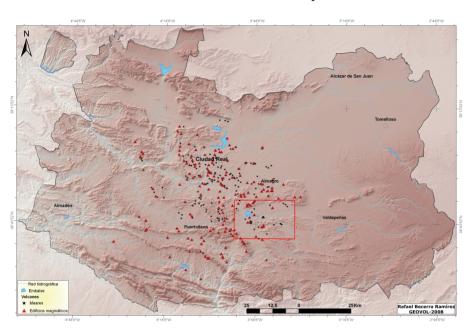
LA IMPORTANCIA DE LA EROSIÓN EN EL MODELADO DE LOS VOLCANES DE LA REGIÓN VOLCÁNICA DEL CAMPO DE CALATRAVA

RAFAEL BECERRA RAMÍREZ, ELENA GONZÁLEZ CÁRDENAS, RAFAEL UBALDO GOSÁLVEZ REY Y ESTELA ESCOBAR LAHOZ Grupo de Investigación GEOVOL – Dpto. Geografía y Ordenación del Territorio – Universidad de Castilla-La Mancha Rafael.Becerra@uclm.es

1. INTRODUCCIÓN Y JUSTIFICACIÓN.

La Región Volcánica del Campo de Calatrava es una unidad natural situada en el Centro de la provincia de Ciudad Real (Meseta Meridional española). El paisaje del Campo de Calatrava se resuelve en una sucesión de amplias cuencas de sedimentación terciaria enmarcadas por sierras paleozoicas, rotas por importantes procesos de fracturación debidas a las diferentes orogenias que afectaron a estas estructuras (Hercínica y Alpina). Fruto de diferentes procesos compresivo-distensivos, asociados al levantamiento de las cordilleras béticas, se produjeron procesos diapíricos que, favorecidos por la intensa red de fracturación de las sierras cuarcíticas, dieron origen a la aparición de más de 300 edificios volcánicos, en un área que abarca alrededor de 5.000 Km² de extensión.



Mapa 1: Localización del área de estudio, el valle medio del río Jabalón, y distribución de los edificios volcánicos en el contexto de la provincia de Ciudad Real.

Las erupciones volcánicas en esta zona del centro peninsular se organizan en varias etapas, cuya cronología abarca desde los 8.7 M.A. (ANCOCHEA, 1983) hasta los 5.200-BP (GONZÁLEZ et al., 2007 y 2008). Las erupciones que tuvieron lugar han sido básicamente efusivas y estrombolianas, aunque la interferencia del magma con agua ajena al sistema volcánico propició el desarrollo de eventos freáticos y freatomagmáticos. No se descarta la posible ocurrencia de eventos eruptivos de tipo vulcaniano, donde se produjeron roturas de tapones de lava solidificada, y erupciones gaseosas como la de *La Sima* (BECERRA, 2007). Este último evento, representa una de las últimas manifestaciones volcánicas en esta región, en la que se están llevando a cabo trabajos de medición continua de CO₂ y SO₂, y se está gestionando la instalación de una pequeña red sísmica en la zona, para prevención de posibles riesgos volcánicos asociados a la emisión de gases magmáticos.

Los depósitos volcánicos derivados de las erupciones son tanto piroclastos (cenizas, lapillis, escorias, bombas, bloques), depósitos de spatter, coladas lávicas, flujos piroclásticos (oleadas básicamente), brechas explosivas y depósitos tipo lahar. Mientras tanto, las formas de relieve resultantes han sido muy diversas y complejas las que encontramos fisuras con desarrollo de coneletes de escorias (*spatter cones*), volcanes tipo escudo (*shield volcanoes*), conos de piroclastos (*cinder cones*) y maares con y sin anillo de tobas (*tuff rings*).

La presencia de estos edificios volcánicos sobre las antiguas sierras paleozoicas y las depresiones sedimentarias, modificaron sustancialmente el paisaje original,

imponiéndose como relieves "postizos" que destacan sobre las líneas de cumbres y sobre los llanos, o generando grandísimas depresiones cratéricas de varios kilómetros de diámetro, que favorecen además la presencia de lagunas en su interior. Serán, por tanto, los edificios volcánicos una seña de identidad en el paisaje de esta región natural del centro peninsular y también en la cultura de las gentes que habitan el Campo de Calatraya.

Para el estudio geográfico de estos volcanes, se está llevando a cabo un análisis morfométrico de diferentes parámetros para establecer una serie pautas de modelado, tamaño y erosión presentes en los conos de piroclastos (*cinder cones*) y volcanes escudo, en función de su distribución geográfica. En este estudio nos hemos centrado en analizar una parte de estos aparatos eruptivos (mapa 1), en el que destacamos la importancia del tamaño y de la erosión de los conos de piroclastos para poder estimar su edad relativa en comparación con volcanes de similares características de otras regiones volcánicas del mundo.

