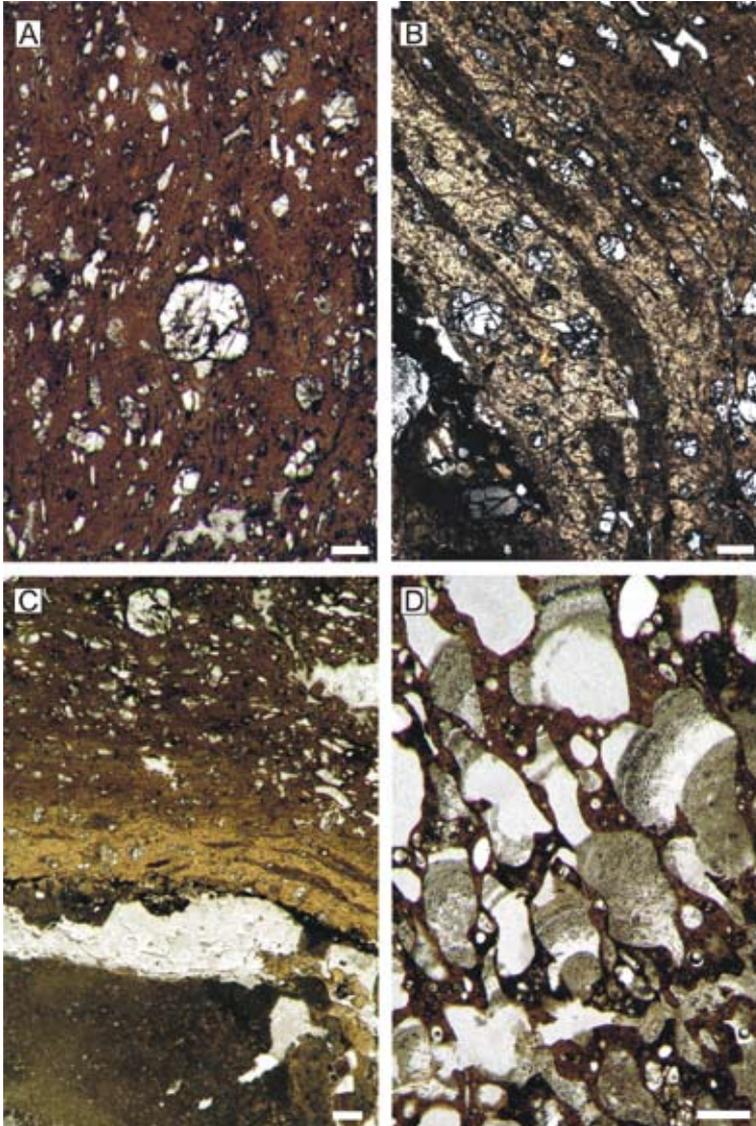
b.- Brecha de contacto: También denominada brecha de explosión, está constituida mayoritariamente por cantos de origen sedimentario y tamaño variable (1-30 cm) englobados en una matriz compuesta igualmente de material sedimentario (Fig. 8). La naturaleza de los cantos es variable y corresponde a los diferentes materiales que constituyen el encajante del cuerpo volcánico. La presencia de material de origen volcánico es anecdótica. En algunos casos, estas brechas están bien cementadas por material carbonatado. Aparecen fundamentalmente en el margen Oeste del volcán de Cancarix y llegan a alcanzar potencias de hasta 6 m.

c.- Lavas: Son intercalaciones de capas de escala métrica que no suelen superar los 3 metros de espesor y que se suelen acuñar lateralmente en pocos metros (Figs. 7 y 9). Su coloración es variable (gris, marrón o negro). A nivel macroscópico se observan lavas masivas (a veces clastogenéticas) en las que no se reconoce estratificación y lavas vesiculares bandeadas, más fluidales (Fig. 13). En el microscopio petrográfico, las lavas presentan



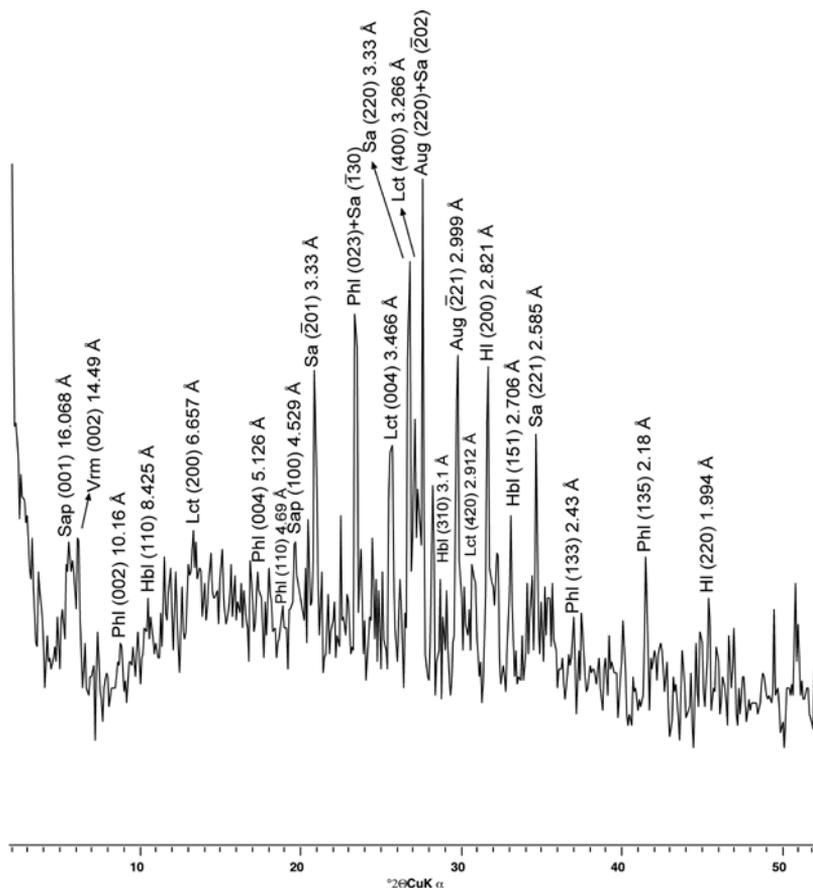
**Figura 13:** A. Lava bandeada de aspecto fluidal con vesículas de pequeño tamaño. B. Lava muy vesicular en la que algunas vesículas están rellenas de sanidina.

un aspecto fluidal, a veces laminado y en numerosas ocasiones tienen una textura vesicular variable, desde moderada a densa, con fenocristales de forsterita (olivino magnésico) (Fig. 14). En las lavas más vesiculares



**Figura 14:** Imágenes de microscopio petrográfico de las lavas. A y B. Lava porfírica con aspecto fluidal, con fenocristales de olivino forsterítico y flogopita en una masa vítrea de color marrón. C. Lava vesicular con rellenos de sanidina. D. Lava vesicular laminada con fenocristales de olivino forsterítico. Escala=1 mm.

aparecen vesículas elongadas de varios milímetros de longitud (Figs. 13A y 14D). El análisis de DRX de uno de los niveles de lava intercalados en la brecha freatomagmática ha permitido establecer la siguiente asociación mineral: flogopita, sanidina, leucita, anfíboles calcosódicos, piroxeno augítico, esmectita trioctaédrica (probablemente saponita) y vermiculita (Fig. 15).



**Figura 15:** Difractograma de rayos X correspondiente a roca volcánica parcialmente alterada. Se han empleado las abreviaturas minerales propuestas por Kretz (1983): Aug= Augita, Hbl= Hornblenda, Lct= Leucita, Phl= Flogopita, Sa= Sanidina, Sap= Saponita, Vrm= Vermiculita, HI= Halita (patrón interno).

La brecha freatomagmática y las lavas intercaladas buzanan siempre hacia el interior del domo lamproítico entre 20 y 30°. Los buzamientos son mayores en el borde Suroeste.

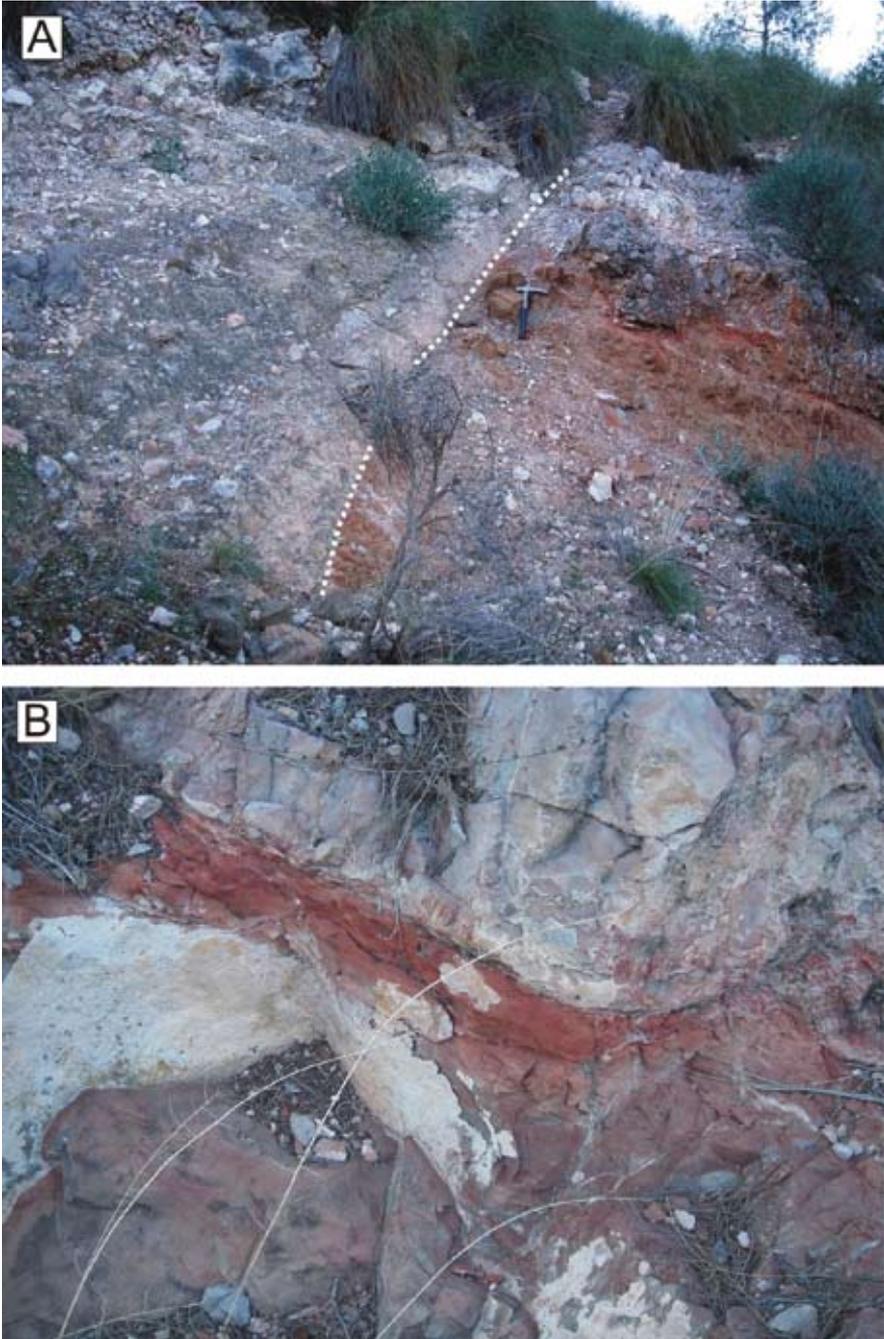
## 4. INTERACCIONES DEL CUERPO VOLCÁNICO CON LA ROCA CAJA

A continuación se exponen las principales observaciones mineralógicas, composicionales y texturales relativas al efecto que el emplazamiento del cuerpo volcánico produjo en la ritmita margoso-calcárea y las calizas oncolíticas. Además, se describen los cantos blancos de la brecha freatomagmática, ya que son fragmentos de la roca de caja que acabaron incorporados a la brecha, y los enclaves, término que se ha empleado para referirse a fragmentos del encajante dentro de las lamproitas.

