

Las geoformas volcánicas y su modelado morfométrico con Sistemas de Información Geográfica (SIG)

Volcanic landforms and their morphometric modeling with Geographic Information Systems (GIS)

ALEJANDRO RODRIGUEZ-GONZALEZ¹ Y JOSÉ LUIS FERNANDEZ-TURIEL²

¹ Dpto. Física (GEOVOL), Universidad de las Palmas de Gran Canaria, Campus Universitario de Tarifa, 35017 Las Palmas de Gran Canaria; E-mail: alejandro.rodriguezgonzalez@ulpgc.es

² Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera, ICTJA-CSIC, c/Solé Sabarís s/n, 08028 Barcelona; E-mail: jlfernandez@ictja.csic.es

Resumen Se describen las principales geoformas volcánicas y la revolución que ha supuesto la introducción de los Sistemas de Información Geográfica (SIG) en su modelado morfométrico. Esta información resulta clave a la hora de reconstruir la historia geológica de un área volcánica y de los procesos involucrados. Los resultados obtenidos son de aplicación directa en la gestión preventiva de la peligrosidad volcánica en un área determinada. Además, en el caso de una erupción volcánica, ayudan a dimensionar los efectos de la erupción y a gestionar más eficazmente los peligros y riesgos asociados.

Palabras clave: Geoforma volcánica, MDT, morfometría, SIG, volcanismo.

Abstract *The most common volcanic landforms are described. The introduction of Geographic Information Systems (GIS) has revolutionized their morphometric modeling, making it more effective. The resulting information is essential in order to reconstruct the geological history of a volcanic area and the processes involved. The results are of great interest for the preventive management of hazards in a volcanic region. Furthermore, in the case of a volcanic eruption, this information helps to gauge the effects of the eruption and manage hazards and risks more effectively.*

Keywords: *Volcanic landform, DTM, morfometry, GIS, volcanism.*

INTRODUCCIÓN

Los volcanes aparecen en tres contextos geodinámicos diferentes, los bordes de placa convergentes (colisión de placas oceánicas contra continentales y continentales contra continentales) y los divergentes (ej., rift oceánico), que representan el 95% de los casos, y los puntos calientes de intraplaca, que representan el 5% restante (López-Ruiz y Cebriá, 2015, en este mismo volumen). Independientemente de este contexto, cuando tratamos con geoformas volcánicas, resulta crítico precisar el concepto de volcán. Pujadas *et al.* (1999) proponen diferenciar entre los conceptos de “volcán” y “edificio volcánico”. Un volcán es la evidencia geológica de la llegada de material magmático (lava y/o material piroclástico) a un lugar de la superficie terrestre (o de otro cuerpo planetario) a partir de una chimenea central conectada en profundidad a una fuente magmática y que puede permanecer en el registro geológico después de finalizar la actividad volcánica. El término edificio volcánico es más restringido, se trata de un concepto geomorfológico y consta,

siempre, de un cono (relieve positivo formado por el material expulsado) y un cráter (relieve negativo en la parte superior del cono por donde sale el magma).

La acumulación de los materiales emitidos alrededor del centro emisor durante un episodio de actividad volcánica puede dar lugar a la formación de un edificio simple denominado monogenético, mientras que cuando el volcán desarrolla diferentes fases de actividad se pueden llegar a formar varios edificios volcánicos superpuestos (estratovolcán) y se denominan poligenéticos. En algunos casos de volcanismo monogenético, la chimenea se ramifica en su último tramo hacia la superficie y pueden aparecer edificios adventicios alrededor del principal. Otra variación son los edificios que se forman a partir de una fisura en vez de una chimenea central. Partiendo de estas casuísticas, son muchas y muy variadas las geoformas que adquiere el relieve volcánico así como el posterior paisaje erosivo que se desarrolla sobre estos terrenos.

Esta complejidad de geoformas de la actividad volcánica puede ser adecuadamente abordada usando los Sistemas de Información Geográfica

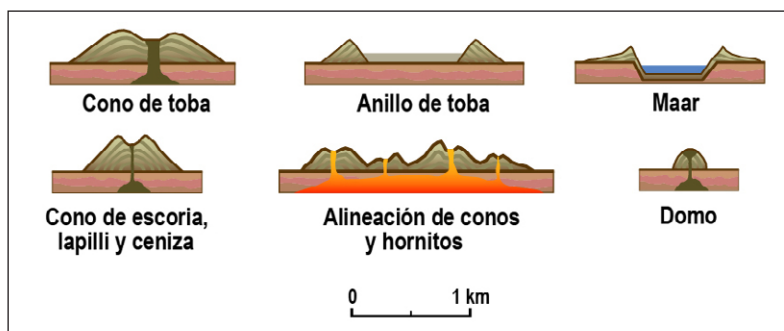
(SIG), que se han convertido en herramientas de apoyo muy efectivas en el análisis geomorfológico. Tres características han permitido que los SIG se estén desarrollando de manera considerable en esta temática: 1) amplia cobertura de las necesidades del usuario; 2) soluciones eficientes; y 3) soluciones rápidas. El hecho de que los SIG gestionan mapas a cualquier escala está demostrado por el amplio abanico de aplicaciones en que se utilizan, desde las macrodimensiones del Cosmos hasta la escala microscópica de las células e incluso de los átomos.

En la actualidad se requiere información geográfica precisa en el menor tiempo posible y con costos económicos bajos. Para ello se han creado diversos sistemas que permiten lograr estos propósitos, con lo cual, procesos como la digitalización y el tratamiento de imágenes han ido adquiriendo una importancia creciente debido a las ventajas que ofrece el procesamiento digital de este tipo de información. Con el desarrollo de softwares especializados en procesos cartográficos y tratamiento digital de imágenes e información vectorial, las posibilidades de explotación de los resultados se amplían y simplifican permitiendo, por ejemplo, la generación automática de Modelos Digitales del Terreno (MDT) y ortofotos, la producción y visualización de imágenes tridimensionales, y la extracción automática de entidades y elementos cartográficos. El fin es obtener un material de apoyo cartográfico lo más atractivo posible desde el punto de vista del usuario. El avance de la tecnología hace que los medios digitales sean cada vez más abiertos y extendidos en la sociedad y, consecuentemente, que los SIG puedan ser utilizados por una mayor cantidad de usuarios.

Los estudios morfométricos de las geoformas de la actividad volcánica que pueden llevarse a cabo con las herramientas que nos proporciona los SIG contribuyen a establecer la evolución de los paisajes volcánicos, desde su formación hasta su destrucción por los procesos de erosión. A modo de ejemplo, estos estudios pueden aportar información para establecer las edades relativas de esas formas volcánicas, la velocidad de degradación del paisaje y para elaborar planes de peligrosidad y riesgo volcánico.