El tamaño de los edificios volcánicos y su génesis (monogénesis vs. poligénesis) serán factores importantes a la hora de determinar el grado de erosión de los conos. Con el análisis morfométrico, mediante la medición del sistema de cauces de escorrentía labrados sobre los conos volcánicos, se podrá ponderar el grado de erosión de los mismos, siendo éste un método cuantitativo muy importante a la hora de establecer la edad relativa de los conos y la evolución de su modelado.

2. METODOLOGÍA Y CARACTERÍSTICAS DE LOS EDIFICIOS VOLCÁNICOS DEL ÁREA DE ESTUDIO.

El área de aplicación de estas técnicas de análisis morfométrico se ciñó al sector sur-oriental de la región volcánica, concretamente a la hoja MTN50-811 (Moral de Calatrava). Se identificaron 36 edificios volcánicos, 18 de carácter magmático y el resto hidromagmático (maares).

La metodología seguida en este estudio es la propia de los estudios de geomorfología volcánica. Se revisó la bibliografía sobre el volcanismo calatravo y la basada en los análisis morfométricos de otras regiones volcánicas del planeta. Posteriormente se localizaron los edificios volcánicos a través de fotografías aéreas, de ortoimágenes espaciales y de la cartografía topográfica y geológica de la zona. Localizados los edificios volcánicos, se procedió a su delimitación para, más tarde, llevar a cabo los trabajos de campo donde se analizó cada edificio volcánico, se calcularon los índices morfométricos y se identificaron las diferentes fases eruptivas que los construyeron; elaborándose fichas de campo y esquemas geomorfológicos de cada volcán.

Siguiendo la metodología de diferentes autores, los parámetros morfométricos medidos en cada volcán para el análisis son los siguientes: altura del cono (Aco), diámetro del cono (Dco) y del cráter (Dcr), profundidad del cráter (Pcr), pendiente máxima del aparato eruptivo (P^o), superficie (km²) y volumen (km³).

De los volcanes magmáticos, sólo se ha aplicado el análisis morfométrico a 13 conos de piroclastos (*cinder cones*), desestimando del análisis 5 volcanes por dos razones: bien porque su morfología no era la ideal para la aplicación de los análisis

morfométricos (conos de piroclastos o volcanes escudo); o bien porque su cono estaba prácticamente destruido por canteras de extracción minera abiertas sobre el mismo, lo que dificultaba en gran medida la interpretación de su morfología original.

Según la génesis, identificada a través de los diferentes cortes presentes en sus conos, se pudo diferenciar entre volcanes monogénicos y poligénicos. Los volcanes de la Región Volcánica del Campo de Calatrava se habían clasificado como monogénicos, salvo alguna excepción (POBLETE, 1995), es decir, construidos tras una única erupción de duración variable. Otros trabajos geomorfológicos (GONZÁLEZ, 1996; GONZÁLEZ et al., 2007; BECERRA, 2007; BECERRA et al., 2008)) han determinado diferentes fases constructivas en algunos volcanes de la región (Columba o Cerro Gordo), con períodos de calma eruptiva suficientes para la formación de suelos (fosilizados después) interestratificados entre los depósitos volcaniclásticos. Este hecho significa una revisión muy importante del volcanismo calatravo porque apenas se habían identificado volcanes tan complejos desde el punto de vista de su génesis. De los volcanes estudiados, cuatro son poligénicos y nueve monogénicos.

La Yezosa Cerro Gordo Cuevas Negras La Cornudilla

Foto 1. Panorámica de la Sierra de Granátula-Valenzuela y algunos volcanes analizados.

3. EL TAMAÑO-ENVERGADURA DE LOS VOLCANES.

El concepto de tamaño-envergadura ha sido utilizado y medido por diversos autores que han trabajado con la aplicación de los análisis morfométricos en volcanes monogénicos. Uno de los principales trabajos de referencia, se debe a Wood (1980) que estableció una clasificación morfométrica de los principales tipos de volcanismo monogénico a través de los parámetros de volumen, diámetro basal, la relación entre los diámetros del cráter y del cono, la relación entre la altura y el diámetro del cono.

En España, J. Dóniz, establecerá el tamaño-envergadura de los volcanes basálticos monogénicos de la isla de Tenerife basándose en la altura, el volumen y la superficie de los mismos, para poder compararlos entre sí. Éstos datos se muestran en la tabla 1 (DÓNIZ, 2004 y 2009; DÓNIZ *et al.*, 2008-a). Se diferencian tres tipos de volcanes: grandes, medios y pequeños, para cada parámetro tomando como referencia la altura, volumen y superficie de los mismos.

Tabla 1. Relación de los parámetros e intervalos utilizados para establecer la envergadura de los volcanes simples de la isla de Tenerife. Extraído de Dóniz (2004, 2009).