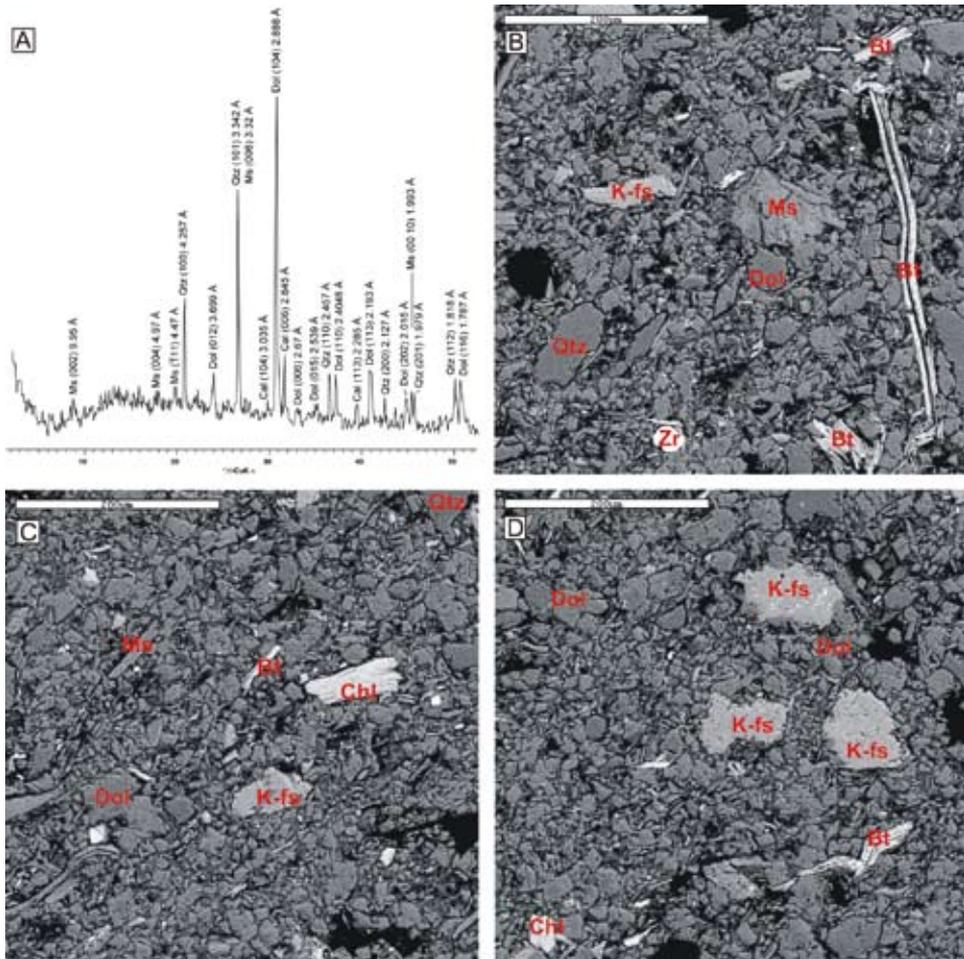
### 4.1. Ritmita margoso-calcárea

La ritmita margoso calcárea ha sido muestreada en distintos puntos. Con el fin de detectar el posible efecto que el emplazamiento del cuerpo volcánico pudo provocar en esta, se han tomado muestras de carácter margoso a distintas distancias del contacto (desde pocos cm a más de 20 m) además de una última muestra, que se ha tomado muy alejada al contacto para usarla como referencia. Este muestreo se ha realizado a lo largo de una misma intercalación margosa para minimizar las fluctuaciones composicionales debidas a variaciones estratigráficas. Las muestras más próximas al contacto presentan colores rojizos intensos (Fig. 16) mientras que las más alejadas se caracterizan por tonalidades blanco-amarillentas.

El estudio por DRX de las margas próximas al complejo freatomagmático, pone de manifiesto que son materiales constituidos esencialmente por carbonatos (Fig. 17A). La dolomita es mayoritaria frente a la calcita presente en menor proporción. Además, se ha identificado cuarzo y filosilicatos, fundamentalmente micas (moscovita y biotita), clorita, caolinita y esmectitas. La presencia de caolinita y esmectita se ha corroborado por DRX mediante el tratamiento de las muestras con DMSO. En general, el alto contenido en carbonatos ha sido un factor limitante a la hora de identificar filosilicatos en las margas. En cualquier caso, la distancia al material volcánico no parece haber provocado diferencias mineralógicas significativas en los primeros 25 m de ritmita margoso-calcárea que rodea al material volcánico y freatomagmático. Sin embargo, la marga de referencia esta compuesta fundamentalmente por calcita, mientras que la proporción de dolomita es muy inferior. En cuanto a silicatos, también presenta cuarzo y, aunque en escasa proporción, minerales de la arcilla (micas, caolinita y alguna fase esmectítica).



**Figura 16:** A. Contacto entre el complejo freatomagmático (izquierda) y la ritmita margoso-calcareá (derecha), que adquiere una tonalidad rojiza. B. Detalle de un nivel margocalizo próximo al contacto con el complejo freatomagmático.



**Figura 17:** Difractograma de rayos X (A) e imágenes de electrones retrodispersados correspondientes a la ritmita margoso-calcárea constituida esencialmente por dolomita, calcita en menor proporción y minerales detríticos, fundamentalmente cuarzo (Qtz), feldespato potásico (K-Fs) y filosilicatos (Bt= Biotita, Ms= Moscovita y Chl= Clorita). Zr= Zircón.

Una de las margas, situada a 1.5 m del contacto ha sido estudiada en el SEM. Las imágenes de electrones retrodispersados (Figs. 17B-D) muestran una roca constituida fundamentalmente por cristales angulosos de dolomita del orden de las decenas de micras y silicatos de apariencia detrítica: feldespatos potásicos con inclusiones de rutilo en algunos casos,

cuarzo, micas (moscovitas y biotitas), cloritas chamosíticas (Fe>Mg), zircones y en algunos huecos caolinitas de muy pequeño tamaño de grano.

Los resultados obtenidos por FRX e ICP-masas de dos de las margas (a 90 cm y a 8 m del contacto), en comparación con los de la marga de referencia, muestran diferencias claramente coherentes con la mineralogía detectada (Tabla 1). El contenido en Mg es mayor en las primeras, lo que justifica la presencia de dolomita, pero además, el hecho de que estas margas presenten en mayor abundancia el carbonato Ca-Mg en lugar de calcita puede deberse a la proximidad del cuerpo volcánico lamproítico, muy rico en Mg. No en vano, existe una gradación de este elemento desde las lamproitas hacia las margas, con la brecha freatomagmática entre ambas (ver Tabla 1). Esta tendencia de disminución de la proporción es paralela a la de otros elementos como el Ni, Rb, Cs, Ba, U, Th, Be, Cr, Zr y Co, entre otros (Tablas 1 y 2).

Tabla 1. Contenidos de elementos mayoritarios (% en peso).					
	Lamproita	Brecha FM	Marga 90 cm	Marga 8 m	Marga 40 m
<b>SiO<sub>2</sub></b>	38.56	24.48	16.66	32.13	12.58
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	5.85	7.39	5.19	7.17	4.28
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	3.44	2.42	1.76	2.13	1.41
<b>MnO</b>	0.051	0.028	0.02	0.031	0.016
<b>MgO</b>	14.97	21.25	14.94	10.75	2.43
<b>CaO</b>	12.1	33.49	23.89	17.76	41.46
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.51	0.3	0.07	0.16	0.07
<b>K<sub>2</sub>O</b>	2.4	1.17	1.47	2.05	0.86
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.951	0.348	0.251	0.393	0.168
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0.58	0.16	0.12	0.07	0.04
<b>P.C.</b>	-	8.52	27.18	27	26.23

**Tabla 1:** Elementos mayoritarios (% en peso).

Tabla 2. Contenidos de elementos traza (ppm).					
	Lamproita	Brecha FM	Marga 90 cm	Marga 8 m	Marga 40 m
<b>Sc</b>	8	6	4	6	4
<b>Be</b>	11	3	2	2	1
<b>V</b>	51	55	41	55	31
<b>Cr</b>	400	50	30	30	30
<b>Co</b>	22	3	2	5	< 1
<b>Ni</b>	390	80	70	< 20	20
<b>Cu</b>	20	30	10	< 10	20
<b>Zn</b>	70	30	40	30	< 30
<b>Ga</b>	12	12	9	9	6
<b>Ge</b>	1.2	0.9	0.9	0.7	< 0.5
<b>As</b>	65	5	5	< 5	< 5
<b>Rb</b>	150	94	87	100	51
<b>Sr</b>	486	184	131	121	390
<b>Y</b>	17.3	22	15.5	20.9	10.6
<b>Zr</b>	501	110	80	118	44
<b>Nb</b>	24.1	7.4	5.1	7.4	3.8
<b>Sn</b>	8	3	2	3	1
<b>Sb</b>	5.9	0.5	3.7	7.3	0.5
<b>Cs</b>	27.3	12.1	18.5	15.5	4.6
<b>Ba</b>	537	265	189	218	108
<b>La</b>	61.5	26.3	17.9	23.3	12.4
<b>Ce</b>	164	43.8	30.1	44.7	18.7
<b>Pr</b>	23.3	5.17	3.46	5.46	2.25
<b>Nd</b>	88.1	19	12.8	18.2	8.11
<b>Sm</b>	19.5	4.06	2.75	3.8	1.77
<b>Eu</b>	3.18	0.803	0.559	0.76	0.364
<b>Gd</b>	10.1	3.39	2.39	3.52	1.52
<b>Tb</b>	0.91	0.56	0.37	0.57	0.25
<b>Dy</b>	3.65	3.08	2.1	3.07	1.47
<b>Ho</b>	0.57	0.61	0.41	0.57	0.29
<b>Er</b>	1.48	1.79	1.22	1.64	0.84
<b>Tm</b>	0.209	0.26	0.182	0.242	0.12
<b>Yb</b>	1.22	1.56	1.15	1.57	0.71
<b>Lu</b>	0.173	0.227	0.16	0.238	0.101
<b>Hf</b>	14.7	2.8	2	3.1	1.1
<b>Ta</b>	2.03	0.79	0.53	0.8	0.34
<b>W</b>	3.2	5.3	3.8	3.6	1
<b>Tl</b>	0.85	0.43	0.67	0.79	0.26
<b>Pb</b>	31	6	7	7	7
<b>Th</b>	65.2	7.66	5.11	6.93	3.48
<b>U</b>	12.2	3.96	2.69	2.54	2.18

**Tabla 2:** Elementos traza (ppm).

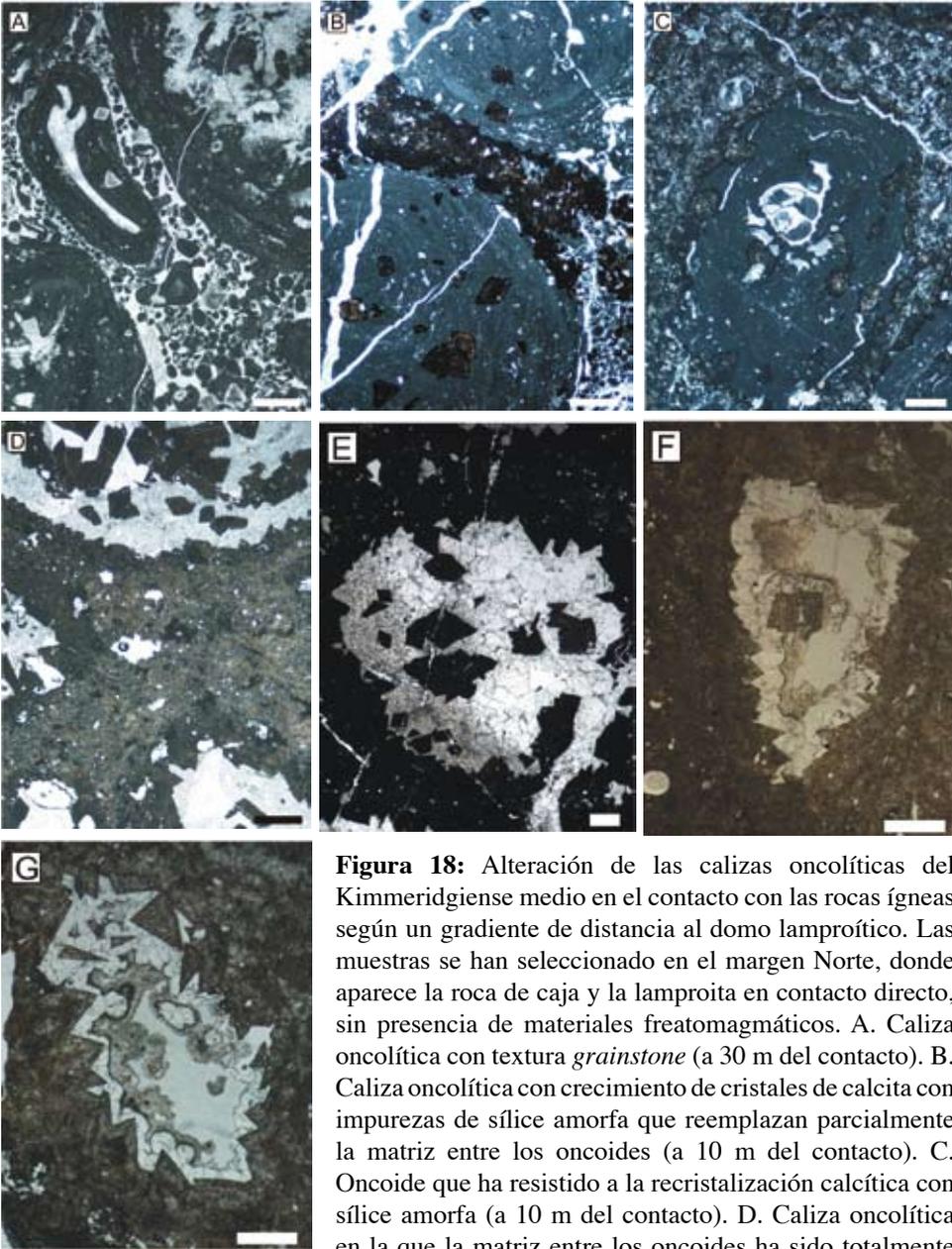
## 4.2. Caliza oncolítica

Las diferencias texturales que muestran las calizas oncolíticas en relación al contacto con las lamproitas varían según un gradiente de proximidad al edificio volcánico. A una distancia superior a 30 m las calizas oncolíticas no muestran signos aparentes de alteración (Fig. 18A). A partir de ahí se observa un incremento progresivo de núcleos de pequeños cristales romboédricos en la matriz esparítica original. Estos cristales, en muestra de mano, son de color blanco, mientras que en lámina delgada presentan colores desde crema a marrón oscuro y su aspecto es alterado, siendo más oscuros en los bordes. El difractograma de rayos X de polvo muestra la presencia, fundamentalmente, de calcita. El análisis de SEM de estos cristales romboédricos indica que es un carbonato en solución sólida calcita-dolomita (zonas claras) en la que la proporción de Mg nunca es mayor que la de Ca. En estos cristales aparecen zonas más oscuras, cuyos análisis indican la presencia de Si. El incremento de la opacidad de los cristales romboédricos conforme aumenta el contenido en Si sugiere la presencia de sílice amorfa. También se han localizado esmectitas magnésicas de tamaño de grano muy fino.