GEOFORMAS DE LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA

La geoforma resultante de la actividad volcánica dependerá del estilo de erupción (quiescente o explosiva), de los productos eruptivos (flujos de lava o material piroclástico) y de la viscosidad del magma, así como del relieve preexistente de la zona afectada. En cuanto su origen en uno o varios episodios, los edificios volcánicos se clasifican como ya se ha expuesto anteriormente en “monogenéticos” y “poligenéticos” (p. ej. Walker, 2000). Por otra parte, de forma simplificada, se pueden diferenciar los procesos que generan relieves positivos (p. ej., un cono volcánico), de aquellos otros que generan relieves negativos (p. ej., una caldera). Atendiendo a esta variabilidad, a continuación se describen las principales formas y estructuras formadas en los terrenos volcánicos.



Edificios monogenéticos

Un episodio eruptivo que genere un edificio monogenético puede durar desde algunas horas hasta algunos años y cuando la erupción cesa lo hace de forma definitiva. El magma que produce este tipo de erupciones procede generalmente de un reservorio profundo sin conexión con cámaras magmáticas superficiales, por lo que cuando finaliza su descarga se detiene la erupción y, por consiguiente, la construcción del edificio, sin posibilidad de resurgencia futura. Los edificios resultantes son siempre de dimensiones reducidas (decenas de metros a centenas de metros de altura y de centenas a pocos kilómetros de diámetro en la base) y se encuentran ampliamente repartidos en todos los ambientes geodinámicos. A continuación se describen diferentes tipos de edificios monogenéticos y se muestran en la Fig. 1.

Conos de escoria, lapilli (piroclasto) y ceniza.

Son los edificios monogénicos más abundantes, típicos de erupciones estrombolianas, de baja explosividad. Estas erupciones dan lugar a la construcción de edificios troncocónicos de planta con tendencia a la circularidad, con flancos regulares de pendiente media en torno a los 26° y presentan en su parte superior un cráter en forma de herradura. La forma de estos conos regulares puede estar modificada por cuatro factores principales: 1) la energía de la erupción; 2) el tipo y tamaño de los piroclastos; 3) la dirección y fuerza del viento durante la erupción; y 4) la pendiente de la topografía donde surge el edificio volcánico. Son edificios pequeños porque el volumen del magma de la erupción es reducido y también porque su estructura es demasiado inestable como para formar edificios de grandes dimensiones. Pueden crecer en tiempos extraordinariamente cortos, por ejemplo, en la erupción del Parícutin (1943-1952) en México, nació por sorpresa el día 20 de febrero de 1943 en una llanura de campos de maíz donde hasta entonces no se conocía actividad volcánica alguna y cómo esta erupción cambió radicalmente de un paisaje agrícola a uno volcánico. Aquel día, un campesino llamado Dionisio Pulido entró en la historia de la vulcanología y se convirtió en la primera persona que presenció en directo el nacimiento de un volcán. Según él mismo relató “...sobre las 5 de la tarde, sintió un fuerte temblor y estruendos en la tierra a lo que no hizo mucho caso ya que con frecuencia se estaban efectuando sismos desde hacía más de ocho días, pero siguió escuchando fuertes ruidos subterráneos acompañados de temblores y que entonces todo aterrado volvió la vista hacia Poniente, a su pueblo,

Fig. 1. Principales formas de la actividad volcánica de edificios monogenéticos.

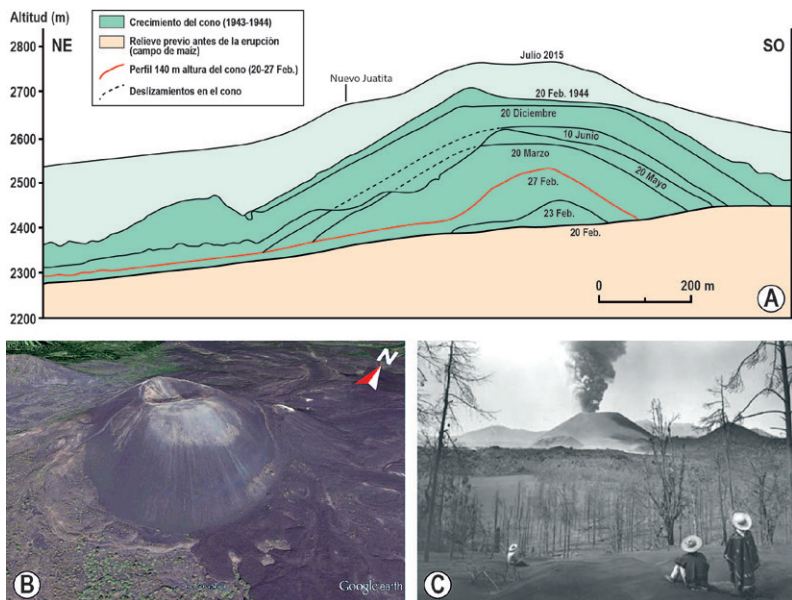
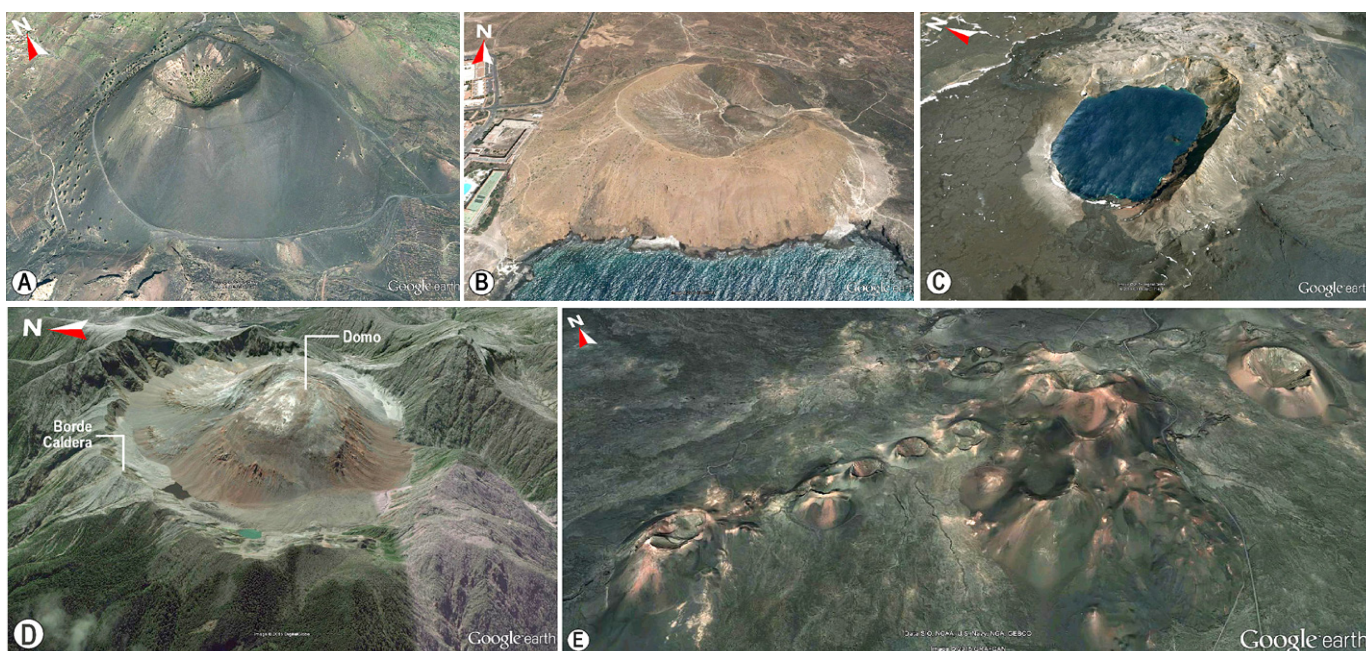