Tamaño- envergadura	Altura (m)		Volumen Km ³
Grande	>200	> 0.1	>0.5
Mediano	>100 - ≥200	≤0,1 - ≥0,01	≥0,2 - ≤0,5
Pequeño	≤100	<0,01	<0,2

El análisis morfométrico realizado para los volcanes de nuestra zona de estudio, también está basado en la utilización de los parámetros de altura, volumen y superficie que son los que mejor sirven para determinar el tamaño de estos aparatos eruptivos. Para los volcanes del Campo de Calatrava sur-oriental, esta clasificación de Dóniz vendría a situarlos en el último orden de envergadura: pequeños, tanto desde el punto de vista de la altura, como desde el punto de vista del volumen. Por este motivo, se ha optado por desarrollar una nueva clasificación que sea adecuada a los edificios volcánicos calatravos (tabla 2).

Tabla 2. Relación de los parámetros e intervalos utilizados para establecer la envergadura de los volcanes magmáticos del Campo de Calatrava. Elaboración propia.

Tamaño- envergadura	Altura (m)	Superficie Km²	Volumen Km ³	
Grande	≥90	≥0.5	≥0.04	
Mediano	90<-≥40	0.5<-≥0.1	0.04<->0.01	
Pequeño	< 40	<0.1	< 0.01	

Para esta clasificación, no será necesario que los edificios cumplan los tres índices exigidos para clasificar su tamaño, basta con que éstos se adapten a dos intervalos de tamaño de cada parámetro para clasificarlos. Esto es, si un edificio se encuentra entre 90 y 40 metros de altura (tamaño medio de altura), con una superficies inferior a 0.5 y superior o igual a 0.1 Km² (tamaño medio de superficie), pero un volumen superior a 0.04 km³ (tamaño grande de volumen), éste edificio se considerará de tamaño mediano.

El análisis se ha aplicado a cada uno de los 13 conos volcánicos pero teniendo en cuenta la diferencia genética de los mismos: por un lado se han medido los conos

monogénicos y por otro los poligénicos para determinar las posibles diferencias en cada tipo, marcadas por su génesis.

3.1. El tamaño-envergadura de los edificios monogénicos.

La tabla 3 resume las mediciones en cada parámetro de tamaño para los volcanes monogénicos. Como se observa, las diferencias de altura en estos volcanes irán desde los 41 m de El Cabezuelo hasta los 17 m de Cerro Negro, pero la media estará en torno a los 27-30 metros de altura. Siguiendo el esquema de la tabla 2, prácticamente todos los volcanes monogénicos se agruparán en el rango de altura de volcanes pequeños, exceptuando el volcán El Cabezuelo, que supera los 40 m de altura considerándose de tamaño medio (tabla 4).

Si atendemos al tamaño de los edificios por su superficie, vemos grandes diferencias, ya que el valor máximo se encuentra por encima de 1 km² (Cabeza del Encinar) mientras que el más bajo sería el de Cerro Negro, 0.05 km². La clasificación nos indicaría que: dos de estos volcanes (cerro Negro y Cerrillos del Sapo) se encuentran en el intervalo de volcanes pequeños; 5 edificios serían clasificados como medianos (Boca del Campo, Las Cuevas, Fournier, Capa Lobos y Cazalla); y dos volcanes serían grandes en cuanto a su superficie, El Cabezuelo y Cabeza del Encinar (tabla 4).

Por último, el parámetro del volumen de los edificios monogénicos oscilaría entre 0.00014 km³ de Cerro Negro hasta los 0.01388 Km³ de Cabeza del Encinar. Según la clasificación, 7 de edificios volcánicos monogénicos, están dentro del rango de volcanes pequeños en función de su volumen, mientras que los dos restantes, Cabeza del Encinar y El Cabezuelo, serían volcanes de tamaño medio según su volumen (tabla 4).

Tabla 3. Parámetros relacionados con la envergadura de los edificios volcánicos monogénicos del valle medio del río Jabalón. Elaboración propia.

Volcán	Topografía	Altura	Sup. Km ²	Volumen m ³	Volumen km ³
Cabeza del Encinar	Llanura	37	1,17	13.879.773,38	0,01388
El Cabezuelo	Llanura	41	0,97	11.277.172,42	0,01128
Boca del Campo	Llanura	20	0,28	1.838.126,25	0,00184
Las Cuevas	Llanura	18	0,43	1.509.642,11	0,00151
V. Fournier	Piedemonte	20	0,24	1.453.383,25	0,00145
V. Capa Lobos	Piedemonte	31	0,28	2.472.910,98	0,00247
V. Cazalla	Piedemonte	25	0,43	2.855.316,70	0,00286
Cerrillos del Sapo	Sierra	29	0,07	474.511,40	0,00047
Cerro Negro	Sierra	17	0,05	136.299,31	0,00014
	MEDIA	27,429	0,543	5.040.903,58	0,00504

Tabla 4. Envergadura de los volcanes magmáticos monogénicos del valle medio del río Jabalón. Elaboración propia.

