DINÁMICAS ERUPTIVAS EN EL COMPLEJO VOLCÁNICO DE CERRO GORDO, CAMPO DE CALATRAVA (ESPAÑA)

Elena González, Rafael Becerra-Ramírez, Rafael Ubaldo Gosálvez, Estela Escobar Grupo de Investigación GEOVOL. Dpto. Geografía y Ordenación del Territorio, UCLM. Ciudad Real

RESUMEN

El Campo de Calatrava es una unidad natural situada en el Centro de la provincia de Ciudad Real (Meseta Meridional española) en la que se han producido erupciones volcánicas a lo largo del Mio-Plioceno y del Cuaternario, en una temporalidad comprendida entre 8,6 ma. y 5200 BP. Las erupciones se organizan en varias etapas y son tanto efusivas como estrombolianas, si bien, la interferencia del magma con agua ajena al sistema volcánico ha propiciado el desarrollo de eventos freáticos y freatomagmáticos. Bajo la denominación de Campo de Calatrava oriental se integra un territorio del que forman parte el extremo este del anticlinal del Tirteafuera (Macizo de Calatrava), la cuenca anticlinal de Valenzuela-Almagro, y la cuenca sinclinal de Aldea del Rey-Moral de Calatrava. En este espacio se llevan a cabo erupciones dinámica y cronológicamente similares a las desarrolladas en el resto de la región volcánica, aunque es aquí donde se han reconocido eventos holocenos y donde las manifestaciones latentes (anomalías térmicas y gravimétricas) son más intensas.

Palabras clave: Dinámicas eruptivas, Cerro Gordo, Campo de Calatrava.

ABSTRACT

The Campo de Calatrava is a natural region located in Ciudad Real province (Spanish Southern Plateau) where volcanic eruptions have occurred throughout the Mio–Pliocene and Quaternary, in a temporality between 8,6 ma. and 5200 BP. Rashes are organized in several stages and are therefore strombolian as effusive, but the interference of magma with water outside the volcanic system has facilitated the development of phreatic and phreatomagmatic events. Under the name of Eastern Campo de Calatrava integrates a territory that includes the eastern end of the anticline Tirteafuera (Macizo de Calatrava), the basin Almagro–Valenzuela, anticline and synclinal basin of Aldea del Rey–Moral de Calatrava. In this space are carried out chronologically eruptions and dynamics similar to those in the rest of the volcanic region, although it is recognized here Holocene events and demonstrations where latent (heat and gravity anomalies) are more intense.

Keywords: Eruptive dynamics, Cerro Gordo, Campo de Calatrava.

INTRODUCCIÓN

El Campo de Calatrava es una unidad natural situada en el Centro de la provincia de Ciudad Real (Meseta Meridional española) en la que se han producido erupciones volcánicas a lo largo del Plioceno y del Cuaternario, en una temporalidad comprendida entre 8,6 ma. y 5200 BP. Las erupciones se organizan en varias etapas y son tanto efusivas como estrombolianas, si bien, la interferencia del magma con agua ajena al sistema volcánico ha propiciado el desarrollo de eventos freáticos y freatomagmáticos. El paisaje del Campo de Calatrava se resuelve en una sucesión de amplias cuencas enmarcadas por serratas cuarcíticas rotas por importantes procesos de fracturación. Tanto en el ámbito de dichas cuencas como sobre los niveles de cumbres y en los espacios de piedemonte de estas sierras paleozoicas se emplazan edificios volcánicos formados por derrames lávicos y conos de piroclastos con cráteres que en la mayoría de las ocasiones están colmatados por efusiones póstumas de lava. Junto a estos edificios se sitúan amplios y profundos maares rodeados por anillos de tobas o elevados murallones cuarcíticos, rotos por la potencia de las explosiones. Buena parte de estos maares, en condiciones climáticas favorables, albergan láminas de agua, y dan lugar al desarrollo de uno de los humedales más extensos del centro y sur de España. Estos maares han albergado láminas de aqua en las que se han desarrollado unos ecosistemas específicos en los que no se han producido grandes cambios ambientales a lo largo del tiempo. En el Campo de Calatrava se han localizado paleosuelos con edades del Holoceno medio, fosilizados por depósitos volcánicos. Los restos orgánicos contenidos en ellos han aportado una valiosa información, no solo sobre la edad de las últimas erupciones en la zona, sino también sobre sus características paleoambientales, al menos en el sector oriental.