A menos de 30 m de distancia del contacto con las lamproitas aparecen los primeros cristales, cuyo crecimiento se produce a favor de la calcita esparítica de la matriz (Figs. 18B y C). Se trata de pequeños cristales dispersos en la matriz *grainstone*. Los ooides y peloides que se encuentran inmersos en la matriz esparítica son respetados por el crecimiento de los nuevos cristales.

A 5 m del contacto con las lamproitas, estos cristales forman una masa continua entre los oncoides (Fig. 18D). Los granos de menor tamaño, como ooides y peloides, han sido consumidos por el crecimiento de los nuevos cristales. Estos cristales son ahora más grandes y de color más oscuro en lámina delgada debido al incremento en sílice amorfa, mientras que en muestra de mano son de color blanco intenso. La disolución – cristalización avanza por la matriz esparítica y micrítica, mientras que los oncoides se conservan como relictos resistentes al avance de la misma debido a su menor porosidad y a la presencia en estos de capas concéntricas de carbonato de grano fino, que parecen actuar a modo de barrera. En cualquier caso, algunos de estos cristales idiomorfos crecen aislados en el interior de los oncoides. Estos minerales aparecen en algunas muestras parcialmente alterados y sus bordes presentan, en ocasiones, corrosión.

En el contacto entre la lamproita y la caliza oncolítica, toda la matriz y los bordes de los oncoides han sido reemplazados (Figs. 18E-G), mientras



**Figura 18:** Alteración de las calizas oncolíticas del Kimmeridgiense medio en el contacto con las rocas ígneas según un gradiente de distancia al domo lamproítico. Las muestras se han seleccionado en el margen Norte, donde aparece la roca de caja y la lamproita en contacto directo, sin presencia de materiales freatomagmáticos. A. Caliza oncolítica con textura *grainstone* (a 30 m del contacto). B. Caliza oncolítica con crecimiento de cristales de calcita con impurezas de sílice amorfa que reemplazan parcialmente la matriz entre los oncoides (a 10 m del contacto). C. Oncóide que ha resistido a la recristalización calcítica con sílice amorfa (a 10 m del contacto). D. Caliza oncolítica en la que la matriz entre los oncoides ha sido totalmente recristalizada por calcita con sílice amorfa. Los oncoides

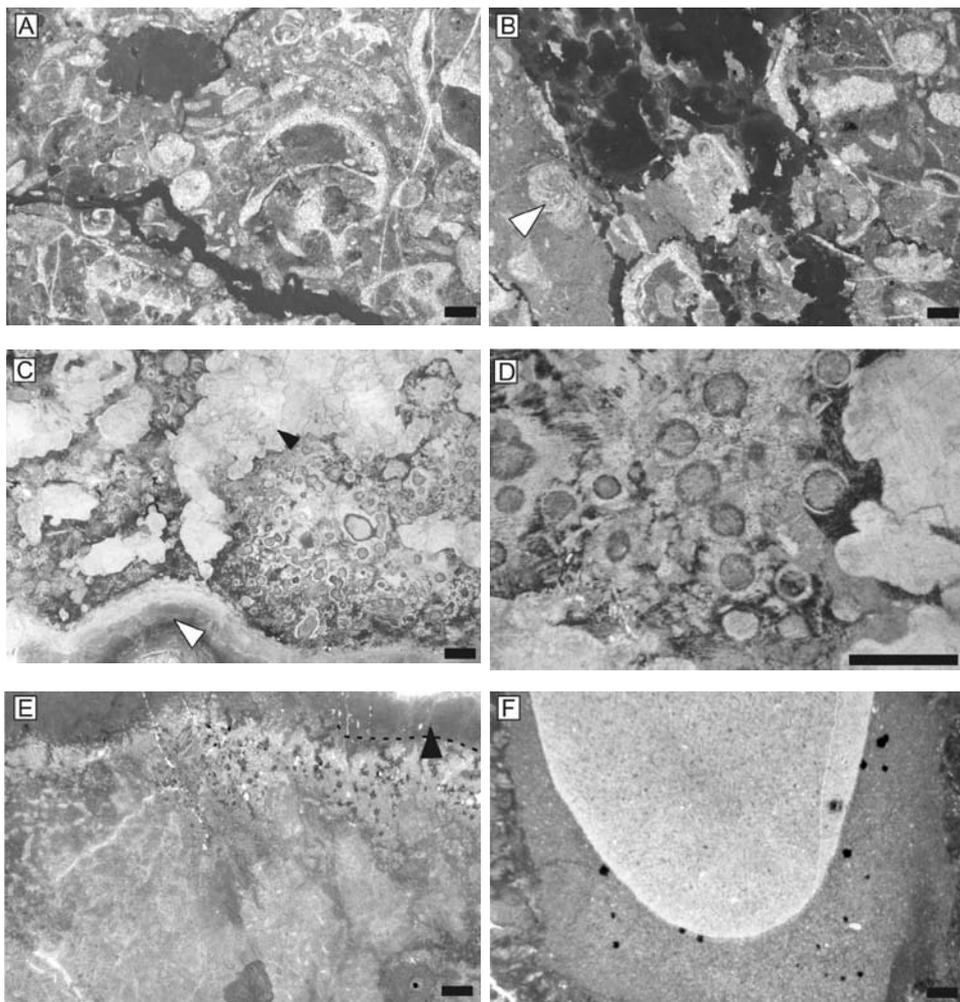
han sido posteriormente recristalizados por calcita observándose, aunque débilmente, la laminación oncolítica (a 5 m del contacto). E. Caliza oncolítica con dos fases de recristalización, la primera afectando a la matriz entre oncoides y la segunda, afectando a los propios oncoides (a 20 cm del contacto). F y G. Caliza oncolítica metamorfozada con total reemplazamiento de la matriz entre oncoides y posterior disolución de los oncoides en los que ha crecido calcita a modo de geoda (a 20 cm del contacto). Escala=1 mm.

que el interior de los oncoides muestra una recristalización en calcita esparítica xenomórfica y sólo en escasas ocasiones se insinúa la laminación oncolítica original (oncoides micritizados).

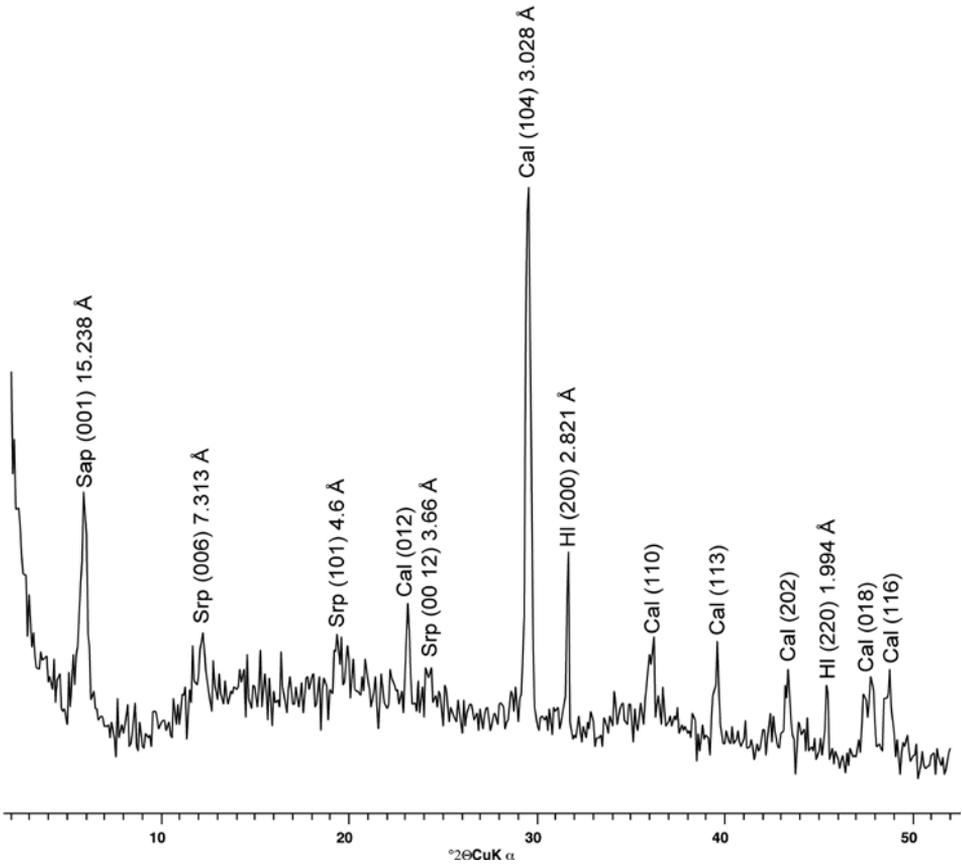
### 4.3. Cantos blancos de la brecha freatomagmática

Son cantos que se encuentran en el interior del complejo freatomagmático y, concretamente, en la brecha freatomagmática más piroclástica (Figs. 10B y C). Se trata de fragmentos de la roca de caja, es decir, carbonatos que han sufrido distintos grados de alteración dependiendo de la temperatura a la que han estado sometidos, así como de la naturaleza de la roca de la que proceden. Existen cantos blancos procedentes de las calizas masivas y dolomías del Jurásico medio, de las ritmita margoso-calcárea del Oxfordiense superior-Kimmeridgiense inferior y de la caliza oncolítica del Kimmeridgiense medio. La porosidad, el contenido inicial en agua, la presencia de filosilicatos (en las margas y margocalizas) y el tamaño del canto son factores que condicionaron su textura final. Algunos cantos blancos muy carbonatados presentan una clara recristalización y han perdido cualquier rasgo de la fábrica inicial. En otros, el grado de recristalización ha sido menor y aún se diferencia la fábrica inicial e, incluso, algunos microfósiles (Figs. 19A y B). Sus tamaños son muy variables y oscilan desde pocos centímetros hasta 1 m.

Muchos de los cantos blancos procedentes de la ritmita margoso-calcárea se caracterizan por su baja densidad y una diferenciación concéntrica en cuanto a coloración y textura, la cual puede denominarse halo de alteración (Figs. 19C-F). El análisis con microscopio petrográfico y SEM pone de manifiesto una textura difusa en bolas con cristales de calcita (Figs. 19C y D). Los difractogramas de rayos-X indican que los cantos de las calizas margosas están constituidos básicamente por calcita, además de minerales de la arcilla: esmectitas trioctaédricas y minerales del grupo de la serpentina, probablemente lizardita (Fig. 20). Pero en el SEM sólo se ha identificado calcita, aunque como sucede con las calizas oncolíticas alteradas descritas en el apartado anterior, siempre hay algo de Si y el total de los huecos ocupados por el Ca no llega a 1 a.f.u. (átomos por fórmula unidad) si no que oscila entre 0.7-0.8 a.f.u.. De esto se deduce la posible contaminación por sílice amorfa y la posibilidad de que los bordes de estos cantos blancos presenten residuos de CaO como producto de procesos de calcinación. Otros cantos blancos, con gradación concéntrica, presentan la misma mineralogía, pero su aspecto es terroso y no se observan claramente los cristales de calcita (Fig. 19E-F).



**Figura 19:** Diferentes microfacies observadas en los cantos blancos. A y B. Calizas parcialmente recrystalizadas que conservan aún el aspecto original, donde se pueden diferenciar bioclastos como gasterópodos y foraminíferos (flecha). C y D. Canto de caliza margosa con halo de alteración concéntrica (flecha) y un núcleo con dos partes bien diferenciadas: una zona de recrystalización de calcita y otra de formas botroidales relacionada con el proceso de calcinación. E. Canto blanco de caliza margosa con halo de alteración (flecha) con pequeños canales que pueden relacionarse con el escape de fluidos de los poros de la microfacies inicial. F. Canto blanco de margocaliza con clara zonación. Escala=1 mm.



**Figura 20:** Difractograma de rayos X de los cantos blancos de la brecha freatomagmática. Cal= Calcita, Sap= Saponita, Srp= Serpentina, HI= Halita (patrón interno).

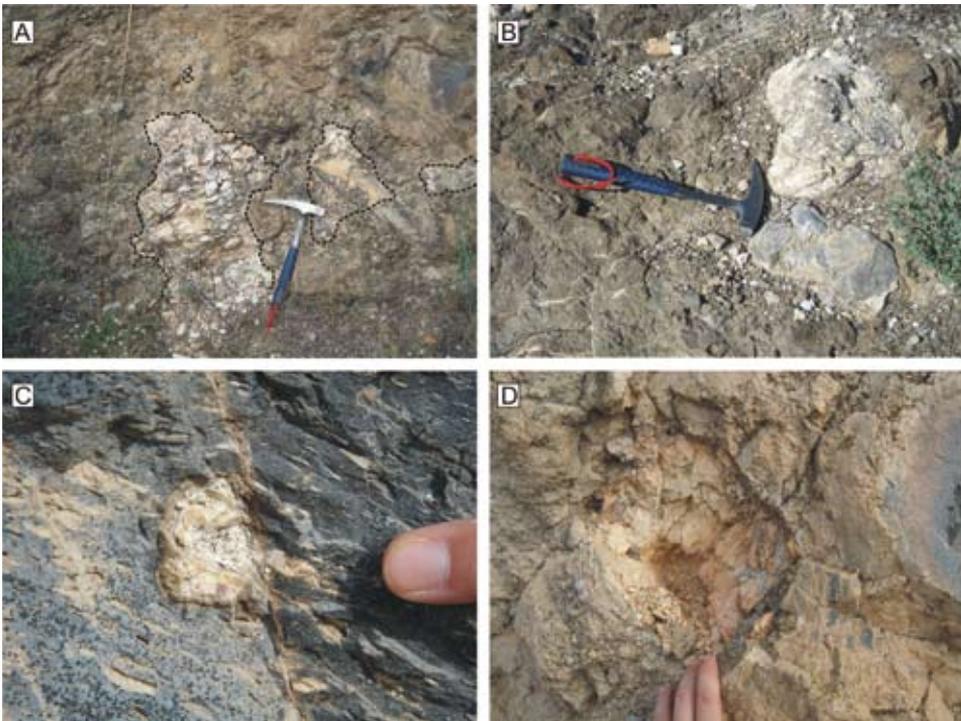
Los cantos procedentes de la caliza oncolítica del Kimmeridgiense medio presentan los mismos rasgos que se han descrito para estas rocas en contacto directo con las lamproitas en el margen Norte del afloramiento principal.