Volcán	Tamaño por ALTURA	Tamaño por SUPERFICIE	Tamaño por VOLUMEN	ENVERGADURA
Cabeza del Encinar	Pequeño	Grande	Medio	Medio
El Cabezuelo	Medio	Grande	Medio	Medio
Boca del Campo	Pequeño	Medio	Pequeño	Pequeño
Las Cuevas	Pequeño	Medio	Pequeño	Pequeño
V. Fournier	Pequeño	Medio	Pequeño	Pequeño
V. Capa Lobos	Pequeño	Medio	Pequeño	Pequeño
V. Cazalla	Pequeño	Medio	Pequeño	Pequeño
Cerrillos del Sapo	Pequeño	Pequeño	Pequeño	Pequeño
Cerro Negro	Pequeño	Pequeño	Pequeño	Pequeño

En la tabla anterior, se resumen los principales rangos de tamaños tomados para cada volcán en los parámetros de altura, superficie y volumen. En el caso del volcán Cabeza del Encinar, cada parámetro se encuadra en un rango de tamaño diferente, hemos observado que, en la altura se aproxima mucho al límite superior para ser clasificado dentro del rango de tamaño medio en altura, por ello lo hemos considerado como volcán de tamaño medio. Con estos resultados podemos observar que, por lo general, los volcanes monogénicos en la zona de estudio son de tamaño pequeño.

La relación entre la altura y la superficie tiene mucho que ver con los procesos de erosión y modelado del edificio volcánico, ya que a medida que el volcán se va erosionando, la altura irá disminuyendo y su base se irá ensanchando (mayor superficie) debido a que los materiales piroclásticos y escoriáceos sueltos son transportados desde la cima del volcán hasta las partes más bajas (WOOD 1980; HOOPER y SHERIDAN, 1998; INBAR y RISSO, 2001), favorecidos por los diferentes agentes erosivos que incidan en su modelado. Por este motivo, encontraremos volcanes que con una altura pequeña, el área que ocupan es superior al kilómetro cuadrado, debido a esa dispersión superficial de los materiales que formaban el cono y fueron erosionados del mismo y depositados en el área circundante, como es el caso de estos volcanes.

3.2. El tamaño-envergadura de los edificios poligénicos.

Los parámetros referentes al tamaño de los volcanes poligénicos se muestran en la tabla 5 y la envergadura de éstos en la tabla 6, según el tamaño de cada parámetro. Como se ha comentando anteriormente, los rasgos de los edificios poligénicos son muy variados, por tanto, también lo serán los parámetros relativos al tamaño: altura, superficie y volumen. No obstante, al tener un número tan pequeño de edificios volcánicos poligénicos en nuestra zona de estudio, estas diferencias morfológicas y

morfométricas no serán tan acusadas como en el caso de que se estuvieran analizando todos los aparatos eruptivos poligénicos de la región volcánica.

Tabla 5. Parámetros relacionados con la envergadura de los edificios volcánicos poligénicos del valle medio del río Jabalón. Elaboración propia.

Volcán	Topografía	Aco	Sup. Km²	Volumen m ³	Volumen km³
Cuevas Negras	Sierra	101	0,78	53.121.763,45	0,05312
Columba	Llanura	98	1,5	47.326.367,72	0,04733
Cerro Gordo	Piedemonte	118	0,87	40.277.703,28	0,04028
La Cornudilla	Sierra	61	0,17	1.392.463,51	0,00139
	MEDIA	94,5	0,83	35.529.574,49	0,035529

Tabla 6. Envergadura de los volcanes magmáticos poligénicos del valle medio del río Jabalón. Elaboración propia.

Volcán	Tamaño por ALTURA	Tamaño por SUPERFICIE	Tamaño por VOLUMEN	CLASIFIC
Cuevas Negras	Grande	Grande	Grande	Grande
Columba	Grande	Grande	Grande	Grande
Cerro Gordo	Grande	Grande	Grande	Grande
La Cornudilla	Medio	Medio	Medio	Medio

La altura media en estos aparatos poligénicos, está en torno a los 100 metros, pero las diferencias se hacen notables cuando analizamos el valor máximo de 118 m (Cerro Gordo) y el mínimo de 61 m (La Cornudilla) quedando definido, éste último aparato, dentro del rango de volcanes de altura media, mientras los otros tres se definirían como volcanes de tamaño grande en el parámetro de altura (tabla 6).

La diferencia más notable de los tres parámetros medidos será la superficie. Tendremos el volcán Columba con 1.5 km², mientras La Cornudilla no llega a 0.20 Km², dato que situaría a éste último muy por debajo de la superficie media de los edificios poligénicos (0.87 Km²). La Clasificación del tamaño por superficie será la misma que para la altura, tres edificios de tamaño grande, Cuevas Negras, Cerro Gordo y Columba, y uno de tamaño medio, La Cornudilla (tabla 6).

Por último, el tamaño por volumen de los edificios poligénicos resulta exactamente el mismo que en los casos anteriores, un edificio de tamaño medio y los otros

tres, que resultan ser de tamaño grande para altura y superficie, son de tamaño grande en volumen.