EVOLUCIÓN ERUPTIVA EN CERRO GORDO

El Volcán Cerro Gordo se sitúa sobre la crestería cuarcítica que forma el flanco sur que separa el anticlinal erosionado de Almagro–Valenzuela (Domo de Almagro) de la compleja cuenca sinclinal de Granátula. El edificio volcánico se genera en varias erupciones magmáticas e hidromagmáticas de las que resulta un conjunto formado en la actualidad por un cono de piroclastos coronado por un cráter cimero, y un maar denominado "Barranco Varondillo" (Fig. 1).

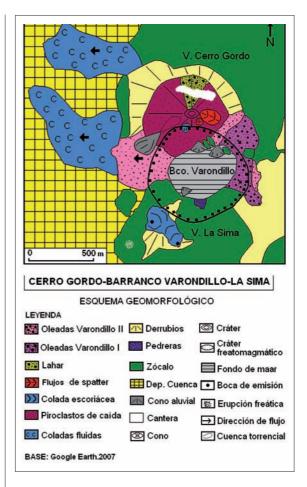


Figura 1. Geomorfología del conjunto volcánico Cerro Gordo-Barranco Varondillo, La Sima.

Las primeras erupciones en el conjunto volcánico de Cerro Gordo se inician con explosiones freatomagmáticas que dan lugar a un maar abierto en el nivel de cumbre de la sierra. En estas erupciones se generan oleadas piroclásticas, algunas muy húmedas, en las que la presencia de aqua líquida es muy abundante. Esto induce la formación de flujos fangosos que soportan y arrastran importantes volúmenes de clastos heterométricos de cuarcita, que dan como resultado unos depósitos donde se observan facies laháricas (González et al., 2008). Sobre este primitivo maar, se inicia una erupción de carácter estromboliano en la que se emiten piroclastos finos, vesiculados, negros (Fig. 2), sin trazas de soldadura, que dan forma a un edificio cónico, disimétrico, de cuyo cráter en herradura, abierto al SSW salen lavas fluidas que permiten el desarrollo de una amplia colada que, bifurcada en dos ramas por un espigón cuarcítico, se emplaza hacia el interior de la cuenca de Valenzuela, alcanzando una longitud que supera los dos kilómetros, llegando a 700 m de anchura máxima. Otra colada, de la que en la actualidad solo podemos observar sus tramos iniciales, se derrama por la ladera meridional. Petrográficamente las coladas negras de Cerro Gordo están constituidas por Nefelinita olivínica. Estas coladas presentan estructura interna esferoidal con formación de bolos, pasando hacia la parte superior a formas de autorechificación que portan bombas (Fig. 3).



Figura 2. Piroclastos de caída.

A esta erupción estromboliana le sigue una fase explosiva de carácter freatomagmático, en la que se abre el gran cráter de "Barranco Varondillo" y en la que se generan oleadas piroclásticas, cuyos depósitos forman un anillo de tobas, hasta el momento bien conservado, rodeando la depresión explosiva. Los depósitos de estas erupciones recubren al cono preexistente, alcanzando potencias que superan la veintena de metros. La profundidad máxima visible del maar es de 80 m, su forma es ligeramente elíptica, su diámetro mayor es de 1.300 m y la altura del



Figura 3. Colada fluída.

reborde de tobas se sitúa en 40 metros. Se inicia esta fase con la emisión de piroclastos de caída que contienen bloques aislados de cuarcita, de hasta un metro de eje mayor. A continuación se produce el emplazamiento de las sucesivas oleadas piroclásticas que dan lugar a depósitos en los que se observan formas de fondo propias de flujos de alta energía, así como de depósitos brechoides, que alternan formando una secuencia rítmica. Estas explosiones modifican sustancialmente la forma del edificio. El cráter en herradura es destruido, así como buena parte de la colada basáltica meridional. Las laderas y la cima del cono guedan recubiertas de clastos de cuarcita de tamaño variado. Los piroclastos tienen ahora un color rosado que los diferencia netamente de los emitidos en las erupciones estrombolianas previas. Potentes depósitos de flujos fangosos densos, que identificamos como lahares, se desarrollan en la ladera septentrional dando lugar a depósitos de alrededor de 4 metros de potencia (González et al., 2008).

Las últimas erupciones en Cerro Gordo son marcadamente efusivas con desarrollo de fuentes de lava que se emiten desde el pequeño cráter cimero reconocible en la actualidad. Depósitos de spatter recubren la parte superior y la ladera oriental del volcán. Puntualmente, sus características les permiten fluir, desarrollando buenos ejemplos de lóbulos superpuestos.