La matriz de la brecha freatomagmática, con tamaño de grano arena, en la que se entremezclan granos de origen volcánico y sedimentario, es donde se observan más interacciones y transformaciones mineralógicas. Las esmectitas son productos típicos de los procesos de alteración hidrotermal y ya que las lamproitas son rocas con un alto contenido en Mg, el desarrollo de saponita (esmectita trioctaédrica) en la brecha freatomagmática es congruente con el contexto planteado.

#### 4.4. Enclaves

Al igual que en el caso de los cantos blancos en la brecha freatomagmática, se pueden diferenciar enclaves de distinta naturaleza en el complejo lamproítico. Cabe destacar dos tipos principales de enclaves: los procedentes de las calizas masivas y dolomías del Jurásico medio y los enclaves procedentes de los niveles margocalizos del Oxfordiense superior-Kimmeridgiense inferior (Fig. 21).

En el caso de los enclaves de calizas masivas y dolomías, estos presentan una fuerte recrystalización y, externamente, su aspecto es brechoide y muchos clastos muestran texturas *jigsaw-fit* (Figs. 21A-C). Sin embargo, composicionalmente sólo presentan un enriquecimiento variable en sílice amorfa.



**Figura 21:** Enclaves. A y B. Enclaves dentro del domo cristalino lamproítico de las calizas masivas y dolomías del Jurásico medio, que posiblemente formaron parte previamente de una brecha de contacto o explosión. C. Enclave de caliza en una capa de lava vesicular. D. Enclave de margocaliza en el interior de lavas masivas vesiculares.

## 5. TECTÓNICA

### 5.1. Rasgos estructurales del sector estudiado

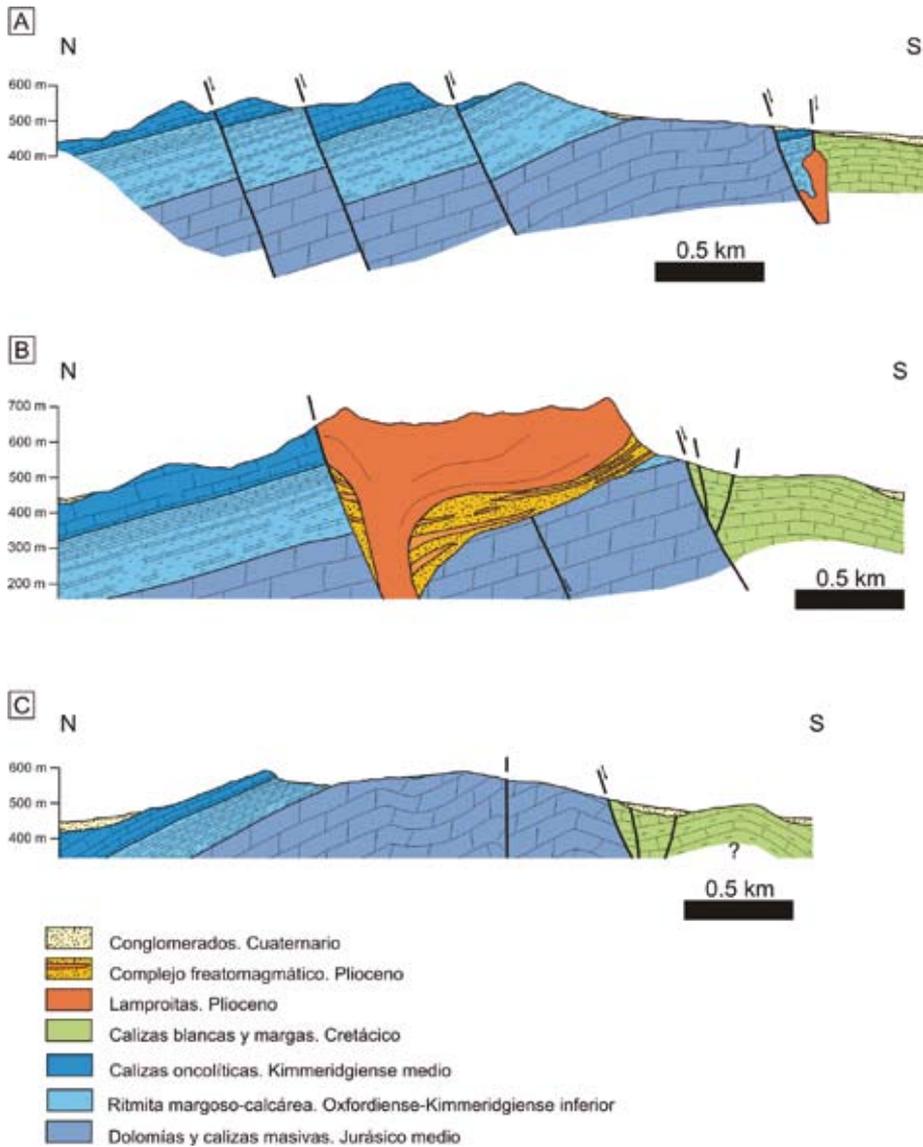
El volcán de Cancarix está situado aproximadamente en el centro de la Sierra de las Cabras (Fig. 2). Esta sierra se encuentra marcada por varias crestas elongadas en la dirección NE-SO y una meseta elíptica que corresponde al domo extrusivo principal de salida de lava masiva sobre los materiales piroclásticos y freatomagmáticos. Las cartografías existentes (IGME, 1984; Seghedi y cols., 2007), muestran las estructuras volcánicas aflorantes completamente discordantes sobre el resto de las formaciones sedimentarias y estructuras tectónicas. Sin embargo, del análisis de detalle realizado en campo y la cartografía resultante (Fig. 2) se desprende que existe relación entre varias estructuras y la orientación y distribución de diversos elementos del edificio volcánico.

La Sierra de las Cabras está formada por un anticlinal suave o pequeño anticlinorio de dirección aproximada N 080° E, con cierre perianticlinal hacia el OSO, que pliega a la secuencia sedimentaria jurásica y cretácica y cuyos núcleos afloran exclusivamente al S y SO del volcán. En este sector (Figs. 2 y 22) pueden definirse tres crestas anticlinales, dos al Norte, en donde afloran las calizas masivas y dolomías del Jurásico medio y una al Sur, sobre materiales del Cretácico.

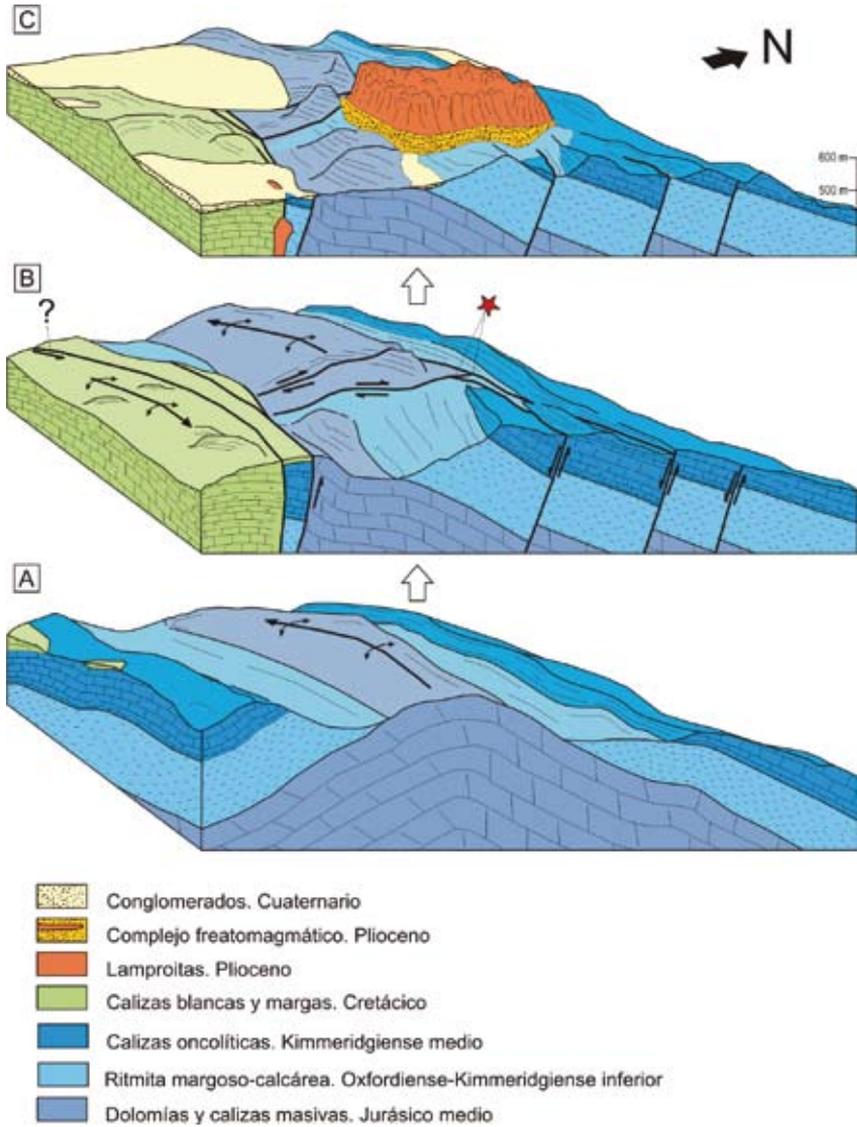
Los materiales plegados están afectados por un juego de fallas normales de dirección N 070-090° E y alto ángulo que buzando hacia el Sur, aunque existe alguna conjugada (Figs. 2 y 22). La observación de estas fallas está dificultada por derrubios, por lo que no se ha podido determinar de forma directa su buzamiento; no obstante, son deducibles cartográficamente y es posible ver brechas de falla y pequeños planos satélites con estrías que confirman su presencia y régimen de las mismas.

El sistema de fallas delimita al Este del volcán hasta tres bloques principales todos buzando entre 10° y 30° al Norte, lo que parece configurar un “sistema de fichas de dominó”. Sin embargo, si comparamos con los buzamientos observados en la ladera Oeste del volcán, donde buzamientos similares son atribuibles al plegamiento, es más pausable que las fallas hundan el flanco Norte y el núcleo del anticlinorio que forma la Sierra de las Cabras, tal y como muestra el corte geológico y los bloques diagramas de las Figuras 22 y 23. En cualquier caso, el salto vertical de estas fallas no debe superar algunas decenas de metros.

Al Sur del volcán, las fallas normales se agrupan en una zona de fracturas de varias decenas de metros de espesor, que hunde los materiales



**Figura 22:** Cortes geológicos que ilustran la estructura tectónica de la Sierra de las Cabras. A. Corte al Este del volcán de Cancarix. B. Corte que atraviesa el volcán de Cancarix. C. Corte al Oeste del volcán de Cancarix. Localización de los cortes en la Figura 2.



**Figura 23:** Bloques diagramas interpretativos de la evolución tectónica de la Sierra de las Cabras con una primera fase de plegamiento de los materiales mesozoicos del Prebético (A), una segunda fase extensional con desarrollo de fallas de gran profundidad en algunos casos (B) y una última fase de emisión de lava a favor del sistema de fracturas extensionales (C).

del Cretácico. Esta zona de falla, cubierta parcialmente por derrubios y otros depósitos cuaternarios, puede prolongarse hacia el Este, en donde se observan retazos de los términos más altos de la secuencia Jurásica (calizas oncolíticas del Kimmeridgiense medio) en el bloque de techo parcialmente cubierto por los sedimentos pliocuaternarios. El salto vertical mínimo estimable de esta zona de falla es igual a la potencia de la caliza grumosa del Oxfordiense medio y la ritmita margoso-calcárea del Oxfordiense superior-Kimmeridgiense inferior, más la potencia de las calizas oncolíticas del Kimmeridgiense medio, es decir unos 200 metros. Próximo al trazado de esta zona de falla se encuentra el pequeño afloramiento Sur de rocas volcánicas.

Además de los sistemas de fallas normales, aparecen al Suroeste del volcán al menos dos fallas, probablemente con una componente principal de salto en dirección. El sentido de transporte, deducido cartográficamente, es dextro y la magnitud del salto horizontal podría alcanzar los 100 m en la falla principal. Aunque las condiciones de afloramiento y el desarrollo de estructuras asociadas a las fallas son escasas, la distribución cartográfica sugiere que las fallas de salto en dirección y las de régimen normal son coetáneas. Las fallas de salto en dirección limitan dos zonas: la del Este, con un sistema de fallas normales que desplazan el flanco Norte del anticlinorio y la del Oeste, donde el pliegue permanece conservado. Esto sugiere que las fallas de salto en dirección actúan como “tranfers” o rampas laterales del mini-sistema extensional al Este del volcán. Las escasas estrías observadas (Fig. 2) de dirección  $30^\circ$  N  $190^\circ$ , son congruentes con este modelo. Al Sur, la extensión se hace más intensa, como confirma la omisión de al menos 200 metros de roca y eso hace que la zona de falla normal amplíe su trazado y llegue a cortar al menos a una de las rampas laterales.