Fig. 2. Volcán Parícutín (México) nacido en un campo de maíz. A) Perfiles del crecimiento del cono entre 1943-1944 (según Luhr y Simkin, 1993) y el perfil topográfico en el 2015; B) Vista aérea actual desde el SSO del cono principal del Parícutín formado por diversas erupciones, en su flanco NE se visualiza el Nuevo Juatita que fue el centro de emisión principal de lavas en 1943 (imagen de Google Earth); C) Crecimiento del volcán y avance de las coladas sobre el campo de maíz en junio de 1943 (foto tomada de Foshag y Gonzalez-Reyna, 1956).

observando con sorpresa que allá abajo en la Joyita se levantaban largas lenguas de fuego, con fuertes humaredas y estruendos nunca oídos...” (Foshag y Gonzalez-Reyna, 1956). El cono llegó a los 140 m en menos de una semana y hasta los 336 m en el primer

Fig. 3. Vistas aéreas de formas de edificios volcánicos monogenéticos. A) Erupción del Teneguía (1971, La Palma), cono de escorias típico de erupciones estrombolianas; B) Montaña Escachada (Tenerife), cono de tobas típico de erupciones hidromagmáticas; C) Maar de Askja (Islandia); D) Domo en el interior de la Caldera del Chaitén (Chile); E) Alineación de conos y hornitos de la erupción del Timanfaya (1730-1736, Lanzarote). Todas las imágenes tomadas de Google Earth.



año (Fig. 2A). Al finalizar la erupción el 25 de febrero de 1952, su altura alcanzó 424 m y su base elíptica tenía 965 por 620 m (Fig. 2B). En el flanco NE del Parícutín se localiza el Nuevo Juatita, que es el centro principal de emisión de las lavas de esta erupción que llegaron a alcanzar distancias de 10 km (Inbar *et al.*, 1994), cubrieron los municipios de Parícutín y San Juan Viejo Parangaricutiro, y arrasaron todo a su paso si bien sin causar víctimas humanas, al haber el suficiente tiempo para evacuar a la población (Fig. 2C). Los conos de escorias localizados en el campo de Calatrava (Castilla-La Mancha), Zona Volcánica de La Garrotxa (Girona), las Islas Canarias, principalmente en las islas más recientes, La Palma (Fig. 3A) y El Hierro, son también ejemplos representativos de esta actividad volcánica.

Conos de tobas. Son típicos de erupciones hidromagmáticas en aguas poco profundas, presentan diámetros de 300 a 5000 m y una altura que oscila entre los 100 y los 800 m. Se caracterizan por perfiles altos y de fuertes pendientes ($>25^\circ$) compuestas en gran parte por depósitos de flujos piroclásticos (Fig. 3B). El cono de tobas localizado en Calayo (Filipinas) o los que se pueden encontrar en las Islas Canarias como Montaña Escachada (Tenerife), La Caldereta (La Palma), Hoya del Verodal (El Hierro), Montaña Amarillilla (La Graciosa, Lanzarote), El Golfo (Lanzarote) son ejemplos representativos de esta actividad volcánica.

Anillos de tobas y maars. Son producidos también por erupciones hidromagmáticas altamente explosivas en un ambiente terrestre donde el nivel freático del agua subterránea es poco profundo, como ocurre en terrenos próximos a la línea de costa. Generan cráteres circulares, someros y poco profundos, con frecuencia rellenos por un lago (Fig. 3C). Con dimensiones más pequeñas que los conos de toba, la altura de los depósitos es inferior a 100 m. Los anillos de toba tienen pendientes exteriores de $>25^\circ$ mientras que los maars se caracterizan por laderas de baja pendiente ($<25^\circ$). Ambos tipos de cráteres están compuestos principalmente por depósitos

de flujos piroclásticos y depósitos de piroclastos de caída, generalmente de espesor centimétrico. Los anillos de tobas y maares localizados en Lago Nyos (Camerún), Unkinrek (Alaska) o Askja (Islandia) son ejemplos representativos de esta actividad volcánica, así como la Caldera de Bandama y la Calderilla (Gran Canaria).

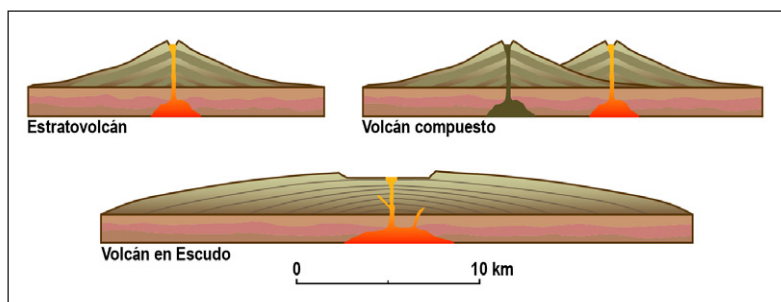
Domos. Son característicos de magmas con alto contenido de sílice, frecuentemente están asociados a las zonas sumitales de edificios poligénicos y pueden formarse a modo de tapones en los cráteres sobre los conductos de salida de magma (Fig. 3D). Los domos pueden alcanzar alturas de varios cientos de metros y con la forma de cúpula de media esfera que les da el nombre son raros. Generalmente aparecen con formas irregulares, formando agujas rocosas (“pitón”) de diámetro similar al propio conducto de emisión, que suelen aflorar con el paso del tiempo debido a su resistencia a la erosión, si bien también pueden constituir masas bulbosas más o menos deformadas y desplazadas sobre el terreno. Los domos localizados en superficies inclinadas se deforman a favor de la pendiente, dando lugar a coladas conocidas con el nombre de domos-colada. Los domos localizados en el Monte Merapi (Java, Indonesia), en Soufrière Hills (Montserrat, Antillas Británicas), en el Monte Saint Helens (Washington, EE.UU.) o en la Caldera del Chaitén (Palena, Chile) son ejemplos representativos de esta actividad volcánica. En Canarias son muy numerosos los domos de composición fonolítica, especialmente en las islas centrales de Gran Canaria, Tenerife y La Gomera. Por citar un ejemplo, el domo de Los Órganos en La Gomera que ha desarrollado una espectacular disyunción columnar.

