

EL VOLCANISMO BASÁLTICO DE LA DORSAL DE PEDRO GIL EN LA ISLA DE TENERIFE

F. Javier Dóniz Páez
Universidad de La Laguna

RESUMEN

Normalmente se asocia el volcanismo monogénico con formas volcánicas simples en buen estado de conservación, que originan un relieve sencillo y monótono. En Pedro Gil, el estudio de la distribución espacial, morfología y morfometría de los volcanes nos permite observar; por un lado, la enorme variedad morfológica de los edificios volcánicos existentes en la misma, y por otro, la interferencia entre los procesos volcánicos y los erosivos durante el largo período de construcción de La Dorsal; lo que la convierte en la morfoestructura, de este tipo, más compleja de todo el conjunto del Archipiélago Canario. A su vez, la caracterización de los volcanes nos permite establecer pautas futuras de comportamiento de la actividad volcánica en este sector de la Isla atendiendo al riesgo volcánico.

Palabras claves: Tipos morfoestructurales, morfometría volcánica, dorsal volcánica, conos de escoria, Series volcánicas, riesgo volcánico.

ABSTRACT

The monogenetic volcanoes has been usually identified as single landforms with a small effects of geomorphodynamic processes, producing a monotonous relief. However in Pedro Gil ridge (Tenerife, the Canary Islands) the study of territorial distribution pattern of volcanoes and its morphometrical and geomorphological features allow distinguish a big geomorphological variety of volcanoes; furthermore, we can see relationships between volcanic and erosives processes happened along the construction time of this ridge. So, this geological structure is the most complex of them in the Canary Archipelago. On the other hand, the detailed study of volcanoes can be very useful to know the volcanic hazard in this area of Tenerife island.

Key words: Morphoestructural types, volcano morphometry, volcanic ridge, scoria cones, volcanic Series, volcanic hazard.

Fecha de recepción: 8 de noviembre de 2001. Fecha de aceptación: 12 de diciembre de 2001.

* Departamento de Geografía. Universidad de La Laguna. Campus de Guajara, s/n. 38071 LA LAGUNA, Tenerife. (España). E-mail: jdoniz@ull.es

I. INTRODUCCIÓN

Las Islas Canarias, situadas a menos de 100 km de la costa africana, constituyen edificios independientes en el talud y plataforma continental. Son islas oceánicas intraplaca asociadas a márgenes continentales pasivos; a pesar de ello, su historia magmática se remonta a inicios del Terciario (Araña, 2001).

La explicación al prolongado y voluminoso volcanismo del Archipiélago se relaciona con la génesis y evolución de las Islas, en relación con varias fases de la expansión oceánica en el Atlántico Norte, y especialmente con la detención y giro de la placa africana tras su colisión con la euroasiática, hace unos 60 m.a. (Araña y Ortiz, 1991). La rotura de la placa afroatlántica, que lo hará en la conjunción de corteza oceánica y continental, que es su parte más débil, y que está afectada por un sistema de fracturas conjugadas con componentes inversos y deslizantes (Araña, 2001); provoca la formación y levantamiento de los bloques litosféricos a partir de los cuales se inicia la génesis de Canarias.

La construcción del Archipiélago es resultado de la acumulación de materiales volcánicos de diferente naturaleza —básica, ácida e intermedia— a lo largo de un dilatado período de tiempo que abarca unos 40 millones de años incluyendo el volcanismo submarino y subaéreo. La actividad volcánica se prolonga hasta la actualidad, con el desarrollo de manifestaciones eruptivas desarrolladas en época histórica.

En la evolución y distribución del volcanismo de las Islas se distinguen tres etapas y tres zonas. Los episodios magmáticos se denominan: Complejos Basales (Pre-Mioceno), Series Basálticas Antiguas (mayoritariamente Mioceno) y Series Recientes (Post-Mioceno) (Araña, 2001). Los primeros sólo afloran en La Palma, La Gomera y Fuerteventura. El volcanismo básico antiguo se localiza, con diferentes edades, en las siete islas; y conforman edificios eruptivos compuestos por la superposición de materiales lávicos e intercalaciones piroclásticas, con algún que otro diferenciado sálico. Las emisiones basálticas continúan con interrupciones temporales y espaciales, en las que predominan los procesos erosivos. En las islas de Tenerife y Gran Canaria se formaron grandes edificios centrales con abundantes manifestaciones sálicas que culminaron con la formación de calderas.

El volcanismo de las Series Basálticas Recientes está asociado a volcanes monogénicos, fruto de una única erupción, que se alinean siguiendo grandes ejes volcano-tectónicos, constituyendo cordilleras dorsales como la de Pedro Gil en Tenerife, u otras en La Palma y El Hierro. Coetáneamente a las emisiones básicas de este período, en Tenerife, se reanudó la actividad del Edificio Central formándose el gran estratovolcán Teide-Pico Viejo. A esta etapa pertenece el volcanismo histórico entre los años 1500 y 1971, durante el cual se han producido más de una docena de erupciones repartidas entre La Palma, Tenerife y Lanzarote.

II. ÁREA DE ESTUDIO

La Dorsal de Pedro Gil forma parte de las morfoestructuras poligénicas más habituales de la geografía del Archipiélago Canario, es decir, elaboradas en un lapso de tiempo muy dilatado y en cuya génesis intervienen procesos ajenos al volcanismo que introducen

remodelaciones importantes. Corresponde a una edificación compleja, de génesis volcánica, que se construye a partir de numerosos episodios monogénicos, siguiendo una única línea tectónica de marcado carácter rectilíneo, donde la concentración de los procesos eruptivos propicia la formación de un edificio a dos vertientes (Romero, 1986). La Dorsal dispone de una superficie de unos 636,06 km², lo que supone el 31,26% de la isla de Tenerife y se desarrolla linealmente en torno a una directriz de rumbo NE-SW de unos 32 km, y anchuras transversales de unos 15 km. La línea de cumbres posee altitudes máximas por encima de los 2000 m en el extremo suroccidental, y mínimas de 500 m en el nororiental, próximo a La Laguna, donde se abre en abanico perdiendo su carácter rectilíneo (Dóniz *et al.*, 1999).