El resultado de este análisis, para los volcanes poligénicos, es el esperado. Tendremos tres edificios de tamaño grande en sus tres parámetros de altura, superficie y volumen, y un tercer edificio volcánico de tamaño medio en sus tres parámetros de tamaño. Esto refleja la complejidad de los aparatos eruptivos poligénicos frente a los monogénicos, no solo desde el punto de vista de la morfología, sino también desde el punto de vista del tamaño o envergadura. Éstos, son volcanes que, debido a las diferentes erupciones que los han generado, han sufrido cambios en su altura, superficie y, por ende, en el volumen de su cono, viéndose todos ellos incrementados por la aportación de nuevos materiales eruptivos (lapilli, escorias, spatter y derrames lávicos).

Estas nuevas aportaciones de material eruptivo no se producirán en el caso de los edificios monogénicos, por lo que, momentos después del final de los erupciones que los generan, comenzarían a actuar los procesos de erosión y de pérdida de material piroclástico (disminución de la altura, pérdida de volumen y ensanchamiento de su base).

4. APROXIMACIÓN AL ESTUDIO DEL MODELADO DE LOS VOLCANES CALATRAVOS.

Muchos son los factores que influyen en el desmantelamiento de los volcanes, como el viento, la lluvia, los procesos gravitacionales, la acción del hielo o la acción antrópica. Dependiendo de su ambiente morfoclimático unos factores serán más acentuados que otros y tendrán más protagonismo en el desmantelamiento de los edificios volcánicos. Sin embargo, los principales procesos de desmantelación del cono son torrenciales (generación de barrancos) y gravitacionales (DÓNIZ et al., 2008-b)

Una vez finalizados los procesos eruptivos y de construcción de los edificios volcánicos, éstos se verán sometidos a procesos de degradación que alteran parcial o totalmente sus rasgos morfológicos originales y que engloban tanto fenómenos de meteorización como de erosión. Las actuaciones más acusadas sobre los mismos serán precisamente resultado de procesos de incisión torrencial, aunque los efectos de las lluvias no siempre tengan un reflejo en la morfología de los aparatos volcánicos (DÓNIZ, 2004; DÓNIZ *et al.*, 2008-b).

4.1. La incidencia de la erosión torrencial en los aparatos eruptivos.

El sistema hidrogreográfico se contabilizó a través de ortoimágenes y fotografías aéreas, aunque había volcanes que donde no fueron reconocidas evidencias torreniales debido a su pequeño tamaño. De los edificios volcánicos estudiados se han contabilizado un total de 66 cauces o barrancos con una longitud de 21.273 metros (tablas 7 y 8).

Tabla 7. Efectos de la incisión torrencial en los volcanes monogénicos en el valle medio del río Jabalón. Elaboración propia.

Volcán	TOPOGRAF	Nº cauces	Ncau/Skm ²	Lcau	Lcau/Skm ²
Cabeza del Encinar	Llanura	4	3,42	1760	1504,27
El Cabezuelo	Llanura	5	5,15	1963	2023,71
Boca del Campo	Llanura	3	10,71	759	2710,71
Las Cuevas	Llanura	5	11,63	1449	3369,77
V. Fournier	Piedemonte	3	12,50	852	3550,00
V. Capa Lobos	Piedemonte	1	3,57	260	928,57
V. Cazalla	Piedemonte	1	2,33	357	830,23
Cerrillos del Sapo	Sierra	0	0	0	0
Cerro Negro	Sierra	0	0	0	0
	SUMA	22		7400	
	MEDIAS	3,14	7,04	1057,14	2131,04

En los volcanes monogénicos con incisión torrencial tendremos un total de 22 barrancos con 7.400 metros de longitud, suponiendo una media de 3.14 barrancos/cono y 1.057,14 m de cauce/cono. Mientras para los volcanes poligénicos encontraremos 44 barrancos con 13.873 m, que suponen una media de 11 barrancos/volcán y 3.468,25 m de cauce/volcán. Estos datos, reflejan la mayor incidencia de la incisión torrencial sobre los volcanes poligénicos, no sólo en número de cauces por volcán sino también de su longitud, incentivado por el hecho de que, los volcanes poligénicos son de mayor envergadura (superficie, altura y volumen) que los monogénicos, por lo que están más expuestos a la acción de la incisión torrencial.

Tabla 8. Efectos de la incisión torrencial en los volcanes poligénicos en el valle medio del río Jabalón. Elaboración propia.

Volcán	TOPOGRAF	Nº cauces	Ncau/Skm ²	Lcau	Lcau/Skm ²
Cuevas Negras	Sierra	13	16,67	3433	4401,28
Columba	Llanura	10	6,67	4569	3046
Cerro Gordo	Piedemonte	17	19,54	5483	6302,30
La Cornudilla	Sierra	4	23,53	388	2282,35
	SUMA	44		13873	
	MEDIA	11	16,6007437	3468,25	4007,98

Si analizamos el número de cauces por unidad de superficie de los edificios volcánicos contamos con una media de entre 5-7 cauces/ Km² en los volcanes monogénicos y una longitud media de 2.131,04 m/km². Los volcanes poligénicos presentan entre 16-18 cauces/Km² con una longitud media de 4.007,98 m/km².