Alineación de conos y hornitos. Son comunes en erupciones hawaianas, donde se forman alineaciones de conos y hornitos. El magma aprovecha una fractura a lo largo de la cual se van generando diferentes edificios volcánicos (Fig. 3E). Este proceso tiene lugar durante el mismo episodio eruptivo. En la erupción histórica de Timanfaya (Lanzarote), 1730-36, se formaron numerosas alineaciones de estos conos y hornitos con dirección OSO-ESE.

Edificios poligénicos

Son el resultado de la acumulación de los productos volcánicos a lo largo de sucesivos episodios eruptivos. Para ello, es necesario que las áreas con los conductos volcánicos permanezcan activas durante largos periodos de tiempo, manteniendo la región una “memoria térmica” que favorezca la concentración de erupciones así como una fuente magmática relativamente próxima (cámaras magmáticas) que los alimente periódicamente y haga que permanezcan activos durante largos periodos de tiempo (hasta millones de años). Dependiendo de las propiedades físico-químicas del magma y de la geometría de los conductos eruptivos se generan volcanes en escudo y estratovolcanes (Fig. 4). También pueden generarse erupciones fisurales asociadas a edificios poligénicos.

Volcanes en escudo. Son típicos de erupciones efusivas sucesivas que suelen formarse a lo largo de millones de años. Están formados por la acumula-

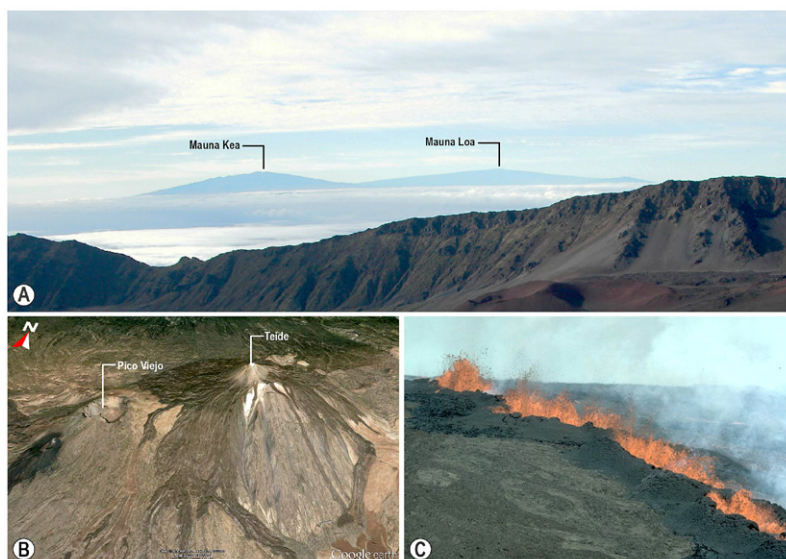


ción de grandes volúmenes de lavas de bajo contenido en sílice y volátiles y de baja viscosidad, lo que evita que las erupciones sean sumamente explosivas, provenientes de erupciones sucesivas. Estos edificios volcánicos son los más grandes del mundo, con diámetros en la base que pueden ser superiores a los 10 km y su altura rebasar 1 km. Tienen un perfil cónico achatado en forma de escudo invertido, con laderas de suaves pendientes (10-15°) en las que crecen conos monogénicos adventicios, comúnmente en alineaciones bien definidas (dorsales). En la zona sumital de estos volcanes se pueden formar grandes calderas circulares, en las que se desarrollan lagos de lava. El ejemplo más famoso de volcán en escudo es el Mauna Loa (Hawaii), si bien toda la cadena de las Islas de Hawaii está compuesta por este tipo de volcán (Fig. 5A). Además se tiene conocimiento de que en otros planetas también existen volcanes en escudo. La montaña de mayor tamaño conocida dentro del Sistema Solar, el Monte Olimpo en Marte, corresponde a la categoría de volcán en escudo. Recientemente, en los fondos marinos del Pacífico (a unos 1600 km al este de Japón), se ha descubierto el Macizo del Tamu, siendo sólo una cuarta parte menor que el Monte Olimpo (Perez-Torrado, 2013; Sager *et al.*, 2013).

Estratovolcanes y volcanes compuestos. Se forman por la acumulación tanto de lavas (extruidas normalmente desde sus flancos) como de depósitos piroclásticos (eyectados desde sus zonas sumitales). Son edificios generalmente de gran estabilidad debido a que los flujos de lava protegen los depósitos piroclásticos subyacentes de la erosión. Ligados a magmas con contenidos de

Fig. 4. Principales formas de la actividad volcánica de edificios poligénicos.

Fig. 5. Volcanes poligénicos. A) Perfiles de los volcanes en escudo de la isla de Hawaii, Mauna Kea y Mauna Loa vistos desde la Caldera del Haleakalā en la vecina isla de Maui; B) Imagen Google Earth de los estratovolcanes Teide y Pico Viejo (Tenerife); C) Erupción fisural al NE del Mauna Loa, Hawaii (U. S. Geological Survey, fotografía tomada por D. A. Clague en Marzo de 1984, http://volcanoes.usgs.gov/images/pglossary/FissureEruption_examples.php).



sílice intermedios a altos, a lo largo de sus historias evolutivas se alternan fases efusivas con otras altamente explosivas, siendo típicamente mayor el volumen de material piroclástico que el de las lavas (Fig. 5B). Presentan perfiles cónicos más o menos simétricos, con fuertes pendientes (10-35°) y bases de varios kilómetros de diámetro. Al igual que en los volcanes en escudo, al elevarse progresivamente el edificio, el magma busca su salida a través de fracturas próximas a la base; por esta razón, la pendiente es más suave en los niveles inferiores del estratovolcán. Suelen llevar asociados conos satélites en sus flancos, mientras que en sus zonas sumitales se forman domos y/o calderas. Algunos ejemplos de estratovolcanes bien conocidos son el Monte Saint Helens (EE.UU.), el Popocatepetl (México), el Pinatubo (Filipinas) y El Teide-Pico Viejo (Tenerife, Islas Canarias).

Erupciones fisurales. Los relieves resultantes de las grandes erupciones fisurales poligénicas constituyen los relieves volcánicos más extensos en el mundo, pues entre ellos se incluyen las dorsales oceánicas y las mesetas volcánicas o *traps*. Los traps de Siberia o del Deccan (India) son unos magníficos ejemplos de este tipo de supererupciones fisurales asociadas a grandes provincias ígneas o LIPs (*Large Igneous Provinces*), y que para muchos autores son la causa de grandes extinciones masivas (ver por ejemplo López-Ruiz y Cebriá, 2015, en este mismo volumen).