DEPÓSITOS DE FLUJO DE LAS PRIMERAS ERUPCIONES FREATOMAGMÁTICAS

Depósitos freatomagmáticos

El Maar del Barranco Varondillo (38° 49' 23" N / 3° 44' 37" W) forma parte del complejo volcánico de Cerro Gordo. Tiene una extensión de 8.500 m² y una profundidad máxima, medible, de 80 m. Su eje mayor es de 1.260 m y el menor de 1.010 m. El sustrato geológico está constituido por cuarcitas y areniscas ordovícicas. En el entorno del maar de Varondillo se localizan importantes depósitos de oleadas piroclásticas que se disponen formando anillos discontinuos, y con un grado de conservación aceptable, generado en dos erupciones freatomagmáticas.



Figura 4. Conjunto volcánico de Cerro Gordo-Barranco Varondillo-La Sima.

Los depósitos de oleadas generados en el primer evento freatomagmático, "Varondillo I", tienen un marcado carácter húmedo con un predominio de las formas de fondo masivas y planares. Las relaciones agua/magma son óptimas al inicio de la secuencia explosiva, propiciando una intensa fragmentación del magma y de la roca de caja, dando lugar a depósitos formados por material extremadamente fino, intensamente litificado, con formas de fondo masivas. A medida que avanza el proceso eruptivo, las relaciones aqua/magma cambian, permitiendo la formación de flujos en los que existe abundante agua líquida en el momento de su deposición (González et al., 2008). En estas fases, es común la formación de pequeños canales (Fig. 5) y de claros niveles de escorrentía interna con arrastres y depósitos de las partículas de menor tamaño contenidos en el flujo. (Fig. 6).



Figura 5. Canales en U de los depósitos de oleadas.



Figura 6. Niveles de escorrentía.

Los contactos entre los diferentes depósitos de flujo están marcados por niveles finos de carbonatos. Este contacto es claramente erosivo en algunos puntos del afloramiento (Fig. 7), observándose el desarrollo de una delgada capa de meteorización de apenas 5 mm de potencia media, lo que sugiere un intervalo temporal dilatado entre la primera erupción freatomagmática de Varondillo y su continuación posterior. Los depósitos de oleada de esta primera erupción sólo afloran en el borde E y NE del actual maar, estando sepultados por coladas lávicas y piroclastos de caída en el resto.

Depósitos laháricos

Los flujos finales en esta primera etapa eruptiva de Cerro Gordo están caracterizados por un elevado contenido en agua que dan lugar a depósitos tipo lahar, brechoides, masivos y caóticos, (González, 1997), (González *et al.*, 2008 y 2009) formados por bloques de cuarcita y de basalto, con escasa matriz, entre los que se han formado delgados canales lineales de circulación de agua y arrastre de material fino.



Figura 7. Nivel erosivo con carbonato.

DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS Y LAHÁRICOS DE MINA SAN CARLOS

Depósitos de piroclastos

Cerro Gordo, como otros notables edificios volcánicos del Campo de Calatrava, está sujeto a derechos de explotación minera, lo que ha permitido la apertura de una importante cantera dedicada a la extracción de material para la fabricación de cemento. Los cortes llevadas a cabo (Fig. 8) permiten visualizar la estructura interna de los depósitos de piroclastos de caída y de flujo que conforman el cono, así como los derivados del desarrollo de un corto lahar en la ladera norte.

En la base de los cortes afloran piroclastos de caída negros, pertenecientes a la primera erupción estromboliana de Cerro Gordo. Le sigue un tramo en el que alternan piroclastos de caída con depósitos de pequeña potencia de oleadas piroclásticas. En todo este tramo es abundante la presencia de grandes bloques de cuarcita que deforman notoriamente los niveles de piroclastos (Fig. 9 y 10). En el tramo final se sitúa un depósito de lahar, el suelo actual y los deshechos de la explotación.





Figuras 9 y 10. Deformación por carga en depósitos freatomagmáticos.