Fotos 2-3. Incisión torrencial en el volcán Cerro Gordo (izquierda) y en Cuevas Negras (derecha).



4.2. El grado de erosión de los volcanes para determinar su edad relativa.

Los territorios volcánicos se caracterizan por ser paisajes muy dinámicos, en los que los cambios se producen muy rápidamente, perceptibles incluso a escala humana (DÓNIZ, 2004 y 2009). En el mismo momento en que cesan los paroxismos eruptivos, comienza una fase de erosión del edificio volcánico muy prolongada en el tiempo. La mayor parte de los autores que trabajan en el estudio del modelado de los conos volcánicos, se centran más que en el análisis de la evolución morfológica, en el análisis de la degradación de los mismos (WOOD, 1980; MARTÍN del POZZO, 1982; HASENAKA, 1994; KÁRATSON, 1996; HOOPER y SHERIDAN, 1998).

El análisis morfométrico permitirá ponderar el grado de erosión de los conos a través de correlaciones cruzadas, convirtiéndose en un método cuantitativo muy importante a la hora de establecer la edad relativa de los volcanes y la evolución de su modelado (DÓNIZ, 2004 y 2009).

De los principales autores que utilizan las correlaciones morfométricas para determinar el grado de erosión de los conos piroclásticos, destacamos a Wood (1980), que analizará la evolución del modelado a través del análisis de las relaciones existentes entre diferentes parámetros como: *altura del cono/diámetro mayor de la base del cono* (Aco/Dco), *diámetro del cráter/diámetro mayor del cono* (Dcr/Dco) y también *profundidad del cráter/diámetro mayor del cráter* (Pcr/Dcr). Las relaciones constantes que establece para conos recién construidos serán: *Aco/Dco=0.18* y *Dcr/Dco=0.40*, coincidiendo con PORTER (1972) y BLOOMFIELD (1975).

Tabla 9. Evolución de los parámetros morfométricos en función de la edad para los volcanes monogénicos de la Sierra Chichinautzin (México). MARTÍN DEL POZZO (1982).

Edad del volcán	Nº conos	Edad (miles)	Aco/Dco	Dcr/Dco
Holoceno	50	$8,44 \pm 70$	0,17	0,38
Pleistoceno 4	31	19,53 ± 160	0,15	0,40
Pleistoceno 3	45	21,86 ± 380	0,12	0,50
Pleistoceno 2	11	30,50 ± 1,16	0,11	0,48
Pleistoceno 1	9	$38,59 \pm 3,21$	0,11	0,40

Tabla 10. Evolución de los parámetros morfométricos en función de la edad para los volcanes monogénicos del campo volcánico de San Francisco (EE.UU.), según HOOPER y SHERIDAN (1998).

Edad del volcán	Nº conos	Edad (mill. de años)	Aco/Dco	Pendiente (°)
Holoceno-Pleistoceno superior	12	0 - 0.16	0,178	26,4
Pleistoceno Medio	91	0,16-0,73	0,135	18,1
Pleistoceno Inferior	20	0,73 - 2	0,113	13,4
Pleistoceno Inferior- Plioceno Superior	87	2 - 2,48	0,091	10,6
Plioceno	27	2,48 - 5	0,077	8,7

Tabla 11. Evolución de los parámetros morfométricos en función de la edad para los volcanes monogénicos tinerfeños (España). Extraído de DÓNIZ (2008b), modificado.

Serie	Edad del volcán	Nº conos	Edad (miles)	Pendiente (°)	Aco/ Dco	Der/Deo
IV	Holoceno	68	10	27,12	0,20	0,56
III	Pleistoceno Medio	215	680	25,21	0,19	0,63
II	Pleistoceno Inferior	14	910	28,51	0,19	0,63
Total	-	297	-	25,8	0,19	0,61

Estas consideraciones fueron tomadas como referencia por autores como Martín del Pozzo (1982), Hooper y Sheridan (1998) y Dóniz (2004 y 2008-b), para establecer la evolución de las correlaciones anteriores en función de la edad de los edificios volcánicos monogénicos, en diferentes campos volcánicos (tablas 9, 10 y 11).

Éstas mismas relaciones entre parámetros morfométricos se han utilizado en los análisis de los volcanes objeto de estudio de este trabajo (BECERRA, 2007), pero diferenciando cada grupo genético (monogénicos por un lado y poligénicos por otro), debido a dos razones: por un lado la mayor envergadura de los poligénicos, que implica que tienen una mayor superficie expuesta a los fenómenos erosivos; y por otro lado la mayor complejidad de los poligénicos tanto en su génesis como en su morfología.