A menor escala, cuando estas alineaciones se forman en islas volcánicas, generalmente asociadas a volcanes centrales poligénicos, dan como resultado las denominadas dorsales (no confundir con las centro-oceánicas) o *rift*. En la superficie, estas dorsales se manifiestan como zonas con gran concentración de conos monogenéticos alineados, mientras que en profundidad están representadas por enjambres de diques paralelos que fueron las vías alimentadoras de los centros eruptivos superficiales. El progresivo agrupamiento de estos centros a lo largo del alineamiento fisural da lugar a una estructura en tejado a dos aguas (dorsal), con predominio de conos volcánicos en la cumbre y coladas en los flancos (ver Fig. 4 de Carracedo, 2015, en este mismo volumen). Ejemplos de estas dorsales o *rift* se encuentran en muchas islas volcánicas, como en Hawaii (Fig. 5C), Reunión, o ya en Canarias están muy bien desarrolladas en las islas de El Hierro, La Palma y Tenerife. Tal vez sea la Dorsal de la Esperanza, en la isla de Tenerife, asociada al complejo de estratovolcanes Teide-Pico Viejo, una de las más conocidas por el enorme número de turistas que atrae cada año (Carracedo y Perez-Torrado, 2015, en este mismo volumen).

Depresiones volcánicas: cráteres y calderas

Los cráteres representan la culminación sumital de la mayor parte de los edificios volcánicos. Son depresiones más o menos circulares, elípticas o en forma de herradura, de tamaño diametral pequeño (normalmente inferior a 1 km), localizadas generalmente en la vertical de los conductos de salida de magma y generados por la propia actividad volcánica en el transcurso de las erupciones así como también por el colapso de las paredes del centro emisor y de la cámara magmática (ver Figs. 3A y 3E). El término caldera se reserva para depresiones de mayor tamaño (por encima de 1 km), no necesariamente localizadas sobre los conductos de salida y en cuyo origen juegan diversos factores además de la propia actividad volcánica. Se forman por explosión y descompresión violenta del magma. Estas depresiones presentan grandes fracturas circulares con escarpes hacia el interior, debido a colapsos y hundimientos (Fig. 6A). Los cráteres se asocian normalmente a edificios monogénicos, mientras que las calderas suelen ser más frecuentes en edificios poligénicos.

Las calderas más reconocibles son las de colapso vertical, con formas circulares cerradas y localizadas en las áreas sumitales de grandes edificios poligénicos. En los volcanes en escudo se asocian a la oscilación en los niveles de los lagos de lava y poseen diámetros de hasta 5 km. En los estratovolcanes, el brusco vaciado de las cámaras magmáticas y consecuente colapso gravitacional del edificio puede formar calderas de más de 75 km de diámetro, como las que se observan en la zona volcánica central de los Andes y en Norteamérica, por ejemplo, en Yellowstone, y otro ejemplo de menor envergadura pero no menos importantes como los localizados en el volcán Aniakchak (Alaska) o en la Isla Fernandina (Galápagos) (Fig. 7A). La formación de estas calderas lleva aparejada erupciones paroxísmicas, muy intensas y violentas, con índices de explosividad volcánica (IEV) muy elevados (para detalles sobre el IEV, ver Perez-Torrado y Rodríguez-Gonzalez, 2015, en este mismo volumen). Estas erupciones causan graves daños en los territorios que afectan, con formación de enormes volúmenes de depósitos piroclásticos en pocas horas, constituyendo un importante factor de peligro y riesgo para la población que vive en su entorno. Además, pueden acarrear cambios climáticos a nivel continental (Báez, 2015, en este mismo volumen).

Además de a las calderas de colapso vertical asociadas a procesos de naturaleza volcánica en sentido estricto, en ocasiones, el término caldera también se aplica a las depresiones generadas por los deslizamientos que tienen lugar en los flancos de

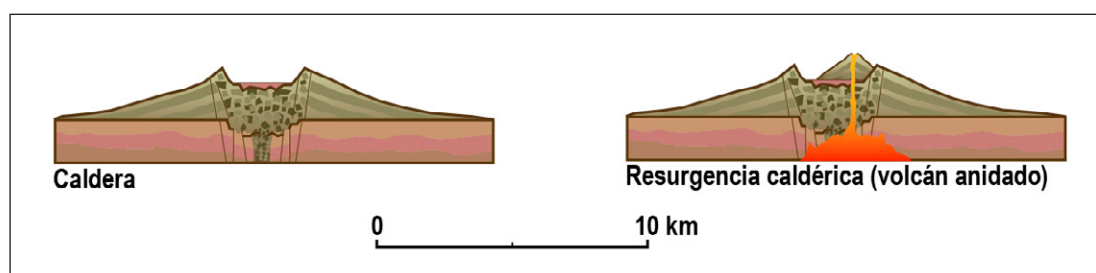


Fig. 6. Esquema de caldera de colapso y resurgencia caldérica con volcán anidado.

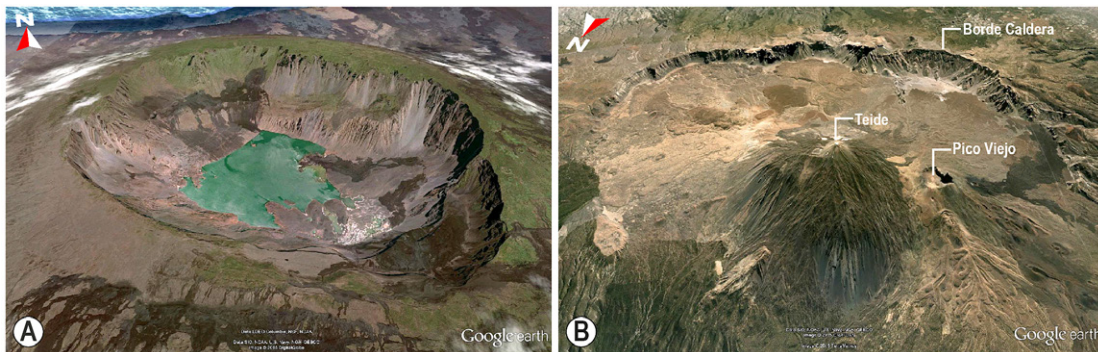


Fig. 7. Calderas y resurgencia caldérica. A) Caldera en la Isla Fernandina (Galápagos); B) Estratovolcanes Teide-Pico Viejo anidados en el interior de la Caldera de Las Cañadas (Tenerife). Ambas imágenes tomadas de Google Earth.

los edificios poligénicos. Cuando los edificios volcánicos crecen, pueden volverse inestables y colapsar a distintas escalas, desde caídas de roca menores hasta deslizamientos catastróficos. La formación de este particular tipo de caldera de colapso lateral no tiene por qué estar necesariamente asociada a un evento eruptivo. Un edificio volcánico puede perder su estabilidad por motivos endógenos o exógenos. Una intrusión magmática puede deformar el terreno por empuje mecánico y generar sismos de origen volcanogenético. Estos movimientos del terreno pueden acabar en caídas gravitacionales (Elsworth y Voight, 1996). Por otro lado, la activación de fallas en el sustrato u otros procesos tectónicos sin conexión con procesos de índole volcánica o relacionados (Francis y Self, 1987; Carracedo, 1994; Tibaldi, 1995) o la actividad de ciertos factores ambientales (precipitación, cambios del nivel del mar; Scott *et al.*, 2005) también pueden actuar de forma independiente o combinada, repentina o repetitiva, llevando al colapso de los flancos del edificio volcánico por desestabilización de la estructura. Ejemplos de estos grandes deslizamientos con formación de calderas laterales se encuentran en muchas islas oceánicas y encontramos casos muy representativos en las Islas Canarias, como la Caldera de las Cañadas en Tenerife, o el Golfo en El Hierro.