Depósitos laháricos

Se localiza en la vertiente norte del cono de Cerro Gordo (Fig. 11). Es un depósito de 4 m de potencia media formado por una matriz fangosa, de tonos claros, que engloba clastos heterométricos de cuarcita y basalto, orientados en el sentido del flujo, así como lapilli armados, rodados y recubiertos de una película de barro que se sitúan junto a clastos cuarcíticos rodados y facetados tamaño grava, también empastados por barro, en la base de la forma-



Figura 8. Depósitos de piroclastos en las cortas de Mina San Carlos.

ción. Se emplaza sobre unos delgados niveles de piroclastos hidromagmáticos que alternan con depósitos de caída estrombolianos, de tonos claros.



Figura 11. Detalle del depósito de lahar.

LÓBULOS DE FLUJOS DE SPATTER

La última erupción magmática de Cerro Gordo se caracterizó por la emisión de fuentes de lava y la rápida formación de grandes acumulaciones de spatter en la ladera sudoriental, que descendieron como flujos lávicos calientes, formando lóbulos que se superponen a los piroclastos de caída (lapilli, escorias y spatter antiguo) que la forman (Fig. 12 y 13). En erupciones efusivas con lavas fluidas y una adecuada presencia de gas, se pueden desarrollar fuentes de lava que emiten tasas elevadas de piroclastos que caen al suelo calientes, siendo rápidamente cubiertos por nuevos aportes, lo que permite mantener temperaturas elevadas en el interior del apilamiento de spatter. Cuando se alcanzan unas condiciones críticas, los piroclastos aglutinados pueden dar lugar a la formación de lavas clastogénicas y comenzar a fluir por las pendientes (Wolff & Sumner, 2000), (Sumner et al., 2005). En numerosas erupciones efusivas se han relatado la formación de flujos de spatter. En los volcanes del Campo de Calatrava son frecuentes las acumulaciones de spatter de diversa entidad (H. Pacheco, 1932), (González, 1997), (González et al. 2009). Además se constata la presencia de coneletes de escorias (spatter cones) desarrollados en breves eventos eruptivos, generados a lo largo de fisuras, abiertas en los flancos de las sierras paleozoicas, que forman pequeños amontonamientos de material escoriáceo aglutinado y spatter fuertemente soldado, construyendo estos pequeños edificios volcánicos, como es el caso del afloramiento eruptivo de La Sima (Becerra, 2007 y Becerra et al., 2009) y de la fisura del entorno de Casas de Ciruela.



Figura 12. Lóbulos de spatter.



Figura 13. Frente del depósito.

En la ladera sudoriental de Cerro Gordo se han identificado depósitos de spatter de color pardo-rojizo (Figs. 12 y 13), asociados a fuentes de lava emitidas desde el cráter central que forman lóbulos superpuestos con frentes abruptos de alrededor de 4 m de potencia en las partes de mayor acumulación. En el depósito inferior se distingue una capa basal, de 90 cm de alto (Fig. 14), de lava clastogénica con un bandeado de flujo bien definido. Sobre esta capa basal, en suave transición o de forma neta, se disponen los clastos de spatter y escorias soldadas, con tamaño centimétrico y decimétrico. En los depósitos de los lóbulos superiores los fragmentos de spatter tienen un tamaño menor, consecuencia de un posible aumento en los contenidos de gas de la fuente de lava. Niveles y lentejones de lavas clastogénicas se distribuyen por todo el conjunto del depósito. Las erupciones en Cerro Gordo finalizan con emisiones de fuentes de lava, a través del cráter cimero que descargan importantes volúmenes de spatter que se acumula en su borde nororiental. Las propiedades del spatter, su alta temperatura en el momento de la deposición, el peso de los depósitos acumulados y la plasticidad de los mismos, le permitió fluir ladera abajo y desarrollar una morfología lobulada y aterrazada que crecía a medida que el material se acumulaba en las partes más altas de la misma. A su vez, la parte superior del depósito, en enfriamiento progresivo por el contacto con la Atmósfera, se agrietó y resquebrajó creando una morfología superficial enlosada y fracturada (Fig. 18).



Figura 14. Capa basal de lava clastogénica.



Figura 15. Niveles de lava clastogénica.

Se distinguen dos episodios principales de flujo que dan lugar a la formación de dos depósitos en forma de abanico con el ápice orientado hacia el punto de emisión, y un frente neto vertical. Lavas clastogénicas forman acumulaciones de base que han podido actuar como niveles de deslizamiento, favoreciendo el movimiento del conjunto; así como bandas y lentejones de este material distribuidos por todo el depósito.



Figura 16. Flujos de spatter. Ladera oriental.