Para los volcanes monogénicos de la zona de estudio estaríamos hablando de unas relaciones de 0.020=Aco/Dco, y de 0.123=Dcr/Dco, por lo que podríamos considerar que nuestros volcanes están en estadios de erosión muy avanzados o, lo que es lo mismo, que su edad es muy elevada y que los procesos de erosión habrían incidido fuertemente en su morfología. Si atendemos a la pendiente en grados de los flancos del cono, los volcanes monogénicos de nuestra zona de estudio están en torno a los 7º y 10º. Considerando la tabla 10 (según HOOPER Y SHERIDAN, 1998) y por analogía se podría establecer que la edad media de los volcanes monogénicos del valle medio del río Jabalón, estaría en torno al Plioceno. Si esta consideración la comparamos con las dataciones absolutas de alguno de nuestros volcanes, vemos que coinciden en cierta medida, como es el caso del volcán El Cabezuelo datado en el Plioceno Superior (2.8 M.A.) (ANCOCHEA 1983, POBLETE 2002).

En el caso de los volcanes poligénicos, las relaciones establecidas son de 0.045=Aco/Dco y 0.30=Dcr/Dco, mientras que la pendiente media de éstos está en torno a 17-18°. Si, por analogía con las tablas 9, 10 y 11, intentamos datar la cronología de estos edificios eruptivos, estaríamos hablando de conos con una edad relativa entorno al Holoceno-Pleistoceno Superior/Medio, dejando al margen la relación Aco/Dco. En este caso, también contamos con la datación absoluta del volcán Columba, que situaría una última erupción en torno a 5.200-BP (GONZÁLEZ *et al.* 2007 y 2008), coincidiendo nuevamente y para este caso con la datación relativa a través del análisis morfométrico del grado de erosión de este volcán.

5. CONSIDERACIONES FINALES.

Actualmente se está llevando a cabo el análisis morfométrico de la población total de los volcanes magmáticos de la Región Volcánica del Campo de Calatrava, para corroborar y ampliar parte de las conclusiones que se han obtenido con este estudio previo de los volcanes del valle medio del río Jabalón.

Con estos resultados, observamos que existen notables diferencias morfológicas, de envergadura y en el grado de erosión de los volcanes, en función de la tipología genética de los mismos: monogénicos y poligénicos. Además podemos considerar que, el establecimiento de la edad relativa de los conos volcánicos, en función de su grado de erosión y su reflejo morfológico, resulta interesante y coincide, en cierta medida, con dataciones absolutas realizadas sobre algunos de estos volcanes. Sirve a su vez,

para hacer comparaciones con otros campos volcánicos del planeta en los que se han llevado a cabo análisis morfométricos.

En el valle medio del río Jabalón, encontramos un mayor número de edificios magmáticos monogénicos, con un tamaño pequeño en general, aunque el área que ocupan pueda ser superior al kilómetro cuadrado, debido la dispersión superficial de los materiales que formaban el cono causada por el fuerte grado de erosión que han sufrido los mismos. Además, esta fuerte erosión está relacionada con la menor presencia de cauces sobre el cono del volcán y, por tanto, con la mayor edad relativa de los mismos, en torno al Plioceno Superior, por analogía con volcanes de similares características, de otras regiones volcánicas del planeta. Podríamos considerar que nuestros volcanes presentan una edad muy elevada y que los procesos de erosión habrían incidido fuertemente en su morfología.

Los volcanes poligénicos, sin embargo, debido a las diferentes erupciones que los han generado, han sufrido cambios sustanciales de tamaño en su cono, viéndose todos ellos incrementados por la aportación de esos nuevos materiales eruptivos (lapilli, escorias, spatter y derrames lávicos). Son edificios volcánicos de mayor envergadura, ya que presentan una mayor altura, un mayor volumen y una mayor superficie, por lo que estos mismos aparatos están más expuestos a las acciones de los agentes erosivos, en especial la incisión torrencial reflejada en su cono por la existencia de un mayor número de cauces. Además, y por analogía con otras regiones volcánicas del planeta, su edad también será menor que en los monogénicos, situándose entre el Pleistoceno Medio/Superior y el Holoceno.

Debemos remarcar también, que las conclusiones logradas de este análisis en los volcanes poligénicos, no serían todo lo válidas que se quisiera. Esto es debido a que nos encontramos ante estructuras volcánicas que han sufrido cambios sustanciales a lo largo de su historia evolutiva con distintas fases erosivas y eruptivas que no podrían ser comparadas, desde un punto de vista lógico, con los datos de las tablas 9, 10 y 11 porque pertenecen a edificios monogénicos. En este sentido, se está trabajando en la definición de un método estadístico para la datación relativa de estos volcanes poligénicos a través del análisis morfométrico.

6. REFERENCIAS.

- ANCOCHEA SOTO, E. (1983): Evolución espacial y temporal del volcanismo reciente de España Central. Tesis Doctoral. U. Complutense de Madrid, Madrid.
- 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. Trabajo de Investigación-Doctorado, Inédito, UCLM. Ciudad Real
- BECERRA, R., DÓNIZ, J. y GONZÁLEZ, E. (2008): "Aplicación del análisis morfométrico a los volcanes del extremo sur-oriental de la Región Volcánica del Campo de Calatrava (Ciudad Real, España)". En: BENAVENTE, J. y GRACIA, F.J.: *Trabajos de Geomorfología en España (2006-2008)*. SEG, Cádiz. Pp. 21-24.