Desde el punto de vista geológico constituye una estructura predominantemente basáltica, de magmas alcalinos, construida a lo largo de un dilatado período de tiempo, de manera que las primeras etapas de formación corresponden a los estadios iniciales del segundo ciclo volcánico, 1,6-1,2 m.a. (Carracedo, 1979), prolongándose la actividad durante el Pleistoceno hasta la actualidad con el desarrollo de erupciones volcánicas en época histórica. Geomorfológicamente muestra, como es característico de las dorsales, dos ámbitos bien diferenciados: una línea de cumbres que constituye el eje de la estructura y en la cual se concentra la mayor parte de los aparatos volcánicos, y un dorso constituido en lo esencial por el apilamiento de coladas de lava de escasa potencia emitidas desde dichos centros, sobre las que destacan algunos aparatos eruptivos dispersos.

En general, el relieve de La Dorsal viene caracterizado por la interferencia entre el fenómeno volcánico y la erosión. La heterogeneidad de la actividad eruptiva en Pedro Gil, que no ha conocido hiatos tan importantes y prolongados en el tiempo como en los macizos volcánicos antiguos, propicia la formación de un relieve en el que alternan, sectores donde los volcanes constituyen lo esencial del paisaje, con vanos eruptivos donde predominan las formas de modelado entre las que destacan los barrancos, que unas veces angostos y escarpados se abren en cabeceras polilobuladas amplias y abruptas, y en otras sólo conforman pequeñas barranqueras muchas de ellas labradas en los dorsos y cráteres de los edificios volcánicos (Dóniz, 2001).

III. METODOLOGÍA

Para analizar el volcanismo de Pedro Gil, primero fue necesario llevar a cabo la localización y contabilización de cada uno de los conjuntos morfológicos existentes en la misma. Este primer paso fue complicado, puesto que, aunque en las dorsales los procesos constructivos predominan sobre los erosivos; el largo período de construcción de la misma, 1,6 m.a., junto con la evolución morfoclimática experimentada y los contrastes climáticos introducidos por la irregularidad topográfica; determinan el desmantelamiento acelerado de algunos conos volcánicos. A ello debemos unirle, además, la intensa cubierta vegetal —bosque de pinos— que dificulta, más aún, la identificación y localización de los volcanes.

La distribución, morfología y morfometría de los centros de emisión se obtuvo a través de la cartografía topográfica del ejército (hojas de Arafo, Güímar, La Orotava, Santa Cruz de Tenerife, Tacoronte, Teide y Tejina) de los años 1978, 1979, 1987, 1988, 1991 y

1992 y los mapas geológicos del I.G.M.E. (hojas de Barranco Hondo, Cañadas del Teide, Fasnía, Güímar, La Orotava, Llano de Ucanca, Puerto de la Cruz, Tacoronte, Tejina, Santa Cruz de Tenerife y Valle Guerra) de los años 1978, 1984 y 1988 a escalas 1:25000, las fotografías aéreas correspondientes a los vuelos de 1977 y 1979 a escala 1:18000 y el trabajo de campo.

Para establecer los tipos morfoestructurales se tuvo en cuenta, la forma, asociación y disposición de los distintos conos volcánicos y el número, geometría y disposición de los cráteres. De tal manera que los edificios volcánicos pueden ser abiertos o cerrados y estar constituidos por un único centro de emisión de disposición puntual, o por el contrario, ser varios alargados en sentido de la fractura y de la pendiente dominante. A su vez, el número de cráteres es variable, pueden ser abiertos o no, y con disposición central o elongados siguiendo la dirección de la fisura y de la máxima pendiente.

Teniendo en cuenta los aspectos particulares de cada conjunto eruptivo se ha establecido un total de cuatro categorías morfoestructurales: edificios anulares, en herradura, múltiples y montañas de piroclastos. Los conos anulares poseen una planta más o menos circular, con cráter central único, distinguiendo entre los edificios anulares simétricos, cuya planta y bocas eruptivas son circulares, y los anulares asimétricos, con plantas y salideros ligeramente alargados en una determinada dirección. Los edificios en herradura poseen cráteres centrales abiertos, de modo que carecen o tienen poco desarrollado un sector del dorso del cono volcánico. Podemos distinguir entre conos en herradura típica, de planta circular y cráter abierto; herradura de vértices prolongados, que presentan planta y bocas abiertas alargadas a favor de la pendiente y aparatos en arco, que carecen de la mitad del edificio volcánico. Los conos múltiples, de planta irregular, resultan de su configuración a partir de dos o más centros eruptivos, lo que determina la aparición de conjuntos volcánicos coalescentes. Los centros eruptivos sin cráter aparente constituyen acumulaciones de materiales de proyección aérea a las que hemos denominado montañas de piroclastos (Dóniz *et al.*, 1999).