Una cronología relativa de la génesis de las estructuras comenzaría con el plegamiento, en principio sin relación con la intrusión volcánica, pues no parece condicionarla en modo alguno. A continuación, una etapa extensional dio lugar al fallamiento. La relación entre las fallas, considerándolas entre sí coetáneas, como se ha analizado anteriormente y el volcán es más ambigua. No se observa que el volcán esté fallado o al menos limitado netamente por alguna falla, por lo que podría decirse que es posterior al fallamiento. Sin embargo, el edificio volcánico separa los dos subdominios estructurales, el mini-sistema extensional de fallas normales y el pliegue anticlinorio, que se instala sobre la prolongación de las fallas de salto en dirección. Además, el pequeño afloramiento volcánico secundario se sitúa próximo a la zona de falla al Sur del cuerpo principal. Es decir, los afloramientos volcánicos parecen estar determinados por la distribución de las fallas.

Por tanto, permanece sin resolverse si las fallas son anteriores o simultáneas al vulcanismo. Unas fallas preexistentes, aunque inactivas, podrían condicionar el lugar de debilidad por donde pudieran salir los fluidos volcánicos. De igual forma, la actividad de las fallas podría favorecer la génesis de conductos que indujesen el comienzo del ascenso del magma, aunque finalmente los materiales volcánicos sellaran la traza superficial de las mismas. Por último, es posible una situación intermedia, en la que fallas preexistentes se vieran reactivadas en cierta forma por la actividad magmática.

El análisis de cualquiera de estas soluciones, en el ámbito del afloramiento, requeriría una datación más precisa de los procesos, lo que escapa de este estudio. Sin embargo, la relación entre tectónica y vulcanismo tiene una gran importancia a escala regional y será discutido a continuación.

## **5.2. Estructura del volcán**

Aunque en el apartado 3.2 se han descrito las rocas volcánicas y las estructuras que le son propias (disyunción columnar, brechas, etc.), conviene resaltar ahora algunas de las relaciones geométricas que son indicativas del modo de extrusión de los productos volcánicos.

Se han observado y analizado tres tipos de datos estructurales principales en el complejo volcánico: el espesor de la orla freatomagmática, el buzamiento de ésta y el diaclasado de las lavas masivas. La potencia de la orla freatomagmática depende de dos factores, su posición geográfica y la litología de la roca de caja. La orla es más amplia hacia el Sur y el Este, especialmente sobre las ritmitas margoso-calcáreas del Oxfordiense-Kimmeridgiense inferior (Fig. 2), es decir, sobre las rocas menos competentes de la secuencia jurásica que constituye la roca de caja. De igual forma, el paquete de rocas freatomagmáticas vuelve a aparecer al Oeste, aunque reducido, justo en el contacto de las margas, mientras que en las calizas y dolomías, más competentes, esta orla desaparece o queda reducida a pocos metros de espesor. Por su parte, la estratificación de los depósitos freatomagmáticos tiende a ser menos buzante en el Sureste (porque están más alejados de la chimenea central).

Las lavas masivas presentan un diaclasado vertical penetrativo con un espaciado métrico, que produce una disyunción columnar patente en la mayor parte del perímetro escarpado del cuerpo principal, proporcionando al conjunto su característico aspecto volcánico (Figs. 4 y 5). Este diaclasado

se curva hacia la base en el flanco Este (Fig. 4C), indicando probablemente la proximidad del paleolímite lateral de la colada de lavas.

Otra estructura observada es un bandeado dentro de las lavas masivas, que a cierta distancia muestra un aspecto de pseudo-estratificación (Fig. 5). Esta podría interpretarse como estructuras de flujo de lava. La pseudo-estratificación es horizontal en el collado Este del cuerpo principal.

## 6. INTERPRETACIÓN

### 6.1. Evolución geodinámica

El término lamproita agrupa a un heterogéneo grupo de rocas que aparecen en contextos geodinámicos igualmente diversos (Mitchell y Bergman, 1991). Todos los afloramientos de lamproitas plantean tres cuestiones básicas íntimamente relacionadas entre sí: cuál es el área fuente de los magmas, cómo se produce la fusión en ambientes “no volcánicos” y cuál es el contexto tectónico en el que se originan los magmas y que permite su peculiar emplazamiento directamente desde el manto.

Respecto al área fuente existe cierto consenso (ver p. e. Hall, 1987; Mitchell y Bergman, 1991) sobre que es un manto litosférico anómalo, enriquecido en K antes o durante el evento tectónico que genera el volcán, aunque como casi todos los volcanes lamproíticos presentan peculiaridades propias y exclusivas, el área fuente de cada volcán podría dar lugar a un análisis particular sobre su origen que queda fuera del alcance de este trabajo.

Acerca de la causa de la fusión, es claro que el área fuente debe cambiar sus condiciones de presión y temperatura para alcanzar el *solidus* de la peridotita, bien sea por aumento neto y local de la temperatura o bien por cambio en el gradiente geotérmico.

Cancarix está aislado y alejado de posibles fuentes térmicas, lo que dificulta encontrar una explicación para su origen. López Ruiz y cols. (2002, 2004) proponen un modelo tectónico general para el vulcanismo apoyado en un modelo geodinámico simplista en el que se produce una subducción de África bajo Iberia, que culmina con una colisión y continúa con la extensión que abre el Mar de Alborán. Este modelo se basa en una remoción convectiva de la raíz litosférica propuesta por Platt y Vissers (1989) y supone que la estructura general se ha producido “in situ”. Sin embargo, es conocido que la Cordillera Bética, al igual que el Rif, muestra fuertes desplazamientos hacia el Oeste de un terreno alóctono, el Dominio

de Alborán, que colisiona tanto con el paleomargen Sudibérico, como con el Magrebí (ver p. e. García-Dueñas y cols., 1992; Lonergan y White, 1997; Martínez-Martínez y Azañón, 1997). Esto es más compatible con una delaminación o “*roll-back*” de una lámina litosférica, inicialmente oceánica, pero que en la actualidad involucra manto continental (Valera y cols., 2007). Los modelos que implican desplazamientos hacia el Oeste (Rosenbaum y cols., 2002; Booth-Rea y cols., 2007) pueden explicar mejor el porqué estos volcanes aparecen sólo en las Béticas orientales (más el del Campo de Calatrava), donde comienza la colisión y la extensión se hace más intensa a lo largo del Mioceno.

No obstante, sea cual fuere el modelo general tectónico que se escoja, éstos no explican la distribución espacial del vulcanismo, ni el motivo por el que éste se ciñe a un intervalo temporal tan corto. Para dar respuesta, al menos parcialmente, a estas preguntas hay que analizar las estructuras tectónicas y su relación con cada uno de los volcanes, trabajo iniciado por Rodríguez-Estrella (1979) y que retomamos en este artículo a la luz de los nuevos conocimientos y metodologías.

El volcán de Cancarix se sitúa en el Prebético Externo, es decir, en el sector de la Cordillera Bética más próximo al Macizo Hercínico, indeformado por la Orogenia Alpina y con menor espesor de sedimentos mesozoicos. Ello implica que durante el Mioceno inferior, cuando comienza la colisión con el Domino de Alborán, mientras que en el Subbético y Prebético Interno, más próximos a la sutura y con un mayor espesor de sedimentos, se producen cabalgamientos con grandes desplazamientos, la deformación en el Prebético Externo se limita a escamas y pliegues. Esto es lo que se denomina una “tectónica de piel fina”. La deformación de piel fina está condicionada por las fallas de zócalo que delimitaron los bloques de basamento hercínico del paleomargen. Es de esperar que estos bloques de basamento, más rígidos que los sedimentos, permanecieran básicamente indeformados excepto en sus bordes, produciendo una de las características más típicas del paisaje prebético: la alternancia de sierras estrechas donde se concentran pliegues y escamas, con amplias áreas planas cubiertas por sedimentos recientes tabulares.

La deformación limitada que afectó al Prebético Externo, la zona tectónicamente más externa del orógeno, no permitiría la generación de nuevas fallas y obligó a que las fallas de basamento, originadas como fallas normales durante la extensión mesozoica que da lugar al Paleomargen Sudibérico, fuesen reutilizadas en las subsiguientes fases tectónicas (Rodríguez-Estrella, 1979). Es previsible por tanto, que las fallas principales de este conjunto tengan una gran continuidad vertical como las existentes en

los rift. Durante el Mioceno inferior, se invirtió el salto de estas fallas y se generaron otras importantes de salto en dirección, como ocurre con la Falla de Socovos (Jerez-Mir, 1973), que separa, en la actualidad, el Prebético Externo del Interno y se extiende a lo largo de más de 70 km.

Simultáneamente a la fase compresiva principal de componente NO-SE se produce una extensión en el orógeno (García-Dueñas y cols., 1992), aunque con cierto desfase en el tiempo y espacio. Esto da lugar a cuencas intramontañosas, que se instalan principalmente dentro del Dominio de Alborán y sobre la sutura de la colisión. En el Prebético, sin embargo, las cuencas parecen formarse durante la colisión del Mioceno inferior y medio, como procesos inherentes a los cabalgamientos y las fallas inversas (Meijninger y Vissers, 2007), o bien como procesos transtensivos locales en el trazado de fallas de salto en dirección (Martín-Velázquez et al., 1998). Esto limita la cantidad de extensión esperable, mal denominada “postorogénica” y que ha sido invocada por diversos autores como contexto del vulcanismo (Mitchell y Bergman, 1991; López-Ruiz y cols., 2004).

Por último, en el Dominio de Alborán (en las Zonas Internas de la Cordillera Bética) desde el Serravaliense hasta, al menos el Plioceno (incluso Cuaternario, Rodríguez-Estrella, 1983), se produce una compresión N-S que genera pliegues E-O simultáneamente a una extensión subperpendicular hacia el Oeste (Martínez-Martínez y cols., 2002). Los estudios tectónicos realizados en los últimos tiempos en el Prebético y Subbético confirman que al menos parte de la compresión N-S con su limitada extensión perpendicular se desarrolla en estos dominios y es activa en la actualidad: Navarro-Hervás y Rodríguez-Estrella, 1985; Mancheño y Rodríguez-Estrella, 1985; Martín-Velázquez y cols., 1998; Sánchez-Gómez y Torcal, 2002; Peláez-Montilla y cols., 2005).

El estudio realizado en las estructuras tectónicas del volcán de Cancarix, aunque detallado, no es suficiente para discernir el modelo tectónico que dio lugar al vulcanismo lamproítico de la región. Sin embargo, es posible arrojar luz acerca de algunos de los interrogantes abiertos.

La edad K-Ar del volcán de Cancarix ha sido establecida (Nobel y cols., 1981; revisión en: Martín-Escorza y López-Ruiz, 1988) en 7.5 Ma, muy próxima a la edad obtenida en Jumilla y Calasparra, pero 1 Ma posterior a la del volcán de Vera y, anterior a la de los volcanes de Fortuna, Barqueros y las Minas. Esta edad implica que el pliegue que intruye el volcán es Mioceno medio o inferior, es decir, coetáneo al comienzo de la colisión del Dominio de Alborán. En cambio, tal y como se ha descrito en el apartado 5.1, todas las fallas que forman un sistema congruente de extensión normal, son posteriores a los pliegues y, posiblemente, si no

simultáneas, inmediatamente anteriores a la intrusión, en todo caso del Mioceno superior. Los vectores de desplazamiento encontrados, con sentido de transporte de bloque de techo hacia N 200° E, oblicuos al trazado E-O o NE-SO de las fallas, apuntan a un régimen transtensivo hacia el SSO. El pequeño afloramiento volcánico al Sur del cuerpo principal, sobre la falla normal de mayor salto (Fig. 22A) es coherente con esta hipótesis.

Uno de los volcanes de la misma edad, el volcán de Calasparra, se sitúa exactamente sobre el trazado de la Falla de Socovos, por lo que es razonable suponer que vulcanismo y funcionamiento de fallas regionales durante el Mioceno superior estén relacionados o, al menos, que el ascenso de los magmas aprovecharan las estructuras existentes. En este sentido, Rodríguez-Estrella (1979) relaciona el volcán de Cancarix con una estructura de ámbito regional, de dirección N55 E, que denominó: “Alineación diapírico-volcánica de Cenajo-Jumilla-Yecla-Játiva”. Según dicho autor esta estructura es una falla que separa, en el sector de Cancarix-Jumilla, el Prebético Externo del Interno. Otra posible estructura asociada al volcán de Cancarix, aunque menos probable, es la alineación de los volcanes de Calasparra, Salmerón-Las Minas y Cancarix, propuesta por Jerez-Mir en su tesis (1973) aunque reconoce que no es posible identificarla en el campo.

Según nuestro punto de vista, la alineación volcánica coincide con la dirección de las rampas laterales del mini sistema extensional de Cancarix. No obstante, el salto atribuible a este sistema es demasiado pequeño para suponer que las fallas que lo forman tengan la suficiente entidad como para atravesar la corteza y permitir el ascenso de los magmas directamente desde la litosfera mantélica; a no ser que sean fallas de zócalo reutilizadas, como ya propusieron Fourcade (1970) y Rodríguez-Estrella (1979), que quedan enmascaradas por los sedimentos recientes. De hecho, un sistema transtensivo como el propuesto, sobrepuesto a bloques de basamento rígidos previamente formados, podría provocar la tendencia a la generación de huecos a escala cortical, quizás litosférica, que formarían los conductos adecuados para el ascenso rápido del magma o, incluso, una disminución local de la presión que permitiera la fusión parcial del manto. Obviamente, se necesitaría un estudio regional más amplio y datos geofísicos para poder corroborar esta hipótesis.