El modelo que mejor explica la formación de los grandes deslizamientos y consecuentes calderas laterales en las Islas Canarias asocia el control del crecimiento de los edificios volcánicos a estructuras de rift o dorsales en “estrella Mercedes” (Carracedo, 1999; Carracedo *et al.*, 2009). Las dorsales generan crestas topográficas construidas por la acumulación de materiales volcánicos a partir de centros eruptivos emplazados de forma preferente en la vertical de fisuras tecto-volcánicas de larga persistencia. La acumulación de centros eruptivos en superficie se corresponde con la presencia de enjambres de diques alimentadores en el subsuelo. Tanto unos como otros quedan concentrados en estrechas franjas de terreno y orientados paralelamente al eje de la dorsal. La inyección de magma en los diques, entre otros factores, ejerce esfuerzos tensionales a ambos lados del eje de la dorsal que terminan provocando inestabilidades gravitacionales en los flancos del edificio volcánico y el consecuente deslizamiento del terreno entre dos brazos de las dorsales (ver Fig. 4 de Carracedo, 2015, en este mismo volumen).

En ambos tipos de calderas de colapso (vertical y lateral), es frecuente la reanudación posterior de la actividad volcánica en el interior, fenómeno conocido como resurgencia caldérica (Fig. 6B), que pue-

de llevar a la formación de un volcán anidado. En los estratovolcanes, esta resurgencia llega a conformar un nuevo edificio que puede cubrir parcial o totalmente las paredes de la caldera (Fig. 7B).

MORFOMETRÍA Y SISTEMAS DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA: INFLUENCIA EN LA GESTIÓN DE LA PELIGROSIDAD VOLCÁNICA

Uno de los mayores retos en geomorfología volcánica es la reconstrucción de los ambientes volcánicos originales y su historia morfológica, para determinar los periodos de construcción y destrucción, además de contribuir a precisar los procesos geológicos que tuvieron lugar.

La morfometría volcánica proporciona mediciones fiables de parámetros de la erupción a través de la morfología del edificio y permite derivar, por ejemplo, el volumen de materiales extruidos, así como la pendiente y las orientaciones del terreno post-erupción. Estos parámetros son importantes para determinar la agradación o degradación de los terrenos volcánicos. En relación a los cambios en la morfología y en las tasas volumétricas de acumulación, estos parámetros permiten comprender procesos volcánicos como el comportamiento eruptivo, la dinámica del magma y los ciclos eruptivos, así como predecir el riesgo de un volcán y realizar el correspondiente plan de mitigación (Pareschi *et al.*, 2000; Stretch *et al.*, 2006; Harris *et al.*, 2007). Respecto a la degradación, las variaciones de la morfología original permiten comprender los patrones que afectan a la erosión o a los movimientos de masas y su evolución, facilitando la evaluación de los riesgos asociados (Thouret, 1999; Renschler, 2005).

Los parámetros morfométricos tienen en común que pueden ser medidos después de la erupción, sin conocimiento de los fenómenos en función del tiempo. Esto es una ventaja cuando no hay datos que dependen de parámetros temporales medidos durante la erupción, como la duración, la velocidad de las coladas de lavas y aquellos relacionados con las tasas efusivas, que sólo pueden ser obtenidos para las erupciones históricas o actuales. En consecuencia, los modelos morfométricos pueden ser aplicados al vulcanismo antiguo y presente. Un aspecto a destacar es el análisis visual y digital de las imágenes. A partir de su procesamiento, se analizan las características morfológicas, alineamientos, contactos, etc., para tener una interpretación geológica-geomorfológica. El trabajo se complementa con reconocimientos de campo para la delimitación de las

diferentes unidades observadas en las imágenes, combinar criterios enfocados a determinar el origen de las diferentes morfologías y efectuar las correcciones y ajustes luego en gabinete, con el objetivo de aplicar criterios para discriminar litología, geología y geomorfología.

Gran parte de los trabajos en morfología volcánica han sido realizados en edificios monogenéticos (conos de escoria), debido principalmente a que su morfología es más simple que la de otros tipos de formas volcánicas, de estructura similar y composición semejante, lo que los convierte en formas de paisaje ideales para el estudio cuantitativo y las más abundantes en nuestro planeta (Wood, 1980a). En un comienzo los cálculos eran realizados utilizando mapas topográficos y ecuaciones geométricas, obteniéndose resultados aproximados. Ya Porter (1972) mide alturas, diámetro basal y del cráter en conos de escoria, definiendo las relaciones clásicas (altura del cono/ancho basal del cono; ancho del cráter/ancho base del cono), resultados que serían confirmados años después por Wood (1980a) al estudiar conos de escoria en distintos ambientes tectónicos. Estos primeros pasos para la obtención de datos cuantitativos de conos de escoria fueron posteriormente seguidos en términos comparativos por los trabajos de Settle (1979), quien compara las morfometrías y espaciamiento de conos de escoria en los flancos de volcanes mayores con las características de conos presentes en campos volcánicos

planos, y por Wood (1980b) y Dohrenwend *et al.* (1986), quienes utilizan la disminución en la razón altura del cono/ancho basal del cono y en el ángulo de la pendiente como indicadores de edad y degradación de conos de escoria. También Hasenaka y Carmichael (1985) realizan mediciones en altura y ancho de conos, además de calcular volumen y pendientes, utilizando para ello la ecuación de un cono truncado de lados rectos.

Este tipo de estudios morfométricos han sido aplicados en diversos campos volcánicos a lo largo de todo el planeta y en contextos geodinámicos muy diferentes, desde islas intraplaca como Hawaii (e.g., Porter, 1972) o Canarias (e.g., Rodríguez-González *et al.*, 2012), hasta orógenos de subducción como San Francisco-Springerfield (Hooper y Sheridan, 1998). Los datos morfométricos de uso común para un cono de escoria como de la colada de lava se presentan en la tabla I.