Seguendo las clasificaciones morfométricas realizadas por otros autores (Wood, 1980a; Wood, 1980b; Martín del Pozo, 1980; Cas y Wright, 1987; Hasenaka, 1994; Karáston, 1996; Julio, 1998; Hooper y Sheridan, 1998; Márquez *et al.*, 1999 etc.), se han analizado los conos volcánicos de la Dorsal de Pedro Gil a partir del cálculo de los mismos parámetros utilizados por ellos: altura, pendiente, diámetro basal y diámetro de la cima. Sin embargo, las limitaciones del método, establecido para el análisis de conos volcánicos centrales de tipo simétrico, muy bien conservados y ubicados en sectores topográficamente llanos y la notable variedad morfológica existente en los conjuntos eruptivos de la Dorsal, nos ha obligado a introducir otros criterios que nos permitiesen cuantificar su morfometría: eje mayor y menor del cráter, eje mayor y menor del edificio, profundidad del cráter, pendiente externa, dirección de apertura del cráter, etc. A partir de todos estos datos se ha establecido el volumen de los edificios por aproximación a un cono truncado, (Rossi, 1996; Julio, 1998; Márquez *et al.*, 1999), la relación altura-diámetro basal, altura-volumen, diámetro del cráter-diámetro basal, profundidad-diámetro del cráter, pendiente-apertura de los conos y elongación de cráteres y edificios. Posteriormente, conjugando los parámetros de altura, superficie y volumen se ha obtenido una clasificación de los centros magmáticos en función de su envergadura.

VI. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL

La particular distribución espacial del volcanismo de La Dorsal, tiene su origen en la disposición estructural de la misma siguiendo fracturas de rumbo NE-SW que actúan como eje de la estructura y que determinan la agrupación de los distintos conjuntos eruptivos en torno al eje. Espacialmente, los conos se disponen orientados preferentemente en dicha directriz, siendo máximo su número y agrupación en torno a la línea de cumbres, medio en los dorsos septentrional y meridional y estando prácticamente ausente en la costa.

Los edificios volcánicos pueden organizarse siguiendo fracturas simples, compuestas o en sistemas y aparecer tanto de forma puntual, individualizados unos de otros, como yuxtapuestos, adosados, imbricados y en algunos casos superpuestos, constituyendo agrupaciones volcánicas más o menos densas que van desde las alineaciones, continuas o discontinuas, hasta las aglomeraciones (Dóniz *et al.*, 1999). En La Dorsal existen aproximadamente unas 191 alineaciones volcánicas de cinco o más centros de emisión (Ancochea *et al.*, 1995), que se concentran en su mayoría entre los 40° y 70°, con una directriz de rumbo noreste-suroeste, que es la que edifica y define al edificio dorsal. También existen pequeñas alineaciones transversales de rumbos NW-SE y N-S, localizadas preferentemente en la mitad meridional de Pedro Gil.

En la Dorsal diferenciamos dos grandes ámbitos que coinciden con sus sectores topográficos y estructurales, por un lado el dorso, con sus dos vertientes, septentrional y meridional, y por otro el eje.

Con un área 500,91 km² que es el 77,71% de la superficie de Pedro Gil, el dorso sólo cuenta con el 38,21% del total de los conos de la dorsal, lo que da lugar a una densidad de edificios volcánicos de tan sólo 0,09 conos/km². Estos aparatos ocupan un área de 9,048 km², lo que supone el 1,81% del total del dorso. En un análisis espacial más deta-

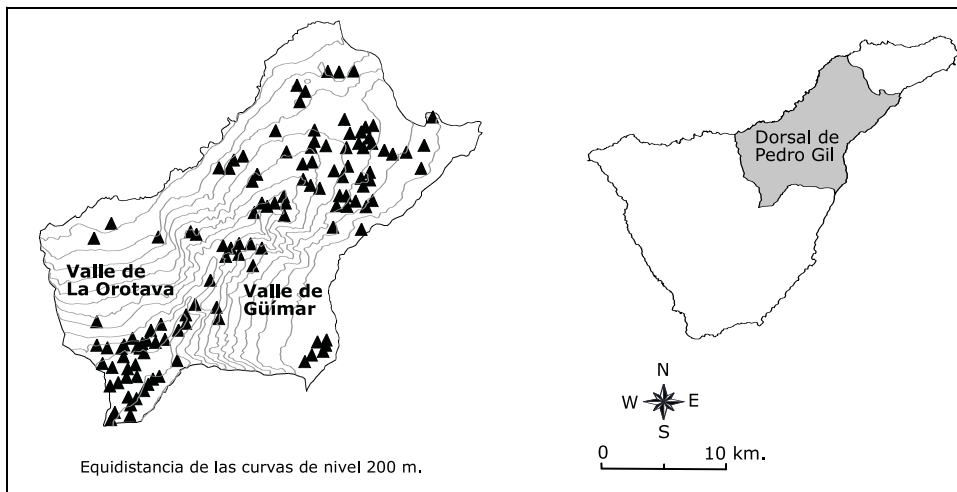


FIGURA 1. Localización espacial de los volcanes monogénicos de la dorsal Pedro Gil.

llado se observan importantes diferencias entre cada una de las vertientes. De este modo, en la septentrional los centros eruptivos suponen el 42,55% del total del dorso y aparecen formando pequeñas agrupaciones de 3 a 5 volcanes. Los aparatos volcánicos ocupan una superficie de sólo 3,91 km², lo que supone el 1,79% del área total de la vertiente y una densidad de 0,09 conos/km², todo ello es indicativo de conos muy pequeños, los menores de la morfoestructura. Por el contrario, en el dorso meridional los volcanes suponen el 57,45% del total de las vertientes de Pedro Gil, mostrando una disposición similar al del flanco norte, ocupan una superficie de 5,139 km², el 1,81% de área de este dorso, y una densidad de 0,09 conos/km², diferenciándose de los de la septentrional en que son mayores.

Frente al dorso, el eje, con un área de 135,15 Km², acoge el 61,79% de los conos de la dorsal y presenta una densidad de 0,56 conos/km². Estos edificios, ocupan una superficie de 14,50 km², lo que implica que el 10,73% de la superficie total del eje está constituida por volcanes. Un análisis más detallado de éste ámbito, permite diferenciar tres tramos distintos en función del número, del mayor o menor grado de agrupamiento, el tamaño y la superficie cubierta por los conos volcánicos (Dóniz *et al.*, 1999). El primer tramo se desarrolla en las estribaciones nororientales de la dorsal, coincidiendo con las cotas altitudinales más bajas (500-1.000 m), donde los conos, 28 en total, suponen el 36,84% del total del eje y aparecen espacialmente aislados unos de otros. Se trata de un campo de volcanes formado por edificios de pequeño tamaño que ocupan una superficie de 6,024 km² el 11,83% de la superficie del sector y con una densidad de 0,55 conos/km². El segundo, coincide con la zona central, desde el Gaitero a La Cumbrecita, a cotas que oscilan entre los 1.500-2.000 m. Aquí la morfología del eje cambia drásticamente, estando definida por una línea de cumbres continua, que resulta del encajamiento de algunas cuencas hidrográficas sobre los aglomerados volcánicos más antiguos que afloran en la Dorsal, y en los que se desarro-

TABLA 1
Datos de superficie y número de conos según sectores de la dorsal

Sectores	Superficie total	Nº Conos	Superficie conos	Superficie conos %	Densidad conos	% conos respecto dorsal	Envergadura. Cono
Tramo NE	50,92	28	6,024	27	0,55	22,76	0,14
Tramo Central	39,32	11	3,272	17	0,27	8,94	0,22
Tramo SW	44,91	37	11,54	56	0,82	30,09	0,19
Total eje	135,15	76	14,50	100	0,56	61,79	0,55
Vertiente Norte	218	20	3,91	45	0,09	16,26	0,11
Vertiente Sur	282,91	27	5,139	55	0,09	21,95	0,16
Total Dorso	500,91	47	9,048	100	0,09	38,21	1,27
Total Dorsal	636,06	123	23,548	100	0,19	100	0,27

Fuente: Elaboración propia.

lla un número menor de volcanes, 11, que suponen el 14,47% del total del eje y ocupan un área de 3,272 km², el 8,32% del territorio de este tramo del eje de Pedro Gil, cuya densidad es de 0,27 conos/km². El tercer sector se localiza en las estribaciones suroccidentales de la dorsal, por encima de los dos mil metros, próximo a la Pared nororiental de las Cañadas del Teide, donde el eje no aparece bien definido, siendo discontinuo como consecuencia de su configuración a partir de múltiples conos volcánicos. Aquí, el número de edificios es muy importante, 37, siendo el ámbito más representativo del eje con el 48,69% y ocupan un área significativamente mayor de 11,54 km², lo que da lugar a una mayor densidad de conos, 0,82, que propicia que los aparatos se presenten arracimados y en enjambre conformando aglomeraciones volcánicas densas de conos de tamaño medio a grande que suponen el 25,66% de la superficie del tramo suroccidental del eje.

El descenso progresivo en altitud del eje de La Dorsal, propicia que los edificios volcánicos se distribuyan en franjas bien definidas, donde destacan los grupos de conos desarrollados entre los 500-1.000 m y los que se instalan por encima de los 2.000 m, coincidiendo con los sectores que corresponden a los extremos de Pedro Gil.

En general, los edificios volcánicos son más numerosos hacia los extremos de La Dorsal, estando más agrupados hacia el suroeste de Pedro Gil que al noreste, donde están mucho más dispersos; esto nos da una idea de la migración de la actividad eruptiva cuaternaria desde el centro de la estructura hacia los extremos de la misma, indicándonos los sectores de mayor frecuencia e intensidad eruptiva.

Así mismo, en el extremo suroccidental de esta construcción volcánica, el número, tamaño, agrupamiento y superficie de los conos volcánicos es más importante que hacia el sector nororiental, este hecho parece deberse a una mayor apertura de las fracturas probablemente relacionada con los procesos de distensión asociados a la etapa subsiguiente al colapso de la Caldera de Las Cañadas (Romero, 1991), aunque otros autores atribuyen este hecho a procesos de inyección magmática en la zona central de la Isla que provocaron la inestabilidad del edificio, dando lugar a los deslizamientos que generaron los valles de La Orotava y Güímar, (Kieffer *et al.*, 1994), dados por otros autores en torno a los 0,8-0,6 m.a. (Ancochea *et al.*, 1990).

V. EL VOLCANISMO MONOGÉNICO DE LA DORSAL DE PEDRO GIL

La totalidad de los edificios corresponden a manifestaciones volcánicas monogénicas construidas en una sola fase eruptiva que puede durar, desde varios días hasta varios años y que poseen un sistema de conductos simple que es empleado durante esa única fase volcánica. De magmas fluidos, de intensidad moderada de rasgos estrombolianos y con un mayor volumen de materiales lávicos que piroclásticos. Esto propicia la formación de conjuntos eruptivos formados por uno o más aparatos volcánicos que se asocian a derrames lávicos de gran extensión superficial, de hecho, tan sólo el 1,42% del territorio total de la Dorsal está ocupado por los conos volcánicos, de modo que una parte fundamental de Pedro Gil, el 98,58%, se construye a partir de acumulaciones de coladas que configuran unas vertientes esencialmente lávicas. Predominan los edificios pertenecientes a la Serie III (0,69-0,01 m.a. I.G.M.E.), con menor incidencia los de la Serie IV (0,01 m.a.-actualidad I.G.M.E.), y también están presentes los de la Serie II (1,6-0,69 m.a. I.G.M.E.).

Morfológicamente todos los volcanes de la Dorsal presentan rasgos comunes: se configuran como conos piroclásticos, de lapillis o de escorias, con sus correspondientes bombas volcánicas, plastrones y jirones de lava, de tipo central o no, que presentan cráteres en embudo de tipo explosivo, abiertos, cerrados o incipientes, con diámetros máximos siguiendo la dirección de la fractura dominante; a los que se le asocian coladas lávicas de gran desarrollo espacial, escasa potencia y de morfología superficial *aa*, cuyo rasgo esencial es una cobertera rota, áspera, rugosa, constituida por fragmentos heterométricos, móviles y de textura escoriácea. También están presentes los derrames lávicos de tipo *pahoehoe* y de transición hacia *aa*, con sus correspondientes formas mayores y menores, en las primeras destacan los muros laterales de enfriamiento, los canales de derrame subaéreos y los hornitos o bocas incipientes, y entre las segundas los bloques escoriáceos y erráticos, arcos de empuje etc.

Según la clasificación morfológica, no todas las categorías poseen igual representación en el conjunto de la Dorsal. Predominan con un 55,28% las construcciones abiertas, de ellas, los volcanes en herradura típica con 45 son los más abundantes, seguido de los 15 en arco y los 8 en diapasón. Las acumulaciones piroclásticas y las edificaciones múltiples ocupan el 2º y 3º lugar, aunque próximas entre sí; mientras que los aparatos anulares son los menos representativos con tan sólo 13 centros eruptivos.

La morfología actual de los conjuntos eruptivos de la Dorsal no sólo es resultado de sus caracteres morfoestructurales, sino que también guarda relación con los procesos post-eruptivos de modelado. En general los volcanes de Pedro Gil están poco conservados, este hecho pone de manifiesto, que a pesar del carácter reciente de la actividad eruptiva, ésta posee una antigüedad relativamente mayor que la observada en otras dorsales del Archipiélago. Pero la transformación de los conjuntos volcánicos no sólo depende de su edad, es cierto que dado el dilatado período de construcción de la Dorsal, el grado de conservación de los edificios volcánicos es muy desigual debido a los marcados contrastes de edad entre las diferentes Series volcánicas. Ahora bien, a estos contrastes debemos

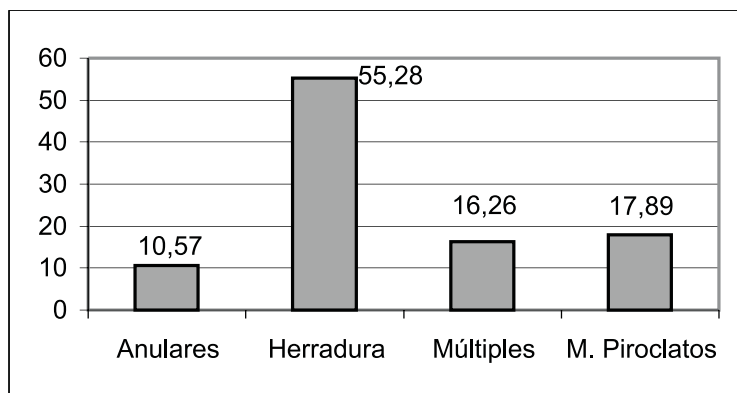


FIGURA 2. Porcentajes de las diferentes categorías morfológicas para los volcanes monogénicos de Pedro Gil.

sumarle los generados por condiciones medioambientales diferenciadas, tanto pasadas como presentes, dependiendo de la cota altitudinal y de la orientación y exposición de los diferentes aparatos eruptivos. De este modo, a medida que ascendemos los porcentajes de degradación aumentan hasta la cota 2.000 m, a partir de la cual disminuyen, lo que podría relacionarse con el escalonamiento en franjas de los diferentes pisos bioclimáticos.

Las formas de modelado más características que se generan sobre los conos volcánicos son resultado de la erosión torrencial y los procesos coluviales (Hooper y Sheridan, 1998). Entre los primeros destacan los barrancos y barranqueras, localizados fundamentalmente en los sectores de menor pendiente del cono y próximos a la base del mismo. Se configuran como pequeños sistemas hídricos, de disposición paralela o radial con estructura en parasol en los flancos y centrípeta en los cráteres; y en ocasiones conforman pequeñas cuencas de recepción de órdenes bajos, máximo 2, aunque lo que predominan son los cauces de orden 1. En los conos volcánicos más viejos, estas torrenteras amplían su anchura y profundidad dando lugar a grandes barrancos que desmantelan totalmente al aparato eruptivo. De los 123 conos de Pedro Gil, 35 no poseen redes hidrográficas observables a escala 1:10.000, lo que supone el 28,45% del total. De ellos, 25 corresponden a la Serie III y el resto a la IV, lo que implica que la totalidad de las construcciones de la Serie II y más antiguas están abarrancadas. De los 35 volcanes sin drenaje establecido, el 37,14% son edificios abiertos, 22,86% corresponden a edificios múltiples, las acumulaciones piroclásticas suponen el 22,86% y los conos anulares acaparan el 17,14% restante, éstos suponen más del 46% de los aparatos centrales, lo cual está en relación con la superficie topográfica en la que se instalan estos volcanes, prioritariamente plana, lo que parece inhibir la formación de cárcavas. El sistema hidrogeográfico de los 88 edificios volcánicos está constituido por un total de 608 cauces, cuya longitud es de 116 km, lo que supone una media de 0,19 km y máximos de 0,9 km en Montaña Mallorquines y mínimos de 0,06 km en las montañas de Ofra y Machado. Esto significa que existe un promedio de unos 6,08 barrancos/cono; no obstante, este dato esconde diferencias sustanciales, pues existen centros eruptivos que poseen más de 20 barrancos (Lomo Agua, Cabeza Toro etc.), incluso 43 (M Mallorquines), frente aquellos que sólo disponen de uno (Caramujo 1, Fagundo etc.).

De las formas asociadas a los procesos coluviales destacan los taludes y conos de derrubios, ubicados principalmente en el interior de los cráteres tapizando su fondo, o en el contacto del cono con el relieve circundante. No obstante, las remodelaciones más importantes y rotundas están determinadas por causas antrópicas y afectan fundamentalmente a los conos situados entre los 0-1.000 m, que son las áreas habitadas. Sobre los derrames lávicos, los procesos que predominan son los fluviales que van arrasando la cobertera de escorias superficial, poniendo al descubierto el núcleo masivo de la colada, apareciendo ésta de forma *lavada*. Cuando la topografía lo permite, la confluencia de diferentes lenguas de lava originan pequeñas depresiones que reciben el nombres de llanos (Inbar *et al.*, 1994), que con posterioridad se comportan como pequeñas áreas arreicas o endorreicas.

La mayoría de los autores realizan los análisis morfométricos de volcanes atendiendo al criterio cronológico (Martín del Pozo, 1882; Karáston, 1996), para de este modo intentar establecer la evolución entre determinados parámetros morfométricos y la edad de los edificios volcánicos, y observar si existe una estrecha correlación entre ambos aspectos

que permita diferenciar campos volcánicos aparentemente iguales y que no lo son. También son utilizados para determinar el grado de degradación del cono con el paso del tiempo o establecer clasificaciones morfométricas.

A priori, la edad parece ser un factor clave que permite entender el grado de desmantelamiento de los conos, así, los análisis morfométricos son indicativos del estado de evolución de los aparatos volcánicos. En general, a medida que se incrementa la edad del volcán también lo hace el desmantelamiento del mismo; lo que significa que tiende a disminuir la altura, el volumen, la pendiente y la profundidad del cráter, aumentando, por el contrario, el eje mayor del cono y el diámetro del cráter. Como consecuencia de ello, las relaciones entre la altura y el diámetro basal, la profundidad y el diámetro del cráter y la elongación del edificio serán tanto mayores cuanto más recientes sean los edificios. La relación entre el diámetro del cráter y el eje mayor del cono, es tanto mayor cuanto más antiguos sean los conjuntos volcánicos (fig. 3).

Aunque estos hechos son fundamentales para entender la evolución morfológica de los edificios simples, es evidente que factores tales como emplazamiento, ambiente climático, tipo de materiales etc., determinan que no exista una correlación lineal y perfecta entre los distintos parámetros morfométricos de los centros eruptivos y su edad relativa, con lo que el grado de transformación de los mismos evoluciona, en ocasiones, con cierta independencia respecto a la edad (tabla 2). A diferencia de otros campos volcánicos, en Pedro Gil, la erosión de los edificios eruptivos está más en relación con la localización dentro de cada piso bioclimático que con la edad del cono, de tal manera que volcanes de edades diferentes, pero ubicados en un mismo ambiente bioclimático muestran evoluciones similares de su paisaje, mientras que edificios con edades similares y localizados en franjas bioclimáticas diferenciadas, también poseen una evolución diferenciada de su fisonomía (Romero,

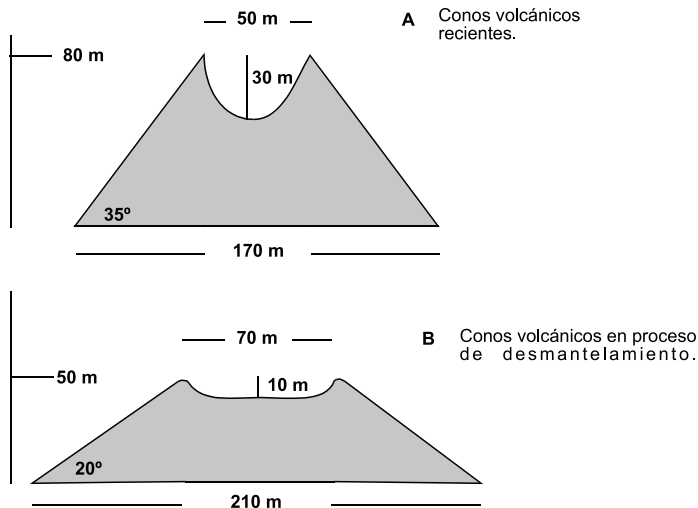


FIGURA 3. Esquema de la evolución de los principales rasgos morfométricos de los volcanes simples con la erosión.

1991; Beltrán, 2000). A esto hay que añadirle, por un lado, la idea de que los conos volcánicos más grandes se degradan mucho más que los pequeños, hasta un determinado punto, a partir del cual, el aumento de la edad de los aparatos eruptivos provoca un descenso en los porcentajes de erosión de los mismos (Wood, 1980a). Y por otro, la tendencia del volcanismo reciente de la Dorsal, de que cuanto más reciente sea éste, menor magnitud, intensidad y extensión superficial posee, por lo tanto y de un modo general, los volcanes más pequeños son los pertenecientes a la Serie IV.

Atendiendo a la altura, volumen y superficie se ha establecido la clasificación morfométrica. Para cada parámetro se han definido tres intervalos, en función de los cuales se han obtenido cuatro categorías morfométricas (tabla 3): volcanes de gran, mediano, y pequeño tamaño y edificios que no es posible englobar en ninguno de los grupos previos puesto que no cumplen los tres requisitos exigidos para incluirlos en una de las categorías.

Atendiendo a la categoría morfoestructural, se ha observado que los conjuntos de mayor altura, volumen, diámetro basal, diámetro del cráter, superficie ocupada y elongación corresponde a los edificios en herradura, existiendo diferencias importantes dentro de cada subtipo, así, los edificios en herradura de vértices prolongados son los de mayores dimensiones de toda la Dorsal. Por el contrario, los conjuntos de menor altura, volumen y diámetro basal son las montañas de piroclastos, mientras que los de mayor pendiente y menor elongación corresponden con los anulares.

TABLA 2
Principales rasgos morfométricos de los conos según su edad

Serie	Edad m.a.	Nº	A	V	Dco	Dcr	Sº	E	A/Dco	Dcr/Dco	P/Dcr
II	1,6-0,69	4	108,75	0,0239	552,5	400	32,95	1,5	0,20	0,72	0,33
III	0,69-0,01	105	11,38	0,028	582,91	384,76	24,13	1,83	0,19	0,66	0,26
IV	0,01-hoy	14	73,93	0,0135	407,14	236,43	29,49	2,93	0,18	0,58	0,22

A= altura en metros, V= volumen km³, Dco= diámetro basal del cono en metros, Dcr= diámetro del cráter en metros, Sº= pendiente en grados, E= elongación del cono y P= profundidad del cráter.

Fuente: Elaboración propia.

TABLA 3
Relación de los parámetros e intervalos en función de la envergadura de los volcanes de Tenerife

Tamaño	Altura m.	Volumen km ³	Superficie km ²	Nº conos
Grande	>200	>0,1	>0,5	7
Mediano	>100-≤200	<0,1 - ≥0,01	>0,2 - ≤0,5	22
Pequeño	≤100	<0,01	<0,2	55
Otros	variable	variable	variable	39

Fuente: Elaboración propia.

VI. RIESGO VOLCÁNICO

La caracterización de la actividad eruptiva de la dorsal de Pedro Gil, nos permite conocer el volcanismo que se ha desarrollado en este sector de la Isla, y establecer pautas futuras en el comportamiento y evolución dinámica del fenómeno eruptivo. Según los criterios que definen el volcanismo activo, la Dorsal corresponde a una morfoestructura activa, en estado latente y potencialmente activa, (Szakács, 1994), así lo reafirman los episodios volcánicos históricos que han desarrollado en la misma entre 1704-1705. Aunque también debemos tener en cuenta que la mayor parte de las muertes potenciales de una erupción están más en relación con procesos derivados de la misma, que con el paroxismo en sí (Tunguy *et al.*, 1998), para lo cual es necesario y fundamental establecer las relaciones entre los asentamientos humanos y la localización de los edificios volcánicos.

A su vez, teniendo en cuenta y combinando los caracteres dinámico-estructurales, la envergadura y ubicación de los volcanes, obtenemos las áreas con mayor intensidad y frecuencia eruptiva, localizadas por encima de los 2.000 m en el extremo suroccidental de la dorsal y entre los 500-1.000 m en el nororiental.

Esto significa que la probabilidad de que exista una incidencia directa de los materiales proyectados y las corrientes lávicas sobre los núcleos de población no es muy alta, puesto que el sector de mayor riesgo volcánico potencial coincide con el extremo suroccidental de Pedro Gil precisamente el que no está poblado, no obstante, éste se acentúa si tenemos en cuenta la morfología de la Dorsal, que favorecería el derrame de las coladas a favor de la pendiente, las cuales debido a su gran fluidez, pueden canalizarse a través de la red de drenaje afectando a los sectores más poblados de los valles de La Orotava y Güfmar, mientras que hacia el sector de La Laguna, pese a que los volcanes se hallan inmersos dentro de los núcleos de población, el riesgo potencial decrece debido a que en este extremo la intensidad y frecuencia eruptiva es menor, de hecho no se ha producido ninguna erupción en los últimos diez mil años, aún así, no se puede descartar la posibilidad de un paroxismo volcánico en este tramo de la dorsal que afectaría al área metropolitana Santa Cruz-La Laguna, que junto con el resto de las entidades de población de Pedro Gil suman más de medio millón de habitantes.

CONCLUSIONES

Los volcanes monogénicos de Pedro Gil constituyen por sus caracteres geomorfológicos, el elemento y factor clave que explica el relieve de La Dorsal. De su ubicación, forma y tamaño depende la interferencia con los procesos erosivos que dan lugar a un relieve, cuyos rasgos geomorfológicos distan de los característicos de otras dorsales del Archipiélago.

Los conos volcánicos de Pedro Gil se caracterizan de un lado, por cierta uniformidad en su distribución espacial, fundamentalmente concentrados en un eje central y próximo a los extremos de esa gran fractura NE-SW que organiza y gesta a la dorsal; y por otro, los aparatos eruptivos poseen una gran variedad morfológica relacionada con el estilo y evolución dinámica de rasgos estromboexplosivos y estromboefusivos, la topografía previa a la instalación de conos y coladas, el sistema de fracturación local y los contrastados

ambientes bioclimáticos que determinan los rasgos geomorfológicos de los volcanes. Son conos de tamaño medio, similares a los de otros campos de volcanes, cuyos rasgos cuantitativos no siguen una evolución lineal, como la que cabría esperar según su edad relativa, sino que están más relacionados con la ubicación y la morfología del centro eruptivo.