Resumiendo, la estructura local alrededor del volcán de Cancarix junto con otras observaciones regionales de volcanes similares, sugieren un emplazamiento a favor de estructuras transtensivas, que aunque de saltos recientes limitados, podrían reutilizar fallas de zócalo previas, lo que permitiría el ascenso de los magmas, en algunos casos conjuntamente con la extrusión de diapiros de materiales Triásicos (Mancheño-Jiménez

y Rodríguez-Estrella, 1985; Navarro-Hervás y Rodríguez-Estrella, 1985). Si las fallas de zócalo tuvieran carácter litosférico, podrían llegar a ser las responsables últimas de la generación de los magmas en estos y no en otros lugares, independientemente de los condicionantes regionales (litosfera enriquecida en K, cierta anomalía térmica, etc.) que requieren estos materiales tan peculiares.

## **6.2. Génesis y evolución del volcán**

El volcán de Cancarix fue un volcán monogenético, es decir, un volcán que se formó en una única etapa eruptiva. De acuerdo con Walker (1993), los volcanes monogenéticos tienen una vida corta y se forman a partir de erupciones breves. En general, un edificio volcánico se forma cuando no todo el magma alcanza la superficie, ya que parte del mismo se enfría y solidifica en la chimenea debido, bien a la dificultad de salir al exterior o bien a que cesen las condiciones que impulsan el movimiento ascendente del magma.

El volcán de Cancarix se ajusta a un modelo eruptivo freatomagmático. El desarrollo del volcán tuvo una primera fase de erupción freatomagmática debido a la interacción explosiva entre el magma lamproítico y el agua freática contenida en las rocas sedimentarias carbonatadas de caja. Las explosiones iniciales producirían el ensanchamiento del canal de salida del magma así como un amplio cráter. Dentro del complejo freatomagmático se observa la alternancia de flujos de lava y niveles de brecha freatomagmática, lo que sugiere un sistema abierto en la interacción magma/agua freática. Aranda-Gómez y Luhr (1996) y Risso y cols. (2008) proponen este tipo de sistemas abiertos con distintas etapas y con una proporción variable de agua en ejemplos de México y Argentina. Los intervalos en los que predominan los depósitos de tipo estromboliano sobre los freatomagmáticos sugieren una disminución de los procesos de interacción magma/agua (Seghedi y cols., 2007). Sin embargo, los intervalos dominados por los niveles de brecha freatomagmática sugieren nuevos aportes de agua que generarían sucesivas explosiones freatomagmáticas incorporando abundante material sedimentario a modo de cantos blancos. La moderada vesicularidad de los piroclastos, principalmente de los que presentan tamaño lapillus, indican que la vesiculación del magma ocurrió en una fase inicial de fragmentación freatomagmática del mismo al interaccionar con el agua freática (Németh y cols., 2007). La relativamente alta proporción de cantos blancos en la brecha freatomagmática sugiere que el transporte de los piroclastos se

produjo a través de un conducto relativamente estrecho, posiblemente durante las primeras fases de la erupción cuando el conducto era inestable y se producían episodios de colapso de la cámara de explosión.

Los aportes de agua subterránea al sistema estarían condicionados por la estructura tectónica de la roca caja, ya que los acuíferos estarían controlados por los sistemas de fracturas y los sistemas kársticos. Los materiales que más agua pudieron aportar al sistema son las calizas masivas y dolomías del Jurásico medio que afloran en los bordes Sur y Oeste del cuerpo volcánico. Lorenz y Kurszlaukis (2007) y Kurszlaukis y Lorenz (2008) proponen un modelo para erupciones freatomagmáticas que podría aplicarse en algunos aspectos al volcán de Cancarix. Según este modelo, las explosiones termohidráulicas freatomagmáticas ocurren inicialmente próximas a la superficie y se hacen cada vez más profundas conforme avanza la actividad explosiva. Este proceso conlleva el crecimiento del cráter tanto en profundidad como en diámetro.

Las sucesivas explosiones conllevan la brechificación de la roca de caja dando lugar a brechas de contacto o explosivas (Grady y Kipp, 1987; Lorenz y cols., 2002; Lorenz y Kurszlaukis, 2007). Durante la explosión, la roca de caja se ve primeramente afectada por la onda expansiva y seguidamente por la correspondiente onda de rarefacción (Lorenz y cols., 2002; Lorenz y Kurszlaukis, 2007). Estas brechas explosivas pueden a su vez colapsar total o parcialmente en la cavidad generada por una explosión más temprana. Las sucesivas explosiones conllevarían repetidos colapsos de las paredes brechificadas así como del complejo de depósitos freatomagmáticos (niveles de lavas, brechas freatomagmáticas y brechas de contacto o de explosión).

Tras cada explosión freatomagmática de las acontecidas en este episodio eruptivo monogénico, la cámara de explosión, denominada así por Lorenz y Kurszlaukis (1997), es temporalmente evacuada por la erupción dejando una cavidad que es rellenada por la caída y deslizamiento de rocas desde las paredes inestables brechificadas, tanto rocas volcánicas que han salido previamente como roca de caja (cantos blancos). Nuevas inyecciones de magma rellenan la cámara al tiempo que éste intruye en la brecha de contacto de la roca caja por la cual también circula el agua freática que avanza a favor del gradiente piezométrico por filtración a través de fracturas previas y de las producidas por la brechificación de las calizas y dolomías. Esto conlleva nuevamente a una rápida vaporización del agua al contacto con el magma y a un incremento de la presión dentro de la cámara de explosión que conllevará una nueva explosión freatomagmática. La vaporización del agua que es extremadamente caliente y presurizada

durante la fase de explosión termohidráulica freatomagmática conduce la expansión del vapor en un rápido desplazamiento hacia la superficie desplazando material desde la cámara de explosión y expulsando gran proporción de fragmentos de la brecha de contacto (Lorenz y cols., 2002).

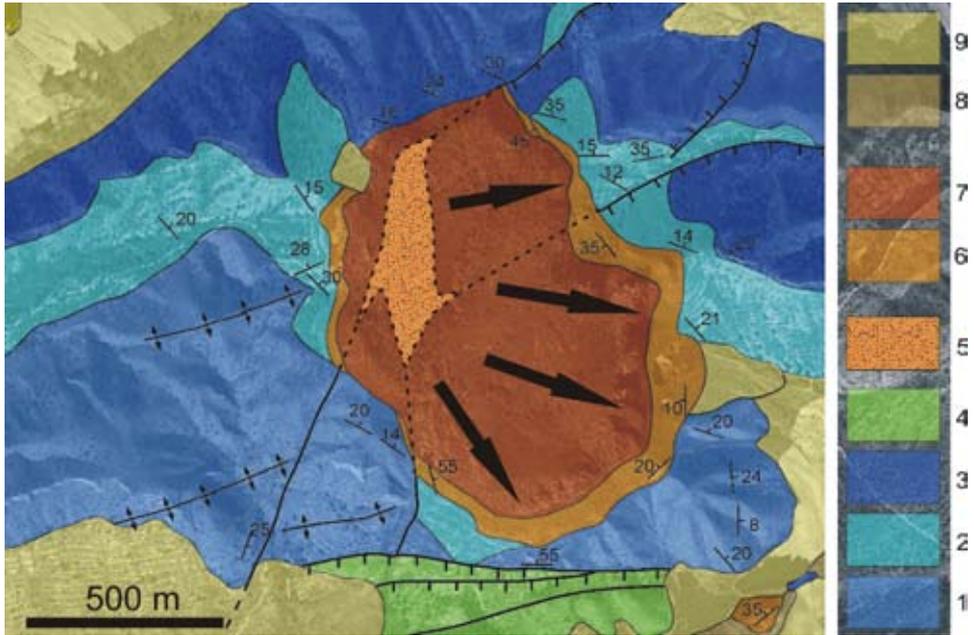
Cuando el influjo de agua externa decreció, la erupción se hizo más seca y se transformó en una erupción de tipo estromboliano. La disponibilidad de agua decreció conforme la erupción progresó debido al agotamiento de las fuentes de agua externa o bien al incremento de efusión de material volcánico o a la combinación de ambos. De este modo, se produjo la extrusión del domo lamproítico como magma cristalino desgasificado y altamente viscoso (Seghedi y cols., 2007). Este magma progresó sobre los depósitos que conforman el complejo freatomagmático.

El buzamiento de la secuencia freatomagmática hacia el interior del domo nos indica el colapso parcial de las paredes del cráter tras la fase freatomagmática con sus sucesivas explosiones y permite inferir la inclinación de las paredes del cráter en la última fase eruptiva en la que se emplazó el domo lamproítico. Del buzamiento del complejo freatomagmático se puede deducir que el cráter debió presentar una menor pendiente hacia el Este en coincidencia con el contacto con las margas y margocalizas del Jurásico superior. Es en este flanco donde además el complejo freatomagmático muestra un mayor espesor.

La secuencia volcánica de la orla freatomagmática carece de granoselección y presenta abundantes bloques calizos redondeados (cantos blancos) lo que es congruente con un depósito en un contexto de colapso freatomagmático de la columna eruptiva de acuerdo con Seghedi y cols. (2007), estrechamente asociada con los flujos de lava masivos y vesiculares. El domo extrusivo representa el relleno del conducto de salida de la lava en el último evento magmático.

De acuerdo con la estructura tectónica de la Sierra de las Cabras, así como de las características de la orla freatomagmática y la propia disyunción columnar del borde del cuerpo, se puede inferir que el conducto de salida del material volcánico no estuvo localizado en el centro del cuerpo volcánico principal sino desplazado hacia su parte NO. El avance del magma en la sería en dirección S-SE, favorecido por la presencia de materiales menos competentes como son las margas y margocalizas del Jurásico superior, que además pudieron condicionar una paleotopografía más suave previa al proceso eruptivo (Fig. 24). El mayor espesor de la orla freatomagmática hacia este sector es congruente con esta interpretación.

El magma que dio lugar al domo lamproítico avanzó sobre la orla freatomagmática. El flanco Este del domo volcánico es el único que



**Figura 24:** Cartografía geológica detallada del volcán de Cancarix en la que se señala con línea discontinua la prolongación de las principales fallas bajo el material volcánico. La zona de intersección de estas fallas sería el lugar más favorable para el inicio de la erupción. Las flechas indican la dirección de avance de los flujos de lava así como la dirección en la que se expandió el cráter tras las sucesivas explosiones freatomagmáticas como indica también el menor buzamiento del complejo freatomagmático en el borde Este. Leyenda: 1. Calizas masivas y dolomías (Jurásico medio), 2. Ritmita margoso-calcárea (Oxfordiense-Kimmerdgiense inferior), 3. Calizas oncolíticas (Kimmerdgiense medio), 4. Calizas blancas y margas (Cretácico), 5. Calcarenitas (Mioceno Superior), 6. Complejo freatomagmático (brechas freatomagmáticas, brechas de contacto y lavas; Plioceno), 7. Lamproitas (Plioceno), 8. Conglomerados (Plio-Pleistoceno), 9. Glacis, pie de monte y conos de deyección (Pleistoceno).

muestra en profundidad una clara curvatura en la disyunción columnar lo que implica que el espesor del domo en este sector es menor. Por otro lado, los escarpes del domo volcánico en el collado Este muestran una clara pseudo-estratificación horizontal que puede interpretarse como relacionada con la dirección del flujo del magma.

### 6.3. Metamorfismo y alteración hidrotermal

El emplazamiento de los materiales lamproíticos tuvo sus consecuencias mineralógicas y texturales en las dolomías, calizas y margocalizas del Jurásico medio y superior de la Zona Prebética, debido a los procesos metamórficos y de alteración que el magma debió desencadenar.

La caracterización química, mineralógica y textural llevada a cabo mediante FRX, DRX y SEM en la roca de caja ha puesto de manifiesto que, al menos, en las primeras decenas de metros desde el contacto, los materiales carbonatados experimentaron ciertos procesos de recristalización favorecidos por el incremento de temperatura y la circulación de fluidos procedentes del cuerpo lamproítico.

Las características químicas de estos materiales ígneos son claves para entender el mayor contenido en dolomita en los materiales carbonatados más próximos al contacto en lugar de calcita como sucede en los muestreados a mayor distancia. No en vano, la dolomita se presenta en forma de pequeños cristales romboédricos dispersos en la matriz esparítica original en las calizas oncolíticas situadas a menos de 30 m del contacto junto a sílice amorfa y esmectitas magnésicas. A pocos metros del contacto, los cristales de dolomita forman una masa continua entre los oncoides para acabar reemplazando sus bordes en el contacto, mientras que el interior de los mismos se muestra recristalizado en calcita de hábito xenomorfo. Estos datos texturales y mineralógicos sugieren un metamorfismo de contacto que favorecería un proceso de disolución-cristalización máximo en los primeros metros del material encajante y progresivamente más suave al aumentar la distancia al contacto con el material ígneo. Además, los datos químicos muestran una clara disminución desde las lamproitas hacia las margas en elementos típicamente característicos de las primeras ( $MgO$ ,  $K_2O$ ,  $P_2O_5$ , Ni, Cr, Rb, Ba, Th y Zr) siendo significativas las diferencias entre los contenidos en estos elementos en las margas más próximas y las muestreadas a 40 m del contacto.

La identificación de esmectitas de naturaleza saponítica, no sólo en los materiales carbonatados que constituyen la roca de caja sino también en los cantos blancos de la brecha freatomagmática, en la propia matriz de la brecha y en la lamproita parcialmente alterada sugiere la circulación de fluidos de naturaleza hidrotermal procedentes del material ígneo ricos en Mg que proporcionarían las condiciones idóneas para la cristalización de estas fases minerales. Las características texturales de la brecha freatomagmática facilitarían la circulación de estos fluidos. La saponita ha sido descrita previamente en relación con alteraciones hidrotermales de

margas por la intrusión de diques basálticos (Henry y cols., 2007) y con el metamorfismo de contacto de calizas afectadas por sills básicos (Kemp y cols., 2005). Más concretamente en las Béticas, Abad et al. (2003) indicaron que la saponita era el filosilicato principal en la ritmita margoso-calcárea en contacto con el lacolito de doleritas en la Sierra de Priego de Córdoba, como consecuencia de un proceso de alteración hidrotermal posterior al metamorfismo de contacto que desencadenó el emplazamiento de estas rocas subvolcánicas. La presencia de minerales del grupo de la serpentina en las rocas carbonatadas puede explicarse por la reacción de fluidos cargados en Si (y probablemente Mg) con dolomías (Deer y cols., 1992). En el caso de la brecha freatomagmática y las lamproitas alteradas, la serpentina es fruto de la alteración de olivino forsterítico y enstatita mientras que la vermiculita resultaría de la alteración de flogopita probablemente en relación a procesos de meteorización (Toksoy-Köksal y cols., 2001).

## 7. CONCLUSIONES

El estudio realizado ha permitido caracterizar, desde el punto de vista geológico, el Monumento Natural del Pitón de Cancarix a partir de la realización de una cartografía geológica detallada y del estudio sedimentológico, mineralógico y geoquímico de los materiales que constituyen la roca de caja. Igualmente se ha realizado el análisis geoquímico y mineralógico de las lamproitas y de los materiales freatomagmáticos asociados. Los principales resultados son los siguientes:

- a.- La emisión de las rocas ígneas del volcán de Cancarix está relacionada con una serie de fallas de zócalo producidas/reactivadas por los procesos de tracción que caracterizaron la fase tardiorogénica del Mioceno Superior-Plioceno de la Cordillera Bética. La emisión del magma se localiza en relación con fallas de salto en dirección que actúan como “tranfers” o rampas laterales de un mini-sistema extensional representado en la Sierra de las Cabras.
- b.- El domo cristalino está rodeado por una orla de materiales que se han denominado complejo freatomagmático. En él se diferencian: brechas freatomagmáticas, brechas de contacto e intercalaciones de lavas masivas y vesiculares. El estudio detallado de la brecha freatomagmática ha permitido diferenciar materiales piroclásticos (cenizas, lapilli y bombas) y fragmentos de la roca de caja denominados cantos blancos en este trabajo.
- c.- La emisión de rocas ígneas se produjo en dos fases claramente

diferenciadas: Una primera fase, muy explosiva, de erupción freatomagmática provocada por la interacción entre el magma y el agua freática contenida en el sistema kárstico y de fracturas de las rocas carbonatadas jurásicas que actúan como roca de caja; y una segunda fase de emisión del domo volcánico, en cuyo interior las lamproitas presentan una alta cristalinidad.

d.- Tanto los materiales de caja próximos al contacto con el material ígneo, como los cantos blancos de la brecha freatomagmática y los enclaves de la lamproita presentan rasgos texturales y/o mineralógicos que indican un metamorfismo incipiente y procesos de alteración hidrotermal por la circulación de fluidos calientes hasta a 30 m de distancia del volcán; ejemplo de ello es la presencia abundante de saponita, además de minerales del grupo de la serpentina, entre otros.

Por último, se sugiere que la denominación oficial de “Monumento Natural del Pitón de Cancarix” cambie el término “Pitón” por el de “Domo”, “Domo Volcánico” o simplemente “Volcán” de Cancarix, mucho más acorde con la estructura preservada del edificio volcánico y descrita en este artículo.

## **AGRADECIMIENTOS**

Este trabajo ha sido posible gracias a la ayuda concedida por el Instituto de Estudios Albacetenses “Don Juan Manuel” (Diputación de Albacete) en la convocatoria de 2007 de Ayudas a la Investigación. Nuestro agradecimiento se extiende a la Delegación Provincial de Medio Ambiente y Desarrollo Rural de Albacete por la concesión del permiso para llevar a cabo nuestras labores de investigación durante las jornadas de campo en este Monumento Natural. El trabajo se ha visto mejorado por las sugerencias y comentarios de Tomás Rodríguez Estrella y Julian de Mora que han revisado el trabajo. También agradecemos las facilidades económicas y de infraestructuras dadas por el Departamento de Geología de la Universidad de Jaén y los proyectos de investigación CGL2005-06636-C0201, CGL2007-66744-C02-02 y CGL2006-10202/BTE.

## BIBLIOGRAFÍA

- Abad, I., Mata, P., Nieto, F., Velilla, N. (2001). The phyllosilicates in diagenetic-metamorphic rocks of the South Portuguese Zone, southwestern Portugal. *The Canadian Mineralogist* 39: 1571-1589.
- Abad, I., Jiménez-Millán, J., Molina, J.M., Nieto, F., Vera, J.A. (2003). Anomalous reverse zoning of saponite and corrensite caused by contact metamorphism and hydrothermal alteration of marly rocks associated with subvolcanic bodies. *Clays and Clay Minerals* 51: 543-554.
- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F. (1996). Origin of the Joya Honda maar, San Luis de Potosí, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 74: 1-18.
- Balanya, J.C., Crespo-Blanc, A., Azpiroz, M.D., Exposito, I., Lujan, M. (2007). Structural trend line pattern and strain partitioning around the Gibraltar Arc accretionary wedge: Insights as to the mode of orogenic arc building. *Tectonics* 26: 1-19.
- Befus, K.S., Hanson, R.E., Lehman, T.M., Griffin, W.R. (2008). Cretaceous basaltic phreatomagmatic volcanism in West Texas: Maar complex at Pena Mountain, Big Bend National Park. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 173: 245-264.
- Bellón, H. y Brousse, R. (1977). El magmatismo pèrimediterranéen occidentale. Essay de synthèse. *Bul. Soc. Géol. France*. XIX: 469-480.
- Bettinson-Varga, L., Mackinnon, I.D.R. (1997). The role of randomly mixed-layered chlorite/smectite in the transformation of smectite to chlorite. *Clays and Clay Minerals* 45: 506-516.
- Booth-Rea, G., Ranero, C.R., Martínez-Martínez, J.M., Grevemeyer, I. (2007). Crustal types and Tertiary tectonic evolution of the Alboran sea, western Mediterranean. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 8, doi:10.1029/2007GC001639.
- Brand, B.D., White, C.M. (2007). Origin and stratigraphy of phreatomagmatic deposits at the Pleistocene Sinker Butte Volcano, Western Snake River Plain, Idaho. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 160: 319-339.
- Contini, S., Venturelli, G., Toscani, L., Capedri, S., Barbieri, M. (1993). Cr-Zr-armacolite-bearing lamproites of Cancarix, SE Spain. *Mineralogical Magazine* 57: 203-216.
- Cruz, M.D.R., Andreo, B. (1996). Tosudite in very low-grade metamorphic graywackes from the Malaga area (Betic Cordilleras, Spain). *European Journal of Mineralogy* 8: 1391-1399.

- Cruz, M.D.R., Jiménez, P.R. (2002). Correlation between crystallochemical parameters of phyllosilicates and mineral facies in very low-grade metasediments of the Betic Cordilleras, Spain: a synthesis. *Clay Minerals* 37: 169-185.
- De Pablo-Galán, L., Chávez-García, M.L. (1994). Dioctahedral tosudite in hydrothermally altered Pliocene rhyolitic tuff, Neutla, Mexico. *Clays and Clay Minerals* 42: 114-122.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. (1992). *An introduction to Rock-forming minerals*. Longmans Ltd., London, 696 pp.
- Dekov, V.M., Cuadros, J., Shanks, W.C., Koski, R.A. (2008). Deposition of talc, kerolite-smectite, smectite at seafloor hydrothermal vent fields: Evidence from mineralogical, geochemical and oxygen isotope studies. *Chemical Geology* 247: 171-194.
- Dudoignon, P., Proust, D., Gachon, A. (1997). Hydrothermal alteration associated with rift zones at Fangataufa Atoll (French-Polynesia). *Bulletin of Volcanology* 58: 583-596.
- Fourcade, E. (1970). *Le Jurassique et le Crétacé aux confins des chaînes bétiques et ibériques (Sud-Est de l'Espagne)*. Thèse Sciences Paris. 2vol. 427 pp.
- Fúster, J.M., Gastesi, P. (1965). Estudio petrológico de las rocas lamproíticas de Barqueros (prov. de Murcia). *Estudios Geológicos* 20: 299-314.
- Fúster, J.M., Gastesi, P., Sagredo, J., Feroso, M.L. (1967). Las rocas lamproíticas del SE de España. *Estudios Geológicos* 28: 35-69.
- García-Dueñas, V., Balanyá, J.C., Martínez-Martínez, J.M. (1992) Miocene Extensional Detachments in the Outcropping Basement of the Northern Alboran Basin (Betics) and their Tectonic Implications *Geo-Marine Letters* 12: 88-95.
- Grady, D.E., Kipp, M.E. (1987). Dynamic rock fragmentation. En: Atkinson, B.K., (Ed.): *Fracture Mechanics*. Academic Press, London, pp. 429-475.
- Hall, A. (1987). *Igneous Petrology*. Longman Scientific and Technical, Essex. 573 pp.
- Henry, C., Boisson, J.-Y., Bouchet, A., Meunier, A. (2007). Thermally induced mineral and chemical transformations in calcareous mudstones around a basaltic dyke (Perthus Pass, southern Massif Central, France). Possible implications as a natural analogue of nuclear waste disposal. *Clay Minerals* 42: 213-231.
- Hillier, S., Son, B.K., Velde, B. (1996). Effects of hydrothermal activity on clay mineral diagenesis in miocene shales and sandstones from the Ulleung (Tsushima) back-arc basin, East Sea (Sea of Japan), Korea. *Clay Minerals* 31: 113-126.

- IGME (1984). Mapa y memoria explicativa de la hoja de Isso (868) del Mapa Geológico de España 1:50.000, 46 pp.
- IGME-IRYDA (1972). *Estudio hidrogeológico de la comarca “Cazorla-Hellín-Yecla*.
- IGME –IRYDA (1975). *Estudio hidrogeológico del “Alto Júcar-Alto Segura”*
- Jerez-Mir, L. (1973). *Geología de la Zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (provincias de Albacete y Murcia)*. Tesis Univ. Granada, 749 pp.
- Jiménez-Millán J., Abad, I., Nieto, F. (2008). Contrasting alteration processes in hydrothermally altered dolerites from the Betic Cordillera, Spain. *Clay Minerals* 43: 267-280.
- Kemp, S.J., Rochelle, C.A., Merriman, R.J. (2005). Back-reacted saponite in Jurassic mudstones and limestones intruded by a Tertiary sill, Isle of Skye. *Clay Minerals* 40: 263-282.
- Kretz, R. (1983). Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogists* 68: 277-279.
- Kurszlaukis, S., Lorenz, V. (2008). Formation of “Tuffisitic Kimberlites” by phreatomagmatic processes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 174: 68-80.
- Linhout, K., Lustenhouwer, W.J. (1993). Ferrian high sanidine in a lamproite from Cancarix, Spain. *Mineralogical Magazine* 57: 289-299.
- Lonergan, L., White, N. (1997). Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics* 16: 504-522.
- López Ros, J., De Mora Moreno, J. (2008). El volcán de Cancarix. Hellín (Albacete). *Cuadernos Albacetenses*. nº 10. 56 pp. Instituto de Estudios Albacetenses “Don Juan Manuel”.
- López-Ruíz, J, Rodríguez-Badiola, E. (1980). La región volcánica neógena del sureste de España. *Estudios Geológicos*. 36: 5-63.
- López-Ruiz, J., Cebriá, J.M., Doblas, M. (2002). Cenozoic volcanism I: the Iberian peninsula. En: Gibbons W., Moreno, T. (Eds.): *The Geology of Spain*. The Geological Society, Londres, pp. 417-424.
- López-Ruiz, J., Cebriá, J.M., Doblas, M., Benito R. (2004). La región volcánica de Almería – Murcia. En: Vera, J.A. (ed.): *Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, pp. 678-682.
- Lorenz, V. (1984). Explosive volcanism of the West Eifel volcanic field, Germany. En: Komprobat, J. (ed.): *Kimberlites I: Kimberlites and related rocks*. Elsevier, Amsterdam, pp. 299-307.

- Lorenz, V., Kurszlaukis, S. (1997). On the last explosions of carbonatite pipe G3b, Gross Brukkaros, Namibia. *Bulletin of Volcanology* 59: 1-9.
- Lorenz, V., Kurszlaukis, S. (2007). Root zone processes in the phreatomagmatic pipe emplacement model and consequences for the evolution of maar-diatreme volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 159: 4-32.
- Lorenz, V., Zimanowski, B., Buettner, R. (2002). On the formation of deep seated subterranean peperite-like magma-sediment mixtures. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 114: 107-118.
- Mancheño-Jiménez, M.A., Rodríguez-Estrella, T. (1985). Geología de los diapiros triásicos en el Noreste de la provincia de Murcia. *Estudios Geológicos* 41: 189-200.
- Martín-Escorza, C., López-Ruiz, J. (1988). Un modelo geodinámico para el volcanismo Neógeno del Sureste ibérico. *Estudios Geológicos* 44: 243-251.
- Martín-Velázquez, S., Rodríguez-Pascua, M.A., De Vicente, G., Calvo, J.P. (1998). Análisis dinámico del sistema de desgarres NO-SE del Prebético de Albacete. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 11: 369-383.
- Martínez-Martínez, J.M., Azañón, J.M. (1997). Mode of extensional tectonics in the southeastern Betics (SE Spain). Implications for the tectonic evolution of the peri-Alborán orogenic system. *Tectonics* 16: 205-225.
- Martínez-Martínez, J.M., Soto, J.I., Balanya, J.C. (2002). Orthogonal folding of extensional detachments: Structure and origin of the Sierra Nevada elongated dome (Betics, SE Spain). *Tectonics* 21: art. no.-1012, doi:10.1029/2001TC001283.
- Meijninger, B.M.L., Vissers R.L.M. (2007). Thrust related extension in the prebetic (southern Spain) and closure of the North Betic Strait. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 20: 153-171.
- Mitchell, R.H., Bergman, S.C. (1991). *Petrology of lamproites*. Plenum Press, New York, 447 pp.
- Navarro-Hervás, F., Rodríguez-Estrella, T. (1985). Características morfoestructurales de los diapiros triásicos de Hellín, Ontur, la Celia, Jumilla, La Rosa y Pinoso, en las provincias de Albacete, Murcia y Alicante. I Reun. Est. Reg. de Castilla-Mancha y III Sem. Geograf. de Albacete. Mayo 1984. *Papeles de Geografía* 10: 49-69
- Németh, K. (2008). Phreatomagmatic volcanoes of Jeju Island, Korea. *IAS Newsletter* 214: 14-18.

- Németh, K., Martin, U., Haller, M.J., Alric, V.I. (2007). Cenozoic diatreme field in Chubut (Argentina) as evidence of phreatomagmatic volcanism accompanied with extensive Patagonian plateau basal volcanism? *Episodes* 30: 217-223.
- Nimis, P., Tesalina, S.G., Omenetto, P., Tartarotti, P., Lerouge, C. (2004). Phyllosilicate minerals in the hydrothermal mafic-ultramafic-hosted massive-sulfide deposit of Ivanovka (southern Urals): comparison with modern ocean seafloor analogues. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 147: 363-383.
- Nobel, F.A., Andriessen, P.A.M., Hebeda, E.H., Priem, H.N.A., Rondeel, H.E. (1981). Isotopic dating of the post-alpine neogene volcanism in the Betic Cordilleras, Southern Spain. *Geologische Mijnbouw* 60: 1082-1100.
- Ossan, A. (1889). Beitrage zur Kenitniss der Eruptivegesteine des Cabo de Gata. *Zeits. Deuts. Geol. Gesellschaft* 41: 297-311.
- Ossan, A. (1906). Uber einige Alkaligesteine aus Spanien. *Fest. H. Rosembush*, pp. 263-310.
- Peláez-Montilla, J.A., Sánchez-Gómez, M., López-Casado, C. (2005). La serie sísmica de Mancha Real de 1993. *Boletín del Instituto de Estudios Giennenses* 191: 169-183.
- 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.
- Pichler, T., Ridley, W.I., Nelson, E. (1999). Low-temperature alteration of dredged volcanics from the Southern Chile Ridge: additional information about early stages of sea-floor weathering. *Marine Geology* 159: 155-177.
- Platt, J.P., Allerton, S., Kirker, A., Mandeville, C., Mayfield, A., Platzman, E.S., Rimi, A. (2003). The ultimate arc: Differential displacement, oroclinal bending, and vertical axis rotation in the External Betic-Rif arc. *Tectonics* 22: art. no.-1017, doi:10.1029/2001TC001321.
- Platt, J.P., Vissers, R.L.M. (1989). Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar Arc. *Geology* 17: 540-543.
- Prelevic, D., Foley, S.F., Romer, R., Conticelli, S. (2008). Mediterranean tertiary lamproites derived from multiple source components in postcollisional geodynamics. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 72: 2125-2156.

- Reolid, M. (2005). *Dinámica eco-sedimentaria durante el Oxfordiense medio-Kimmeridgiense temprano en la Zona Prebética: Interpretación ecoestratigráfica y secuencial*. Tesis Doctoral Universidad de Granada 2003, 254 pp.
- Risso, C., Németh, K., Combina, A.M., Nullo, F., Drosina, M. (2008). The role of phreatomagmatism in a Plio-Pleistocene high-density scoria cone field: Llançanelo Volcanic Field (Mendoza), Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 169: 61-86.
- Rodríguez Estrella, T. (1979). *Geología e Hidrogeología del sector de Alcaraz-Liétor-Yeste (prov. de Albacete)*. Síntesis geológica de la Zona Prebética. Tesis doctoral. Univ. de Granada 1978. IGME. Colección Memorias 97, 566 pp.
- Rodríguez-Estrella, T. (1983). Criterios hidrogeológicos aplicados al estudio de la Neotectónica. III. Semin. de Neotectónica. Univ. Compl. Madrid. *Mediterránea* 2: 53-66.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C. (2002). Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. En: Rosenbaum, G. Lister, G.S. (Eds.): Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen. *Journal of the Virtual Explorer* 8: 107-126.
- 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.
- Sánchez-Gómez, M., Torcal, F. (2002). Recent tectonic activity on the south margin of the Guadalquivir basin, between Cabra and Quesada towns (provinces of Jaén and Córdoba, Spain). En: *Primer Centenario del Observatorio de Cartuja. Cien años de Sismología en Granada*. Granada. 13 pp.
- Seghedi, I., Szakacs, A., Hernández-Pacheco, A., Brändle-Matesanz, J.L. (2007). Miocene lamproite volcanoes in south-eastern Spain: an association of phreatomagmatic and magmatic products. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 159: 210-224.
- Skilling, I.P., White, J.D.L., McPhie, J. (2002). Peperite: a review of magma-sediment mingling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 114: 1-17.
- Toksoy-Köksal, F., Türkmenoglu, A.G., Göncüoglu, M.C. (2001). Vermiculitization of phlogopite in metagabbro, Central Turkey. *Clays and Clay Minerals* 49:81-91.

- Valera, J.L., Negredo, A.M., Villaseñor, A. (2007). Modelización numérica de procesos de delaminación asimétrica y remoción convectiva: comparación con modelos de evolución del Mar de Alborán. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 20: 287-300.
- Venturelli, G., Savioli-Mariani, E., Foley, S.F., Capedri, S., Crawford, A.J. (1988). Petrogenesis and condition of cristallization of Spanish lamproitic rocks. *Canadian Mineralogists* 26: 67-79.
- Vitali, F., Blanc, G., Larque, P., Duplay, J., Morvan, G. (1999). Thermal diagenesis of clay minerals within volcanogenic material from the Tonga Convergent Margin. *Marine Geology* 157: 105-125.
- Walker, G.P.L. (1993). Basaltic-volcano systems. In: Prichard, H.M., Alabaster, T., Harris, N.B.W., Nearly, C.R., (Eds.): *Magmatic Processes and Plate Tectonics*. Geological Society Special Publication, pp. 3-38.
- White, J.D.L. (1996). Impure coolants and interaction dynamics of phreatomagmatic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 74: 155-170.



# SABUCO

## NORMAS DE PUBLICACIÓN EN SABUCO

Los originales remitidos para su publicación en la revista SABUCO deberán contener material no publicado ni presentado para su publicación en ningún otro medio de difusión. Será imprescindible que los trabajos versen sobre cualquier tema relacionado con aspectos científicos de la provincia de Albacete como: estudios botánicos, faunísticos, ecosistemas, educación y medio ambiente, geología, etc.

Se publicarán como Artículos trabajos que no excedan de 30 páginas (en casos especiales podrán considerarse trabajos de mayor extensión). Se publicarán como Notas Breves trabajos de menor extensión que supongan una información puntual importante para el conocimiento o conservación del medio natural albacetense o que sean de interés para otras investigaciones.

### Manuscritos

Los trabajos podrán ser presentados en papel, por triplicado y en soporte digital (se recomienda el uso de Microsoft Word para entorno Windows) por correo ordinario, dirigidos a la atención del Secretario de Redacción de Sabuco, a la dirección postal del Instituto de Estudios Albacetenses:

Apartado de correos nº. 404, 02080 Albacete,

También se podrán enviar los trabajos por correo electrónico, en el formato recomendado, a la siguiente dirección:

iea.sabuco@gmail.com

Deben ir acompañados de un escrito de solicitud de publicación, así como de una página de título que incluya título del trabajo, nombre completo de los autores, teléfono, dirección, e-mail y centro de trabajo. Además deberá hacerse constar la fecha de envío.

Todos los trabajos deben presentarse con el siguiente formato: tamaño A4, tipo de letra Times New Roman 12 puntos, interlineado 1,5 y con márgenes laterales de 3 cm. y superior e inferior de 2,5 cm.

### Artículos

Los trabajos presentados como artículos deberán atenerse a la siguiente estructura básica: Página de título; Resumen que no ha de superar 250 palabras, redactado en castellano e inglés y seguido de un máximo de 10 palabras clave en castellano e inglés; Introducción; Material y métodos; Resultados; Discusión y Conclusiones; Agradecimientos y Bibliografía.

Los diversos apartados del trabajo se numerarán con dígitos árabes separados por puntos, comenzando con 0 para la introducción. No deben numerarse los apartados de Agradecimientos y Bibliografía. Ejemplo:

0. Introducción
1. Material y métodos
  - 1.1. Área de estudio
  - 1.2. Clima

.....

Agradecimientos

Bibliografía

### **Figuras**

Todas las ilustraciones y el material gráfico se entregarán en soporte informático y en formato TIFF o JPEG, independientes del resto del documento. Los cuadros, mapas, gráficos, figuras, etc., deberán ser originales y se presentarán perfectamente rotulados. Se recomienda que las fotografías sean de la máxima calidad posible. Todas las figuras irán numeradas con números árabes y llevarán un breve pie o leyenda para su publicación, en el que también figure, en el caso de dibujos o fotografías, el nombre del autor. Todos los pies de las figuras irán en hoja aparte. Se indicará claramente el lugar de su colocación.

### **Tablas**

Se añadirán a parte del texto, una tabla por página. Se procurará que las gráficas sean lo más sencillas posible. Se numerarán con números árabes, y cada tabla incluirá su pie en la misma hoja.

### **Notas Breves**

Seguirán las mismas normas generales en cuanto a envío y formato. Tendrán una extensión máxima de 8 páginas. La estructura básica será: Página de título (similar a los artículos); Resumen en castellano e inglés (máximo 100 palabras); palabras clave con (máximo de 10); Texto (sin apartados); Agradecimientos y Bibliografía. Se admitirán figuras o tablas siempre que no supongan mayor extensión de la indicada.

### **Prontuario de la Naturaleza Albacetense**

Esta sección se referirá a los conocimientos o citas puntuales de todos los campos del saber relacionados con las ciencias (Geología, Zoología, Botánica, Educación y Medio Ambiente, Ecología, etc.) que, pese a su interés científico, pueden resolverse en pocas frases y, por lo tanto, no tienen cabida como Artículos o Notas breves.

Incluye citas de nuevas especies para la provincia de Albacete, citas referidas a especies amenazadas, raras, ejemplares localizados fuera de su área de distribución conocida, fechas anómalas, etc.

Pueden ir acompañadas de fotografías, figuras y mapas de localización

Las citas para el Prontuario de la Naturaleza Albacetense pueden enviarse por correo ordinaria a la dirección postal del Instituto de Estudios Albacetenses o por correo electrónico a la siguiente dirección:

iea.sabuco.prontuario@gmail.com

### **Referencias bibliográficas**

La bibliografía se incluirá en páginas aparte al final del texto, ordenada alfabéticamente y ajustándose a las siguientes normas:

## MONOGRAFÍAS

Andújar, A. (1985). *Ropalóceros de la Sierra de Alcaraz y Calar del Mundo*. Instituto de Estudios Albacetenses. Albacete. 190pp.

## ARTÍCULOS

Martínez, C. (2001). Agricultura tradicional y Etnobotánica en el Hondo de la Morena(Albacete). *Sabuco*, 1:141-162

El nombre de las revistas se escribirá completo.

## CAPÍTULOS DE LIBROS

Herrera, C.M. (1985). Hábitat-consumers interaction in frugivorous birds. En M.L. Cody (ed.):*Habitat selection in birds*, pp. 341-365. Academic Press. Orlando. 552 pp.

Las referencias bibliográficas dentro del texto aparecerán de la siguiente manera:

- Para casos de un solo autor: López (1984)
- Para dos autores: Carrascosa y Dupont (1997)
- Para tres autores o más: Morgan y cols. (1998)

Cuando se trate de un trabajo no publicado deberá acompañar a la cita bibliográfica la abreviatura (inéd.). En el caso de observaciones o comentarios personales no se citarán en la bibliografía, sino que solamente se reseñarán en el texto con la abreviatura (com. pers.).

## Revisiones

Todo original presentado será sometido a un proceso anónimo de evaluación del que resultará su aceptación, rechazo o propuesta de revisión. El secretario técnico del IEA representa la opinión del Consejo de Redacción y hará saber a los autores su fallo sobre la aceptación o no de sus trabajos. El Consejo de Redacción tiene potestad para consultar a especialistas y su decisión es definitiva.

Los autores recibirán las pruebas de imprenta a fin de que realicen las correcciones necesarias de carácter tipográfico, no admitiéndose variaciones significativas ni adicionales al texto. Las pruebas deberán ser devueltas en el plazo de quince días, a partir de la fecha de recepción por parte del autor.

De cada trabajo publicado se entregarán cincuenta separatas gratuitas y un ejemplar del volumen en el que se publique. En el caso de ser varios los firmantes del trabajo, las separatas se repartirán entre ellos.

La publicación de artículos en la revista SABUCO no da derecho a remuneración alguna, perteneciendo al I.E.A. los derechos de edición y siendo imprescindible, por tanto, su autorización para efectuar cualquier reproducción de los mismos.

La no aceptación de cualquiera de estos requisitos puede conllevar que un determinado trabajo no sea admitido para su publicación.