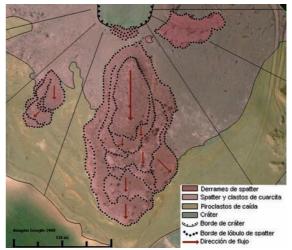


Figura 17. Cartografía de los flujos de spatter.

En la parte superior del cono de Cerro Gordo, y hasta media ladera, se localizan mantos de spatter que en función de la dinámica de la fuente de lava, de las características de los clastos, y de las condiciones de los apilamientos, no han tenido capacidad de fluir, mostrándose como depósitos de piroclastos soldados.



Figura 18. Superficie enlosada de los lóbulos de spatter.

DEPÓSITOS FREATOMAGMÁTICOS DE BARRANCO VARONDILLO

A la erupción estromboliana que construye el primitivo cono de Cerro Gordo le sigue una fase explosiva, de carácter freatomagmático, en la que se abre el maar de "Barranco Varondillo". En esta erupción se emiten oleadas piroclásticas fundamentalmente secas que generan depósitos con formas de fondo planares, y puntualmente flujos de alta energía con formación de dunas y antidunas (Fig. 19).



Figura 19. Depósitos de flujo de alta energía.



Figura 20. Depósitos de brecha explosiva.

CONCLUSIONES

Cerro Gordo es un volcán en el que se han reconocido erupciones en las que han tenido lugar eventos magmáticos e hidromagmáticos, a lo largo del Pleistoceno. El resultado de esta actividad ha sido la formación de dos maares generados en erupciones freatomagmáticas. Entre las erupciones freatomagmáticas que abren los maares de Varondillo I y II, se produce un evento magmático que emite las coladas fluidas que se derraman hacia el sur y hacia el oeste y levanta el cono de piroclastos de Cerro Gordo. El último episodio es puramente magmático con la emisión desde un cráter cimero de fuentes de lava que acumulan una importante cantidad de spatter capaz de fluir por la ladera suroriental del volcán.

REFERENCIAS

- Adaro S.A. (1993): Programa LEADER: Inventario de recursos naturales no renovables del Campo de Calatrava (Ciudad Real). CEDER Campo de Calatrava. P.I.P. 251 pp.
- Ancochea, E. (1983): Evolución espacial y temporal del volcanismo reciente de España central, Madrid, UCM, 675 pp.
- Becerra–Ramírez, R. (2007): Aproximación al estudio de los volcanes de la Región Volcánica del Campo de Calatrava a través de las Técnicas de Análisis Morfométrico. Proyecto de investigación. ETS Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos. UCLM. Inédito.
- Becerra–Ramírez, R., González, E., Gosálvez, E., Escobar, E. (2008): "Facies laháricas en los depósitos de oleadas piroclásticas del Barranco Varondillo, (Campo de Calatrava, España)". En: Trabajos de Geomorfología en España 2006-2008. Cádiz, SEG, Universidad de Cádiz.
- Becerra–Ramírez, R. González, E., Gosálvez, E., Escobar, E. (2009): «Morphologie des cônes pyroclastiques de la vallée moyenne de la rivière Jabalón. Région volcanique du Campo de Calatrava (Espagne)» Annals. Geographical Series. Valahia University of Targoviste.
- González, E. (1997): "Secuencias eruptivas y formas de relieve en los volcanes del sector oriental del Campo de Calatrava (Macizo de Calatrava y flanco suroriental del domo de Almagro), Ciudad Real". En: Elementos del Medio Natural en la provincia de Ciudad Real. Cuenca, 161-200.
- González, E. et al. (2009): "Dépôts de lahar aux volcans de Cerro Gordo et Columba. Campo de Calatrava, (Espagne)". Annals. Geographical Series. Valahia University of Targoviste.
- Hernández–Pacheco, F. (1932): Estudio de la Región Volcánica central de España. Memoria de la Academia de Ciencias Exactas, Fisicas, y Naturales. Madrid. 235.
- Poblete, M.A. (1995): El relieve volcánico del Campo de Calatrava (Ciudad Real). Ed. Universidad de Oviedo y JCCM, Oviedo. 467 p.
- Sumner, J.M. *et al.* (2005): "Spatter". En: Journal of Volcanology and Geothermal Research. 142. Pp. 49-65.
- Wolff, J.A. Sumner, J.M. (2000): "Lava fountains and their products". En: Sigurdsson. H. (Ed) Encyclopedia of volcanoes. Academic Press. Pp. 321-329.