Con la introducción de los Sistemas de Información Geográfica (SIG), ha sido posible realizar cálculos más precisos y de manera más eficiente, lo que ha permitido ampliar la base de datos de edificios volcánicos con morfometría calculada. Las diferentes herramientas de los programas de SIG permiten una medición directa y precisa de los parámetros horizontales (diámetro, longitud, etc.). Sin embargo, es necesario llevar a cabo algún tipo de proceso para determinar los parámetros verticales (altura del cono, profundidad del cráter, volumen, etc.).

Tabla I. Parámetros morfométricos comúnmente medidos en edificios monogenéticos (conos de escorias) y en coladas de lava.

CONO	UNIDAD		
Eje mayor del cráter (a_{cr})	m		
Eje menor del cráter (b_{cr})	m		
Excentricidad del cráter (e_{cr})	o (circular) a 1 (elipsoidal)		
Dirección eje mayor del cráter (ϑ)	Grados		
Profundidad del cráter (h_{cr})	m		
Eje mayor del cono (a_{co})	m		
Eje menor del cono (b_{co})	m		
Excentricidad del cono (e_{co})	o (circular) a 1 (elipsoidal)		
Dirección eje mayor del cono (ϑ)	grados		
Altura del cono (h)	m		
Volumen del cono (V)	m^3		
Pendiente del cono (α)	grados		
Pendiente de la base del cono (relieve antes de la erupción) (β)	grados		
COLADA DE LAVA			
Longitud (L)	m		
Ancho de la lava Parte superior (w_t)	m		
Ancho de la lava Parte inferior (w_b)	m		
Área (A)	m^2		
Espesor (h)	m		
Volumen (V)	m^3		
Pendiente de la base de la lava (relieve antes de la erupción) (β)	grados		

El modelado de superficies desempeña un papel fundamental para la comparación del antes y el después de la erupción. Los efectos de la erupción sobre la topografía se analizan utilizando los Modelos Digitales del Terreno (MDT). Los MDT se generan a partir de la topografía actual y de la topografía pasada reconstruida. Permiten establecer una base para las descripciones y cuantificaciones de las erupciones volcánicas en los tres momentos clave de la evolución del terreno: antes de la erupción, después de la erupción y en el estado actual. Los MDT resultan ser herramientas fundamentales para la evaluación de los parámetros morfométricos del momento geológico que se precise.

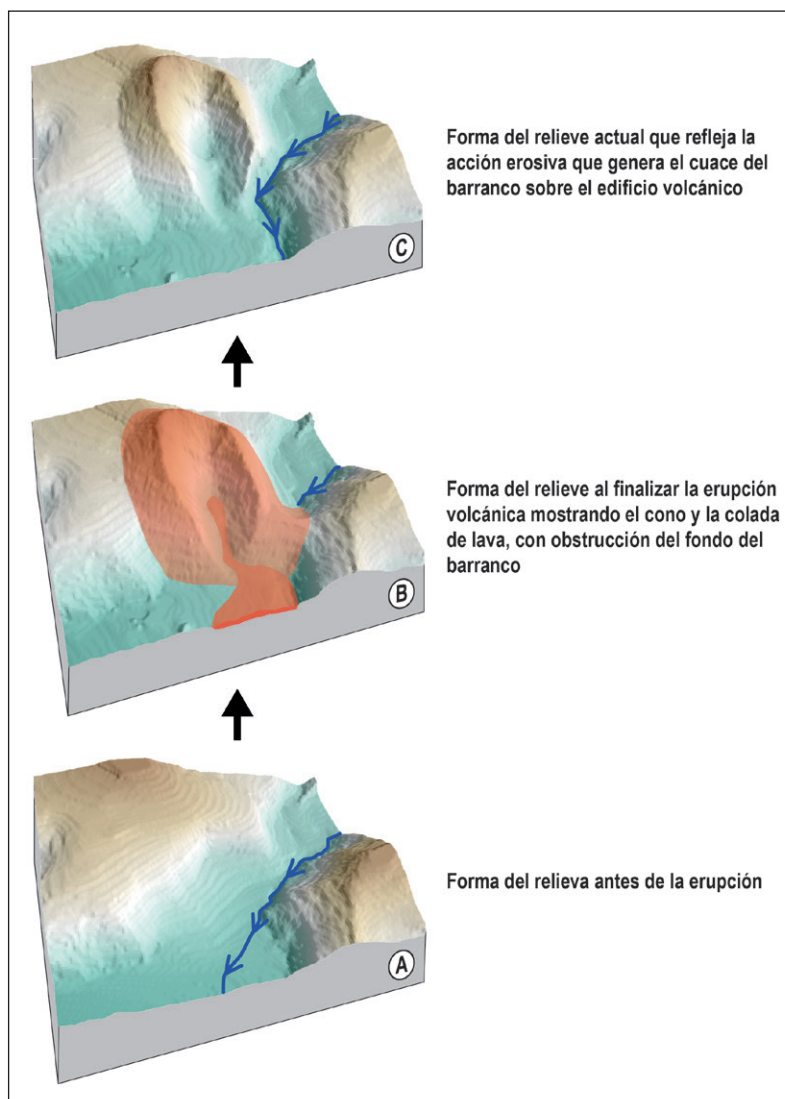
La Fig. 8 muestra secciones tanto para un cono como para una lava señalando la evolución temporal de la superficie del terreno. Esta reconstrucción paleogeomorfológica muestra los cambios sufridos en la topografía con motivo de la erupción, que genera un cono y una colada de lava que llega a obstruir el curso del agua en el barranco. Su comparación con el estado actual muestra principalmente los cambios producidos en la topografía por los procesos de erosión. Este modelado requiere la reconstrucción geomorfológica tridimensional del cono y la colada de lava basada en los correspondientes MDT. La adecuada resolución de estos MDT respecto a la escala de trabajo permite cuantificar eficazmente parámetros morfométricos de interés, tales como el volumen original (V_o) y el volumen actual (V_a) del material de la erupción. Esta información permite además derivar toda una serie de datos de gran interés geomorfológico. Así, por ejemplo, la diferencia entre V_o y V_a , permite obtener el volumen de material volcánico original que ha sido removido por erosión. Por otro lado, la gestión de estos datos en un SIG permite llegar a interpretaciones de gran utilidad sobre la localización, morfología y dimensiones de futuros edificios volcánicos, información de gran utilidad en la gestión de la peligrosidad volcánica en un área determinada, tanto en la etapa preventiva como en la de la crisis volcánica con la erupción ya en marcha.

CONCLUSIONES

La evaluación morfométrica de las geoformas volcánicas utilizando Sistemas de Información Geográfica (SIG) permite obtener información clave para la reconstrucción de la historia geológica de un área volcánica, así como de los procesos involucrados.