El riesgo potencial existe, aunque según se deduce de los rasgos volcano-morfológicos, éste no es elevado, aunque no puede descartarse la posibilidad de una erupción, puesto que esta morfoestructura compleja es un volcán activo, y así lo demuestran los episodios ocurridos en época histórica.

BIBLIOGRAFÍA

- ANCOCHEA, E., FÚSTER, J.M., IBARROLA, E., CENDRERO, A., COELLO, J., HERNÁN, F., CANTAGREL, J.M. & JAMOND, C. (1990): «Volcanic evolution of the island of Tenerife (Canary Islands) in the light of new K-Ar data. *Journal of Volcanology and Geothermal Reserch*, 44, pp. 231-249.
- ANCOCHEA, E., BRANDLE, J. & HUERTAS, M. (1995): «Alineaciones de centros volcánicos en las isla de Tenerife». *Geogaceta*, 17, pp. 53-58.
- ARAÑA, V. (2001): «Volcanismo de las Islas Canarias». En Astiz, M. & García, A. (Ed.): *Curso Internacional de Volcanología y Geofísica Volcánica*. Cabildo de Lanzarote, Madrid, pp. 105-114.
- ARAÑA, V. & ORTIZ, R. (1991): «The Canary Islands: tectonics, magmatism and geodynamic framework». In Kampunzu, A. & Lubala, P. (Ed.): *Extensive magmatism and structural settinh*. Springer Verlag, Heidelberg, pp. 209-249.
- BELTRÁN, E. (2000): *El paisaje natural de los volcanes históricos de Tenerife*. Fundación Canaria Mapfre-guanarteme. 39. Las Palmas de Gran Canaria.
- CARRACEDO, J. (1979): *Paleomagnetismo e historia volcánica de Tenerife*. ACT, Sta Cruz de Tenerife.
- CAS, R. & WRIGHT, J. (1987): *Volcanic Succesions: Modern and ancient*. Ed. Allen y Unwin, London.
- DÓNIZ PÁEZ, J. (2001): «La remodelación torrencial de los edificios volcánicos basálticos simples de Tenerife». *Forma y función del territorio en el nuevo siglo. XVII Congreso Nacional de Geografía*, Oviedo, pp. 154-158.
- DÓNIZ PÁEZ, J., ARMAS AYALA, V. & ROMERO RUIZ, C. (1999): «Organización espacial de la actividad eruptiva en la dorsal volcánica de Pedro Gil (Tenerife, Islas Canarias)». *El Territorio y su Imagen. XVI Congreso Nacional de Geografía*, Málaga. vol. I, pp. 81-89.
- HASENAKA, T. (1994): «Size, distribution and magma autput rate for shield volcanoes of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, Central Mexico». *Journal of Volcanology and Geothermal Reserch*, 63, pp. 13-31.
- HOOPER, D. & SHERIDAN, M. (1998): «Computer-simulation models of scoria cone degradation». *Journal of Volcanology and Geothermal Reserch*, 83, pp. 241-267.
- INBAR, M., LUGO, J. & VILLERS, L. (1994): «The geomorphological evolution of the Paricutin cone and lava flows, Mexico, 1943-1990». *Geomorphology*, 9, pp. 57-76.

- JULIO, P. (1998): *Análisis morfométrico de volcanes escudo de dos campos volcánicos mexicanos. Michoacán-Guanajuato y Sierra Chichinautzin*. Tesis de Licenciatura. UNAN, México.
- KARÁTSÓN, D. (1996): «Rates and factors of stratovolcano degradation in a continental climate: a complex morphometric analysis for nineteen Neogene/Quaternary crater remnants in the Carpathians». *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 73, pp. 65-78.
- KIEFFER, G., ROMERO, C., CAMUS, G., GOURGAUD, A., GILLOT, P., MARTÍNEZ DE PISÓN, E. & QUIRANTES, F. (1994): «Morphological and morphostructural study of the Teide volcano». en *Progress report: European laboratory volcanoes: Teide definition of the fine structure and plumbing system aimed of eruption prediction, hazard assessment and eruptive mechanisms understanding*. Teide European Laboratory Volcano, pp. 137-141.
- MÁRQUEZ, A., VERMA, S., ANGUITA, F., OYARZUN, R. & BRANDLE, J. (1999): «Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin: extension at the front of the Central Trans-Mexican Volcanic belt». *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 93, pp. 125-150.
- MARTÍN DEL POZO, A. (1982): «Monogenetic volcanism in Sierra Chichinautzin, México». *Bulletin of volcanology*, 45-1, pp. 9-24.
- ROMERO RUIZ, C. (1986): «Aproximación a la sistemática de las estructuras volcánicas complejas de las Islas Canarias». *Ería*, 11, pp. 211-223.
- ROMERO RUIZ, C. (1991): *Las manifestaciones volcánicas históricas del Archipiélago Canario*. Consejería de Política Territorial, Gobierno Autónomo de Canarias, Sta. Cruz de Tenerife.
- ROSSI, M. (1996): «Morphology and mechanism of eruption of postglacial shield volcanoes in Iceland». *Bulletin of volcanology*, 57, pp. 530-540.
- SZAKÁCS, A. (1994): «Redefining active volcanoes: a discussion». *Bulletin of volcanology*, 56, pp. 321-325.
- TUNGUY, J., RIBIÈRE, CH., SCARTH, A. & TJETJEP, W. (1998): «Victims from volcanic eruptions: a revised database». *Bulletin of volcanology*, 60, pp. 137-144.
- WOOD, C. (1980a): «Morphometric analysis of cinder cone degradation». *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8, pp. 137-160.
- WOOD, C. (1980b): «Morphometric evolution of cinder cones». *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7, pp. 387-413.