- BLOOMFIELD, K. (1975). "A late-Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico". *Geologische Rundschau. Vol. 64 (2)*. Pp. 476-497.
- DÓNIZ PÁEZ, F.J., (2004): Caracterización geomorfológica del volcanismo basáltico monogénico de la Isla de Tenerife. Tesis Doctoral, Universidad de La Laguna, Tenerife (España).
- DÓNIZ PÁEZ, F.J., (2009): *Volcanes basálticos monogénicos de Tenerife*. Ed. Concejalía de Medio Ambiente, Ayto. Los Realejos (Tenerife, España).
- DÓNIZ, J., ROMERO, C., COELLO, E., GUILLÉN, C., SÁNCHEZ, N., GARCÍA-CACHO, L. y GARCÍA, A. (2008 a). "Morphological and statistical characterization of recent mafic volcanism on Tenerife (Canary Islands, Spain)". *Journal of Volcanology and Geothermal Research.*, 173 (3-4), pp. 185-195.
- DÓNIZ, F.J., ROMERO, C., CARMONA, J. (2008 b): "Relación entre la edad y la formación de barrancos en los volcanes basálticos monogénicos de Tenerife" En: BENAVENTE, J. y GRACIA, F.J.: *Trabajos de Geomorfología en España (2006-2008)*. SEG, Cádiz, pp.
- GONZÁLEZ CÁRDENAS, E. (1996): "Secuencias eruptivas y formas de relieve en los volcanes del sector oriental del Campo de Calatrava (Macizo de Calatrava y flanco sur-oriental del domo de Almagro)". En: VV.AA.: *Elementos del Medio Natural en la provincia de Ciudad Real*. UCLM, Ciudad Real. pp. 163-200.
- GONZÁLEZ, E., GOSÁLVEZ, R.U., BECERRA, R. y ESCOBAR, E. (2007): "Actividad eruptiva holocena en el Campo de Calatrava (Volcán Columba, Ciudad Real, España)". En LARIO, J. y SILVA, G. (eds). *Contribuciones al estudio del período cuaternario*, Aequa, Ávila. Pp. 143-144.
- GONZÁLEZ, E., GOSÁLVEZ, R.U., BECERRA, R. y ESCOBAR, E. (2008): "Condiciones Medioambientales en el Holoceno Medio del Campo de Calatrava oriental (Ciudad Real, España): resultados preliminares". En: REDONDO, M., PALACIOS, M.T., LÓPEZ, F.J., SANTAMARÍA, T. y SÁNCHEZ D. (edts): *Avances en Biogeografia*. UCM y Ministerio de Educación y Ciencia. Pp. 155-162.
- HASENAKA, T. (1994): "Size, distribution and magma output rate for shield volcanoes of the Michoacán-Guanajato volcanic field, Central Mexico". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 63. 13-31.
- HOOPER, D. y SHERIDAN, M. (1998). "Computer-simulation models of scoria cone degradation". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 83; pp. 241-267.
- INBAR, M. y RISSO, C. (2001). "A morphological and morphometric analysis of high cinder cone volcanic field—Payun Matru, south-central Andes, Argentina". *Zeitschrift für Geomorphologie*. 45-3; pp. 321-344.
- KARÁTSON, D. (1996): "Rates and factors of stratovolcano degradation in a continental climate: a complex morphometric analysis for ninteen Neogen/Quaternary crater remnants in the Carpathians". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 73; pp. 65-78.
- MARTÍN del POZZO, A.L. (1982): "Monogenetic Vulcanism in Sierra Chichinautzin, Mexico". *Bulletin of Volcanology*, vol. 45-1; pp. 9-24.
- POBLETE PIEDRABUENA, M.A. (1995): *El relieve volcánico del Campo de Calatrava (Ciudad Real)*. Ed. Universidad de Oviedo y JCCM, Oviedo.

- POBLETE PIEDRABUENA, M.A. y RUIZ FERNÁNDEZ, J. (2002): "Morfología volcánica y dinámica fluvial en el valle medio del Jabalón (Campo de Calatrava oriental)", en VV.AA.: Estudios recientes (2000-2002) en Geomorfología, Patrimonio, Montaña y dinámica territorial. SEG, UVA, Valladolid; pp. 465-473.
- PORTER, S. (1972). "Distribution, morphology, and size frequency of cinder cones on Mauna Kea volcano, Hawaii". *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 83. pp. 3607-3612.
- SETTLE, M. (1979). "The structure and emplacement of cinder cone fields". *American Journal of Science*, 279. pp 1089-1107.
- WOOD, C.A. (1980): "Morphometric analysis of cinder cone degradation". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8. pp. 137-160.