El conocimiento del pasado es la clave para evaluar la peligrosidad volcánica futura, permitiendo adoptar estrategias preventivas de gran eficacia. Además, la geomorfología volcánica junto con otras aportaciones geológicas (geología regional, geoquímica, estratigrafía, etc.) genera una información muy valiosa a la hora de evaluar la información de las observaciones de control en tiempo real de los procesos volcánicos (sismicidad, composición de gases, etc.).

Los Sistemas de Información Geográfica son la herramienta básica que permite compaginar una gran parte de esta información y facilitar su interpretación. Han supuesto una gran revolución y hoy en día son indispensables en la investigación volcanológica.



BIBLIOGRAFÍA

Báez, W. (2015). Supererupciones: Definición, mecanismos, productos e impacto. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 23.1, 73-79.

Carracedo, J.C. (1994). The Canary Islands: an example of structural control on the growth of large oceanic-island volcanoes. *Journal of Volcanological and Geothermal Research*, 60, 225-241.

Carracedo, J.C. (1999). Growth, structure, instability and collapse of Canarian volcanoes and comparisons with Hawaiian volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94, 1-19.

Carracedo, J.C. (2015). Peligros asociados a megadeslizamientos y lahares. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 23.1, 88-95.

Carracedo, J.C. y Perez-Torrado, F.J. (2015). Recursos Naturales y Volcanismo: Turismo volcánico. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 23.1, 66-72.

Carracedo, J.C., Perez-Torrado, F.J., Paris, R. y Rodríguez Badiola, E. (2009). Megadeslizamientos en las Islas Canarias. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 17.1, 44-56.

Dohrenwend, J., Well, S. y Turrin, B. (1986). Degradation of Quaternary cinder cones in the Cima volcanic field, Mojave Desert, California. *Geological Society of America Bulletin*, 97, 421-427.

Fig. 8. Modelos digitales del terreno (MDT) para una erupción volcánica monogenética, mostrando las diferentes formas del relieve antes de la erupción (A), al finalizar la erupción (B) y en la actualidad (C). Comparando los MDT en A y B se obtiene el volumen de la erupción y al comparar los MDT de B y C se obtiene el volumen del material volcánico erosionado. Conociendo el tiempo transcurrido desde la erupción, se determina la tasa de erosión.

- Elsworth, D. y Voight, B. (1996). Evaluation of volcano flank instability triggered by dyke intrusion. *Special Publication Geological Society of London*, 110, 45-54.
- Foshag, W.F. y Gonzalez-Reyna, J. (1956). Birth and development of Parícutin volcano. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 965-D, 355-489.
- Francis, P.W. y Self, S. (1987). Collapsing Volcanoes. *Scientific American*, 256.6, 90-97.
- Inbar, M., Lugo Hubp, J., Villers Ruiz, L. (1994). The geomorphological evolution of the Parícutin cone and lava flows, Mexico, 1943-1990. *Geomorphology*, 9, 57-76.
- Harris, A.J.L., Dehn, J. y Calvari, S. (2007). Lava effusion rate definition and measurement: a review. *Bulletin of Volcanology*, 70.1, 1-22.
- Hooper, D.M. y Sheridan, M.F. (1998). Computer-simulation models of scoria cone degradation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 83.3-4, 241-267.
- López-Ruiz, J. y Cebriá, J.M. (2015). Volcanismo y Tectónica de Placas. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 23.1, 12-23.
- Luhr, J.F. y Simkin, T. (1993). *Parícutin: The Volcano Born in a Mexican Cornfield*. Ed. Geoscience Press/Smithsonian Institution, 427 p.
- Pareschi, M.T., Cavarra, L., Favalli, M., Giannini, F. y Meriggi, A. (2000). GIS and volcanic risk management. *Natural Hazards*, 21.2-3, 361-379.
- Porter, S. (1972). Distribution, morphology, and size frequency of cinder cones on Mauna Kea volcano, Hawaii. *Geological Society of America Bulletin*, 83, 3607-3612.
- Perez-Torrado, F.J. y Rodríguez-Gonzalez, A. (2015). ¿Cómo se miden las erupciones? El índice de explosividad volcánica. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 23.1, 24-32.
- Perez-Torrado, F.J., Rodríguez-Gonzalez, A., Carracedo, J.C. y Fernández-Turiel, J.L. (2013). Descubrimiento de un volcán en escudo gigante en el océano Pacífico. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 21.2, 215-218.
- Pujadas, A., Brusi i Belmonte, D. y Pedrinaci, E. (1999). ¡Los volcanes han cambiado! Nuevos enfoques de terminología volcánica. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 7.3, 200-209.
- Renschler, C.S. (2005). Scales and uncertainties in using models and GIS for volcano hazard prediction. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 139.1-2, 73-87.
- Rodríguez-Gonzalez, A., Fernández-Turiel, J.L., Pérez-Torrado, F.J., Paris, R., Gimeno, D., Carracedo, J.C. y Aulinas, M. (2012). Factors controlling the morphology of monogenetic basaltic volcanoes: The Holocene volcanism of Gran Canaria (Canary Islands, Spain). *Geomorphology*, 136.1, 31-44.
- Sager, W.W., Zhang, J., Korenaga, J., Sano, T., Koppers, A.A.P., Widdowson, M. y Mahoney, J.J. (2013). An immense shield volcano within the Shatsky Rise oceanic plateau, northwest Pacific Ocean. *Nature Geoscience*, 6.11, 976-981.
- Scott, K.M., Vallance, J.W., Kerle, N., Macías, J.L., Strauch, W. y Devoli, G. (2005). Catastrophic precipitation-triggered lahar at Casita volcano, Nicaragua: occurrence, bulking and transformation. *Earth Surface Processes Landslides*, 30, 59-79.
- Settle, M. (1979). Structure and emplacement of cinder cone fields. *American Journal of Science*, 279.10, 1089-1107.
- Stretch, R.C., Mitchell, N.C. y Portaro, R.A. (2006). A morphometric analysis of the submarine volcanic ridge south-east of Pico Island, Azores. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 156.1-2, 35-54.
- Thouret, J.C. (1999). Volcanic geomorphology - an overview. *Earth-Science Reviews*, 47.1-2, 95-131.
- Tibaldi, A. (1995). Morphology of pyroclastic cones and tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 100, 24521-24535.
- Walker, G.P.L. (2000). *Basaltic volcanoes and volcanic systems*. En: Encyclopedia of volcanoes (Eds.: H. Sigurdsson, B.F. Houghton, S.R. McNutt, H. Rymer y J. Stix), Academic Press, 283-289 p.
- Wood, C.A. (1980a). Morphometric evolution of cinder cones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7, 387-413.
- Wood, C.A. (1980b). Morphometric analysis of cinder cone degradation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8, 137-160. ■

Este artículo fue solicitado desde E.C.T. el día 29 de julio de 2014 y aceptado definitivamente para su publicación el 14 de enero de 2015.