

**11. ERUPCIONES FREATOMAGMÁTICAS
DEL COMPLEJO VOLCÁNICO
TEIDE-PICO VIEJO**

**F.J. Pérez Torrado, J.C.Carracedo, R. Paris,
E. Rodríguez Badiola y A. Hansen**

ERUPCIONES FREATOMAGMÁTICAS DEL COMPLEJO VOLCÁNICO TEIDE-PICO VIEJO

F.J. Pérez Torrado¹, J.C. Carracedo², R. Paris³, E. Rodríguez Badiola⁴ y A. Hansen⁵

¹ Dpto. Física-Geología, ULPGC, Las Palmas de Gran Canaria <fperez@dfis.ulpgc.es>

² Estación Volcanológica de Canarias, CSIC, La Laguna (Tenerife)

³ Géolab UMR 6042 CNRS, Clermont-Ferrand (Francia)

⁴ Dpto. Geología, Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, Madrid

⁵ Dpto. Geografía, ULPGC, Las Palmas de Gran Canaria

11.1. INTRODUCCIÓN

El último ciclo de actividad eruptiva de la isla de Tenerife se caracteriza por su relativamente baja explosividad, en nada comparable con las fases precedentes del Edificio Las Cañadas, en el que abundaron las erupciones plinianas de alta energía, que afectarían a toda la isla (FