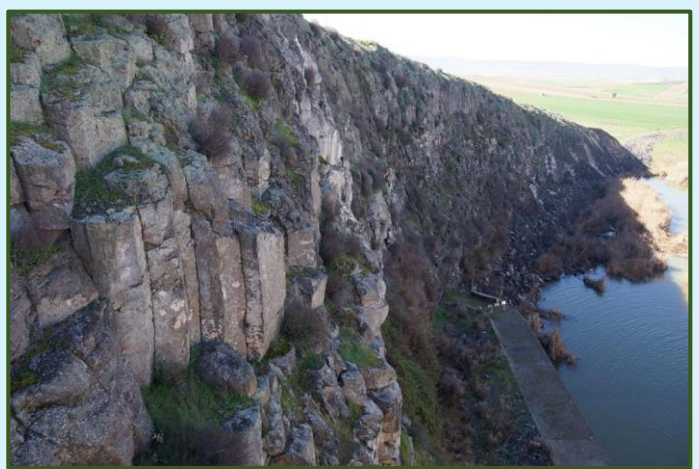


# **MEMORIA y GUÍA de la REUNIÓN DE CAMPO GEOSENTRIP**

## **Campo de Calatrava: volcanes, prehistoria e historia**



***José Manuel Portero García,***

***Abril de 2023***

# ÍNDICE

1.- INTRODUCCIÓN. UN POCO DE HISTORIA. ....	3
2.- MARCO FISIAGRÁFICO Y GEOLÓGICO. ....	3
3.- VOLCANISMO DEL CAMPO DE CALATRAVA. ....	6
Antecedentes.....	6
Mecanismos eruptivos y Formas volcánicas. Los Maares: geomorfología y depósitos asociados. ....	9
Otras manifestaciones recientes del volcanismo.....	14
Petrografía y Geoquímica .....	15
Geocronología .....	17
Hipótesis sobre el origen del volcanismo de los Campos de Calatrava.....	18
4.- EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DURANTE EL TERCIARIO Y CUATERNARIO. ....	19
5.- ITINERARIO y DESCRIPCIÓN DE LAS PARADAS.....	21
Parada 1.- MIRADOR DE MAARES. VOLCAN CABEZO DEL REY (POBLETE). ....	22
Parada 2.- CRÁTER DE EXPLOSION DE LA HOYA DEL MORTERO. ....	23
Parada 3.- POZO NEOLÍTICO de la MOTILLA DEL AZUER.....	25
Parada 4.- VOLCÁN DEL CERRO GORDO y MAAR DE BARONDILLO.....	27
Parada 5.- ESTRUCTURAS DE DEFORMACION DEBIDAS A PALEOSISMOS EN GRANÁTULA DE CALATRAVA. ....	30
Parada 6.- VOLCÁN DE LA COLUMBA. CERRADA del EMBALSE DE LA VEGA (Río Jabalón) .....	31
Parada 7.- FORTALEZA DE CALATRAVA LA NUEVA.....	32
Parada 8.- HERVIDEROS DE EL CHORRILLO y MINERALIZACIONES de Fe y Mn(Co). Opcional .....	33
Parada 9.- MAAR PLEISTOCENO de la HOYA DE CERVERA y FINCA LA ENCOMIENDA DE CERVERA: vinos y aceites volcánicos. ....	35
6.- BIBLIOGRAFIA.....	37
ANEXO: MINERALES y CUADRO DE CLASIFICACIÓN DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS DEL C. DE CALATRAVA.....	42
MINERALES DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS .....	42
MINERALES DE LA MINA DE EL CHORRILLO.....	44

**IMPORTANTE:** Se ha procurado utilizar bibliografía reciente de diversos autores para la elaboración de esta memoria. Con frecuencia se ha renunciado a especificar sistemáticamente la autoría, indicando, la mayor parte de las veces de manera informal y en los encabezamientos de los epígrafes, las publicaciones de las que se han extraído algunos textos y figuras que han sido o no modificados. Sus autores se podrán reconocer en ellos casi literalmente en muchas ocasiones. No obstante, cualquier inexactitud o error debe ser achacado exclusivamente al redactor de este documento. Al final hay una bibliografía más completa, esencialmente geológica y geomorfológica, para los interesados en el tema.





Este área de orografía llana está delimitada al oeste por el afloramiento de materiales paleozoicos del Macizo Hespérico, al norte y al este por el frente meridional y la atenuación de estructuras de la Cordillera Ibérica (Rama Castellana, incluidas la Sierra de Altomira y la Depresión Intermedia) y al sur por el frente prebético. Se puede considerar tanto parte del antepaís y foreland SE de la Ibérica, como del antepaís N de las Béticas.

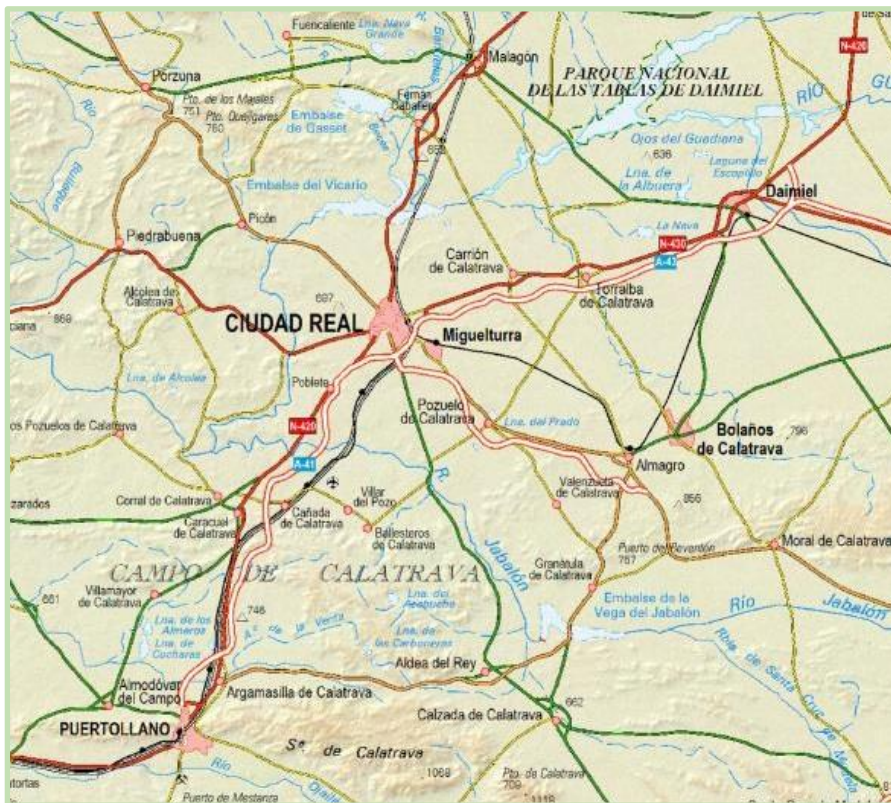
Sin tener en cuenta las formaciones superficiales plio-cuaternarias, unas dos terceras partes están cubiertas por materiales terciarios y prácticamente solo en el Campo de Montiel afloran los mesozoicos.

En el sector más occidental (Campo de Calatrava) el yacente del Terciario está constituido por materiales del Paleozoico y Precámbrico esencialmente cuarcíticos y metapelíticos y sólo al este del meridiano de Daimiel se constata la existencia de formaciones del Triásico, Jurásico y Cretácico que van ganando potencia hacia levante.

A rasgos generales la estructura del sector es un extenso monoclin que buza ligeramente hacia el E y, de forma secundaria, hacia el N. Así se puede observar que, partiendo del Macizo Hespérico, en sentido OSO-ENE, se encuentra primero el Triásico aflorante, para seguir subiendo en la serie hacia el jurásico y cretácico y finalmente otros materiales del Terciario. Una tendencia parecida se puede observar de S a N de forma evidente, al menos en el sector central de la región.

El Mesozoico no sólo se encuentran a una profundidad creciente hacia el E sino que aumenta de potencia en esta dirección. La misma tendencia se observa en la cobertera terciaria.

## El Campo de Calatrava



Entre la Llanura manchega y el Campo de Calatrava existe una zona de transición participa de características intermedias: amplio desarrollo de los replanos o superficies de erosión, relieves paleozoicos escasos a modo de «isleos», relieves de origen volcánico y dolinas, rompiendo la monotonía de la llanura.

El relieve del Campo de Calatrava es, en conjunto, moderadamente accidentado, con cotas que oscilan entre los 500 m. en la parte más occidental del valle del Guadiana y 1.069 m. en la Sierra de Calatrava situada en el borde sur de la comarca. Un sector de llanos ondulados aparece entre Ciudad Real, Bolaños de Calatrava Daimiel y Malagón, con altitudes alrededor de los 600 m. Las características fisiográficas son a

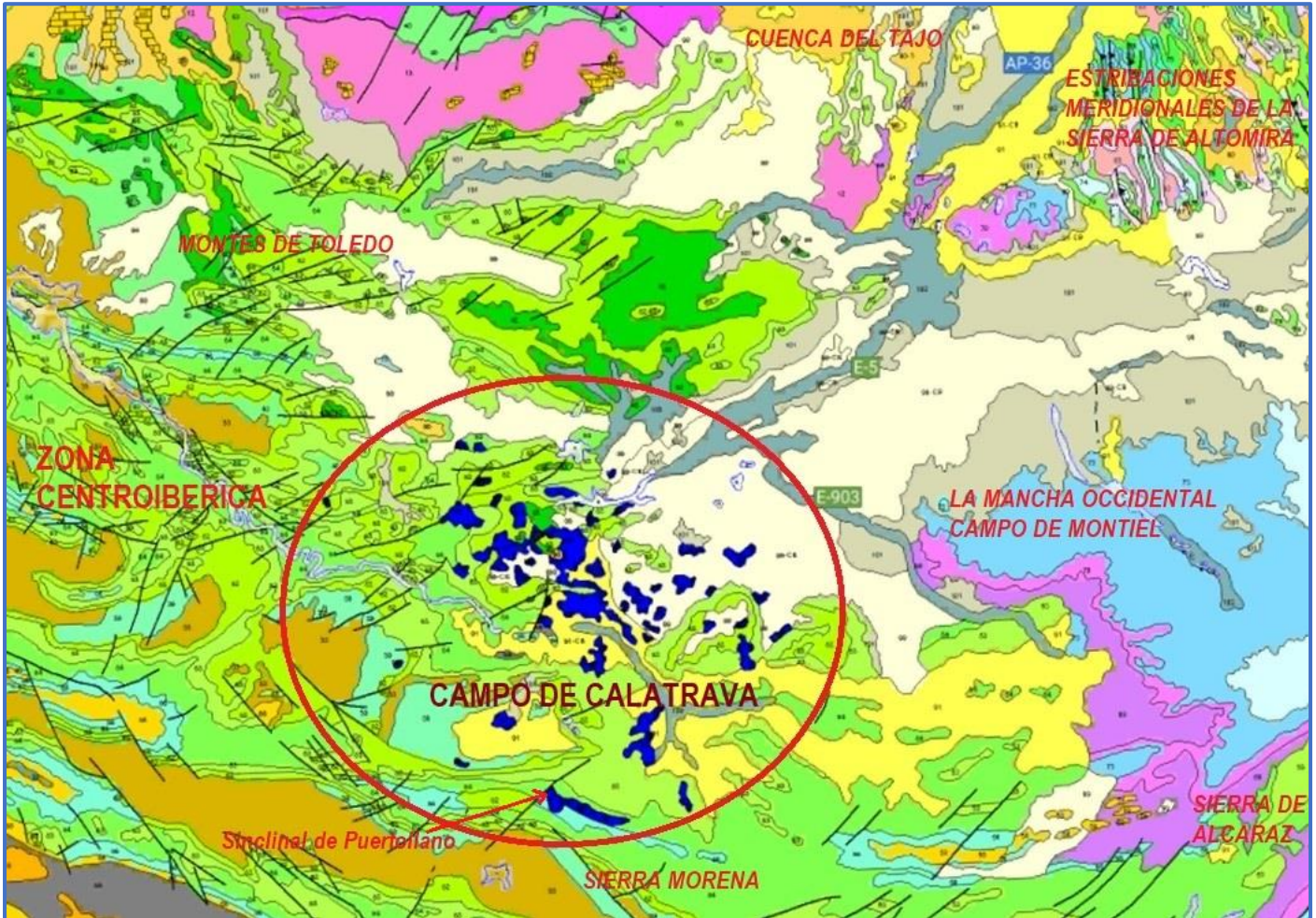
base de sierras de orientación subparalela (N-S), E-O, NNE-SSO y NO-SE, constituidas por materiales paleozoicos predominantemente cuarcíticos que separan depresiones rellenas por materiales pliocenos y cuaternarios en las que se encajan los ríos principales (Guadiana y Jabalón). Localmente, rompiendo las líneas maestras del paisaje, aparecen depresiones cerradas, profundas en ocasiones, y cerros de contornos circulares que son el vestigio de los antiguos cráteres y edificios volcánicos tan frecuentes en los Campos de Calatrava.

Desde el punto de vista geológico, los materiales más antiguos existentes en la región pertenecen a la Zona Centro-ibérica. Afloran sedimentos pelítico-grauwáckicos de edad precámbrica cubiertos en discordancia por formaciones cámbricas, ordovícicas, silúricas y devónicas de carácter detrítico con frecuentes intercalaciones de rocas volcánicas. Todos estos materiales están afectados por la orogenia varisca o hercínica que los plegó y fracturó sin desarrollar metamorfismo. Durante las fases tardías se produjo la intrusión de masas de granitoides y se produjo la fracturación



tardihercínica. Regionalmente se conoce la existencia de materiales del Carbonífero superior que reposan discordantes sobre las unidades anteriores (cuenca hullera de Puertollano).

En el Campo de Calatrava no existen afloramientos de sedimentos mesozoicos y paleógenos, presentes sin embargo en la llanura manchega central y oriental.



Como consecuencia de los procesos asociados a la compresión bética Serravaliense-Tortonense, durante el Mioceno superior, se generan cuencas continentales importantes como las del Júcar, La Mancha y otras menores como los depocentros de Daimiel, Villarta de San Juan y las subcuencas de Alcolea y Corral de Calatrava (C. Real) que se rellenan durante el Mioceno superior y principalmente durante el Plioceno. La génesis de estas cuencas está en relación con la reactivación de fallas profundas del zócalo sobre todo las de direcciones E-O a NE-SO ( $N-90^\circ$  a  $N-30^\circ$ ) y las submeridianas ( $N-160^\circ$  a  $180^\circ$ ). Es a partir de este momento cuando se desarrolla el vulcanismo del Campo de Calatrava, que comienza con emisiones de carácter ultrapotásico.

Sobre el zócalo hercínico de La Mancha se sitúan en clara discordancia sedimentos continentales (conglomerados, areniscas y arcillas) de edad neógena depositados mediante sistemas de abanicos aluviales que evolucionan en el tiempo y hacia las partes centrales a sistemas lacustre-palustres carbonatados. Pueden distinguirse las siguientes Unidades: Detrítica de base, Lutítica intermedia y Carbonatada superior. En el área de Daimiel y Villarta de San Juan se ha comprobado, mediante geofísica y sondeos, la existencia de cuencas o depocentros con espesores de sedimentos de varios centenares de metros bajo las calizas del Plioceno superior.

Las Cuencas de Corral y Alcolea de Calatrava (C. Real) se abren y rellenan algo más tarde, durante el Plioceno inferior y hasta el Plioceno superior, mediante sistemas aluviales y fluviales que evolucionan en el tiempo a ambientes palustres y lacustres de carácter expansivo. El espesor total no sobrepasa el centenar de metros.

Durante la sedimentación hay actividad volcánica con emisión de carácter básico-ultrabásico, alcalino y ultrapotásico predominantemente explosivos, con acumulación de potentes depósitos hidromagmáticos, intercalados en la serie.

En la subcuenca de Alcolea de Calatrava al oeste de Ciudad Real se reconoce una nueva división en unidades informales para el Neógeno: detrítica, carbonatada y detrítico-carbonatada, esta última separada por una

discordancia. La primera unidad es equivalente a las unidades detrítica de la base y lutítica roja intermedia, definidas por TORRES et al. (1986-1987) para la sedimentación terciaria manchega, mientras que la segunda es correlacionable con la unidad carbonatada superior. La tercera unidad es sólo característica del Campo de Calatrava y está íntimamente relacionada con depresiones formadas por colapsos volcánicos.

Desde el Mioceno superior se va conformando un paisaje de cerros (montes isla) y sierras, con afloramientos paleozoicos separados por depresiones planas rellenas de materiales detríticos y carbonatados.

La existencia de encostramientos ferruginosos (con Mn/Co) tapizando las vertientes de los montes isla y sierras paleozoicas es un hecho diferencial del Campo de Calatrava. En su día, fueron correlacionadas con las corazas ferralíticas del Terciario inferior de la Meseta norte (MOLINA 1975, Memoria de la hoja MAGNA nº 784 Ciudad Real 1985-88) y actualmente se relacionan con la actividad hidrotermal de las fases finales/póstumas de los episodios volcánicos (CRESPO 1992, CRESPO y LUNAR 1997, POBLETE 1995, 2002).

A finales del Plioceno y hasta el Pleistoceno inferior se producen extensos aplanamientos con desarrollo de amplias superficies de erosión y erosión-depósito (superficies encostradas de La Mancha, Rañas, etc.) que preceden a la instalación de la red fluvial. Hay evidencias de actividad volcánica durante el Cuaternario hasta tiempos muy recientes (Holoceno medio: Norgripiense)

### 3.- VOLCANISMO DEL CAMPO DE CALATRAVA.

- **Álvarez, M. (2023).** *El origen del vulcanismo reciente en el suroeste de Europa y norte de África. Conferencias de Geosen. Marzo de 2023. PPT Inédito.*
- **Ancochea, E. (1999).** *El campo volcánico de Calatrava (The volcanism of Campos de Calatrava). Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, (7.3) 237-243*
- **Gallardo, J.L., Ancochea, E. & Pérez, A. (2002).** *"Secuencia magnetoestratigráfica y edad de los materiales volcánicos y sedimentarios de Poblete (Ciudad Real)". Geogaceta, nº 32, pp. 35-38.*
- **González Cárdenas, E. (1992).** *Aspectos geomorfológicos del vulcanismo hidromagmático del Campo de Calatrava. Actas de la II Reunión Nacional de Geomorfología. Estudios de geomorfología en España. Sociedad Española de Geomorfología. Murcia, 569-583.*
- **González, E., Gosálvez R., Becerra R. y Escobar E. (2007).** *Actividad eruptiva holocena en el Campo de Calatrava (volcán Columba, Ciudad Real, España). Resúmenes XII Reunión Nacional de Cuaternario, Ávila.*
- **Memorias de las hojas del Mapa Geológico Nacional escala 1:50.000 MAGNA, números 759 (Piedrabuena), 760 (Daimiel), 784 (Ciudad Real), 785 (Almagro), 810 (Puertollano) y 811 (Moral de Calatrava).**
- **Poblete Piedrabuena, M.A. (1995).** *El relieve volcánico del Campo de Calatrava. Tesis doctoral. Ed. Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha y Dpto. de Geografía de la Universidad de Oviedo, Gijón. 467 pp.*
- **Poblete Piedrabuena, M.A., Beato Bergua, S. y Marino Alfonso, J.L. (2016):** *Landforms in the Campo de Calatrava Volcanic Field (Ciudad Real, Central Spain), Journal of Maps, DOI: 10.1080/17445647.2016.1195302.*
- **Vegas, J., García-Cortés, A., Galán, L., Pérez-González, A., Martín-Serrano, A. (2006).** *El registro sedimentario lacustre del maar de Fuentillejo (Ciudad Real). Bol. Geol. Min. 117, 339–349.*

#### Antecedentes

Las referencias más antiguas sobre la existencia de vulcanismo en Campos de Calatrava son de la primera mitad del siglo XIX. Sin embargo, no es hasta bastantes años después, a finales del XIX y principios del XX, cuando estas rocas empiezan a estudiarse más detenidamente con la realización de los primeros estudios petrográficos y correlacionándolas con el resto de las rocas volcánicas recientes de la península ibérica.

Los estudios posteriores de E. HERNANDEZ PACHECO (1928) y sobre todo la monografía de F. HERNANDEZ PACHECO (1932) dan ya una visión de conjunto de esta región volcánica, tanto de su distribución espacial, como de sus características petrológico-vulcanológicas y edad de la actividad volcánica.

En los trabajos de PARGA PONDAL (1935) se efectúa la caracterización geoquímica de las rocas.

No existen trabajos posteriores sobre la zona hasta los de MOLINA et al. (1972) y MOLINA (1974 y 1975) que aportan nuevos datos sobre las relaciones entre rocas volcánicas y sedimentarias y el de IBARROLA y BRANDLE (1974) sobre su mineralogía y quimismo.



A finales del pasado siglo la zona ha sido estudiada en detalle por diferentes autores: ANCOCHEA et al (1979), ANCOCHEA e IBARROLA (1982) y ANCOCHEA (1983), quedando sintetizados en la tesis de ANCOCHEA (1983) donde se dan a conocer nuevos centros volcánicos, y se revisan los aspectos vulcanológicos, geocronológicos, geoquímicos y petrogenéticos.

La realización de hojas del Mapa Geológico Nacional MAGNA a escala 1:50.000 durante los períodos de 1985-86 (ed.1988): números 759 (Piedrabuena), 760 (Daimiel), 784 (Ciudad Real), 785 (Almagro) y de 1996-2003: números, 810 (Puertollano) y 811 (Moral de Calatrava) supone un importante avance en el conocimiento geológico y geomorfológico de la región. Por lo que respecta al vulcanismo se cartografían, estudian y caracterizan numerosos edificios y cráteres nuevos, incrementándose significativamente el número de volcanes conocidos.

CRESPO (1992) y CRESPO y LUNAR (1997) caracterizan la geología, mineralogía y génesis de los yacimientos de manganeso cobaltífero. CEBRIÁ (1992) realiza s tesis doctoral sobre Geoquímica de las rocas basálticas y leucititas.

Desde la década de los 90 son numerosos los estudios de Geografía Física, Relieve, Paisajes, Geomorfología volcánica Geopatrimonio y Geoturismo desarrollados esencialmente por geógrafos de la Facultad de Geografía e Historia de la UCM (GARCÍA RAYEGO 1993-2002) y del equipo del Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio de la Facultad de Letras de la UCLM, entre otros GONZÁLEZ CÁRDENAS (1992, 2009 ...), BECERRA (2013...). El excelente trabajo realizado cristaliza con la creación de GEOVOL en 2007 y continúa con el impulso dado, en colaboración con numerosos investigadores, empresas e instituciones, hacia la creación y próximo reconocimiento del “Geoparque Volcanes de Calatrava. Ciudad Real”.

Desde 1989 POBLETE PIEDRABUENA (Departamento de Geografía de la Universidad de Oviedo) realiza diferentes trabajos y publicaciones sobre el relieve, geomorfología volcánica, edad del vulcanismo, costras ferruginosas y geoturismo del campo de Calatrava.

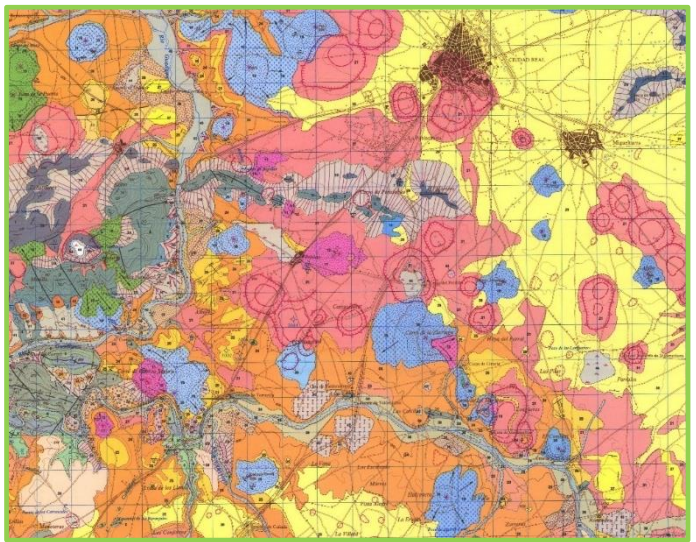
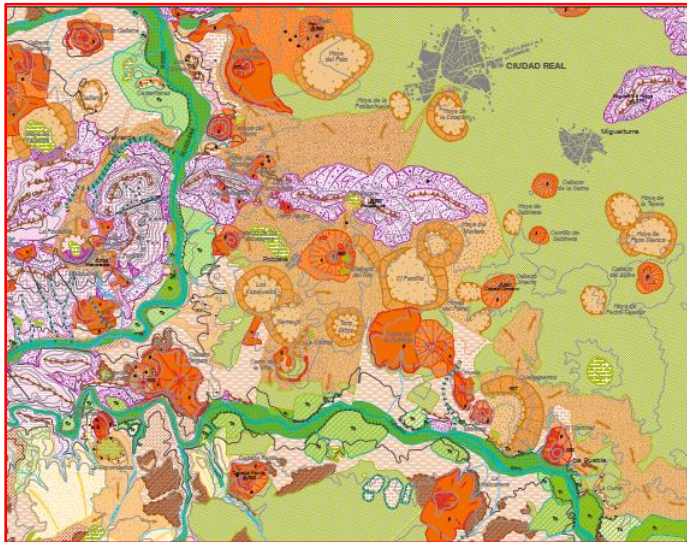
La mayor parte de ellos, incluida su tesis doctoral “ El relieve volcánico del Campo de Calatrava” (1995), tienen una carga elevada de contenido geológico. Una parte importante se centra sobre la génesis, posición geomorfológica y cronológica de las costras ferruginosas. Aspectos que, junto con los trabajos de CRESPO (1992), CRESPO y LUNAR (1997), quedan precisados y resueltos.

El trabajo de MOLINA (1975) y las hojas MAGNA (que cita incorrectamente como IGME 1988) constituyen para POBLETE la guía de sus observaciones y la base para sus, no siempre acertados, análisis críticos. POBLETE “descubre” que hay depósitos hidromagmáticos intercalados entre las series pliocenas, sobrepuestos a las superficies de encostramiento del Pliocuatenario e interestratificados y sobre las terrazas fluviales pleistocenas y, por consiguiente, deduce que existe actividad volcánica durante estos tiempos, cuando todo esto está descrito en las memorias y reflejado en los mapas y leyendas de la hoja MAGNA, que, en estos casos, no cita ni como IGME 1988. Interpreta y confunde depósitos de terrazas complejas debidas al represamiento del río Jabalón por las emisiones volcánicas de los centros eruptivos próximos (Cabezo Segura) como sedimentos de la serie basal detrítica del Plioceno, criticando abiertamente los trabajos anteriores.

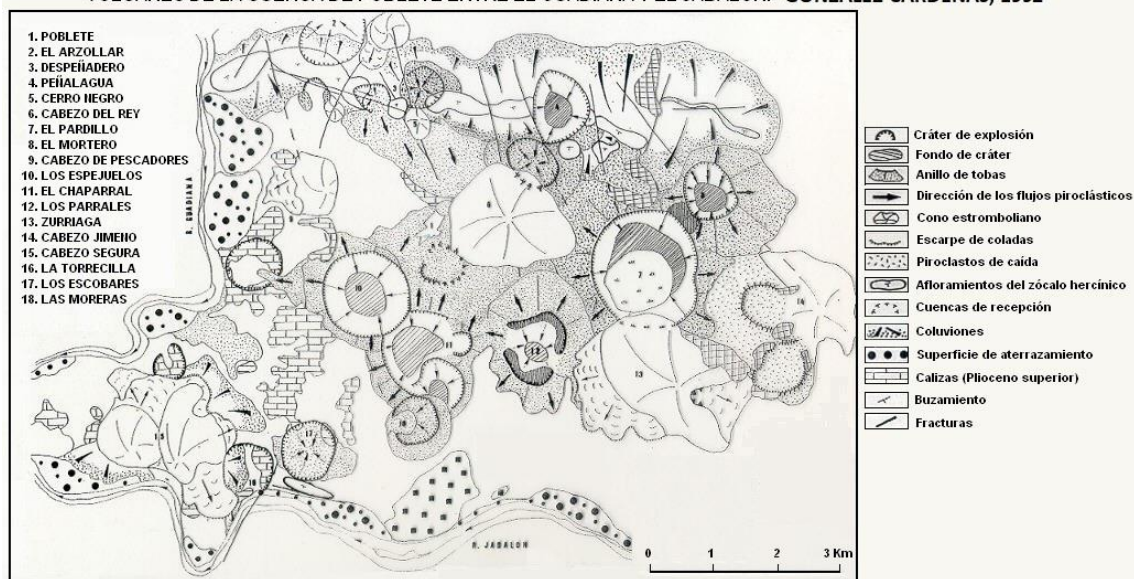
El aspecto más “sorprendente” de algunas de las publicaciones de POBLETE y de GONZALEZ CÁRDENAS (1992) está en relación con gran parte de sus esquemas y representaciones cartográficas. Algunos esquemas geomorfológicos son un “remodelado” de la cartografía geológica 1:50.000 de las hojas MAGNA con ligeras diferencias, sin que esta sea citada de ninguna manera ni se indique modificado de...

Esto es muy evidente en la publicación de POBLETE et al. (2016) en la que se incluye el “Geomorphological mapping of the Campo de Calatrava volcanic field (Central Spain, SW Europe)”, Hoja 784 Ciudad Real, elaborado a escala 1:50.000 (*ver abajo la comparación de ambos mapas*).

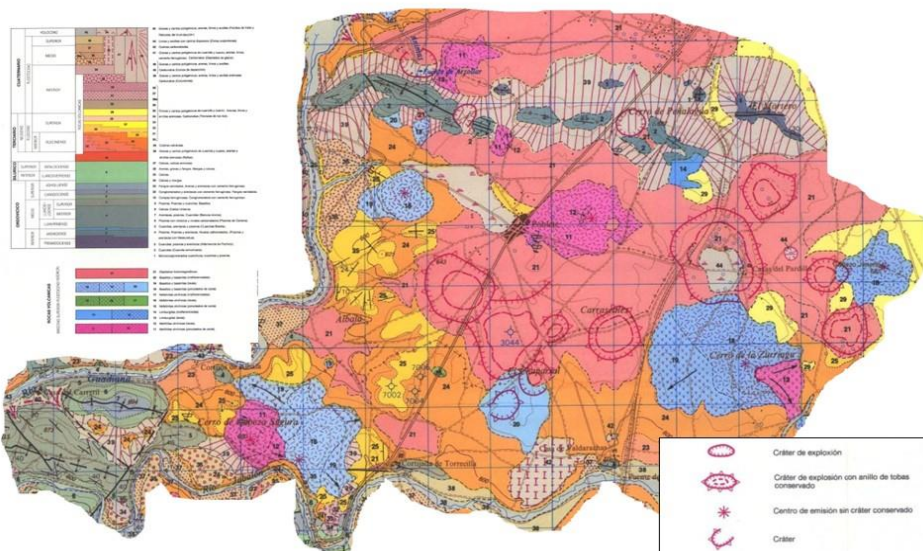
La similitud sería aún mayor con los mapas geomorfológicos citados en las memorias de las hojas y que, reducidos a escala de 1:100.000, deberían haber sido incluidos en las mismas, lo que no hicieron el IGME o la imprenta. Los originales de estos mapas geomorfológicos fueron entregados junto con toda la documentación complementaria del Bloque MAGNA (hojas 759, 760, 784, 785 y 786) y desde hace tiempo se encuentran en paradero desconocido.



**VOLCANES DE LA CUENCA DE POBLETE ENTRE EL GUADIANA Y EL JABALÓN. GONZÁLEZ CÁRDENAS, 1992**



Comparaciones entre las cartografías geomorfológicas de POBLETE 2016 (arriba) y GLEZ. CÁRDENAS 1992 con la cartografía MAGNA de la hoja 784 Ciudad Real de 1985 editada en 1988.





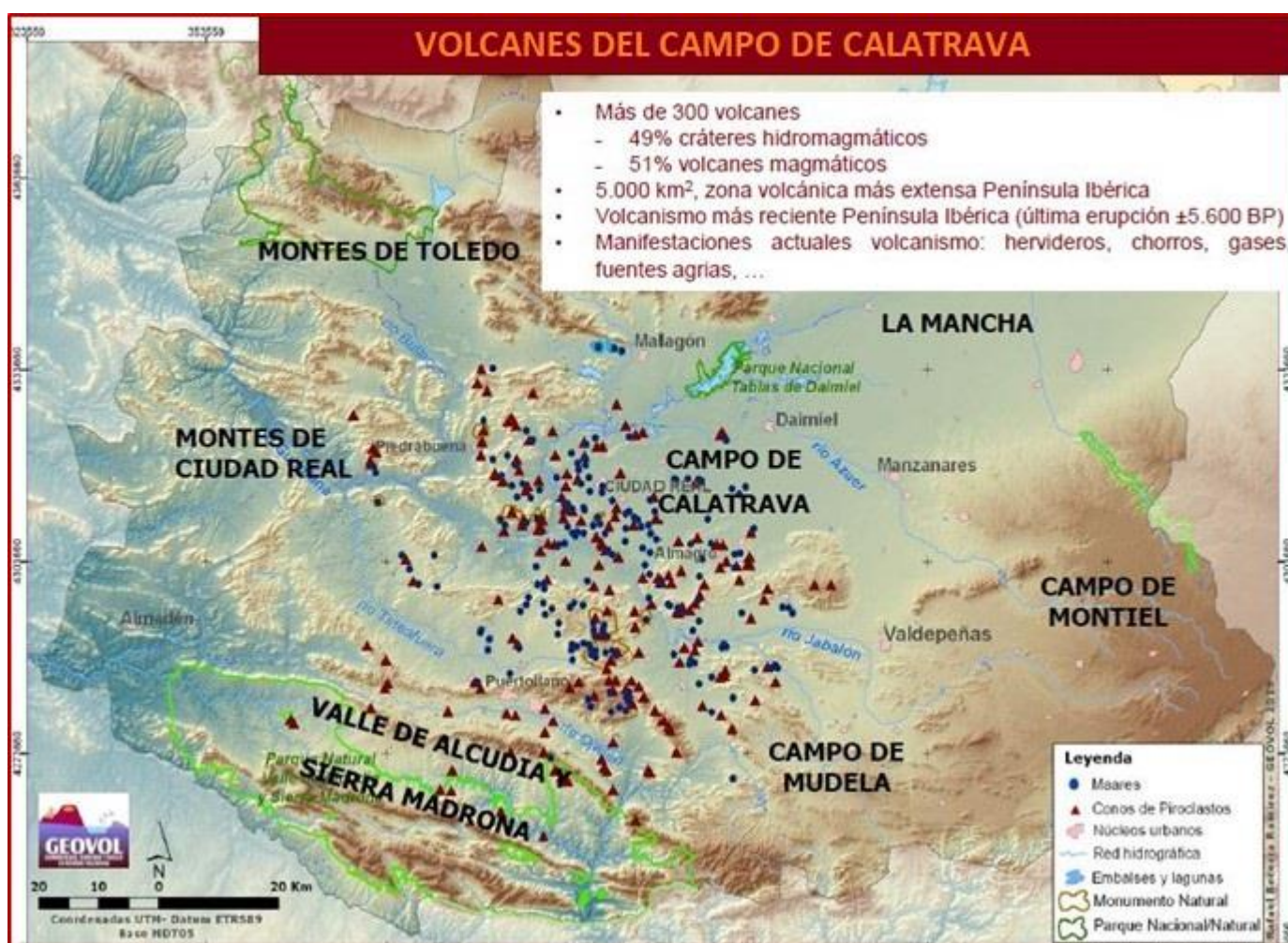
GALLARDO et al. (2002) establecen la secuencia magneto-estratigráfica y edad de los materiales volcánicos (lavas y depósitos hidromagmáticos) de Poblete. GONZÁLEZ CÁRDENAS et al. (2007) datan los últimos episodios de la actividad eruptiva del volcán Columba en - 5.500 años cal BP. POBLETE et.al. (2019) datan las últimas erupciones del volcán Columba entre el Pleistoceno superior (Tarantiense) y el Holoceno medio (Norgripiense).

RODRIGUEZ Y BARRERA (2002) caracterizan las paleosismitas cuaternarias de Granátula.

VEGAS Y RINCÓN (1996) y RINCÓN CALERO (1997 y 2014) plantean nuevas hipótesis sobre el origen del vulcanismo de Campos de Calatrava.

## Mecanismos eruptivos y Formas volcánicas. Los Maares: geomorfología y depósitos asociados.

Es sin duda la morfología volcánica la que imprime carácter a la zona rompiendo la continuidad de las formas de origen estructural y de las superficies de erosión/acumulación. Aunque en la zona no existen volcanes de grandes dimensiones, su forma y coloración han llamado la atención de los habitantes que los denominan «negrizales», «cabezos», «cabezuelos», «castillejos», «hoyas», «navas"... Esta toponimia a veces se complementa con precisiones acerca de la coloración de las rocas y formas del terreno: Cerro Negro, Cerro Gordo, Cerro Moreno, Cerro Carboneras, Cabeza Parda, Peñarroya, Loma del Negrizal, Hoya de la Nava....



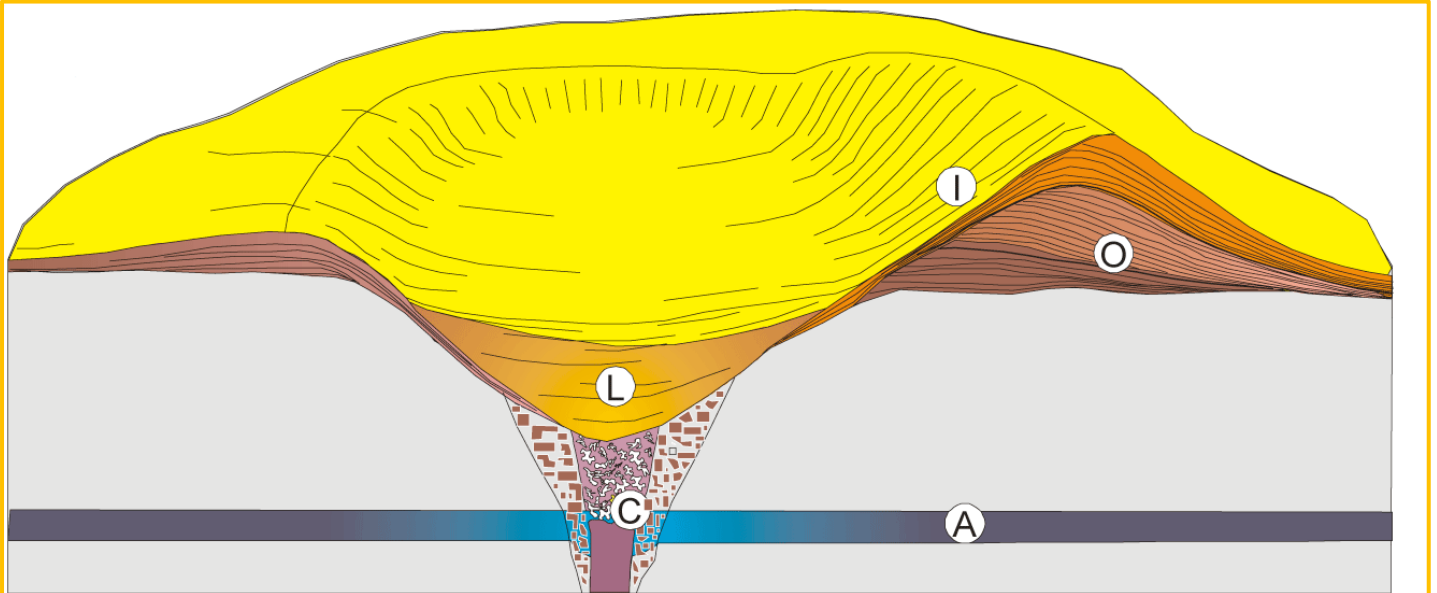
El grado de conservación actual depende esencialmente de su antigüedad, pero también influyen factores tales como la forma original, el volumen de material emitido, su composición, el lugar donde se ubican, etc.

Los **mecanismos eruptivos** en han sido esencialmente **estrombolianos e hidromagmáticos** o una mezcla de ambos.

Las **erupciones estrombolianas** han formado normalmente pequeños conos piroclásticos hoy degradados a cerros redondeados. Sus diámetros son generalmente hectométricos, pudiendo llegar hasta cerca de 2 km; sus alturas oscilan entre 20 m y 120 m. Sólo en contadas ocasiones se conservan restos de una depresión de tipo cráter. De estos conos han partido coladas de diferente entidad, normalmente pequeñas, que alcanzan en los casos máximos los 6-7 km de longitud. Existen centros de emisión en los que predominan las erupciones de tipo homogéneo o volcanes-cúpula formados por la acumulación de productos lávicos, en otros domina la actividad estromboliana

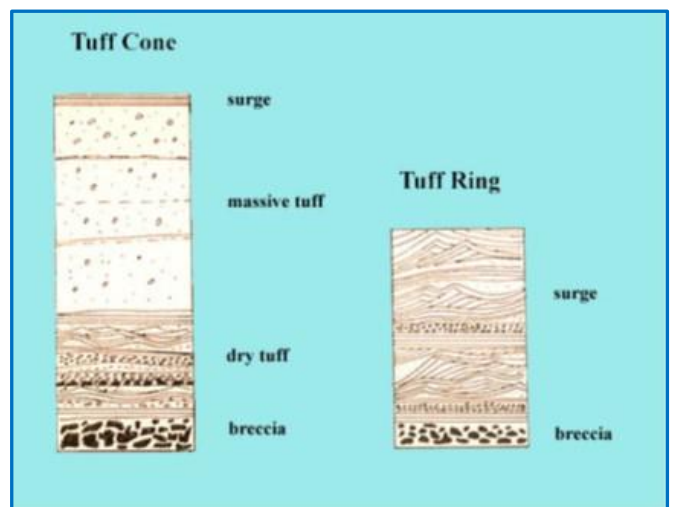
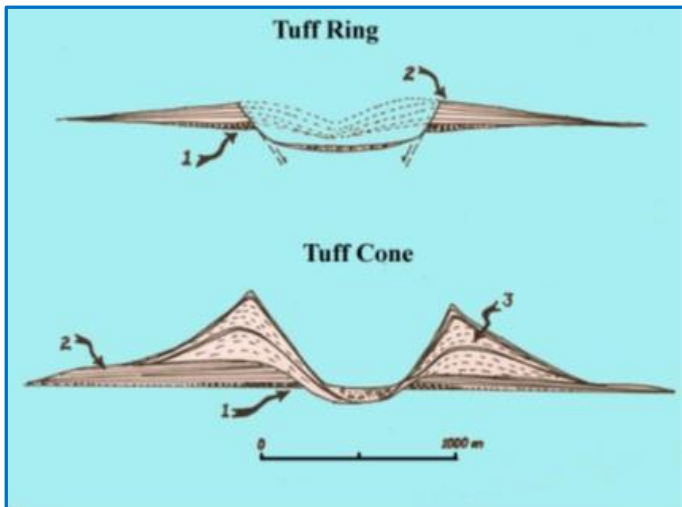






Oblique cross section through a tuff ring. **A** is an aquifer intersected by the magma conduit, **C**. **I** are steeply-dipping inner wall layers of volcaniclastic material, and **O** are gently dipping outer wall layers. **L** is crater fill material.

- **Conos de tobas (tuff cones)** se originan en erupciones de menor energía o en los episodios finales de las etapas de alta energía por disminución de esta. Presentan mayor elevación que los anillos de tobas, estructuras acrecionales centrípetas y los productos que los forman tienen menor dispersión lateral.

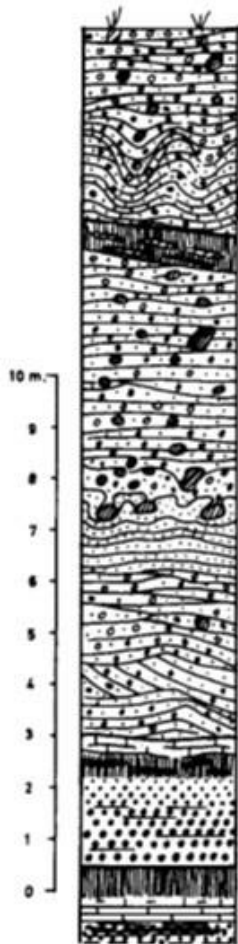


Los materiales que constituyen tanto anillos como conos dependen de la naturaleza del sustrato donde se produce la erupción y sus estructuras y texturas de la distancia al centro de emisión, al margen de su dependencia de la proporción relativa de gases, vapor y agua. Los maeres que atraviesan exclusivamente el Paleozoico contienen abundantes fragmentos exóticos de cuarcitas y pizarras, mientras que los que perforan sedimentos de las cuencas pliocenas son predominantemente arenosos y limosos con clastos calcáreos y escasos fragmentos de pizarra y cuarcita procedentes del yacente. En ambos tipos son frecuentes los niveles de cenizas y lapillis (piroclastos de caída) así como también los encostramientos calcáreos y los procesos edáficos que se originan durante las etapas de decaimiento o parada de la actividad hidromagmática. Abundan las estructuras relacionadas con paleosismos.

Es omnipresente la presencia de anfíboles. En las zonas llanas, sin cortes, cuando la morfología del terreno no permite un diagnóstico claro, la presencia de anfíboles constituye el criterio básico para clasificar o no los terrenos de la llanura (incluso los sembrados) como depósitos hidromagmáticos.

Durante la realización de la hoja MAGNA 487 (Ciudad Real) se efectuó una reconstrucción de la sucesión de depósitos de los maeres superpuestos de Poblete que han perforado la serie sedimentaria pliocena. La descripción

de litologías, texturas y estructuras se reproduce a continuación, acompañada de algunas fotografías de los cortes actuales de la autopista A-41.



- Tobas cineríticas y de lapilli poco compactadas, con estratificación planar y cruzada de bajo ángulo. Basalmente las tobas presentan estructuras deformadas en forma de U con contactos no erosivos, desarrollados sobre las tobas cineríticas. Los fragmentos angulosos son de pizarra, caliza y característicamente anfíbol. Los bloques son, también, de pizarra (hasta 150 mm.), caliza (hasta 280 mm.), rocas volcánicas (hasta 300 mm.) cuarcitas y algún anfíbol (hasta 80 mm.)
- Arcillas esmectíticas (75 %), algo arenosas amarillo-rojizas (5YR6/6), con nodulizaciones micríticas y encostramiento masivo de CaCO<sub>2</sub>.
- Tobas cineríticas de finas a gruesas, erosionadas a techo, con fragmentos angulosos de pizarras, calizas, cuarcitas y rocas volcánicas, y estratificación planar y cruzada de bajo ángulo. En la base hay una capa masiva con fragmentos angulosos muy heterométricos. El contacto con la unidad inferior es un nivel de huellas de impacto ("bomb sags"), con bloques y lapillis, principalmente, de calizas lacustres pliocenas (45-350 mm.), rocas volcánicas (20-220 mm.) y pizarras. En el resto de la unidad son abundantes las huellas de impacto con bloques y lapillis de caliza (10-300 mm.), pizarras (30-120 mm.), rocas volcánicas (50-1000 mm.)
- Tobas cineríticas finas, medias y eventualmente gruesas, poco compactadas, con estratificación cruzada generalizada y estructuras tipo duna (dunelike) predominantes en la base. A techo domina la estratificación planar. Láminas entre 1 y 5 cm. de espesor. Huellas de impacto, poco frecuentes, en las capas intermedias. Fragmentos angulosos de tamaño lapilli (7-25 mm.) de pizarras, cuarcitas y en menor proporción de limburgitas y calizas pliocenas. En los tamaños más fino (< 2 mm.), hay además, frecuentes cristales de piroxeno, olivino, cuarzo y feldespato K., al igual que en la unidad inmediatamente superior.
- Caliza micrítica en baldosas, hasta 8-10 cm. de espesor, y arcillas esmectíticas (80 %) arenosas rojizo-amarillentas.
- Lapilli fino de proyección aérea, con gradación positiva, y estratificación horizontal (capas entre 0,40-0,60 m. de espesor). Carbonatación secundaria a techo.
- Arcillas arenosas rojizo-amarillentas (5YR 5/6), con nodulizaciones de CO<sub>2</sub> que en la base son laminares o baldosas.
- Lapilli fino de proyección aérea, con laminación horizontal (láminas entre 2-5 mm. de espesor), y carbonatación secundaria a techo.

*Sección reconstruida de los depósitos hidromagmáticos de los anillos de tobas al sur de Poblete (Carretera de Ciudad Real a Puertollano, N. 420, Km. 190).*



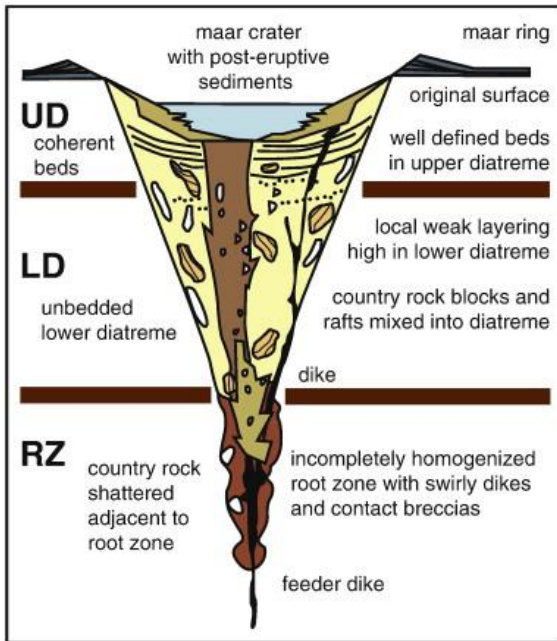
F-TM138-10.- Superposición de oleadas piroclásticas procedentes de dos mares diferentes situados al SE y S de Poblete. Se observan algunas bombas con sus bomb-sags y laminaciones convolutas asimilables a deformación por paleosismos. Salida de la N-420 a la A-41 dirección Puertollano.



F-TM138-09.- Bomba volcánica entre el material piroclástico hidromagmático. Entrada



La estructura de los maeres después de las erupciones hidromagmáticas queda configurada por un conducto de emisión complejo o **diatrema**, una depresión de bordes más o menos abruptos o suavizados rellena de sedimentos lacustres y unos depósitos eyectados (anillos o conos de tobas volcánicas).



Existen muchos modelos de diatremas relacionadas con erupciones hidromagmáticas. Hemos escogido este por su sencillez. En la zona inferior o raíz existen brechas de contacto entre la roca de caja fuertemente fracturada y diques en espiral o anastomosados de roca volcánica. La parte baja es caótica o poco organizada (estratificada) con bloques de la roca de caja y láminas de roca volcánica. La parte superior presenta una estructura de capas mejor definidas de material freatomagmático y volcánico. Por último, tras el /los colapsos del cráter y zonas inferiores hay un relleno de sedimentos tipo lacustre.

Cuando el fenómeno hidromagmático está relacionado con la presencia de masas de agua subterránea (o acuíferos) la morfología de los cráteres y su relleno lacustre vienen condicionados por el tipo de rocas del sustrato, la naturaleza de los acuíferos y la disponibilidad de agua.

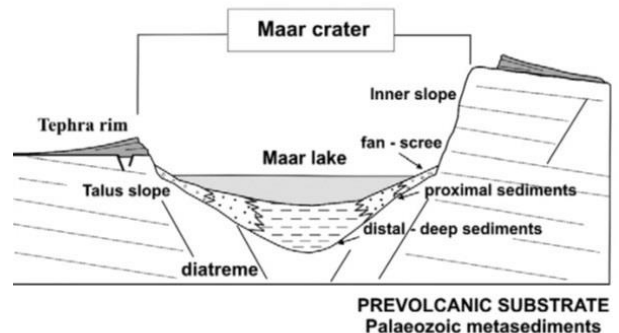
Se pueden diferenciar dos ambientes respecto de la disponibilidad de agua subterránea: (A) el entorno de "rocas duras", con acuíferos en fracturas y (B) el entorno de "rocas blandas" o de acuíferos con porosidad intergranular dominante y materiales no consolidados saturados en agua.

Ambos tipos de maar pueden reconocerse en el Campo de Campo Volcánico de Calatrava.

Los **maeres de sustrato duro**, los procesos volcánicos explosivos afectaron a metasedimentos del basamento (pizarras y grauvacas precámbricas) y a pizarras y cuarcitas del Cámbrico y Ordovícico. Los magmas interactuaron con el agua contenida en acuíferos con permeabilidad por fracturación. También se conocen bajo el nombre de **maeres de sierra** por tratarse de cráteres de explosión desarrollados sobre los relieves paleozoicos. Constituyen depresiones cerradas, de contornos subcirculares, con diámetros de orden hectométrico (hasta 1,2 km.), bordes abruptos y escarpados con desniveles de hasta 120 m. que dan lugar a grandes hoyas en las partes altas de las sierras. Tienen fondo plano ocupado por zonas endorreicas y lagunas y no suelen tener anillos de tobas importantes o bien conservados. Estos **cráteres de explosión** constituyen las formas del terreno más espectaculares del C. de Calatrava, dando lugar a parajes de gran belleza (Lagunas de Peñarroya y de la Posadilla o Fuentillejo, Hoya de Cervera...).

En los **maeres de sustrato blando** los procesos volcánicos explosivos afectaron a series de rocas poco consolidadas como los sedimentos pliocenos fluvio-lacustres (arenas, limos, margas y calizas lacustre-palustres). Los magmas, tras atravesar el sustrato precámbrico-Paleozoico, interactuaron con agua contenida en los acuíferos granulares y calcáreos del Acuífero de la Mancha occidental o Sistema 23 que durante el Plioceno y Pleistoceno no estaba sobre-explotado. Mayoritariamente dan lugar **cráteres de explosión con anillo de tobas conservado** o auténticos maeres. Normalmente aparecen sobre sedimentos pliocenos o sobre la superficie de erosión con costra (son por consiguiente de edad pleistocena). Consisten en un cráter o suave depresión, situada a veces por debajo del nivel general del suelo y un anillo que la rodea total o parcialmente, constituido por la acumulación de piroclastos expulsados del cráter (*tuff ring* o *tephra ring*). Suelen tener contornos subcirculares o subelípticos. Los diámetros de

**A Hard-substrate maar lakes**



**B Soft-substrate maar lakes**

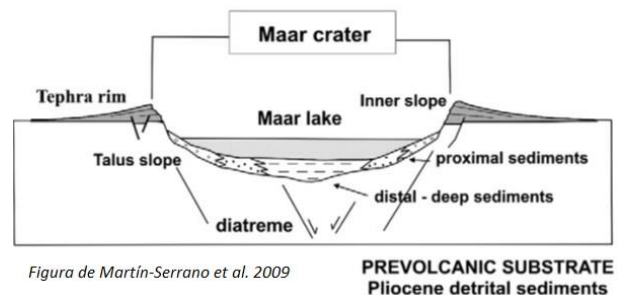


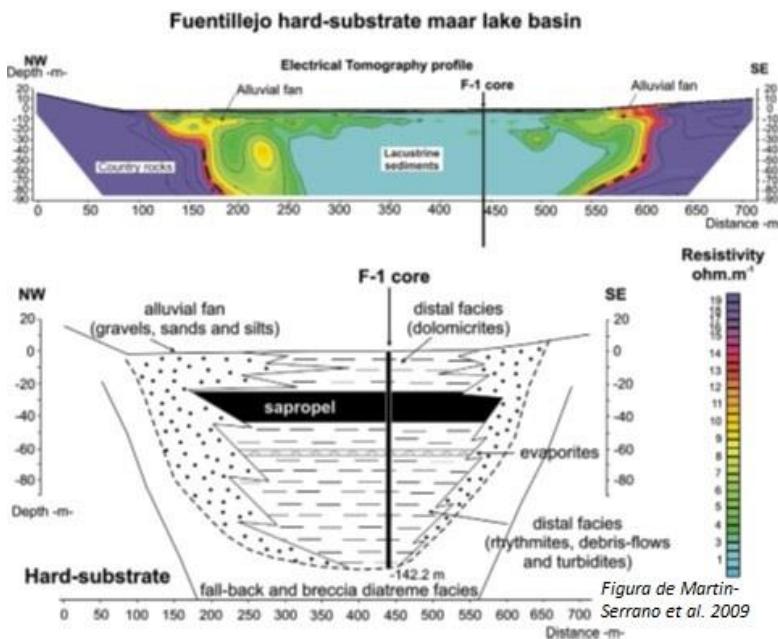
Figura de Martín-Serrano et al. 2009

la depresión interna o cráter oscilan entre 250 y 1.000 m., y los del anillo de tobas tomados desde el centro de la forma a la parte más elevada-entre 500 y 1.600 m. La altura del anillo de piroclastos con respecto al punto más deprimido rara vez sobrepasa los 20 m. En los fondos de los cráteres aparecen pues depresiones semicerradas potencialmente encharcables que dan lugar a zonas endorreicas, la mayor parte de ellas drenadas actualmente para su aprovechamiento agrícola.

Un tipo intermedio entre los dos tipos de cráteres de explosión descritos se genera en las zonas de contacto paleozoico-plioceno. Tal es el caso de los cráteres de Peñalagua (al noreste de Poblete) y El Mortero (al noreste de la estación de Poblete, que visitaremos).

Los maeres de sustrato duro, rodeados por una pared de cráter profunda y estable, son más capaces de recoger sedimentos en sus cuencas y preservarlos durante más tiempo que los depósitos lacustres similares de un amplio y poco profundo maar formado en un ambiente de sustrato blando. Su entorno rocoso es más resistente al colapso y la erosión a diferencia de los maeres de sustrato blando, donde los materiales menos resistentes pueden deslizarse y colapsar la depresión recién formada. Además, la morfología de la superficie de maeres de sustrato blando cambia más fácilmente después de la erupción por erosión y compactación pudiendo quedar fosilizada por sedimentos gravitacionales más recientes.

En el maar de Fuentillejo o La Posadilla (Valverde de Calatrava), situado unos 6 km. al oeste de Poblete sobre los afloramientos pizarroso-cuarcíticos del Tremadoc (Serie Púrpura) en contacto con la Cuarcita Armoricana de la Sierra de Medias Lunas, se ha realizado un estudio del relleno sedimentario del cráter de explosión mediante geofísica y un sondeo a testigo continuo (MARTIN SERRANO et al. 2009). Se ha reconocido un espesor de relleno de 142,25 m. que nos sirve de ejemplo del espectacular, por inesperado, relleno de un maar de montaña en el Campo de Calatrava.



La laguna del maar de Fuentillejo ha registrado múltiples fases de sedimentación detrítica, carbonática, sapropélica (fangos negros con materia orgánica), evaporítica y orgánica, como muestra el sondeo realizado en el centro del maar.

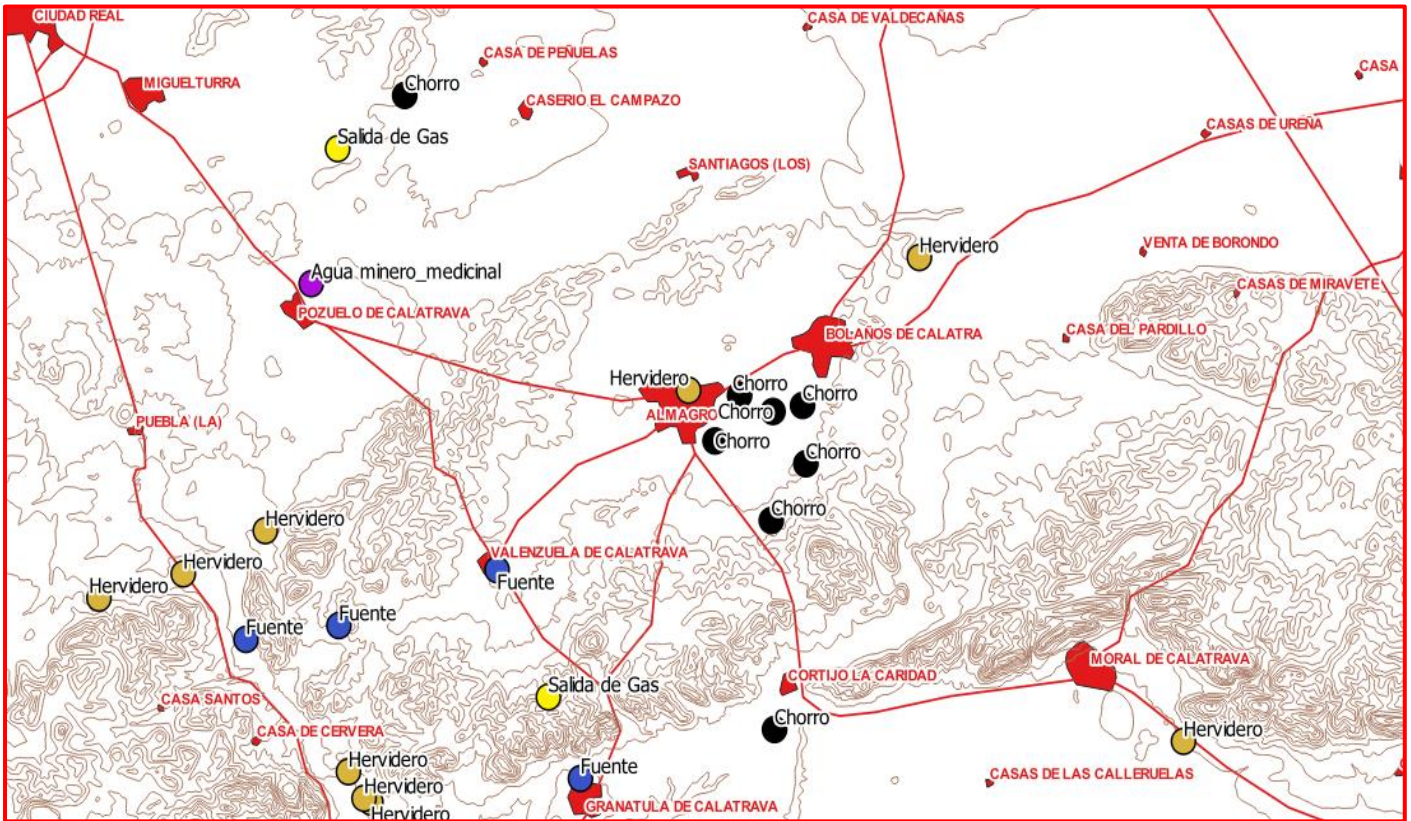
Se han identificado 23 unidades sedimentarias, que reflejan los aportes variables de detríticos, la química de las aguas y los componentes orgánicos a lo largo de la historia del lago (VEGAS et al. 2006). Hay seis tipos básicos de facies: 1) capas detríticas gradadas, que indican episodios erosivos en la cuenca de drenaje; 2) ritmitas detríticas, típicas de una sedimentación de ambiente profundo de carácter oligotrófico, con aportes extracuencales; 3) ritmitas orgánico-

carbonáticas de ambiente profundo con una elevada productividad; 4) evaporitas desarrolladas en un medio de elevada salinidad en ambiente semiárido de un lago efímero; 5) sapropeles, depositados durante períodos caracterizados por una elevada productividad y preservación en ambiente anóxico; 6) margas y limos masivos con estructuras de bioturbación correspondientes a un ambiente lacustre somero, con episodios de desecación. Aún falta por determinar la edad para el comienzo del registro sedimentario. Ahora bien, las dataciones radiométricas realizadas en los 18 primeros metros superiores señalan que el techo de la unidad 20 tiene una edad aproximada de 42.620 años C14 BP (por el momento es la edad más antigua conseguida por este método). La unidad 21 comprende el intervalo entre unos 30.880-25.470 años C14 BP. La unidad 23 corresponde al registro sedimentario desde el Último Máximo Glaciar y durante el interglaciar Holoceno.

## Otras manifestaciones recientes del volcanismo

Las últimas manifestaciones volcánicas del Campo de Calatrava están relacionadas con las emisiones de CO2 desde el terreno sustrato rocoso y la existencia de aguas fuertemente mineralizadas: **hervideros, fuentes agrias y chorros de agua**





En el campo de Calatrava se denomina **hervideros** a los puntos de agua (manantiales y pozos) en donde el escape de las burbujas de CO<sub>2</sub> de origen volcánico imita el burbujeo del agua al hervir. Los hervideros están distribuidos por gran parte del Campo de Calatrava. Existen o existieron una veintena de ellos, en algunos de los cuales se hicieron balnearios. Aunque, como indica BARRERA (2000) “Resulta lamentable ver el estado actual de deterioro que presenta el que fue uno de los balnearios más afamados del centro de España: Los Hervideros de La Fuensanta, en el municipio de Pozuelo de Calatrava. Actualmente, no solo el establecimiento esta arruinado, ocupado por una granja ganadera, sino que el manantial está seco a consecuencia de un pozo hecho en el río Jabalón. Es el certificado de defunción de uno de los manantiales de agua mineromedicinal más espectacular que hubo en península ibérica”.

Estas aguas con desprendimiento de gas carbónico también suelen presentar un alto contenido en hierro en disolución que les confiere un sabor peculiar, “picante” y reciben el nombre local de **fuentes agrias**.

Los **chorros**, conocidos popular e indebidamente como géiseres, son manifestaciones importantes de CO<sub>2</sub> que surgen de forma no natural a partir de sondeos o pozos perforados para usos agrícolas del agua. El gas sale de forma natural por los hervideros y las fuentes de agua agria, pero éste no es el caso de los chorros. Los chorros no son géiseres, porque no implican la vaporización del agua en relación con un acuífero hidrotermal, sino que son resultado de la despresurización del dióxido de carbono contenido en los acuíferos subterráneos (efecto coca-cola agitada).

<https://www.lanzadigital.com/provincia/ocho-chorros-campo-de-calatrava/>

El CO<sub>2</sub> es mayoritario, pero también hay otros gases como radón, helio y sulfhídrico además de otros muchos productos en disolución.

Un gran chorro surgió en Granátula de Calatrava durante los primeros meses del siglo XXI. Estuvo siete meses en funcionamiento llegando hasta los 60 metros de altura y generó una gran expectación. Pero en este milenio no ha sido el único. Desde entonces han funcionado en el Campo de Calatrava al menos 8 chorros de los que 3 han sido recurrentes, volviendo a surgir tras paradas más o menos largas. Todos han aparecido dentro el polígono definido por Miguelturra, Pozuelo, Granátula, Bolaños y Carrión de Calatrava.

**Petrografía y Geoquímica**

Desde el punto de vista petrográfico pueden distinguirse dos grandes grupos: por un lado, las rocas masivas y piroclásticas de caída y por otro las rocas piroclásticas de origen hidromagmático. Las diferencias entre este segundo grupo y el primero son, por una parte, texturales y por otra composicionales, ya que estas últimas poseen gran

cantidad de fragmentos no volcánicos accidentales. Sin embargo, para los fragmentos volcánicos, las descripciones de las tipologías rocosas son a grandes rasgos válidas para todos los grupos.

La mayor parte de las rocas son porfídicas, con matriz de microcristalina a vítrea y fenocristales de olivino festerítico o de olivino y augita. La matriz está formada en todos los casos por microcristales de augita, óxidos de hierro y titanita y olivino; además puede haber plagioclasa, feldespatoideos, melilita y proporciones variables de vidrio.

A la escala macro o mesoscópica las diferencias entre los distintos tipos composicionales son prácticamente inexistentes o inapreciables (ligera diferencia en la coloración en muestra de mano), siendo éstas sólo importantes microscópicamente.

Las diferencias entre unos tipos litológicos y otros radican fundamentalmente en la naturaleza o presencia de feldespatos, feldespatoideos y melilita, siendo estas fases las que se utilizan para la clasificación de los distintos tipos composicionales. Si sólo contienen plagioclasa: basaltos; si sólo poseen feldespatoideos sin plagioclasa, según la naturaleza de éste: nefelinitas olivínicas o leucititas olivínicas, si tienen melilita: melilititas olivínicas. Si tienen plagioclasa y feldespatoide: basanitas y si no tienen feldespatos, ni feldespatoideos, ni melilita: limburgitas. No existen basanitas modales, es decir con plagioclasa y feldespatoide, aunque sí son frecuentes desde el punto de vista químico. La nefelina aparece sola o acompañando a leucita o a melilita (ver ANEXO). Ocasionalmente aparece flogopita y anfíbol y como accesorio característico de las melilititas olivínicas la perovskita.

En todas las litologías son frecuentes las amígdalas rellenas de carbonatos y en ocasiones de ceolitas.

Así pues, dentro de los productos volcánicos y atendiendo a criterios vulcanológicos podemos distinguir: lavas, piroclastos de caída, y piroclastos hidromagmáticos. En cada uno de ellos podemos además especificar la composición: melilititas olivínicas, limburgitas, nefelinitas o leucititas olivínicas, basanitas y basaltos con lo que siguiendo ambos criterios se han diferenciado cartográficamente más de una decena de unidades volcánicas en las hojas del Mapa Geológico nacional MAGNA.

Los magmas que han hecho erupción corresponden a tipos básicos alcalinos, a grandes rasgos basálticos, aunque dentro de ellos pueden distinguirse, en orden decreciente de basicidad: melilititas olivínicas, nefelinitas olivínicas, basanitas y basaltos alcalinos. Además, en un único afloramiento, el del Morrón de Villamayor aparecen rocas ultrapotásicas: leucititas olivínicas. Todos ellos corresponden a tipos magmáticos primitivos o escasamente evolucionados, sin que existan rocas diferenciadas importantes.

Dentro del total de centros de emisión, los basaltos, nefelinitas y melilititas aparecen en proporciones crecientes (27%, 28% y 31% respectivamente), las limburgitas constituyen algo más del 10% y las leucititas menos del 1%. Los afloramientos basálticos suelen ser más grandes, siendo también los menos frecuentes; su área de dispersión es también la menor, ocupando las partes centrales de la región volcánica. Nefelinitas y melilititas se distribuyen en áreas cada vez mayores y que abarcan a las anteriores.

La ausencia de tipos evolucionados, el que los edificios sean en su práctica totalidad monogenéticos y la presencia de enclaves ultramáficos indican un ascenso rápido del magma desde zonas de generación mantélica y que no han debido existir cámaras magmáticas de entidad.

Tabla Composición media de los principales tipos rocosos (%) (Ancochea e Ibarrola, 1982).

	Basaltos	Basanitas	Nefelinitas olivínicas	Melilititas olivínicas	Leucititas olivínicas
SiO <sub>2</sub>	44,32	43,01	40,14	37,29	44,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,06	11,94	11,67	10,44	10,93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,88	5,54	5,50	5,58	5,36
FeO	6,37	5,85	5,92	6,00	3,98
MgO	10,33	10,74	11,86	13,25	11,79
CaO	11,43	11,87	13,44	15,37	12,33
Na <sub>2</sub> O	2,63	3,26	3,23	2,87	2,42
K <sub>2</sub> O	1,18	1,08	1,02	1,37	3,73
MnO	0,16	0,18	0,18	0,21	0,16
TiO <sub>2</sub>	3,04	3,09	3,35	3,06	2,27
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,73	0,78	1,02	1,34	1,14
H <sub>2</sub> O	2,45	2,21	2,49	2,49	1,52
Total	99,58	99,55	99,82	99,27	100,03

Desde el punto de vista geoquímico pueden distinguirse dos grandes grupos de rocas: por un lado, leucititas olivínicas y, por otro, el resto. En este segundo grupo de rocas el paso de unas a otras (basalto-basanita-nefelinita olivínica-melilitita olivínica) se produce con disminución de SiO<sub>2</sub> y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y con aumento de Mg, Ca, P, Mn y la mayoría de los elementos menores incompatibles (Ba, Ce, La, Nb, Rb, Sr, Y, Zr), Na y Ti presentan un máximo en los términos intermedios y Fe<sub>TOTAL</sub> y Rb permanecen constantes.



Un modelo de fusión parcial en equilibrio de una única fuente de peridotita granatífera enriquecida en elementos incompatibles, con respecto a los valores condriticos, permite explicar las características geoquímicas de los distintos grupos de rocas; cuyas diferencias serían debidas esencialmente a grados de fusión crecientes desde melilititas olivínicas a nefelinitas olivínicas, basanitas y basaltos.

En las zonas centrales de la región volcánica aparecen, según el modelo de ANCOCHEA (1983) las rocas formadas por mayor grado de fusión parcial y/o menor profundidad (basaltos y basanitas), mientras que hacia los bordes de la región se concentrarán las generadas por menor grado de fusión y/o mayor profundidad (nefelinitas olivínicas y melilititas olivínicas) al atenuarse hacia la periferia las posibles anomalías mantélicas causantes del volcanismo. La aparición en zonas centrales de nefelinitas olivínicas y melilititas olivínicas, formadas por menor fusión y/o mayor profundidad, mezcladas con los basaltos y basanitas puede justificarse por una variación en el tiempo de dicha anomalía mantélica, que, para una misma zona, podría ser de menos entidad tanto al comienzo como al final del proceso magmático.

### **Geocronología**

De acuerdo con las dataciones radiométricas efectuadas por diferentes autores el vulcanismo de los Campos de Calatrava se desarrolla al menos en dos fases iniciales. La primera y menos importante, tiene carácter ultrapotásico, ocupa el centro de la región volcánica y su edad se sitúa entre  $-8,7 (\pm 0,9)$  y  $-6,4 (\pm 0,2)$  millones de años (Mioceno superior, Tortoniense-Vallesiense). La o las segundas fases dan lugar a un vulcanismo alcalino y ultraalcalino y tienen edades entre  $-3,7 (\pm 0,7)$  Ma y  $-1,75 (\pm 0,4)$  Ma (Rusciniense alto-Pliocuaternario o Villafranquiense).

Los volcanes mejor conservados son, sobre todos, los posteriores al depósito de las unidades detrítico-carbonatadas del Plioceno superior (Villafranquiense inferior y medio basal). En la zona central de la región (Ciudad Real y Almagro) también se observa que la superficie de erosión del límite plio-pleistoceno está perforada y deformada por numerosos edificios volcánicos. Algunas terrazas del río Jabalón presentan ciertas peculiaridades: Los niveles de +14-16, +20-22 y +30-38, están cubiertos por potentes depósitos laminares de origen volcánico (cenizas, lapillis) de hasta 2 m. de espesor depositados en charcas o lagunas de las antiguas llanuras de inundación (memorias de las Hojas MAGNA 784, Ciudad Real y 785 Almagro, 1885 Ed. 1988)

Por criterios de posición geomorfológica y relaciones estratigráficas POBLETE y RUIZ (2007) distinguen 4 etapas principales durante la sedimentación neógena y el Cuaternario. Sorprende la precisión las edades al situar las etapas eruptivas justo en los límites de los cronos. Son las siguientes :

- EV1. Entre finales del Mioceno superior y comienzos del Plioceno inferior sólo representada por depósitos freatomagmáticos interestratificados
- EV2. A finales del Plioceno inferior, en la que se reconocen maeres con “subsistencia pericratérica”.
- EV3. Desarrollada entre el Villafranquiense inferior-medio y que “marca el final de las manifestaciones hidromagmáticas ocurridas en las subcuencas endorreicas”.
- EV4. Tiene lugar entre el Pleistoceno inferior y medio, como se deduce de la presencia de cenizas y depósitos de oleadas piroclásticas que fosilizan diversos niveles de terrazas del río Jabalón.

GALLARDO et al. (2002) mediante dataciones radiométricas K/Ar han establecido una edad de  $-1,3$  millones de años para una colada de nefelinitas olivínicas situada al SSE de Poblete, mientras que en los depósitos de maar de dicha localidad los datos de la secuencia magnetoestratigráfica obtenida revelan que la actividad volcánica en Campos de Calatrava se prolongó, al menos, hasta los  $-0,7$  Ma (período magnético Brunhes).

POBLETE et al.(2019) han datado episodios volcánicos pertenecientes al Pleistoceno superior y Holoceno inferior en el volcán Columba (Granátula de Calatrava). GONZÁLEZ CÁRDENAS et al. (2007) establecen una edad Holoceno medio (Norgripiense) de  $-5.600$  años CAL BP en muestras de un paleosuelo fosilizado por una oleada piroclástica y depósitos fangosos con restos vegetales en este mismo edificio volcánico.

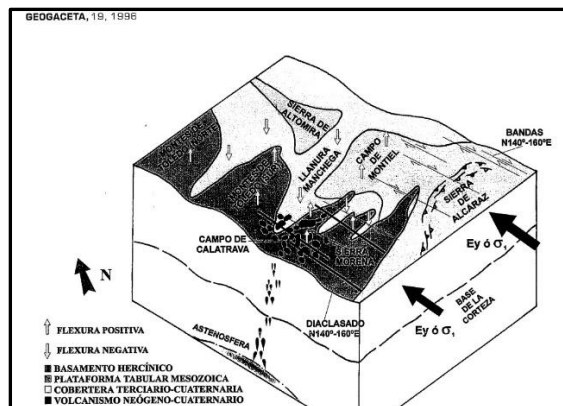
Se trata pues de un vulcanismo desarrollado durante Mioceno más superior y el Pleistoceno que, de acuerdo con los datos disponibles actualmente, se prolonga con menor frecuencia e intensidad hasta el Holoceno medio. La fase más importante del mismo debe corresponder al Plioceno superior y Pleistoceno inferior-medio.

**Hipótesis sobre el origen del vulcanismo de los Campos de Calatrava**

El origen del vulcanismo de Campos de Calatrava ha de relacionarse con el de otros vulcanismos similares, aunque de escasa entidad, de la península; en concreto con los de Cofrentes, Picasent (¿y Columbretes?). Todos tiene una edad parecida, una composición análoga y se sitúan en una banda paralela a las Béticas, a 100-150 km de distancia. Esta situación permite suponer que se trata de un fenómeno asociado a la formación de las béticas, pero que solamente tiene lugar en determinados puntos por condicionantes tectónicos.

Para algunos autores su origen puede estar relacionado con la existencia de un punto caliente asociado a procesos de elevación cortical (de lo que no existe evidencia) o posiblemente de rifting abortado, pero la modelización gravimétrica descarta un adelgazamiento cortical, lo que cuestiona este modelo geodinámico.

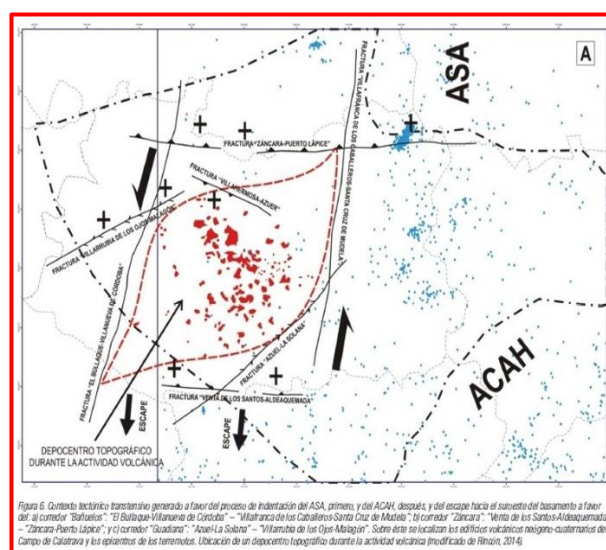
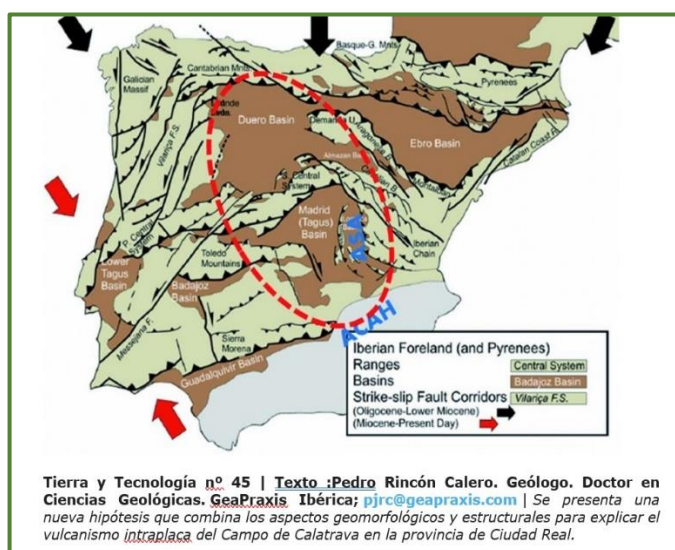
En la memoria de la hoja MAGNA nº 784 (Ciudad Real) se indica que el emplazamiento de las unidades subbéticas durante el inicio del Mioceno superior podrían inducir la deformación isostática y flexión de la corteza del límite meridional de la Meseta. Esta deformación y hundimiento de la corteza en dicho sector se traduciría en la aparición de una protuberancia cortical (*forebulge*) en el antepaís (Meseta) situada a unos pocos cientos de kilómetros de los depocentros. Con este mecanismo se justificaría el ascenso de la astenosfera a partir del Mioceno superior, localizado en una banda que, pasando por el Campo de Calatrava, sería subparalela al frente de la Cordillera Bética. Las condiciones locales del manto y la situación también local de los campos de esfuerzos y accidentes preexistentes en relación con las fases tectónicas posteriores, podrían explicar la discontinuidad zonal y temporal del vulcanismo Plioceno y Cuaternario de las regiones Central y Levantina españolas.



Más recientemente VEGAS y RINCÓN-CALERO (1995) a partir del análisis poblacional de fallas y diaclasas desarrollan un modelo de deformación neotectónica para la zona en el que descartan para el vulcanismo un origen extensional o de rifting abortado y proponen un proceso flexural de la litosfera en régimen compresivo débil, mediante el cual el manto ascendería, fundiendo parcialmente.

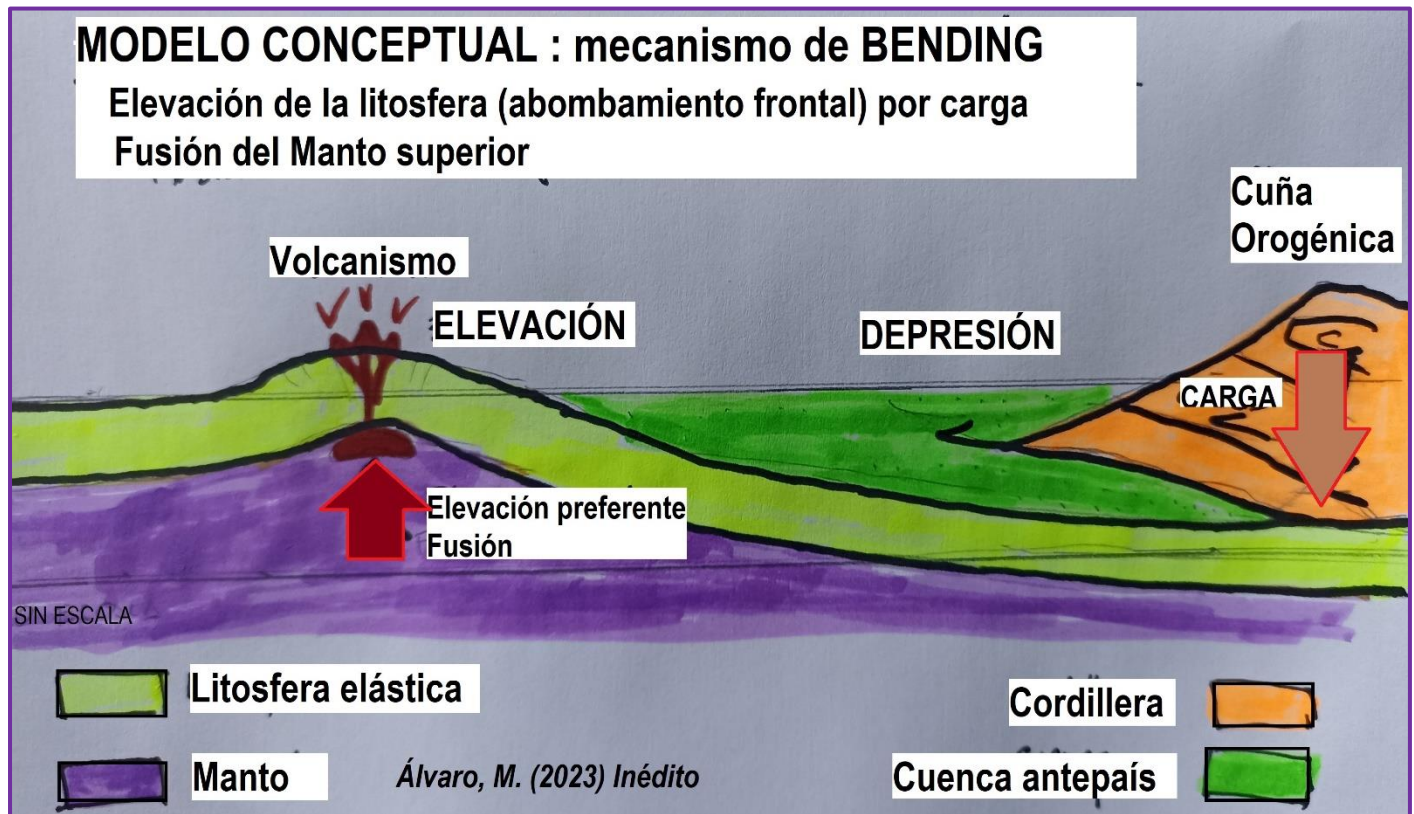
RINCÓN-CALERO (1999, 2014) presenta una nueva hipótesis flexural que combina los aspectos estructurales y geomorfológicos para explicar el vulcanismo intraplaca del Campo de Calatrava y la evolución del relieve: El ABCO, acrónimo de Antepaís Bético

Castellano Oriental, cuyo funcionamiento se resume en las figuras siguientes. El emplazamiento del vulcanismo se realizaría en las zonas transtensivas creadas transmitidos desde el arco de Cazorla-Alcaraz-Hellín (ACAH).



ALVARO (2023) correlaciona el vulcanismo del Campo de Calatrava con otros similares, de igual edad, composición y situación frente a cordilleras alpinas: Olot, Marruecos (Macizo Central) etc. y propone un modelo de abombamiento litosférico por carga orogénica relacionado con el emplazamiento de las Béticas (*bending* y *forebulge*) que apoya el modelo propuesto en la memoria de la hoja MAGNA de Ciudad Real (784).





En Geología, un forebulge o protuberancia frontal es una protuberancia de flexión en el frente de una cordillera como resultado de una carga en la litosfera causada por interacciones tectónicas.

#### 4.- EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DURANTE EL TERCIARIO Y CUATERNARIO.

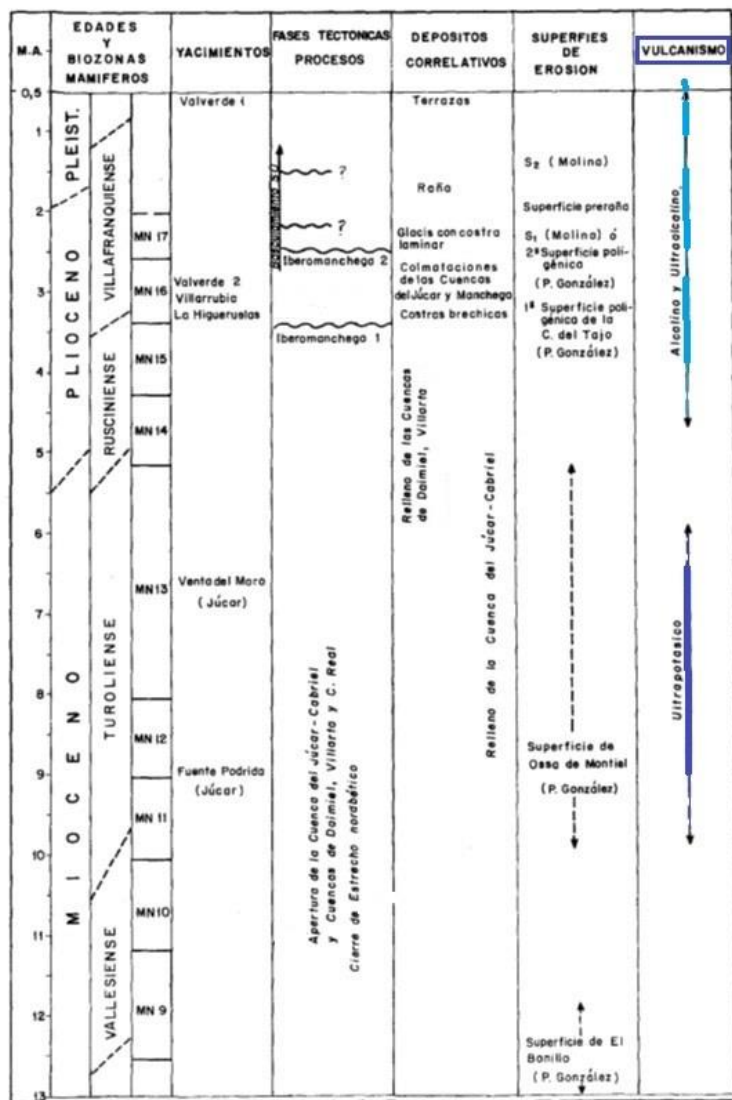
El testimonio más importante de la historia mesozoica de la comarca está reflejado en su propia orografía que principalmente se define por un relieve pseudo-apalachiano desarrollado sobre los materiales paleozoicos. Su antigüedad es indudable ya que su prolongación hacia el este es fosilizada por el Trías de Alcaraz.

Durante el Paleógeno y Mioceno inferior la región se vio sometida a procesos de alteración química importantes, con desarrollo de suelos rojos puestos de manifiesto en los bordes de los relieves residuales. Esta alteración de las pizarras paleozoicas, impuesta sobre perfiles previos, debió alcanzar sólo varias decenas de metros de profundidad de manera que aún se conservan contenidos relativamente altos de caolinita en los niveles más bajos.

Como consecuencia de los procesos relacionados con la compresión bética durante el Mioceno superior se generan cuencas continentales importantes como la del Júcar y La Mancha y otras menores como los depocentros de Daimiel, Villarta de San Juan y, posteriormente, las subcuencas de Alcolea y Corral (C. Real) que se rellenan durante el Mioceno superior y sobre todo durante el Plioceno. La génesis de estas cuencas está en relación con la reactivación de fallas profundas del zócalo sobre todo las de direcciones E-O a NE-SO (N-90° a N-30°) y las submeridianas (N-160° a 180°). Es a partir de este momento cuando se desarrolla el vulcanismo de los Campos de Calatrava, que comienza con emisiones de carácter ultrapotásico.

Un ensayo de correlación entre yacimientos, "fases tectónicas", depósitos, superficies de erosión y vulcanismo durante el Mioceno superior, Plioceno y Pleistoceno inferior de la llanura manchega y Campos de Calatrava se da en el Cuadro adjunto. Está basado en los trabajos de PEREZ GONZALEZ (1981) en donde pueden encontrarse mayores precisiones sobre estos eventos, así como su relación con otras zonas de la Meseta.

En Daimiel y Villarta de San Juan la existencia de pequeñas cuencas o depocentros con espesores de sedimentos de varios centenares de metros, bajo las calizas del Plioceno superior se ha deducido a partir de datos geofísicos y de sondeos. Se sitúan en el borde norte de la cuenca manchega que de esta manera comienza a configurarse, aunque parcialmente, como una cuenca asimétrica con un borde norte más abrupto, hecho que se conservará durante los tiempos posteriores, dando lugar a un escarpe morfológico acusado.



CORRELACION ENTRE YACIMIENTOS, FASES TECTONICAS, DEPOSITOS, SUPERFICIES Y VULCANISMO EN LA LLANURA MANCHEGA Y CAMPOS DE CALATRAVA DURANTE EL MIOCENO SUPERIOR-PLEISTOCENO INFERIOR.

Las Cuencas de Corral y Alcolea de Calatrava (C. Real) se rellenan durante el Plioceno mediante abanicos aluviales y facies fluviales que evolucionan en el tiempo a facies palustres y lacustres de carácter expansivo. Durante la sedimentación hay actividad volcánica con emisión de carácter básico-ultrabásico, alcalino y ultrapotásico predominantemente explosivos y acumulación de potentes depósitos hidromagmáticos intercalados en la serie.

En el límite Plioceno inferior-Plioceno superior se produce la retracción local de los ambientes lacustres, con génesis de un relieve de corrosión y superficies de aplanamiento, que está precedida por una suave deformación de los materiales del Plioceno inferior (antigua fase Iberomanchega 1 de AGUIRRE et al. 1976). Esto da lugar en las zonas centrales de las cuencas, a una disconformidad entre los depósitos anteriores y los del Plioceno superior (Villafranquiense inferior y medio basal). La sedimentación termina en toda la llanura manchega y a las cubetas de los Campos de Calatrava con depósitos de abanicos aluviales (¿áridos?) de pequeño tamaño, dominando las facies fluvio-lacustres, lagunares y lacustres que colmatan las depresiones. Se produce una notable reactivación del vulcanismo de características semejantes a las del Plioceno inferior, siendo de esta edad (límite Plioceno inferior-superior y Plioceno superior) gran parte

de los edificios principales de la región.

Nuevos movimientos tectónicos de carácter débil (o fase Iberomanchega 2 de AGUIRRE et al. Op. Cit) son los responsables de la ondulación regional que presentan los sedimentos. La actividad volcánica continúa en el Campo de Calatrava y localmente se producen deformaciones importantes en relación con abombamientos locales y colapsos de cráteres. (Cuencas de Alcolea y Corral en la hoja de Ciudad Real). A continuación, se construye una superficie de erosión acumulación (S1), con karstificación del sustrato, que bisela las estructuras. El enlace entre ella y otras superficies más antiguas se realiza a base de formas de glacis. Tanto en la superficie de erosión-depósito como las formas de enlace se desarrollan perfiles de alteración carbonatada de carácter freático, quedando fosilizadas por costras laminares bandeadas y multiacintadas.

Los impulsos tectónicos de desnivelación macizo/cuenca continúan al mismo tiempo que se produce una cierta alteración química del sustrato hercínico en los marcos montuosos que precede a la instalación de la Raña en el Plioceno superior (Villafranquiense medio). El clima evoluciona de subárido en el Plioceno inferior a estacional Mediterráneo con formación suelos rojos en el Plioceno superior Villafranquiense medio basal pasando a tener una estación cálida relativamente húmeda durante los tiempos próximos al depósito de la Raña (Villafranquiense medio). Durante el Plioceno superior se produce el basculamiento hacia el oeste y suroeste de la Meseta que precede a la apertura exorreica de las Cuencas

En el límite plio-pleistoceno y en relación quizá con el final del basculamiento y la apertura exorreica antes citada, se labra una nueva superficie erosión o S2 (superficie inferior de la llanura manchega en nuestra zona) sobre la que se



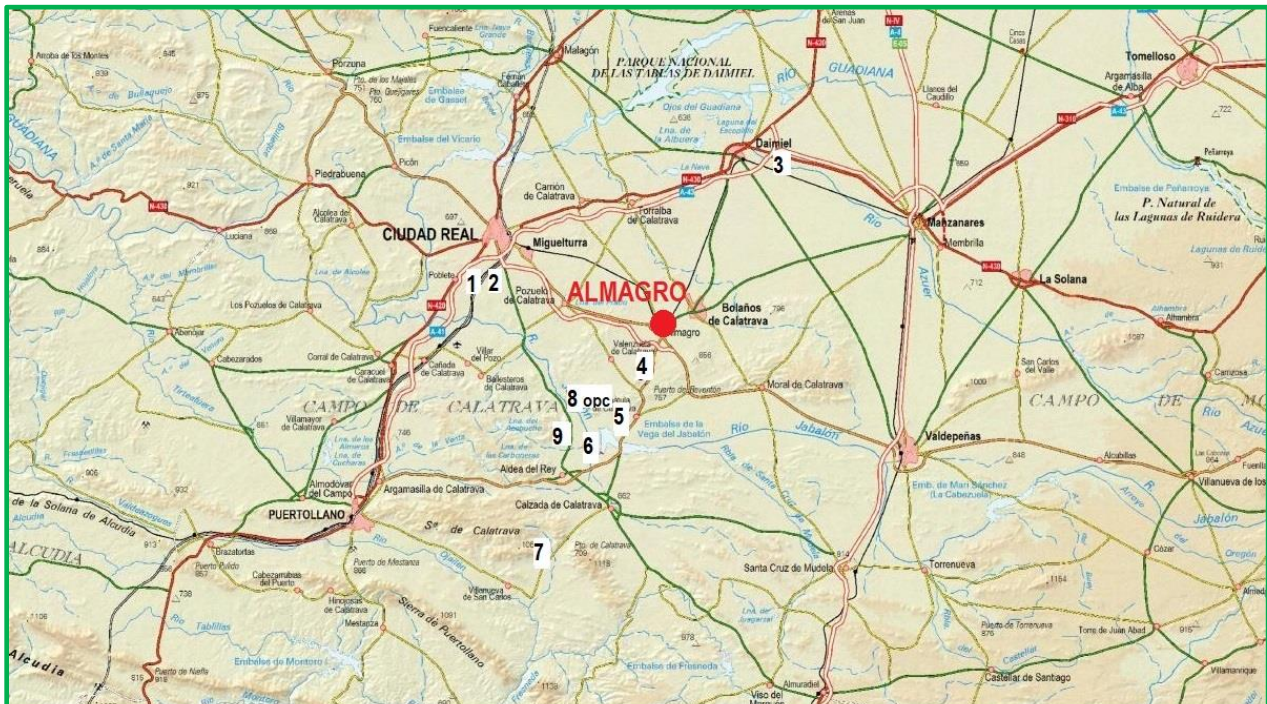
formaron suelos rojos que fueron posteriormente erosionados, lo que favoreció el desarrollo de costras calcáreas en tiempos pleistocenos y aún más recientes.

Durante el Pleistoceno se produce el encajamiento de la red fluvial, con formación de secuencias de terrazas bien desarrolladas en el área del Campo de Calatrava que, sin embargo, son muy escasas en la Llanura manchega. Se tiene evidencia de que las erupciones volcánicas continuaron en el Campo de Calatrava (Ciudad Real, Almagro, Daimiel) después de la construcción de la superficie S2 y durante el depósito de las terrazas del Pleistoceno inferior y medio ya que, tanto una como las otras, están fosilizadas localmente por materiales volcánicos y deformadas por la actividad magmática

El valle del Guadiana en la llanura manchega occidental y central (hojas MAGNA de Villarta de San Juan y Daimiel) presenta un reducido número de terrazas (4 ó 5 de las que sólo una es Pleistoceno inferior). Su dispositivo morfológico está en relación con regiones subsidentes y kársticas en las que lo que caracteriza a los cursos fluviales son las pérdidas de caudal. El río Záncara es un curso conservado de las antiguas redes de drenaje que enlazaban el sistema fluvial del Júcar con el del Guadiana y en la actualidad representa el auténtico Guadiana (PEREZ GONZALEZ, 1981). Por otra parte, el Guadiana y Jabalón tienen respectivamente 10 y 7 terrazas en los Campos de Calatrava: los niveles a partir de +13-16 metros, datados por industria lítica, pertenecen ya al Pleistoceno inferior (cinco niveles en el Guadiana y tres en el Jabalón). Estos hechos podrían explicarse por la existencia de una zona con tendencia a la elevación durante el Pleistoceno inferior en el Campo de Calatrava, relacionada probablemente con los fenómenos volcánicos, lo que implicaría mayor número de terrazas. Al cesar la actividad volcánica se produce la subsidencia generalizada de los Campos de Calatrava y llanura manchega occidental. La génesis de las terrazas está controlada pues por la tectónica y también por el clima. A grandes rasgos las etapas de agradación de las mismas corresponden a una ambiente más cálido y húmedo que el actual. La dolinización de las calizas pliocenas (Daimiel) está condicionada estructuralmente por fracturas y diaclasas. Se trata de un karst de llanura en estructuras subhorizontales con varias fases de karstificación durante el Cuaternario (PEREZ GONZALEZ, 1981).

La etapa más reciente de la morfogénesis de la llanura manchega está definida por acción eólica (Daimiel y Villarta de San Juan). Los vientos dominantes que generaron la acumulación de arenas eólicas provienen del oeste, aunque también hay componentes del noroeste y suroeste semejantes a los actuales. Las formas eólicas tienen un origen policíclico que se inicia en el Pleistoceno superior (PEREZ GONZALEZ, 1981).

## 5.- ITINERARIO y DESCRIPCIÓN DE LAS PARADAS



- 1.- Mirador de Maeres (Poblete), 2.- Maar de la Hoya de Cervera, 3.- Pozo fortificado neolítico de la Motilla del Azuer,
- 4.- Volcán de Cerro Gordo, 5.- Paleosismitas de Granátula de Calatrava, 6.- Volcan de La Columba. Lavas y almagre,
- 7.- Castillo de Calatrava la Nueva, 8.- (opcional) Hervideros de El Chorrillo. Mineralizaciones de hierro y manganeso (Co)
- 9.- Maar pleistoceno de la Hoya de Cervera y Finca La Encomienda de Cervera. Vinos y aceites volcánicos.



**Parada 1.- MIRADOR DE MAARES. VOLCAN CABEZO DEL REY (POBLETE).**

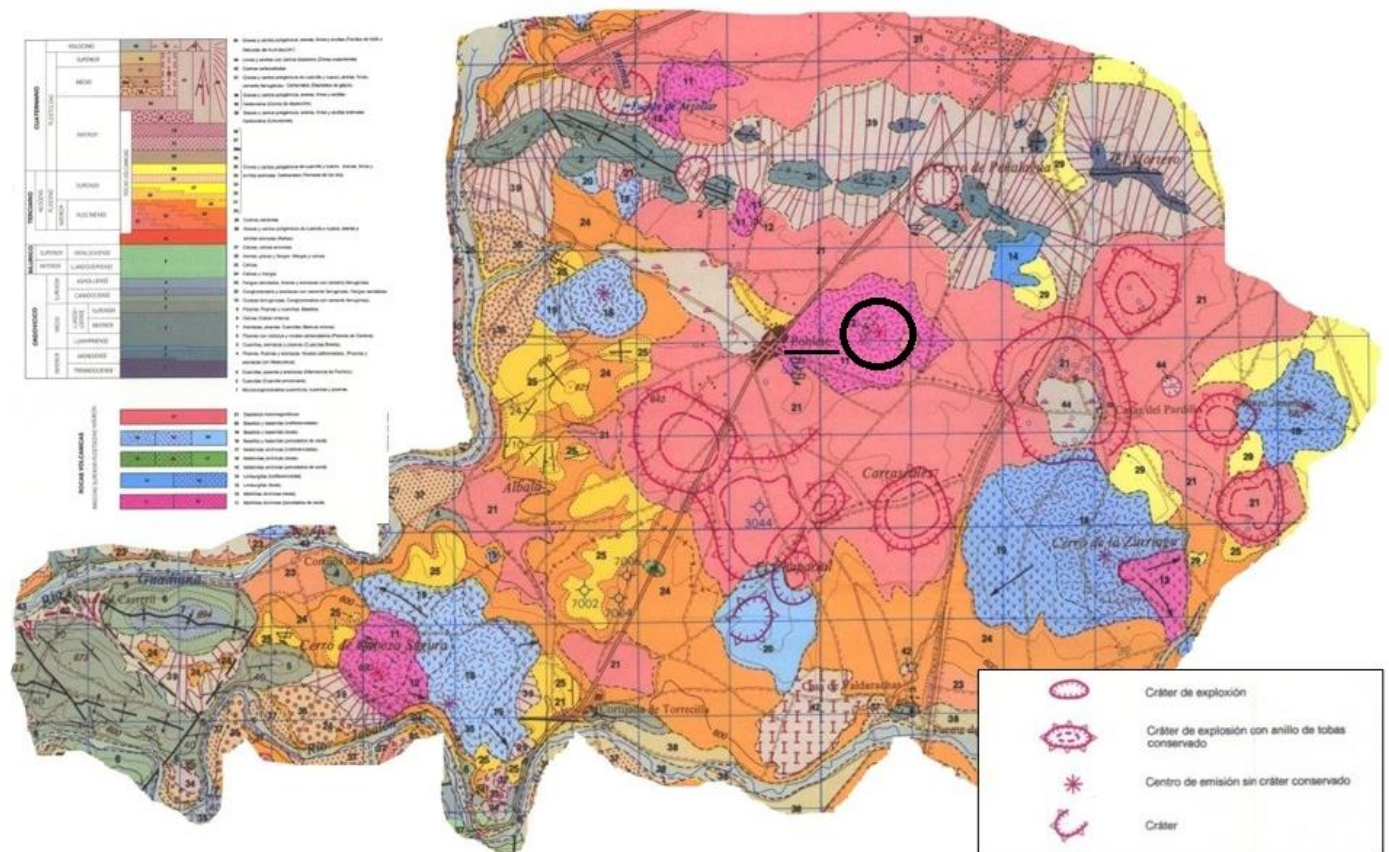
**IELIG(IGME)-TM138** *Volcanismo neógeno de Poblete.*(J.M. Portero 2016) <http://info.igme.es/ielig/>

Los alrededores de Poblete se caracterizan por la presencia de un vulcanismo neógeno-pleistoceno con focos de tipo estromboliano e hidromagmático.

El volcán de Cabezo (o Cabeza) del Rey se distingue por la emisión de pequeñas coladas de lavas en el entorno del antiguo cráter y el desarrollo de un amplio cono de piroclastos de caída.

Las estructuras y morfologías relacionadas con actividad freatomagmática están representadas por depresiones explosivas desarrolladas sobre las elevaciones cuarcíticas paleozoicas (Peñalagua) y en la llanura sobre las formaciones carbonatadas pliocenas, existiendo al sur de Poblete varios anillos de tobas formados por diferentes erupciones y fases de oleadas piroclásticas que han tenido lugar durante el Pleistoceno como ha demostrado el trabajo de GALLARDO et al. (2002) en el que, mediante dataciones radiométricas K/Ar, se ha establecido una edad de -1,3 millones de años para una colada de nefelinitas olivínicas situada al SSE de Poblete. En los depósitos de maar de dicha localidad los datos de la secuencia magnetoestratigráfica obtenida revelan que la actividad volcánica en Campos de Calatrava se prolongó, al menos, hasta los -0,7 Ma (Brunhes).

Muy cercano, al este, se encuentra el magnífico ejemplo de cráter de explosión de La Hoya de El Mortero que ha sido declarado Monumento Natural.



El cono de piroclastos de caída del Cabezo del Rey tiene buenos afloramientos que son observables en el camino de acceso desde Poblete y en la autovía A-41. En la cumbre se conservan pequeños depósitos de lavas (spatter). Su naturaleza petrológica es, en ambos casos de melilitas olivínicas.

Existe un mirador en la ermita de San Isidro (Mirador de Maares) desde el que se divisan la fortaleza de Alarcos, diversos cráteres explosivos en serratas cuarcíticas, los maares imbricados de Poblete y otros volcanes estrombolianos.





F-TM138-12.- Piroclastos de caída y bombas de material lávico del conducto volcánico (melilititas olivínicas) en los taludes de la pista de acceso desde Poble en las proximidades del paso bajo la A-41.



F-TM138-14.- Afloramientos de lavas de melilititas olivínicas (depósitos de spatter) en la cima del volcán Cabezo del Rey. Mirador y Ermita de San Isidro.

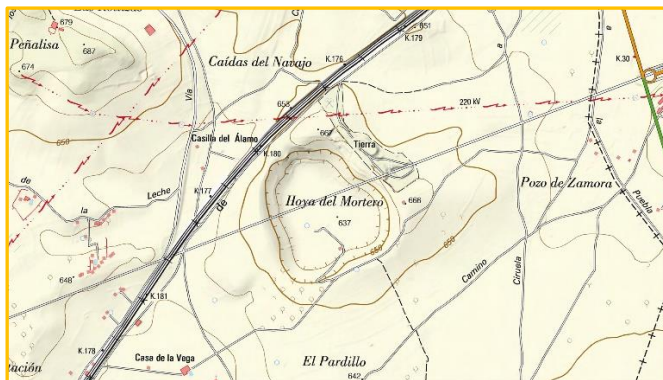
**Parada 2.- CRÁTER DE EXPLOSION DE LA HOYA DEL MORTERO.**

- **IELIG(IGME)- TM137 Maar de la Hoya del Mortero.** (J.L. Gallardo Millán 2017) <http://info.igme.es/ielig/>
- **González Cárdenas, E. (2015-act.).** *Las figuras de protección. Campo de Calatrava. Los volcanes. Centro de Estudios de Castilla-La Mancha. UCLM, Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio. Geografía Física. Grupo de Investigación GEOVOL, Ciudad Real.* <https://volcanescalatrava.web.uclm.es/protocio.htm>

La Hoya del Mortero, situada en el término municipal de Ciudad Real y a escasos cuatro kilómetros del centro de la ciudad, está formada por un cráter de explosión freatomagmático formado mayoritariamente en rocas blandas lo que le confiere una suave morfología, todavía bien conservada, con anillo de tobas a su alrededor e imagen aérea subcircular. Está en el flanco norte del sinclinorio de Poblete, campo de volcanes de El Pardillo-Zurriaga.

El “maar” de la Hoya del Mortero constituye un magnífico ejemplo de cráter de erupción hidromagmática del Volcanismo reciente del Campo de Calatrava. Ha sido declarado Monumento Natural (DOCM nº 130, de 28/12/00).

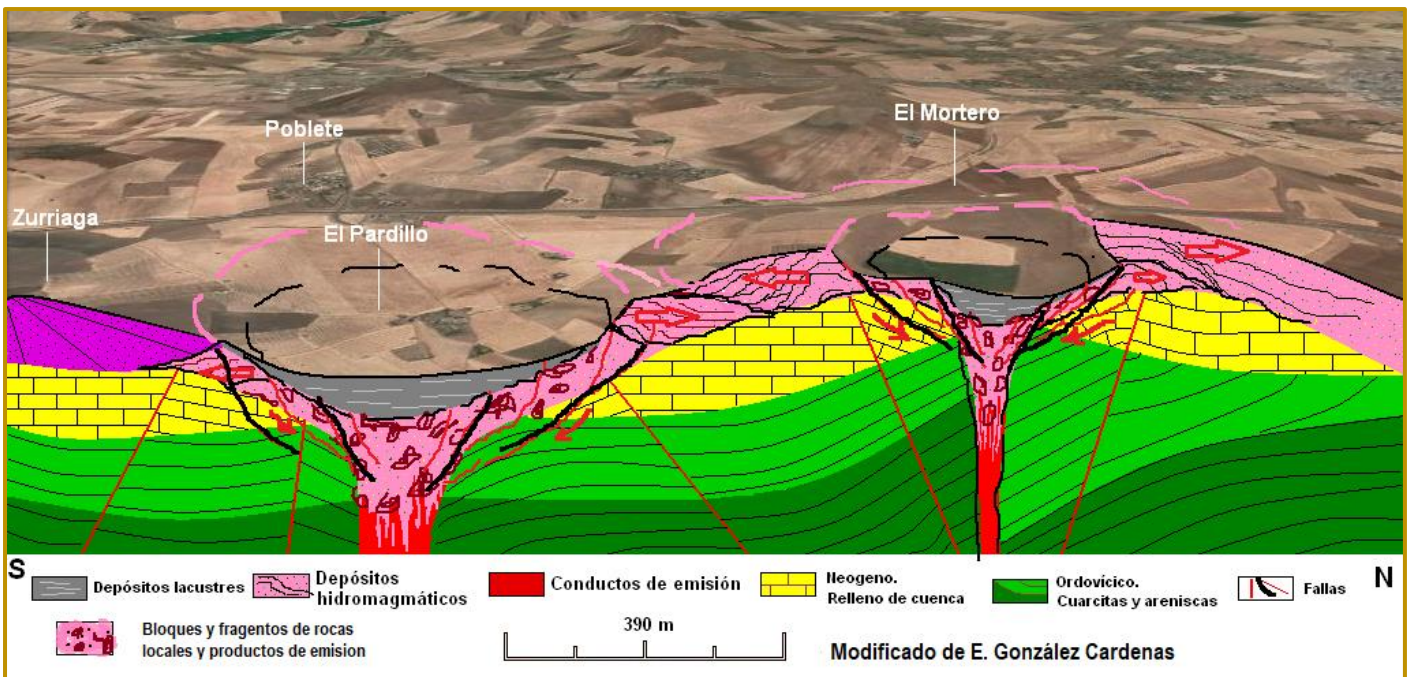
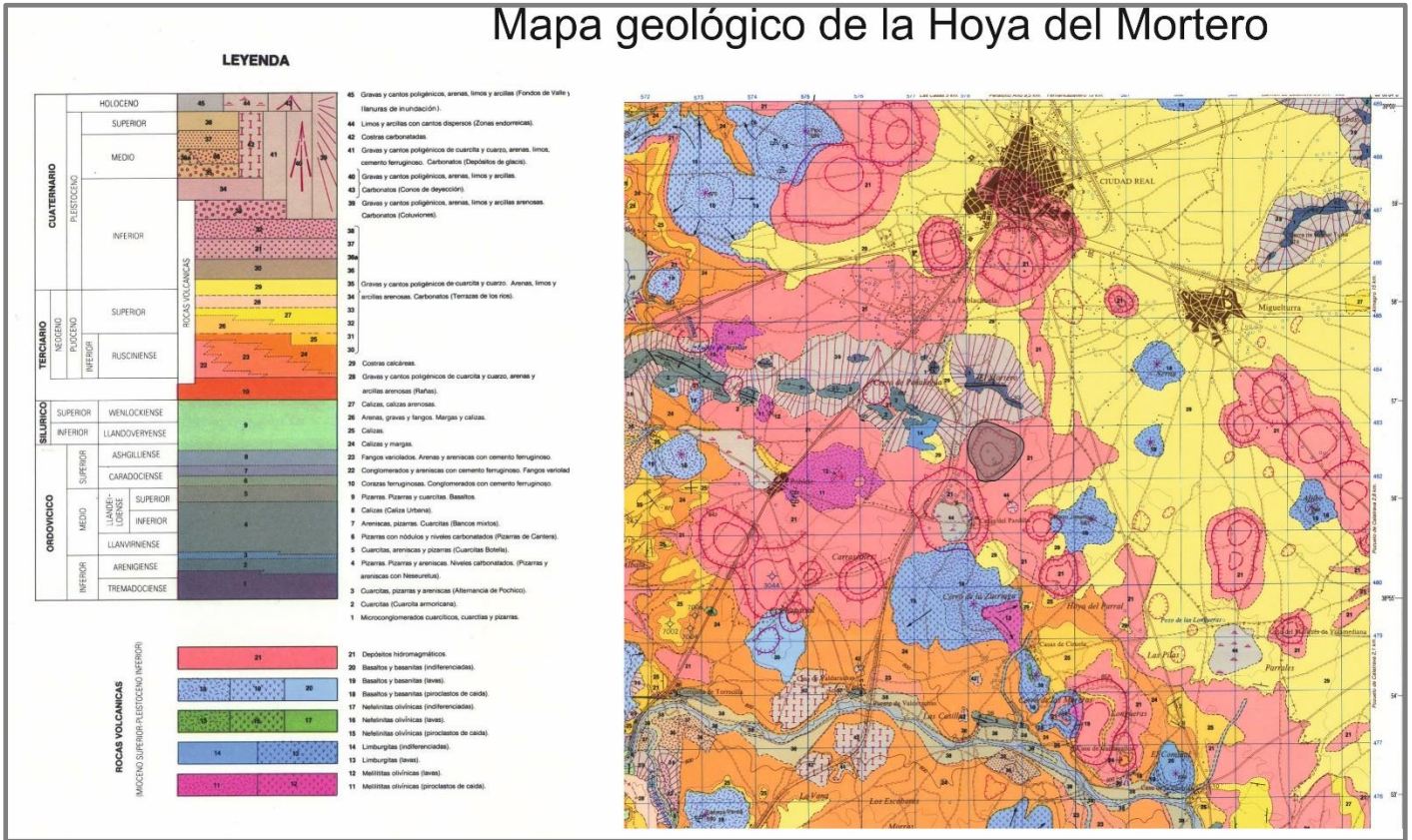
Se conserva bastante bien el anillo de tobas que bordea el cráter de explosión. Estos materiales se apoyan sobre sedimentos pliocenos o sobre la superficie de erosión con costra y en una pequeña extensión sobre cuarcitas ordovícicas en su parte norte. Morfológicamente el cráter tiene una suave depresión, situada por debajo del nivel general del suelo y una elevación que la rodea totalmente constituida por la acumulación de piroclastos expulsados del cráter. Esta acumulación adopta una forma subcircular. Los diámetros del cráter oscilan entre 700 y 1.000 m. La altura del anillo de piroclastos con respecto al punto más deprimido es de unos 35-40 m. El fondo del cráter aparece una depresión cerrada potencialmente encharcable (endorreica) que tiene uso agrícola.



Las figuras siguientes son un recorte del mapa geológico MAGNA (hoja 784) con la situación de la Hoya del Mortero (en marrón oscuro) y un intento de modificación del corte esquemático ente los maares de El Mortero, El Pardillo y el edificio piroclástico del Cerro Zurriaga de G. CÁRDENAS (2015-act). Se ha procurado dar más sentido a las geometrías de los anillos/conos de tobas piroclásticos, así como a la estructura de los cráteres y diatremas. Sin embargo, se ha optado por conservar la estructura de subsuelo del Paleozoico y Mioceno que debe entenderse sólo como como un esquema artístico-ilustrativo- divulgativo.



## Mapa geológico de la Hoya del Mortero



Petrográficamente y en general los anillos/conos están constituidos por tobas poligénicas líticas o lítico-cristalinas, de granulometría variable, en general muy heterométricas, tienen laminaciones visibles y granoselección marcada. Están formadas por fragmentos de muy distinto tamaño y naturaleza: volcánicos y no volcánicos. La matriz suele ser de ceniza muy fina más o menos argilitizada, carbonatada y cementada. Los fragmentos no volcánicos reflejan el nivel donde tiene lugar la explosión hidromagmática que en esta zona son paleozoicos y de calizas lacustre-palustres pliocenas. Predominan los fragmentos angulosos de cuarcita. Son frecuentes las bombas volcánicas y las estructuras en “bomb sag”. POBLETE PIEDRABUENA (2015) distingue fases freatomagmáticas y magmáticas intercaladas con la emisión de oleadas piroclásticas secas y húmedas que se interfieren dando lugar a buenas muestras de canales de erosión. La fracción volcánica es de basaltos olivínicos.

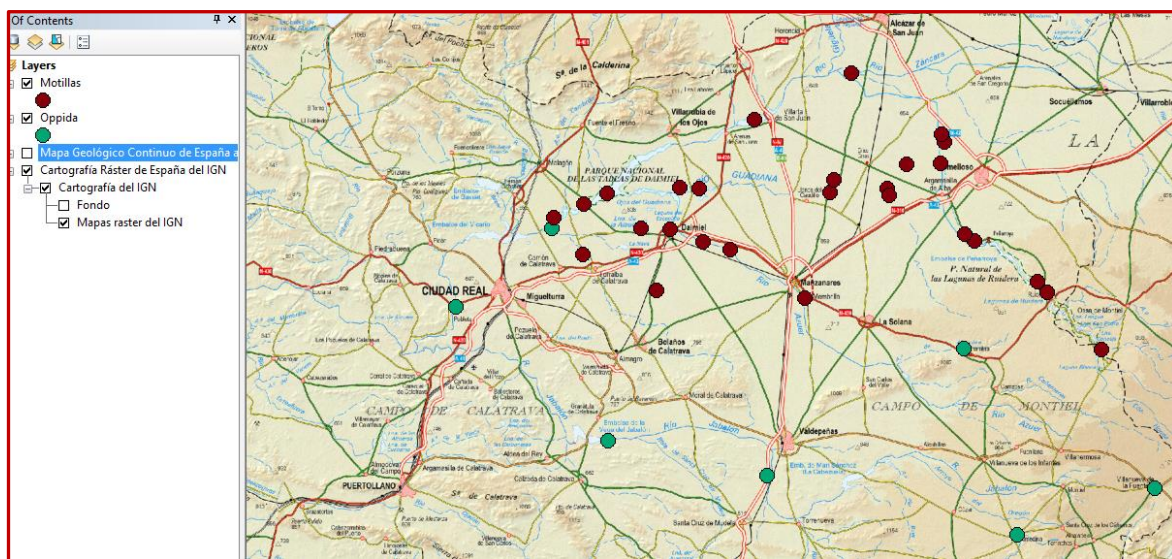




**Parada 3.- POZO NEOLÍTICO de la MOTILLA DEL AZUER.**

- **Jesús del Pozo, Carlos Camuñas y Miguel Mejías (2017).** *La Cultura de las Motillas de La Mancha: El aprovechamiento del agua subterránea en la Prehistoria. Congreso SEDPGYM.*
- **Miguel Mejías Moreno, et al. (2020).** *La Cultura de las Motillas de La Mancha. Testigos del evento climático 4.2 ka cal BP, Boletín Geológico y Minero, 131 (1): 89-108*

Los yacimientos arqueológicos conocidos como motillas constituyen los primeros poblamientos en la región natural de La Mancha durante la Edad de Bronce. Se sitúan en la llanura de inundación o en el cauce de los principales ríos que atraviesan la Llanura Manchega. Los trabajos de investigación llevados a cabo en la motilla del Azuer (Daimiel, Ciudad Real) determinan la existencia de un pozo en el interior del recinto fortificado, de al menos 18 metros de profundidad, que podrían alcanzar los niveles calizos que forman el acuífero superior de la llanura Manchega, de extensión regional (Sistema 23). Se considera el sistema de aprovechamiento de las aguas subterráneas más antiguo de Europa.



El estudio de la geología e hidrogeología de la Mancha y las nuevas investigaciones llevadas a cabo en otras motillas, han permitido confirmar la existencia de niveles o formaciones en el subsuelo capaces de disponer de recurso de agua suficiente en condiciones de extrema sequía a profundidad y condiciones asequibles para la época. Está confirmada la viabilidad de la hipótesis de la existencia de pozos de aprovechamiento de agua en el interior de las motillas, ante un escenario climatológico de extrema aridez.

La Motilla del Azuer es el yacimiento más investigado de la Edad del Bronce de la Mancha. Los trabajos de prospección, ejecutados en diferentes campañas, se extendieron desde el año 1974 del pasado siglo hasta el año 2010.

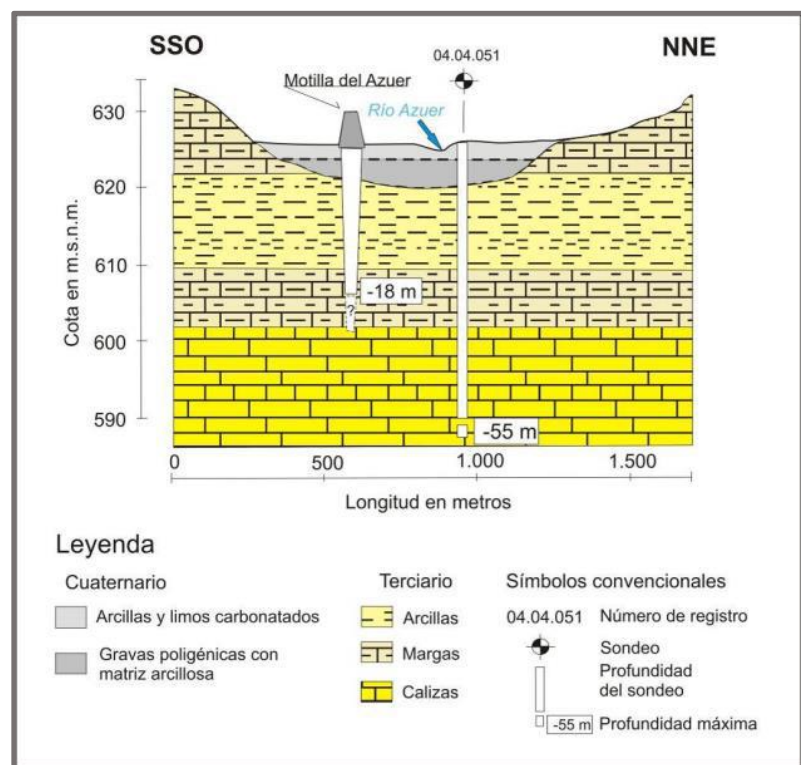
Esta motilla se sitúa en la llanura de inundación del río Azuer, 10 km al este del núcleo urbano de Daimiel, en la provincia de Ciudad Real. Los trabajos realizados en sucesivas excavaciones en esta motilla, y en otras como la motilla de Los Palacios, determinaron la existencia común, dentro de la estructura propia de cada motilla, de un “patio interior” dentro del recinto amurallado. La investigación profunda llevada a cabo en la motilla del Azuer reveló que el hipotético patio interior, en realidad, respondía a una excavación manual que alcanzó, al menos, los 18



metros de profundidad. Resulta sorprendente la excavación de un pozo de tales dimensiones en un periodo prehistórico como es la Edad del Bronce, ejecutado con los medios de la época.



La interpretación del medio geológico e hidrogeológico del entorno de la motilla del Azuer, a partir de la testificación en sondeos cercanos y observaciones geológicas de campo, ha permitido identificar la sucesión estratigráfica de materiales sobre los que se asienta esta motilla. Este pozo atravesaría, teniendo en cuenta los 18 metros



prospectados, la siguiente sucesión litológica por este orden, de techo a muro: 5-6 m de terreno aluvial, un nivel de arcillas de baja permeabilidad de unos 10 m de potencia seguido de 4-5 m de margas calcáreas. Continuando la identificación estratigráfica realizada a partir de la testificación del sondeo 04.04.051 se constata que a una profundidad de unos 2 m por debajo se localizaría el techo de la unidad de calizas de edad Plioceno, nivel que corresponde con el acuífero superior de la Mancha Occidental.

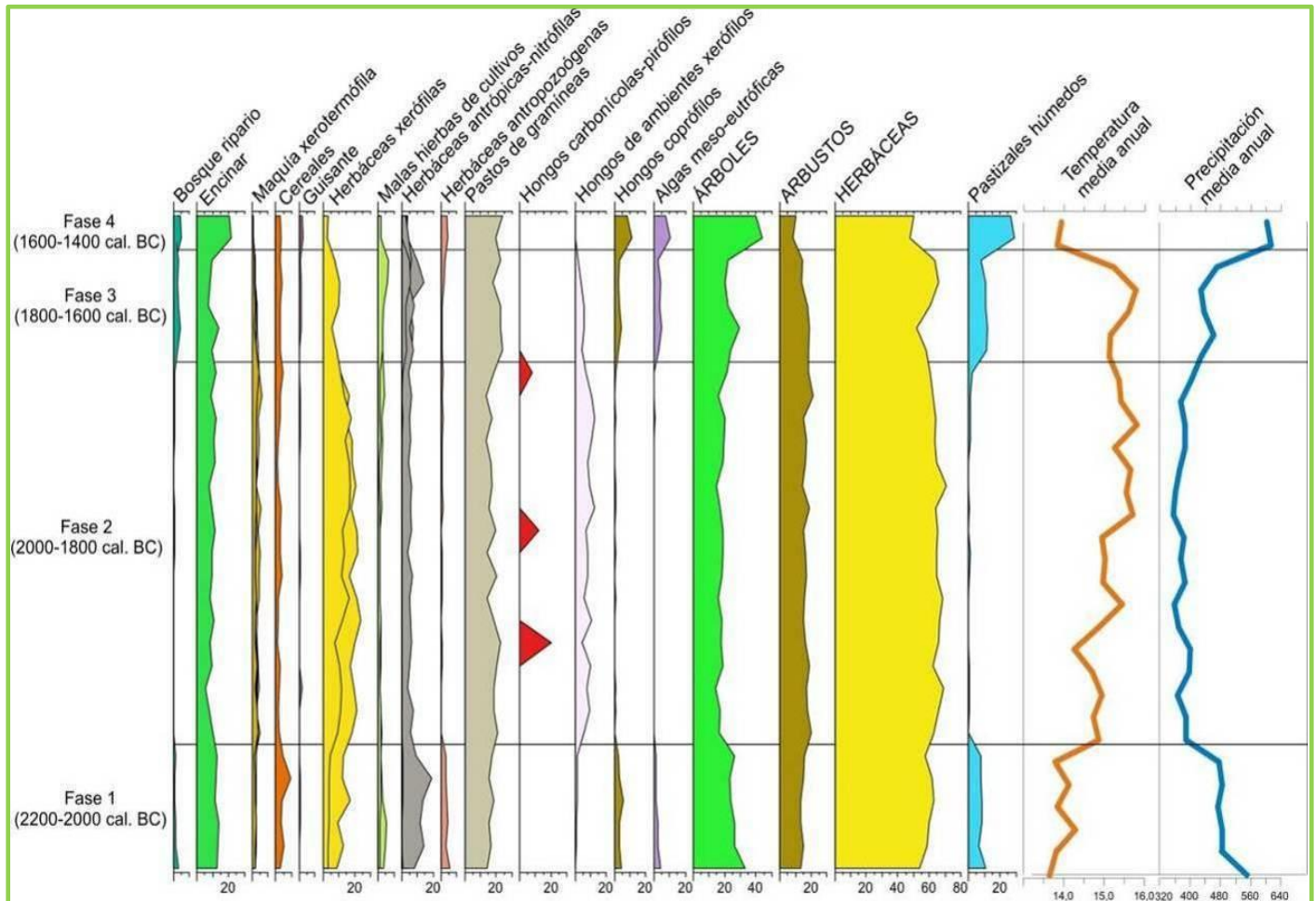
Las motillas de La Mancha se sitúan preferentemente en zonas en las que el recurso de agua es fácilmente accesible, bien mediante el aprovechamiento directo de aguas superficiales (cauces de ríos, zonas inundables), o bien mediante pozos excavados sobre materiales poco competentes, con el nivel freático próximo a la superficie.

La constatación de la existencia de un hipotético pozo de 18 metros de profundidad, que casi alcanza los niveles de calizas Pliocenas karstificadas del acuífero regional, lleva a pensar en la posibilidad de coexistencia con un contexto climático de extrema aridez, en el que las aguas superficiales o subterráneas próximas a superficie no alcanzaran a satisfacer la demanda.

El estudio paleo climático de la Edad del Bronce en la Llanura Manchega revela que, el periodo climático (evento 4,2 ka cal. BP = 2,2 ka BC) coincide con el desarrollo de las motillas.

Los estudios palinológicos realizados en la motilla del Azuer estructuran su período de desarrollo en 4 fases, presentando las fases II y III una precipitación inferior a la media y valores de temperatura máximos relativos durante unos 400 años. Estos eventos ocurrieron en la transición entre la Edad del Cobre y la del Bronce en La Mancha y se caracterizaron por una marcada aridez, con una fase más intensa entre 2.000 y 1.800 cal. BC, en la que disminuyeron de manera notable las precipitaciones y se incrementó la temperatura. Estos periodos de aridez prolongada serían los causantes de la desaparición de los recursos hídricos superficiales, desarrollando la necesidad de aprovechar recursos subterráneos relativamente someros no ligados a las eventualidades climáticas.





Durante la fase IV (1600-1400 cal. BC) se interpreta un incremento de la precipitación media hasta alcanzar el valor máximo de este período. A partir de las dataciones de 14C disponibles se sabe que en torno a 1400 cal. BC gran parte de estos asentamientos se abandonaron. Se puede plantear la hipótesis de que el aumento de la precipitación media durante un tiempo prolongado conllevaría un ascenso progresivo del nivel freático en la región y el encharcamiento de la llanura de inundación, pudiendo ser la causa de su desaparición.

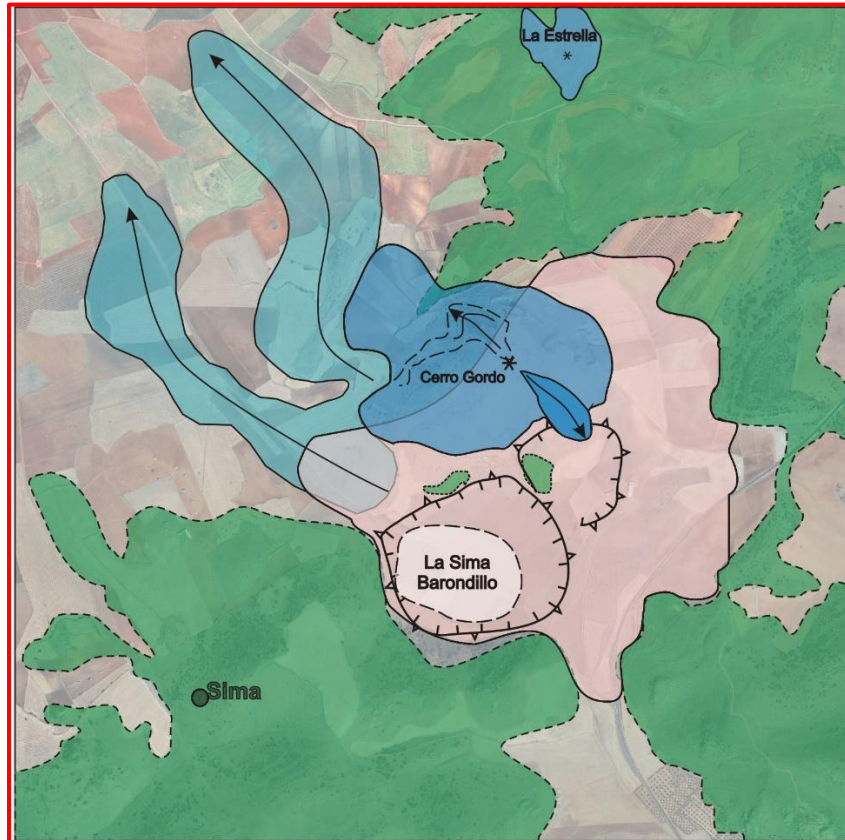
**Parada 4.- VOLCÁN DEL CERRO GORDO y MAAR DE BARONDILLO.**

- **IELIG (IGME)- TM146** Volcán del Cerro Gordo, Maar de Barondillo y punto de emisión de CO2 de La Sima. (J.L. Gallardo Millán y J. Vegas 2017) <http://info.igme.es/ielig/>
- **Volcán de Cerro Gordo, Granátula de Calatrava, Ciudad Real.** Turismo y Cultura en Ciudad Real. (Elena González Cárdenas 2009) [http://www.ciudad-real.es/lugares/volcan\\_cerro\\_gordo.php](http://www.ciudad-real.es/lugares/volcan_cerro_gordo.php)
- **GUÍA del GEOLOGÍA 2011 de Ciudad Real.** Recorrido por los hirvientes volcanes del Campo de Calatrava (Ciudad Real). Sociedad Geológica de España. (J.L. Gallardo Millán 2011).
- **GUÍA del GEOLOGÍA 2019 de Ciudad Real.** Volcanes del Campo de Calatrava. Sociedad Geológica de España. (J.L. Gallardo Millán y S. Lorenzo 2019).

El conjunto, formado por estas tres manifestaciones muy próximas en el espacio, resume de una forma sencilla y ejemplar los diferentes tipos de erupciones que están presentes en el volcanismo cenozoico de Campo de Calatrava. Comprende el volcán Cerro Gordo que consta de al menos de dos tipos de emisiones: una de carácter lávico que se expande hacia el norte mediante dos lenguas principales y otra de carácter estromboliano que forma el edificio actual por acumulación de piroclastos de diversa tipología y que concluye con la emisión hacia el sur de una colada escoriácea muy bien conservada colgada de la ladera del volcán (Flujos de Spatter). No se conserva el cráter, está erosionado. Posteriormente una erupción freatomagmática originó el maar de Barondillo, cuyo anillo piroclástico se apoya sobre el edificio de escorias de Cerro Gordo. Se generó un cráter de explosión con un diámetro de unos 700 metros que cortó la sierra cuarcítica y el sector sur del edificio anterior. En las zonas del borde del cráter, más bajas topográficamente, se ha depositado un anillo de tobas en las que destaca la presencia esporádica de xenolitos

peridotíticos mantélicos y una gran cantidad de fragmentos angulosos de diversa granulometría de cuarcitas arrancadas del basamento por la violencia de la explosión. En el entorno de Barondillo suelen aparecer cristales centimétricos de anfíboles. El colapso del cráter de Barondillo dio lugar a un área subcircular endorreica en la que se acumularon rellenos lagunares.

Gracias a la explotación de la Mina San Carlos (Lafarge-Holcim), pueden apreciarse con detalle las estructuras de las



- Recubrimientos (coluviones, canchales, rellenos lacustres, etc).
- Depósitos de caída (Nefelinitas olivínicas).
- Depósitos freatomagmáticos.
- Coladas lávicas (Nefelinitas olivínicas).
- Sustrato paleozoico (Cuarcitas, areniscas y pizarras).
- Dirección y sentido de las coladas.
- \* Centro de emisión.

dirección NNE-SSO, todos ellos de composición nefelinitica olivínica, que posiblemente han entrado en erupción en el mismo momento durante el Plioceno más superior y Peistoceno. El volcán más importante de la alineación es el de Cerro Gordo que emerge con una altura de unos 60 m sobre lo que debió ser el relieve preexistente de las sierras de cuarcitas.

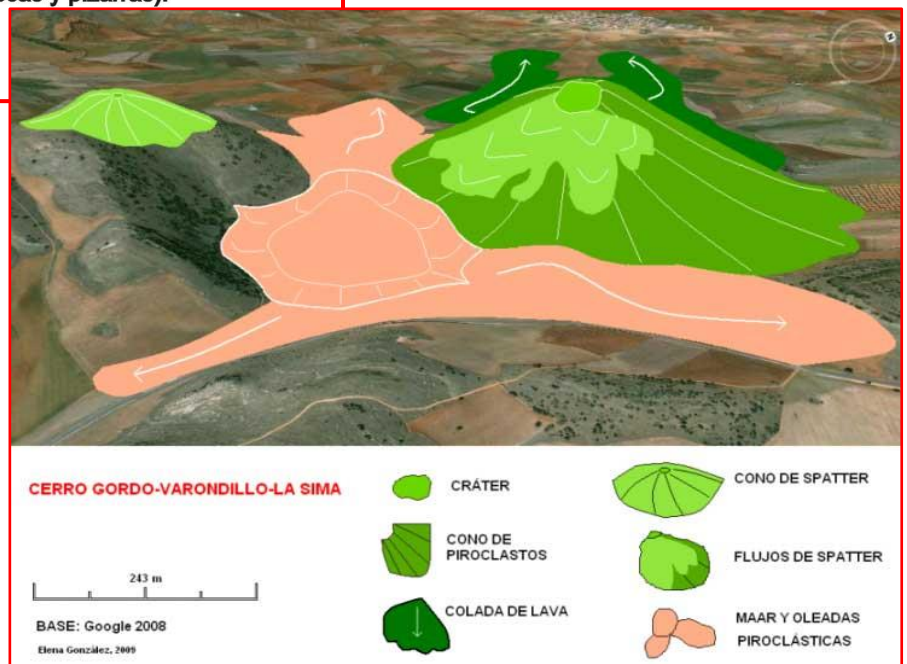
Las figuras están extraídas de GONZÁLEZ CÁRDENAS (2009).

apreciarse con detalle las estructuras de las oleadas piroclásticas, (estratificaciones cruzadas, gradaciones inversas...), ejemplos magníficos de bomb-sag y xenolitos olivínicos, junto con los líticos cuarcíticos arrancados del substrato durante la erupción. Las facies piroclásticas se apoyan sobre el edificio escoriáceo previo. En la actualidad se puede visitar a través de unas pasarelas que permiten contemplar todas las secciones.

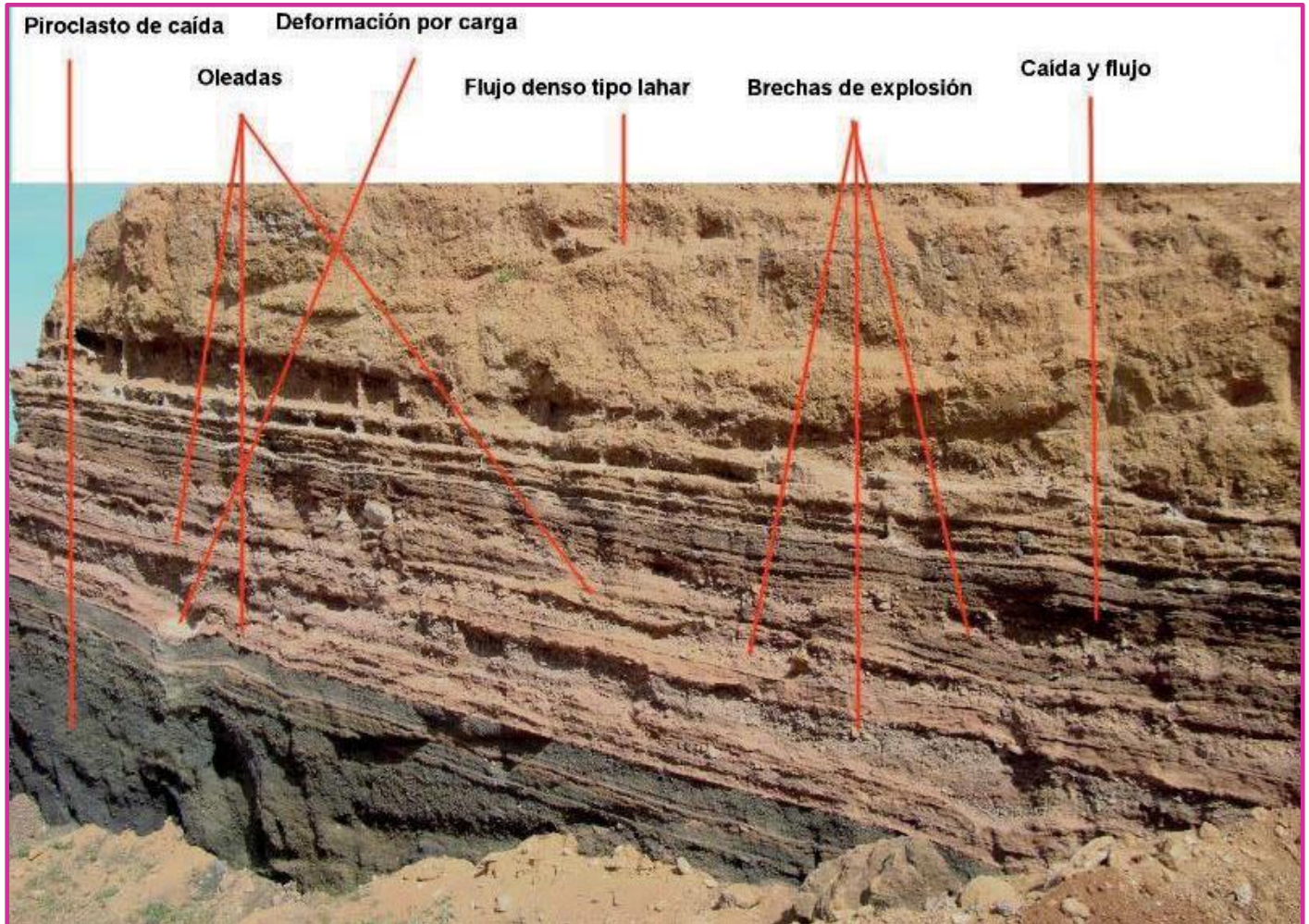
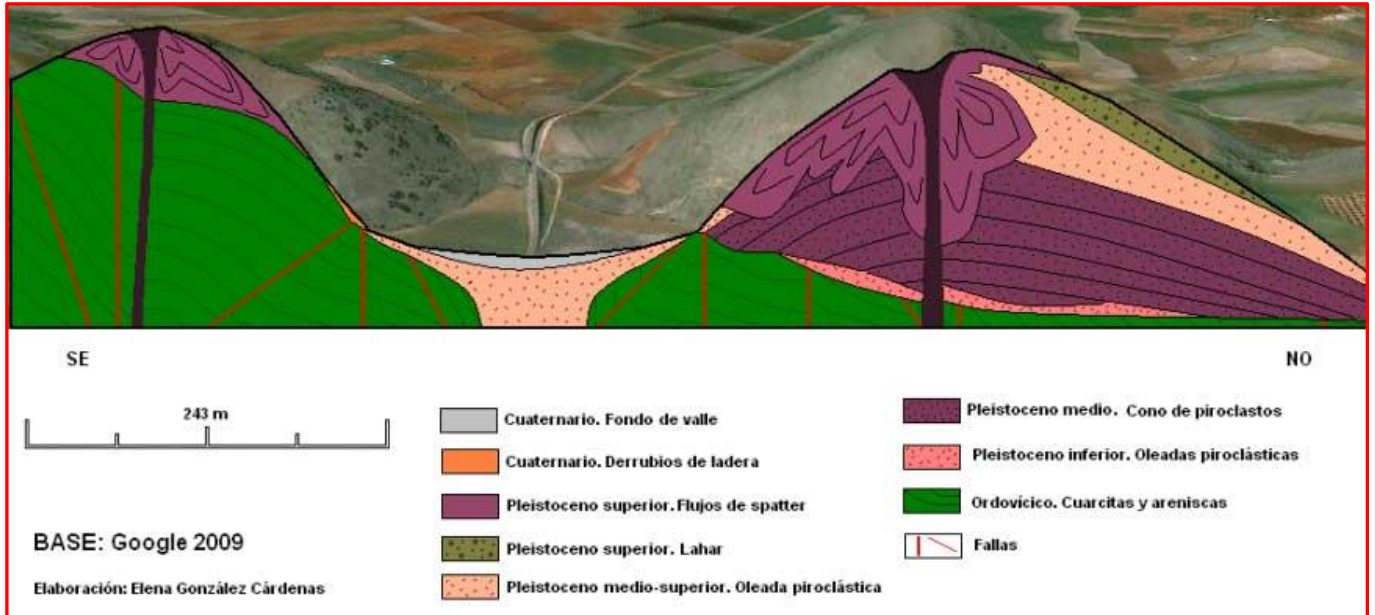
Otro de los mejores cortes para observar las coladas y el anillo superpuesto es en la carretera CR5152 entre el km 11 y 12, donde hay muy buenos ejemplos de disyunción esferoidal o en piel de cebolla de las lavas que están recubiertas por depósitos hidromagmáticos.

Finalmente, a unos escasos 500 metros al oeste del conjunto aparece La Sima que es un caso de emisión de dióxido de carbono en los cerros cuarcíticos, en este caso sin estar ligada a un manantial, por lo que se podía considerar como un “hervidero seco”.

El volcán de Cerro Gordo (Hojas geológicas 785 y 811) está situado en la misma sierra cuarcítica que el de La Yezosa, al SO de Almagro. Forma parte de una alineación de volcanes situados según una fractura de





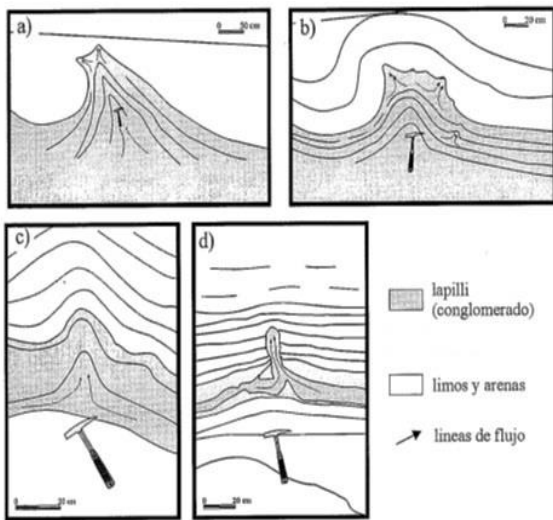
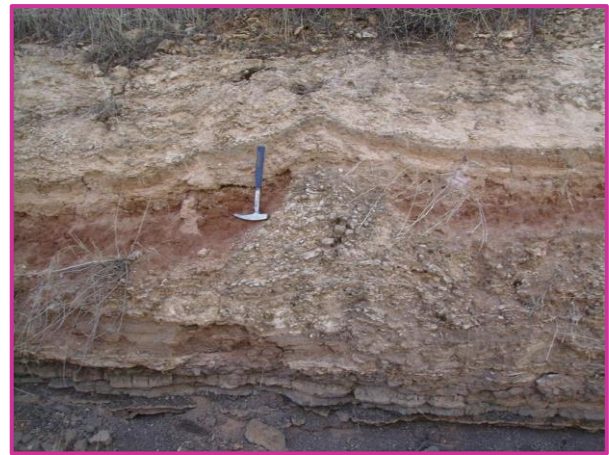
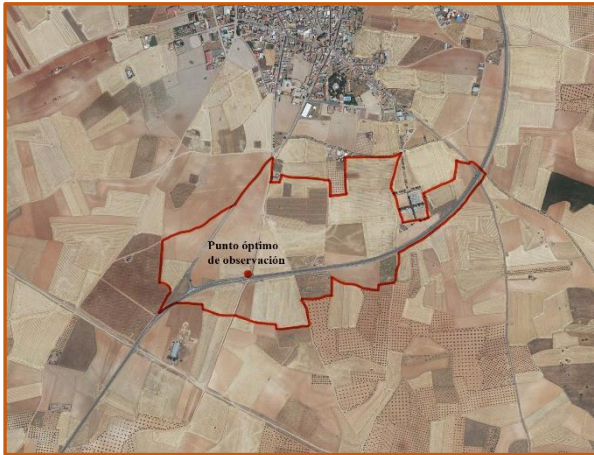




**Parada 5.- ESTRUCTURAS DE DEFORMACION DEBIDAS A PALEOSISMOS EN GRANÁTULA DE CALATRAVA.**

- **IELIG (IGME)- TM-149 Paleosismitas de Granátula de Calatrava (J.L. Gallardo Millán 2019)**  
<http://info.igme.es/ielig/>
- **Rodríguez, M.A. y Barrera, J.L. (2002). Estructuras paleosísmicas en depósitos hidromagmáticos del vulcanismo neógeno del Campo de Calatrava, Ciudad Real (España). Geogaceta, 32, 39-42.**

El maar de Granátula es una depresión casi circular de unos 2 km de diámetro, abierta hacia el norte, con un relleno central de limos y arcilla endorreicos y un anillo de tobas piroclásticas bien conservado en su parte sur. El rasgo más característico de estos depósitos es que presentan un nivel con deformaciones asociadas a procesos de vibración sísmica que producen la licuefacción de los materiales aún no consolidados. Las estructuras de deformación presentan características comunes, variando tan solo sus dimensiones. Son fácilmente correlacionables, puesto que se desarrollan por encima de dos niveles de lapilli negro no deformados de fácil identificación.



Esquemas fotográficos de las estructuras de licuefacción: a) estructuras en almohadilla (zona de escape de fluidos); b) estructuras en champiñón; c) zona de ascenso de fluidos; y d) intrusiones de gravas.

Se reconocen:

- Estructuras en almohadilla con sinclinales abiertos y anticlinales estrechos, de longitudes de onda que oscilan entre 0,6 m y 1,5 m y amplitudes desde 0,3 m hasta 1,4 m.
- Se observan zonas de escapes de fluidos asimétricas, correspondientes a estructuras en champiñón (mushroom structures) con doble vergencia.
- Intrusiones de los micro-conglomerados en los niveles superiores de arenas y limos que parten del núcleo de los anticlinales y tienen una clara disposición planar.
- También se observan cuerpos de arenas independizados dentro de las capas superiores de limos, a modo de pseudonódulos .
- A lo largo de todo el nivel deformado se identifican colapsos de arenas y limos dentro de los micro-conglomerados, cuya orientación coincide con la de los ejes de las almohadillas y de los planos de intrusión.

Las orientaciones de las estructuras son básicamente paralelas a la de las fallas normales que limitan la cuenca al norte (NE-SO) y al sur (NO-SE).

Muchas estructuras observadas afectan a un nivel de micro-conglomerados correlacionable en todo el anillo del maar. El carácter de la deformación es dúctil, por lo que los sedimentos no estaban consolidados en el momento de la deformación.

La existencia de niveles infrayacentes no deformados descarta la posibilidad de elevaciones bruscas del nivel freático o escapes de gases volcánicos.

La estructuración planar de las intrusiones es característico del origen sísmico y para que un terremoto produzca licuefacciones en un conglomerado con al menos un 60% de contenido en gravas se necesita una magnitud sísmica superior a 7,5.

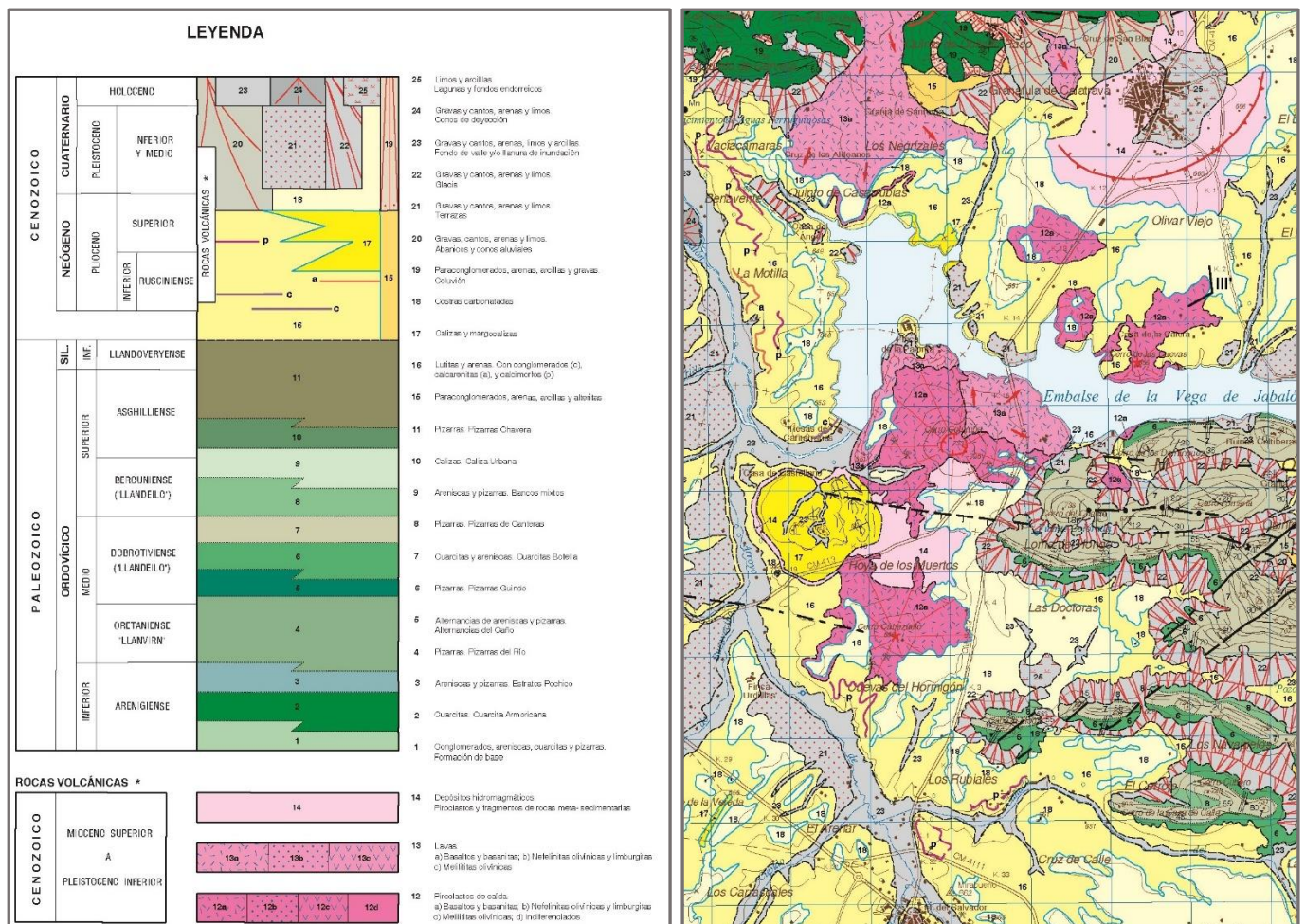


**Parada 6.- VOLCÁN DE LA COLUMBA. CERRADA del EMBALSE DE LA VEGA (Río Jabalón)**

- **IELIG (IGME)-TM-152** Volcán de La Columba y Maar de Casablanca (J.L. Gallardo Millán 2019) <http://info.igme.es/ielig/>
- **González, E., Gosálvez, R., Becerra R. y Escobar E. (2007)** Actividad eruptiva holocena en el Campo de Calatrava (volcán Columba, Ciudad Real, España). Resúmenes XII Reunión Nacional de Cuaternario, Ávila
- **Poblete Piedrabuena, M.A., Beato Bergua, S. y Marino Alfonso, J.L (2019)**, Geomorphological evolution and chronology of the eruptive activity of the Columba and Cuevas volcanoes (Campo de Calatrava Volcanic Field, Ciudad Real, Central Spain), *Geomorphology*, 336, pp. 52-64, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.03.026>

Es uno de los volcanes más representativos del Campo de Calatrava. Este edificio de tipo estromboliano tiene un cono formado por la acumulación de bombas y escorias basálticas, más o menos soldadas, cuya estructura todavía puede observarse en las canteras existentes en su ladera oeste que está en fase de restauración.

En su ladera septentrional aparecen varias coladas que fueron emitidas de forma radial hacia el NE y otra que se dirigió hacia el NO y se bifurcó hacia el O. Finalmente, el volcán acaba con una fase más explosiva (estromboliana) que culmina con la construcción del edificio actual con los piroclastos emitidos y del que aún se conserva la forma del cráter de emisión. La composición tanto de las lavas como la de los productos piroclásticos es basáltica (basaltos y basanitas).



Su principal actividad se dio durante el Pleistoceno y Holoceno existiendo evidencias de emisiones recientes en el entorno de los 5.550 años de edad calibrada BP (Norgripiense), obtenida por la datación de muestras de paleosuelos y materia carbonosa cubiertos por oleadas piroclásticas y depósitos tipo lahar.

Los resultados obtenidos en los volcanes Columba y Cuevas (Aldea del Rey) mediante datación OSL (luminiscencia estimulada ópticamente) y radiocarbono en la materia orgánica de un paleosuelo ubicado entre los depósitos volcánicos de Columba, han proporcionado la edad de los depósitos fluviales afectados por ambos volcanes. El volcán Columba comienza su actividad con una fase estromboliana alrededor de  $33,9 \pm 2,36$  ka BP, seguido por un largo

periodo de inactividad entre 24,9-23,2 cal ka y 14-13,5 cal ka BP, durante el cual se forma el antedicho paleosuelo. Posteriormente, la actividad volcánica se reactiva con una fase freatomagmática seguida por otra estromboliana en la que las coladas lávicas cruzaron y represaron el río Jabalón, forzando el depósito de la terraza fluvial +9 m del río Jabalón por encima de ellas, hace alrededor de  $6,27 \pm 4,28$  ka BP. Así pues, el volcán Columba es un buen ejemplo de comportamiento eruptivo policíclico en un campo volcánico monogénico, cuya última erupción aconteció entre el Pleistoceno superior (Tarantiense) y el Holoceno (POBLETE et.al. 2019)

En la ladera oeste hoy se ha construido la presa del río Jabalón y en el estribo de esta se pueden apreciar las disyunciones columnares verticales asociadas al enfriamiento de las coladas. El derrame de la colada a alta temperatura contra y sobre arcillas neógenas da lugar a la formación de un nivel intensamente rojo de “almagre” palabra que significa tierra rojiza. Se forma por calcinación los óxidos de hierro y de aluminio hidratados de las arcillas.

El obstáculo generado por las emisiones del volcán ha interferido con el trazado del río Jabalón, haciendo que este marque un pronunciado meandro que ha desviado el trazado original, produciendo represamientos y terrazas inversas.



### **Parada 7.- FORTALEZA DE CALATRAVA LA NUEVA**

*Enciclopedias digitales (Wikipedia etc.)*

La **Orden de Calatrava** es una orden militar y religiosa fundada en el Reino de Castilla en el año 1158, por el abad Raimundo de Fitero, con el objetivo inicial de proteger la villa de Calatrava, ubicada cerca de la actual Ciudad Real que había sido arrebatada a los árabes.

La estratégica ciudad de Calatrava (la Qal'at Rabah islámica), baluarte avanzado de Toledo junto al río Guadiana, fue conquistada por Alfonso VII en 1147. Dada su importancia militar, el rey quiso asegurar su defensa entregándola en 1150 a la Orden del Temple, ya que por aquellas fechas no existían los ejércitos regulares ni era fácil poblar las zonas de frontera. Unos años más tarde, ante el empuje islámico, el Temple dio la empresa por perdida y devolvió la fortaleza al sucesor de Alfonso, el rey Sancho III.

Sancho III reunió a sus notables y ofreció Calatrava a quien se hiciera cargo de su defensa. Entre la sorpresa y la sorna de los nobles, Raimundo, abad del monasterio cisterciense de Fitero, alentado por el monje de su monasterio Diego Velázquez que había sido anteriormente guerrero, aceptó el reto. Al no haber alternativa, el rey cumplió su palabra entregando Calatrava a los monjes de Fitero mediante donación realizada el 1 de enero de 1158 en Almazán. Formaron en poco tiempo un ejército de más de 20.000 monjes y soldados, uniendo a los que había conseguido organizar fray Diego Velázquez en las cercanías de Calatrava y a los que había reclutado Don Raimundo en el Reino de Aragón. Ante tal multitud, los árabes rehusaron entrar en batalla retirándose hacia el sur.

Como el compromiso de defender Calatrava se mantenía y había reticencias de los caballeros a tener por superior a un Abad del Císter y vivir entre los monjes, decidieron elegir un Maestre de la Orden. Los monjes se retiraron a Ciruelos y los caballeros a Ocaña, donde se convirtieron en una Orden militar, la primera hispana, que adoptó el



nombre propio del lugar. El primer Maestre de la Orden fue Don García, que obtuvo del Císter y del Pontificado la primera regla. Esta regla, modelada sobre las costumbres cistercienses para hermanos laicos, impuso a los caballeros, además de las obligaciones de los tres votos religiosos (obediencia, castidad y pobreza), las de guardar silencio en el dormitorio, refectorio (comedor) y oratorio; ayunar cuatro días a la semana, dormir con su armadura y llevar, como única vestimenta, el hábito blanco cisterciense con una sencilla cruz negra (luego roja), a partir del siglo XIV «flordelisada»: una cruz griega con flores de lis en las puntas, que en el siglo XVI se configuró definitivamente como hoy se conoce.

Tras la derrota cristiana sufrida por Alfonso VIII en la Batalla de Alarcos (1195) contra el ejército almohade, la Orden de Calatrava será llevada al borde del exterminio por la gran cantidad de bajas sufridas en la batalla, que se saldaría con el abandono de Alarcos, así como de muchas otras fortalezas de la región, replegándose hasta las cercanías de Toledo y comprometiendo el avance cristiano hacia el sur. En este contexto la Orden de Calatrava quedaría gravemente afectada. Se había perdido su fortaleza y principal sede de poder, así como todas sus posesiones territoriales. Tras un golpe de mano, varios caballeros



de la Orden, con Martín Pérez de Siones a la cabeza, tomaron por sorpresa el castillo de Salvatierra (al sur de Calatrava) con un ejército aproximado de 400 caballeros y 700 soldados a pie, trasladando allí su convento y sede, que mantuvieron en su poder totalmente aislado de socorros, hasta 1211. Por ello, durante esos años, la Orden adoptó el nombre de Orden de Salvatierra.

La Orden alcanzó su afianzamiento definitivo tras la Batalla de las Navas de Tolosa (1212), cuando fijó su sede en la nueva y más segura fortaleza de Calatrava la Nueva (1218) (antiguo castillo de Dueñas, frente al castillo de Salvatierra), que fue construida por prisioneros musulmanes en su mayor parte.

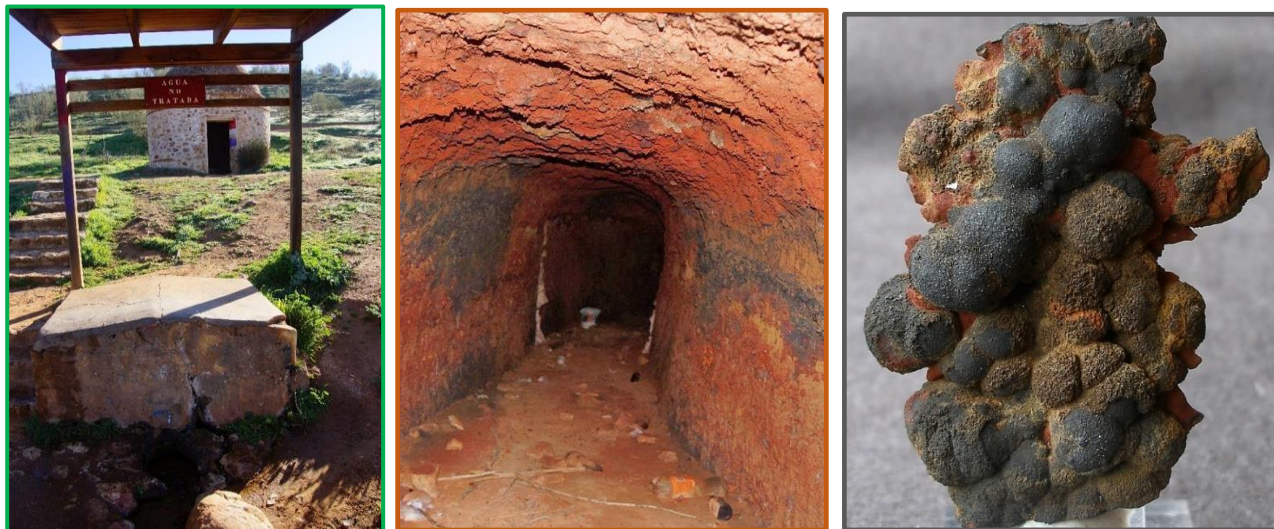
La antigua sede de Calatrava, origen de la Orden, junto al río Guadiana, pasó a convertirse en la sede de una Encomienda, y desde ese momento pasó a ser conocida como Calatrava la Vieja.

### **Parada 8.- HERVIDEROS DE EL CHORRILLO y MINERALIZACIONES de Fe y Mn(Co). Opcional**

- **IELIG (IGME)-TM-143** Hervideros del Chorrillo y del río Jabalón y mineralizaciones de Fe-Mn asociadas (J.L. Gallardo Millán 2019) <http://info.igme.es/ielig/>
- **Gallardo Millán, J.L. (2011)** GUÍA del GEOLODÍA 2011 de Ciudad Real. Recorrido por los hirvientes volcanes del Campo de Calatrava (Ciudad Real). *Sociedad Geológica de España*.

La Fuente del Chorrillo es uno de los más representativos "hervideros" del Campo de Calatrava. Con este nombre se denomina en la región a manantiales y pozos en donde el escape de las burbujas de CO<sub>2</sub> de origen volcánico imita el burbujeo del agua al hervir. Existieron una veintena de ellos, en algunos de los cuales se implantaron balnearios.

"El Chorrillo" es una fuente de historia prolongada, muestra los referentes arquitectónicos de la "poza" o baño circular y la característica fuente original protegida con un "bombo" de planta circular con bóveda. La composición de sus aguas ofrece un cóctel mineromedicinal muy indicado para afecciones gástricas y cutáneas.



Las aguas de los “hervideros” contienen disueltos: bicarbonato de sodio y magnesio, bicarbonato cálcico y sulfato sódico-magnésico. Es común la presencia de cobalto, manganeso, cuarzo, calcita, siderita. Tienen facies químicas complejas. La temperatura del agua es baja, generalmente en torno a 16-18°C. Se considera que el origen se debe a una circulación del agua a profundidades de menos de 300 m., a través de fracturas que afectan al zócalo paleozoico.

En relación con los “hervideros” en del Campo de Calatrava existen mineralizaciones de Fe-Mn, localmente con altos contenidos en Co, que han sido objeto de explotación. Estas mineralizaciones, de tipo *hot-spring*, tienen un origen hidrotermal asociado a las rocas volcánicas. Se considera las mineralizaciones de Fe-Mn (Co), tuvieron lugar cerca de las surgencias tipo *hot-spring*, a la vez que se estaba sedimentando el Neógeno o por circulación de las aguas a través de los niveles permeables.

En la antigua mina de El Chorrillo se han reconocido óxidos e hidróxidos de hierro (*hematites, goethita*), óxidos de manganeso o antiguas *psilomelanas (Birnessita, Criptomelana - en la fotografía- y Todorokita)* e hidróxidos de litio y manganeso (*Lithiophorita*) (ver ANEXO).

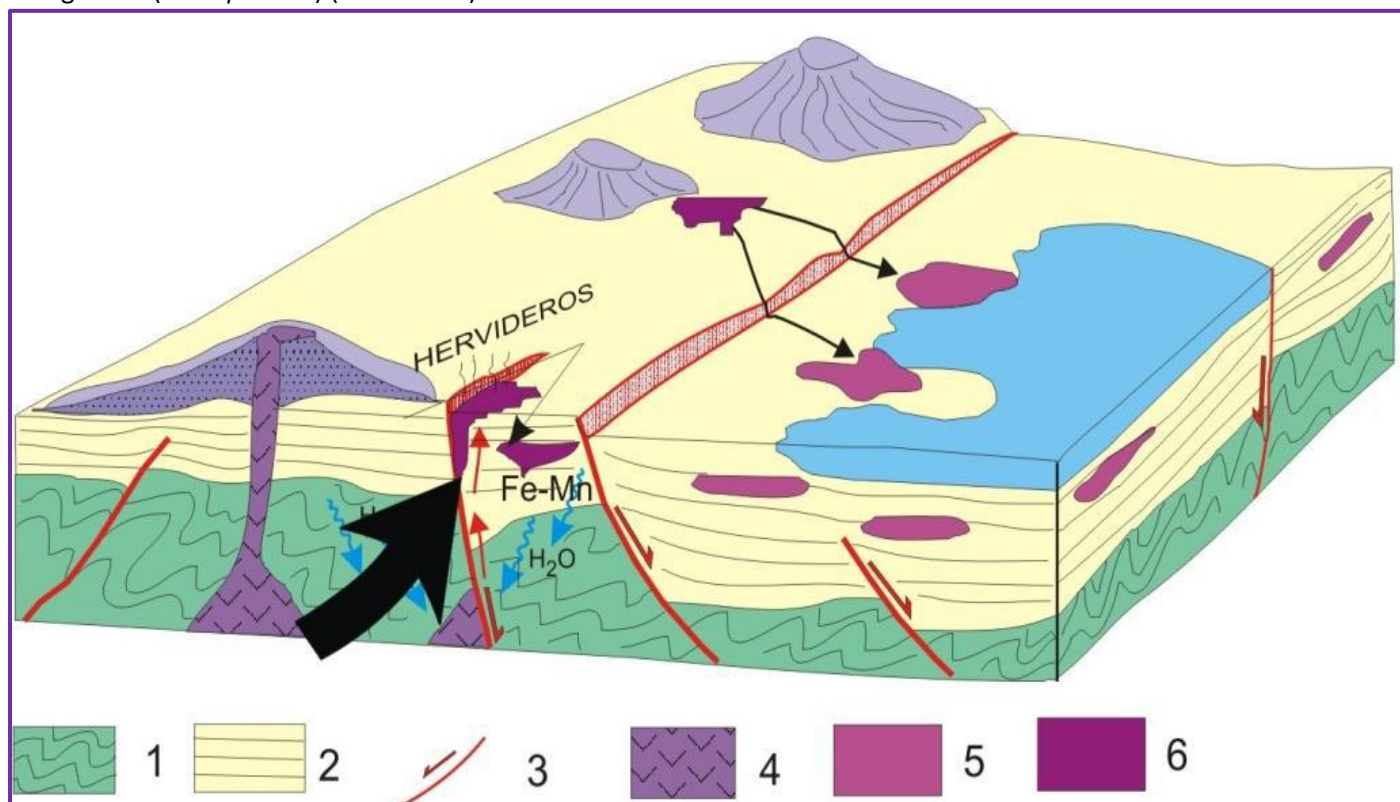


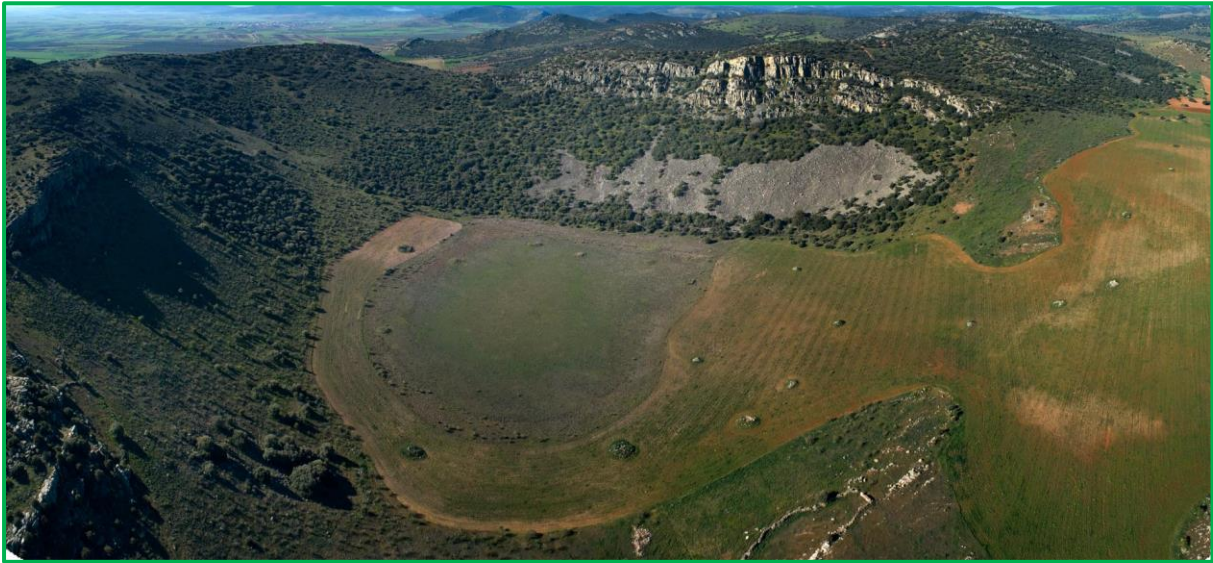
Figura tomada de Gallardo Millán (2011).- El agua meteórica se infiltra a través del relleno reciente Neógeno (2) y a través de fracturas (3) que afectan a este y al basamento paleozoico (1) en el contacto o próximas a rocas volcánicas (4) que origina la removilización y posterior precipitación de los óxidos de Fe-Mn (Co): próximos “hot-spring” (6), como distales (5). (Adaptado de Crespo, 1991).



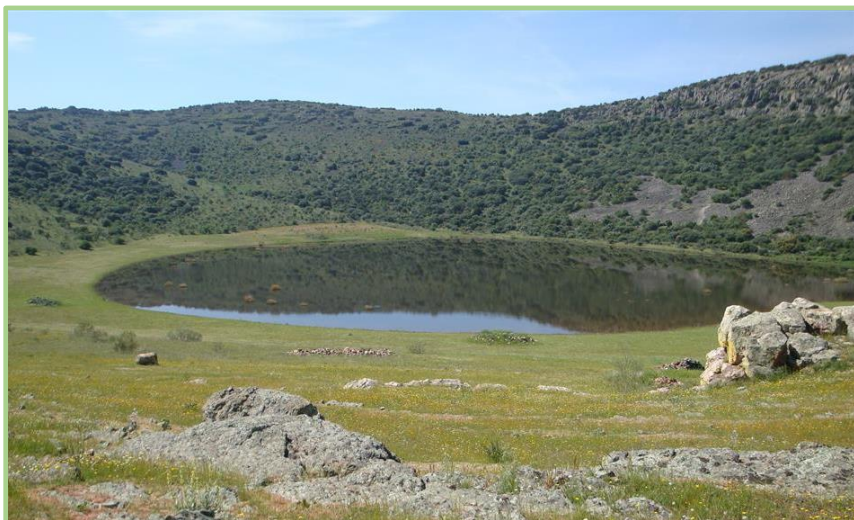
Los yacimientos se formaron en condiciones volcano-sedimentarias en cuencas de tipo extensional. El mecanismo de transporte para los metales fue mediante disoluciones de óxidos tetravalentes de Mn. Parte del Mn procedente de las surgencias hidrotermales precipitó in situ: son los depósitos denominados spring-aprons, que se dan en las inmediaciones de dichas surgencias.

### **Parada 9.- MAAR PLEISTOCENO de la HOYA DE CERVERA y FINCA LA ENCOMIENDA DE CERVERA: vinos y aceites volcánicos.**

- **IELIG (IGME)-TM-148 Maar plio-pleistoceno de la Hoya de Cervera (J. Vegas 2020)** <http://info.igme.es/ielig/>
- **González Cárdenas, E. (2015-act.). Las figuras de protección. Campo de Calatrava. Los volcanes. Centro de Estudios de Castilla-La Mancha. UCLM, Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio. Geografía Física. Grupo de Investigación GEOVOL, Ciudad Real.** <https://volcanescalatrava.web.uclm.es/protocio.htm>



Es uno de los maars sobre sustrato paleozoico (Hard-substrate Type) más representativo y característico de las erupciones freatomagmáticas del Campo de Calatrava, (junto con el maar de Fuentillejo). Se presenta como un

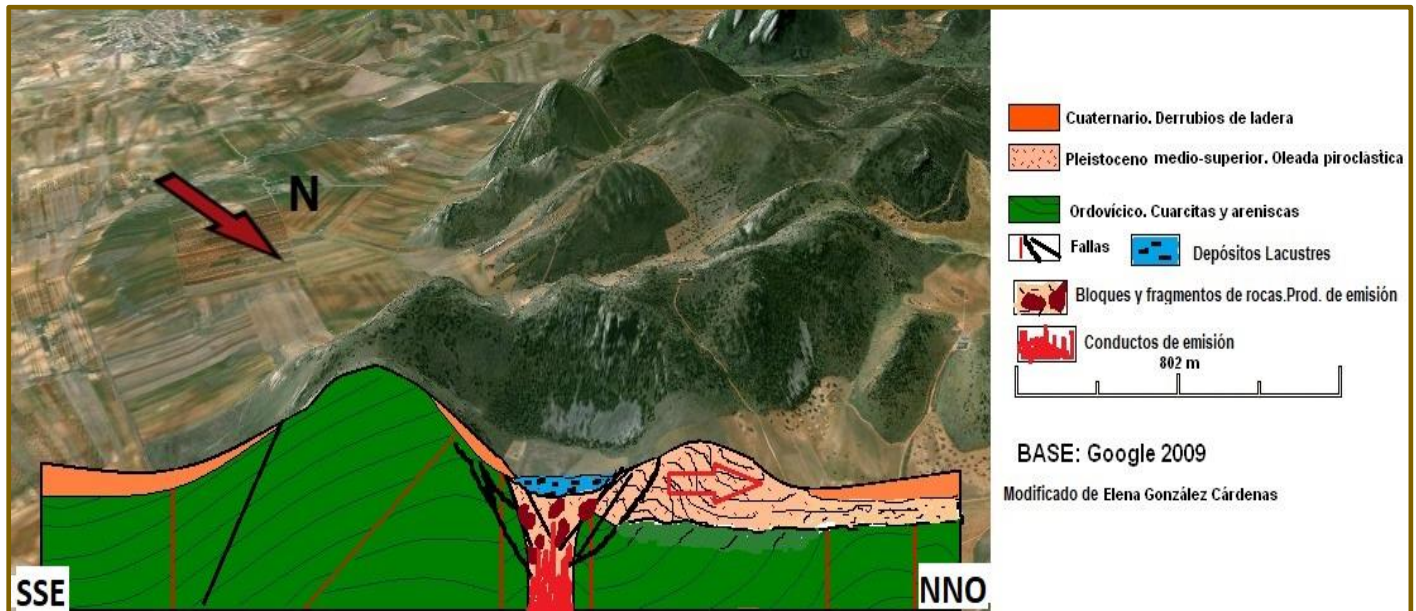


cráter muy profundo, con forma en embudo, alargado casi kilómetro y medio en dirección NO-SE. Este embudo presenta paredes muy inclinadas tapizadas por una importante pedriza, ya que está incrustado en cuarcitas. Tiene un anillo/cono de tobas piroclásticas en su borde noroeste. No hay una datación concluyente para este maar, pero de acuerdo con la cronología del volcanismo de Campo de Calatrava debe situarse entre el final del Plioceno y el Pleistoceno medio.

Esta depresión, alargada de noroeste a sureste, fue generada por erupciones a favor de las fracturas que con la misma orientación acompañan a la fosa de El Chorrillo. La explosión abrió el cráter hacia el norte, por diferencia de competencia de los materiales del sustrato (probable contacto entre Cuarcita Armoricana y Serie Púrpura).

A lo largo de esta abertura topográfica se emplazaron las oleadas piroclásticas basales cuyos depósitos generan un reborde semicircular sobre las cuarcitas. Con forma de lengua lobulada se extiende al N y NO a lo largo de un kilómetro y con una anchura hectométrica sin llegar hasta el río Jabalón.





En superficie se presenta como un depósito consolidado, formado por la roca de caja pulverizada, conteniendo clastos de cuarcita, heterométricos y muy angulosos. La dureza y cementación de este depósito podría estar en relación con la emisión de oleadas piroclásticas húmedas.

La **Finca de la Encomienda de Cervera** tiene su origen en una finca propiedad de los Condes de Valdeparaiso a quienes el Rey Felipe V les concedió el título de Encomienda en 1741. La Finca de 950 ha, situada en el término de Almagro, en el margen del Río Jabalón, tiene tres valles situados en el Macizo Volcánico del Campo de Calatrava, con varios volcanes estrombolianos y el Maar de Cervera, Monumento Natural desde 1999.

En la actualidad Encomienda de Cervera es una explotación de agricultura ecológica con dedicación especial a producir vinos y aceites virgen extra de alta calidad, elaborados en la bodega y almazara instaladas en la finca. Para su fabricación se utilizan exclusivamente uva y aceitunas producidas en sus plantaciones, con un sistema integral de calidad que cumple con los requisitos de Pago Vinícola y Oleícola.

La finca se encuentra a una altitud de unos 750-850 mts, tiene 60 Ha de viñedos y 120 de olivares, destacando en sus viñedos las variedades para los tintos, Tempranillo, Syrah, Cabernet Sauvignon, Petit Verdot, Merlot y Graciano y para los blancos Sauvignon Blanc, Gewurztraminer, Albariño, Verdejo y Airén.



La importancia de su entorno reside en los materiales volcánicos del Campo de Calatrava, que en la finca tienen una importancia relevante, haciendo que sus productos adquieran una gran concentración de polifenoles, destacando sus altos índices de taninos y antocianos que dan un carácter especialmente saludable tanto a los vinos como a los aceites de Oliva Virgen Extra



**6.- BIBLIOGRAFIA.**

Aguirre, E.; Díaz, M. y Pérez González, A. (1976). Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta sur española. *Trabajos de Neógeno-Cuaternario*, 5, 7-29

Álvaro, M. (2023). El origen del vulcanismo reciente en el suroeste de Europa y norte de África. *Conferencias de Geosen. Marzo de 2023. PPT Inédito.*

Ancochea, E. (1983). Evolución espacial y temporal del vulcanismo reciente de España central. *Tesis Doctoral*, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 675 pp.

Ancochea, E. (1997). La región volcánica central española. En: Higuera, P.; Sánchez, C. (ed.). *XVII Reunión Científica de la SEM. Itinerarios Geológicos*. Edita: U.C.L.M. 27-53.

Ancochea, E. (1999). El campo volcánico de Calatrava (The volcanism of Campos de Calatrava). *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, (7.3) 237-243

Ancochea, E. e Ibarrola, E. (1982). "Caracterización geoquímica del vulcanismo de la región volcánica central española". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 80, 57-88.

Ancochea, E. y Del Moro, A. (1981).  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  Ratios of basaltic rocks from Campos de Calatrava (Central Spain). *Estud. Geol.* 37,27-33.

Barrera Morate, J.L. (2000): Los hervideros de Fuensanta historia de sus orígenes y desarrollo en el Siglo XIX. En: *Cuadernos de Estudios Manchegos*, nº23-24, II época

Barrera, J.L.; Ruiz, R. y Martín, J. (2002). Castilla la Mancha da protección legal a sus formaciones volcánicas: Uno de los tesoros geológicos de la provincia de Ciudad Real. *Quercus*, 193, 6-7.

Becerra, R. (2013). Geomorfología y Geopatrimonio de los volcanes magmáticos de la región volcánica del Campo de Calatrava. *Tesis Doctoral*, UCLM, Departamento de Ingeniería Civil y de la Edificación, Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio. 822 pp.

Becerra R., Escobar, González E. y Gosálvez, R.U. (2009). El Campo de Calatrava y el Corredor Ciudad Real-Puertollano. En: Peinado, M. García, J.L., González, E. Ruiz, A.R. (ed). *Itinerarios geográficos y paisajes por la provincia de Ciudad Real*. Diputación Provincial, 88-168.

Becerra-Ramírez R., González Cárdenas E., Dóniz, J., Gosálvez Rey R.U. y Escobar E. (2010). Análisis morfométrico de los volcanes de la cuenca media del río Jabalón. Región Volcánica del Campo de Calatrava (Ciudad Real, España). En: González E., Escobar E., Becerra R., Gosálvez R.U. y Dóniz J. (Ed.), *Aportaciones recientes en volcanología*. 111-115.

Bibliografía sobre el Campo de Calatrava. Universidad de Castilla-La Mancha (UCLM). Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio. Grupo de Investigación GEOVOL : Geomorfología, Territorio y Paisaje en Regiones Volcánicas. <https://volcanescalatrava.web.uclm.es/biblio.htm>

Calderón, S. (1905). Los volcanes de España. Ensayo de bosquejo sintético. *Bol. de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 5, 335-342.

Cebriá, J. M. (1992). Geoquímica de las rocas basálticas y leucitas de la región volcánica del Campo de Calatrava, España. *Tesis Doctoral*. Madrid: Universidad Complutense de Madrid, 314 pp.

Cortázar, D. (1880). Reseña física y Geológica de la provincia de Ciudad Real. *Bol. Mapa Geológico Nacional*. VIII, 289 pp.

Crespo, A. (1988). Primeras notas sobre los yacimientos de manganeso cobaltífero en el plioceno del Campo de Calatrava (Ciudad Real). *Bol. Soc. española de Mineralogía*. 11, 149-152.

Crespo, A. (1992). Geología, mineralogía y génesis de los yacimientos de manganeso cobaltífero del Campo de Calatrava (Ciudad Real). *Tesis Doctoral*. Universidad Complutense, Madrid. 389 pp.

- Crespo, A. y Lunar, R. (1997). Yacimientos de manganeso cobaltífero del Campo de Calatrava (Ciudad Real). En: Higuera, P.; Sánchez, C. (Ed.). *XVII Reunión Científica de la SEM. Itinerarios Geológicos*. Edita: U.C.L.M. 55-88.
- Crespo A. y Lunar R. (1997). Terrestrial hot-spring Co-rich Mn mineralisation in the Pliocene Quaternary Calatrava Region (Central Spain). *Geological Society Special Publication*, 119, 253-264.
- Crespo, A., Lunar, R., Oyarzun, R. y Doblas, M. (1995). Unusual case of hot springs-related Co-rich Mn mineralization in Central Spain: The Pliocene Calatrava deposits. *Econ. Geol.*, 90, 433-437.
- Del Pozo, J., Camuñas, C. y Mejías M. (2017). La Cultura de las Motillas de La Mancha: El aprovechamiento del agua subterránea en la Prehistoria. *IGME comunicaciones congresos- Congreso SEDPGYM*. 11pp.  
[https://www.igme.es/actividadesigme/lineas/HidroCA/HidroGeoAr/Publicaciones/del%20Pozo%20et%20al.,%202016\\_Texto%20Congreso%20SEDPGYM.pdf](https://www.igme.es/actividadesigme/lineas/HidroCA/HidroGeoAr/Publicaciones/del%20Pozo%20et%20al.,%202016_Texto%20Congreso%20SEDPGYM.pdf)
- Diez, V. (2008). El proceso de protección de las manifestaciones volcánicas en la provincia de Ciudad Real". En: González, E.; Escobar, E.; Becerra, R.; Gosálvez, R.U. y Dóniz, F.J. (Ed.). *Aportaciones recientes en volcanología 2005-2008*. Centro de Estudios Calatavos, UCLM, Ministerio de Ciencia y Tecnología.
- Escobar, E. Becerra, R. González, E. y Gosálvez, R.U. (2009). Interacción con el medio a través del itinerario didáctico: Un paseo por la región volcánica del Campo de Calatrava. *IV Congreso Internacional de Competencias. Ciudad Real, abril 2009* (Publicación en DVD)
- Gallardo, J.L., Ancochea, E. y Pérez-González, A. (2002). Secuencia magneto-estratigráfica y edad de los materiales volcánicos y sedimentarios de Poblete (Ciudad Real). *Geogaceta*, 32, 35-38.
- Gallardo-Millán, J. L. y Pérez-González, A. (2000). Magnetoestratigrafía del relleno neógeno en las cuencas del Campo de Calatrava (Ciudad Real). *Geotemas*, 1, 101-104.
- Gallardo Millán, J.L. (2011). GUÍA del GEOLODÍA 2011 de Ciudad Real. Recorrido por los hirvientes volcanes del Campo de Calatrava (Ciudad Real). *Sociedad Geológica de España*.
- Gallardo Millán, J.L. y Lorenzo, S. (2019 ). GUÍA del GEOLODÍA 2019 de Ciudad Real. Volcanes del Campo de Calatrava. *Sociedad Geológica de España*.
- García Rayego, J.L. (1993-2002). Los paisajes naturales de la Comarca de Los Montes-Campo de Calatrava. *Tesis Doctoral*. Universidad Complutense de Madrid. Facultad de Geografía e Historia. Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física. 880 pp.
- García Rayego, J. L. (1994). Mapa geomorfológico de la comarca de Los Montes-Campo de Calatrava. Cuenca: *Servicio de Publicaciones de la Universidad de Castilla-La Mancha*
- González Cárdenas, E. (1992). Aspectos geomorfológicos del volcanismo hidromagmático del Campo de Calatrava. Actas de la II Reunión Nacional de Geomorfología. *Estudios de geomorfología en España*. Sociedad Española de Geomorfología. Murcia, 569-583.
- González Cárdenas, E. (2009). Volcán de Cerro Gordo, Granátula de Calatrava, Ciudad Real. Turismo y Cultura en Ciudad Real. [http://www.ciudad-real.es/lugares/volcan\\_cerro\\_gordo.php](http://www.ciudad-real.es/lugares/volcan_cerro_gordo.php)
- González Cárdenas, E. (2015-act.). Campo de Calatrava. Los volcanes. *Centro de Estudios de Castilla-La Mancha. UCLM, Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio. Área de Geografía Física*. Facultad de Letras, Campus de Ciudad Real. [CAMPO DE CALATRAVA \(uclm.es\)](http://CAMPO_DE_CALATRAVA(uclm.es)) [Viajando por el Campo de Calatrava \(uclm.es\)](http://Viajando_por_el_Campo_de_Calatrava(uclm.es))
- González Cárdenas, E. (2015-act.). Las figuras de protección. Campo de Calatrava. Los volcanes. *Centro de Estudios de Castilla-La Mancha. UCLM, Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio. Área de Geografía Física. Grupo de Investigación GEOVOL: Geomorfología, Territorio y Paisaje en Regiones Volcánicas*. Facultad de Letras, Campus de Ciudad Real. <https://volcanescalatrava.web.uclm.es/protocio.htm>



- González Cárdenas, E. y Gosálvez Rey, R.U. (2004). Nuevas aportaciones al conocimiento del hidrovulcanismo en el Campo de Calatrava (España). *Contribuciones recientes sobre Geomorfología*. Sociedad Española de Geomorfología SEG, CSIC. Madrid. 71-81.
- González Cárdenas E. y Gosálvez Rey R.U. (2004). Nuevas aportaciones al conocimiento del hidrovulcanismo en el Campo de Calatrava (España). *VIII Reunión Nacional de Geomorfología*, septiembre 2004, Toledo, España.
- González, E., Escobar, E., Becerra, R., Gosálvez, R.U. y Dóniz, F.J. (Ed.). *Aportaciones recientes en volcanología 2005-2008*. Centro de Estudios Calatravos, UCLM, Ministerio de Ciencia y Tecnología. pp. 402
- González Cárdenas E., Gosálvez Rey R.U., Becerra Ramírez R. y Escobar Lahoz E. (2007). Actividad eruptiva holocena en el Campo de Calatrava (Volcán Columba, Ciudad Real, España). En: Lario J. y Silva G. (Ed.), *XII Reunión Nacional de Cuaternario*. Ávila, España pp. 143-144.
- González Cárdenas E., Gosálvez R.U., Becerra R. y Escobar E. (2010). El trabajo reciente de los geógrafos en el vulcanismo del Campo de Calatrava. En: González E., Escobar E., Becerra R., Gosálvez R.U. y Dóniz J. (Ed.). *Aportaciones recientes en volcanología 2005-2008*, Centro de Estudios Calatravos, UCLM, Ministerio de Ciencia y Tecnología. pp. 91-95.
- Hernández Pacheco, E. (1928). Les volcans de la région centrale d'Espagne, *Bull. volcanologique*, 4, 1-267
- Hernández Pacheco, F. (1932). *Memoria explicativa de la hoja geológica nº 784 (Ciudad Real) 1ª Serie*. IGME. Madrid
- Hernández Pacheco, F. (1932). Estudio de la región volcánica central de España. *Memoria de la Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 3. 235 pp.
- Herrero-Hernández, A., López-Moro, F. J., Gómez-Fernández, F. y Martín-Serrano, A. (2012). Interaction between intra-continental sedimentary basins and small volume monogenetic volcanism: Argamasilla and Calzada-Moral basins, Campo de Calatrava. Volcanic Field, Spain. *Journal of Iberian Geology*, 38(2), 407–428.
- Herrero-Hernández, A., López-Moro, F. J., Gallardo-Millán, J. L., Martín-Serrano, A. y Gómez-Fernández, F. (2015). Volcanism-sedimentation interaction in the Campo de Calatrava Volcanic Field (Spain). A magnetostratigraphic and geochronological study. *International Journal of Earth Sciences*, 104, 103–122.
- Higueras, P. y Gallardo, J.L. (2011). The Campo de Calatrava volcanic field: geology and resources. In J. E. Ortiz, O. Puche, I. Rábano and L. F. Mazadiego (eds.) *History of Research in Mineral Resources. Cuadernos del Museo Geominero*, 13. Instituto Geológico y Minero de España. Pp 395-404
- Ibarrola, E. y Brandle, J. L. (1974). Estudio comparativo de melilititas en rocas ultramáficas de dos diferentes "provincias volcánicas" españolas. *Pub. I Congr. Nac. Geod. y Geol*, pp. 1291-1318.
- Inventario Español de Lugares de Interés Geológico IELIG. Base de Datos. <http://info.igme.es/ielig/>  
LIGs: TM-137 Maar de la Hoya del Mortero; TM-143 Hervideros del Chorrillo y del río Jabalón y mineralizaciones de Fe-Mn asociadas; TM-146 Volcán del Cerro Gordo, Maar de Barondillo y punto de emisión de CO<sub>2</sub> de La Sima; TM-148 Maar Plio-Pleistoceno de la Hoya de Cervera; TM-149 Paleosismitas de Granátula de Calatrava; TM-152 Volcán de La Columba y Maar de Casablanca.
- López-Ruiz J., Cebriá J.M. y Doblas M. (2002). Cenozoic volcanism I: the Iberian Peninsula. En: Gibbons, W. & Moreno, T. (ed.), *The Geology of Spain*. Geological Society of London, London. 417-438.
- López-Ruiz J., Cebriá J.M., Doblas M., Oyarzun R., Hoyos M. y Martín, C. (1993). The late Cenozoic alkaline volcanism of the Central Iberian Peninsula (Calatrava Volcanic Province, Spain): Cenozoic intra-plate volcanism related to extensional tectonics at Calatrava, Central Iberia. *Journal of the Geological Society of London*, 150 (9), 915–922.
- Lorenz, V. (1986). On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings. *Bull. Volcanology*, 48, 265-274.

- Martín-Serrano A., Vegas J., García A., Galán L., Gallardo J.L., Martín S., Rubio F.M., Ibarra P.I., Granda A., Pérez González A. y García-Lobón J.L. (2009). Morphotectonic setting of maar lakes in the Campo de Calatrava Volcanic Field (Central Spain, SW Europe). *Sediment. Geol.*, 222, 52-63.
- Mejías, M., Benítez de Lugo, L., Del Pozo, J. y Moraleda, J. (2014). Los primeros aprovechamientos de aguas subterráneas en la Península Ibérica. Las motillas de Daimiel en la Edad del Bronce de La Mancha. *Boletín Geológico y Minero*, 125 (4), 455-474.
- Mejías, M., Benitez de Lugo, L., López-Saéz, J.A. y Esteban, C. (2015). Arqueología, hidrogeología y medio ambiente en la edad del bronce de La Mancha: La Cultura de las Motillas. *Madrid: Instituto Geológico y Minero de España*. 120pp.
- Molina, E. (1972). Observaciones geológicas del Campo de Calatrava, *Estudios Geológicos*, 27, 3-11.
- Molina, E. (1974). Campo de Calatrava, *Coloquio Inter. Bioestratigrafía*. Libro Guía. 215-244.
- Molina, E. (1975). Estudios del Terciario superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real). *Trabajos sobre el Neógeno-Cuaternario*, 3, 106 pp.
- Monteserín, V., Martín-Serrano, A., Ancochea, E, Herrero, A., Rey, A. y Martín Banda, R. (1996-2003, Editado en 2018). *Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, 2ª Serie, MAGNA. Hoja 810 (Puertollano)* Mapas, Memoria y Documentación Complementaria. IGME.
- Monteserín, V., Martín-Serrano, A., Ancochea, E, Herrero, A., Rey, A., Martín Banda, R. y García Cortés, A. (1996-2003, Editado en 2018). *Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, 2ª Serie, MAGNA. Hoja 811 (Moral de Calatrava)* Mapas, Memoria y Documentación Complementaria. IGME.
- Ollier, C. (1967). Maars, their characteristics, varieties and definition. *Bull. Volcanol.*, 31, 45-73.
- Peinado M., García-Rayego J.L., González-Cárdenas E. y Ruiz-Pulpón A.R. (2009). Itinerarios geográficos y paisajes por la provincia de Ciudad Real. *Guía de salidas de campo del XXI Congreso de Geógrafos Españoles*. Imprenta Provincial, Ciudad Real.
- Parga Pondal, I. (1935). «Quimismo de las manifestaciones magmáticas cenozoicas de la Península Ibérica». *Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales. (serie Geología)*, nº 40, pp. 1-174.
- Pérez González, A. (1981). Neógeno y Cuaternario de la llanura manchega y sus relaciones con la cuenca del Tajo». *Tesis Doctoral*. Ed. Univ. Compl. Madrid, pp. 1-787.
- Pérez González, A. (2003). Maar Programme for the Central Spanish Volcanic Field. An initiative for the study of Quaternary climatic change. En: Ruiz Zapata, M.B. et al. (Ed.): *Quaternary climatic changes and environmental crises in the Mediterranean Region*, Alcalá de Henares, Universidad de Alcalá de Henares, Ministerio de Ciencia y Tecnología e INQUA, 215-219
- Poblete Piedrabuena M.A. (1989). Contribución al estudio geomorfológico de las costras ferromanganesíferas del Campo de Calatrava (Ciudad Real). *XI Congreso Nacional de Geografía*, 2, 326-335.
- Poblete Piedrabuena M.A. (1991). Los volcanes del Campo de Calatrava en: *Guía de los espacios naturales de Castilla-La Mancha*, Toledo, J.J.CC. 499-517
- Poblete Piedrabuena, M. A. (1991). Morfología de los cráteres explosivos pliocenos del Campo de Calatrava (Ciudad Real): subcuencas de Corral y Alcolea, Ería. *Revista de Geografía*, 26, 179-198.
- Poblete Piedrabuena M.A. (1992). Las últimas manifestaciones asociadas al volcanismo del Campo de Calatrava (Ciudad Real): Los manantiales termales. *Cuadernos de la sección de Historia-Geografía, Eusko Ikaskuntza*, Homenaje a Félix María Ugarte, 20, 187-201.
- Poblete Piedrabuena M.A. (1993). Morfología y secuencia eruptiva del cráter explosivo de La Posadilla (Campo de Calatrava, Ciudad Real). *Revista ERÍA* nº 10, enero de 1993, pp 51-65. Comunicación presentada a la VIII Reunión sobre el Cuaternario. Valencia, septiembre de 1991.



- Poblete Piedrabuena, M.A. (1995). El relieve volcánico del Campo de Calatrava. *Tesis doctoral*. Ed. Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha y Dpto. de Geografía de la Universidad de Oviedo, Gijón, 467 pp.
- Poblete Piedrabuena, M.A. (1995). Características morfoeruptivas del cráter explosivo de El Pardillo (Campo de Calatrava, Ciudad Real), *III Reunión Nacional de Geomorfología*, 1, 55-62.
- Poblete Piedrabuena, M.A. (1997). Evolución y características geomorfológicas del sector central del Campo de Calatrava (Ciudad Real). En: García J. L., González, E. (Ed.). *Elementos del Medio Natural de la Provincia de Ciudad Real*, Ciudad Real UCLM., 133-159
- Poblete Piedrabuena, M. A. (2001). Las formas de relieve de origen hidrovolcánico. En: Manero, F. (Coord.): *Espacio natural y dinámicas naturales. Homenaje al Dr. Jesús García Fernández*, Valladolid, Secretariado de Publicaciones de la Universidad de Valladolid, 183-193.
- Poblete Piedrabuena, M.A. (2002). The role of hydrothermal activity in the origin of the ferruginous crusts in Calatrava (Guadian basin of Spain): an approach to the paleoclimatic conditions. En: Ruiz Zapata, M.B. et al. (Ed.): *Quaternary climatic changes and environmental crises in the Mediterranean Region*, Alcalá de Henares, Universidad de Alcalá de Henares, Ministerio de Ciencia y Tecnología e INQUA, 161-167.
- Poblete Piedrabuena, M.A. y Ruiz J. (2007). Revisión de la edad del volcanismo en la región volcánica central de España: Evidencias geomorfológicas de actividad volcánica cuaternaria. En: *Contribuciones al estudio del período cuaternario, AEQUA*, Ávila. (Comunicación-Póster).
- Poblete Piedrabuena, M.A., Beato Bergua, S. y Marino Alfonso, J.L. (2016). Landforms in the Campo de Calatrava Volcanic Field (Ciudad Real, Central Spain), *Journal of Maps*, DOI: 10.1080/17445647.2016.1195302.
- Poblete Piedrabuena, M.A., Beato Bergua, S. y Marino Alfonso, J.L. (2019), Geomorphological evolution and chronology of the eruptive activity of the Columba and Cuevas volcanoes (Campo de Calatrava Volcanic Field, Ciudad Real, Central Spain), *Geomorphology*, 336, pp. 52-64, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.03.026>
- Poblete Piedrabuena, M.A., Beato Bergua, S., Marino Alfonso, J.L. y Herrera, D. (2022). Geoturismo con realidad aumentada en la zona volcánica del Campo de Calatrava (Ciudad Real, España). *Revista ERÍA*. Volumen 2022-1. Año XLII, pp. 73-98.
- Portero, J.M., Ramírez, J.I., Ancochea, E. y Pérez González, A. (1985, ed. 1988). *Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, 2ª Serie, MAGNA. Hojas 760 (Daimiel) y 784 (Ciudad Real)*. Mapas, Memorias y Documentación Complementaria. IGME.
- Portero, J.M., Ramírez, J.I. y Ancochea, E. y Pérez González, A. (1985, ed. 1988). *Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, 2ª Serie, MAGNA. Hoja 759 (Piedrabuena)* Mapas, Memoria y Documentación Complementaria. IGME.
- Proyecto ALGECO2. IGME (2011). Almacenamiento geológico de dióxido de carbono: Guadalquivir-Béticas y Cobertera Tabular de la Mancha <https://info.igme.es/algeco2/>
- Ramírez, J.I., Ancochea, E. y Pérez González, A. (1985, ed. 1988). *Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, 2ª Serie, MAGNA. Hoja 785 (Almagro)*. Mapas, Memoria y Documentación Complementaria. IGME.
- Rincón Calero, P.J. (1999). Análisis de la deformación incidente durante el período neotectónico en el antepaís bético (España Central): implicaciones morfoestructurales y origen del volcanismo reciente del Campo de Calatrava (contrastación con otros entornos ígneos): *Tesis Doctoral*, UCM. Madrid.
- Rincón Calero, P.J. (2014). Observaciones geológicas acerca del origen del vulcanismo reciente del Campo de Calatrava, Ciudad Real (España central). *Tierra y Tecnología*. 45, 43-46.
- Rodríguez, M.A. y Barrera, J.L. (2002). Estructuras paleosísmicas en depósitos hidromagmáticos del vulcanismo neógeno del Campo de Calatrava, Ciudad Real (España). *Geogaceta*, 32, 39-42.
- Sainz Nergaard G., Díez Ruiz A. y Sánchez Vizcaíno J. (2002). Estudio sedimentario del neógeno de la subcuena de Alcolea de Calatrava (Ciudad Real, España). *Estudios Geol.*, 58, 159-178.

Sheridan Geol. Dr. Web, Tuff rings and tuff cones. <https://www.nsm.buffalo.edu/courses/gly433/TuffCones.pdf>

Stoppa F., Rosatelli G., Schiazza M. y Tranquilli A. (2012). Hydrovolcanic vs Magmatic Processes in Forming Maars and Associated Pyroclasts: The Calatrava -Spain- Case History". En Stoppa F. (Ed.) *Updates in Volcanology. A Comprehensive Approach to Volcanological Problems*. 1-26

Torres, T., Sánchez, A., Crespo, A. y Zapata, J. L. (1986-1987). Nuevos datos sobre la sedimentación terciaria en La Mancha (Ciudad Real). *Acta Geol. Hispánica*, 21-22,443-447.

U.S. National Parks. Volcano types: Maars and tuff rings.  
<https://www.nps.gov/articles/000/maars-and-tuff-rings.htm>

Vegas R. y Rincón P.J. (1996). Campos de esfuerzos, deformación alpina y volcanismo neógeno-cuaternario asociado en el antepaís bético de la provincia de Ciudad Real (España Central). *Geogaceta* 19, 31-34.

Vegas, J., García-Cortés, A., Galán, L., Pérez-González, A., Martín-Serrano, A. (2006). El registro sedimentario lacustre del maar de Fuentillejo (Ciudad Real). *Bol. Geol. Min.* 117, 339–349.

Villaseca, C.; Ancochea, E.; Orejana, D. & Jeffries, T.E. (2010). Composition and evolution of the lithospheric mantle in central Spain: inferences from peridotite xenoliths from the Cenozoic Calatrava volcanic field. *Geol. Soc., London*, Vol. 337, pp. 125-151.

White, JDL. and Ross, PS. (2001). Maar-diatreme volcanoes: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 201, Issues 1–4, 15 April 2011, Pages 1-29

## **ANEXO: MINERALES y CUADRO DE CLASIFICACIÓN DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS DEL C. DE CALATRAVA.**

### **MINERALES DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS**

**Anfíbol.** Los anfíboles son un conjunto de minerales de la clase de los silicatos, grupo inosilicatos. Químicamente son metasilicatos de calcio, magnesio y hierro. La unidad estructural fundamental de los anfíboles es el tetraedro de silicio y oxígeno (SiO<sub>4</sub>) enlazado en forma de largas cadenas dobles. La fórmula química de cada mineral anfíbol es el resultado de sustituciones metálicas en la doble cadena: RSi<sub>4</sub>O<sub>11</sub>. Los minerales más comunes en las rocas metamórficas y plutónicas básicas son las hornblendas y la actinolita. Son los minerales fundamentales de las rocas magmáticas. Tienen color negro o verde oscuro y su aspecto es vítreo o lechoso. Se caracterizan por su hábito prismático, cristales hexagonales y largos. Según el sistema de cristalización pueden ser ortoanfíboles (rómicos) o clinofanfíboles (monoclínicos).

Accesorio en las rocas volcánicas del Campo de Calatrava. Mineral guía en la cartografía de materiales hidromagmáticos de zonas llanas y sin cortes del terreno.

**Augita.** Es un mineral del grupo de los silicatos, subgrupo inosilicatos y dentro de estos es del tipo Piroxenos que son inosilicatos de cadena sencilla. Es un aluminosilicato de hierro, calcio y magnesio, con otros iones metálicos como posibles impurezas. Suele tener color casi negro. La augita forma parte de una importante serie de solución sólida dentro del grupo de los piroxenos. Los extremos de esta serie son los minerales **hedenbergita**, CaFeSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>, y **diópsido**, CaMgSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>, siendo la augita el mineral intermedio entre ambos. Sistema cristalino: Monoclínico prismático.

**Ceolita.** Las Zeolitas o Ceolitas son aluminosilicatos microporosos. Tienen la capacidad de hidratarse y deshidratarse de un modo reversible. La zeolitas naturales se encuentran, tanto en rocas sedimentarias como en volcánicas y metamórficas. Las zeolitas están compuestas por tetraedros formados por un catión y cuatro átomos de oxígeno, es decir TO<sub>4</sub>. El catión, T, puede ser silicio (Si), aluminio (Al) o incluso germanio (Ge), aunque el silicio predomina. Al estar interconectados dos tetraedros su fórmula es TO<sub>2</sub> ya que tetraedros adyacentes comparten oxígenos.

**Feldespatoides.** Son un grupo de tectosilicatos. Son silicatos anhidros parecidos a los feldespatos, pero con una estructura diferente y aproximadamente un tercio menos de contenido de sílice. La cristalización de feldespatoides a partir del magma se produce cuando este no contiene suficiente silicio para formar junto con potasio, sodio y aluminio un feldespato, por ser la roca ígnea de composición básica o ultrabásica. **Leucita:** KAlSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>, Tetragonal  
**Nefelina:** (Na,K)AlSiO<sub>4</sub>, Hexagonal.



**Flogopita.** La flogopita es un mineral del grupo de los silicatos, subgrupo filosilicatos y dentro de ellos pertenece a las micas. Es frecuente encontrarlo en paquetes de láminas de color castaño, a veces de grandes dimensiones. Su nombre procede del griego "phlogopos", que significa fuego, en alusión a su color. Es el extremo con magnesio de una serie de solución sólida de micas, con el otro extremo la biotita. Su fórmula es  $K(Mg,Fe,Mn)_3Si_3AlO_{10}(F,OH)_2$  y cristaliza en el sistema monoclinico.

Es un accesorio típico de las rocas volcánicas del Campo de calatrava.

**Melilita.** La melilita es un grupo de minerales de la clase de los sorosilicatos. Todos los minerales del grupo tienen una composición química parecida. Son todos ellos tetragonales con un anión  $(Si_2O_7)_6^-$  o bien un derivado, con la fórmula general  $Ca_2M(XSiO_4)$ , donde M representa un catión divalente o trivalente de tamaño pequeño, mientras que X es silicio, aluminio o boro. Frecuentemente tienen la fórmula  $(Ca,Na)_2(Mg,Al)(Si,Al)_2O_7$

**Olivino.** El olivino es un grupo de minerales cuya constitución más frecuente es la solución sólida entre **forsterita** ( $Mg_2SiO_4$ ) y **fayalita** ( $Fe_2SiO_4$ ). Los olivinos son minerales importantes de rocas ígneas. El olivino rico en magnesio destaca por ser el componente principal del manto superior de la Tierra. Son nesosilicatos que cristalizan en el sistema cristalino ortorrómbico. La fórmula química de los olivinos es  $A_2SiO_4$  donde A puede ser hierro, magnesio, manganeso o níquel entre otros. Mientras más hierro contiene más denso es el olivino. El color varía desde verde amarillento a café y verde oliva, siendo este último color la razón de su nombre.

**Perovskita.** Mineral del grupo IV (óxidos). Es un trióxido de titanio y de calcio ( $CaTiO_3$ ) relativamente raro en la corteza terrestre. La perovskita se cristaliza en el sistema cristalino ortorrómbico (pseudocúbico). Se encuentra en contacto con rocas metamórficas y asociada a rocas máficas intrusivas, sienitas nefelínicas (accesorio característico), y raras carbonatitas.

**Plagioclasa.** Las plagioclasas son un conjunto de minerales que comprenden la serie **albita-anortita**, sección triclinica del grupo de los feldspatos, perteneciente al grupo de los tectosilicatos. Son un constituyente importante de muchas rocas. Están constituidas por una solución sólida isomorfa comprendida entre la **albita** (sódica) ( $NaAlSi_3O_8$  o  $Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 = 68.7\%$  de sílice, 19.5% de óxido de sodio y 11.8% de sesquióxido de aluminio) y la **anortita** (cálcica) ( $CaAl_2Si_2O_8$  o  $CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 = 43.2\%$  de sílice, 36.7% de sesquióxido de aluminio y 20.1% de óxido de calcio).

**Cuadro de clasificación de las rocas volcánicas del Campo de Calatrava.**

<b><u>ROCAS VOLCÁNICAS DEL CAMPO DE CALATRAVA</u></b>	Olivino, Augita, OxFe, Titanita y vidrio volcánico	PLAGIOCLASA	FELDESPATOIDES		MELILITA
			NEFELINA	LEUCITITA	
BASALTOS	X	X			
BASANITAS	X	X	X		
LIMBURGITAS	X				
NEFELINITAS OLIVÍNICAS	X		X		
LEUCICITAS OLIVÍNICAS	X		O	X	
MELILITITAS OLIVINÍCAS	X		O		X
X Contiene los minerales indicados / O Es ocasional					

**MINERALES DE LA MINA DE EL CHORRILLO**

**Óxidos de Manganeso** (antiguas **psilomelanas**)

**Birnessita.**  $(\text{Na,Ca})_{0.5}(\text{Mn}^{4+}, \text{Mn}^{3+})_2\text{O}_4 \cdot 1.5\text{H}_2\text{O}$  Monoclínico.

**Criptomelana.**  $\text{K}(\text{Mn}^{4+}, \text{Mn}^{3+})\text{O}_{16}$  Monoclínico.

**Todorokita.**  $(\text{Na,Ca,K,Ba,Sr})_{1-x}(\text{Mn,Mg,Al})_6\text{O}_{12} \cdot 3-4\text{H}_2\text{O}$  y también  $(\text{Ca,K,Na,Mg,Ba,Mn})(\text{Mn,Mg,Al})_6\text{O}_{12} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$  Monoclínico.

**Óxidos e hidróxidos de hierro**

**Goethita.**  $\alpha\text{-Fe}^{3+}\text{O}(\text{OH})$  Ortorrómbico.

**Hematite.**  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  Trigonal.

**Hidróxidos de litio y manganeso**

**Lithiophorita.**  $(\text{Al,Li})\text{MnO}_2(\text{OH})_2$  Trigonal.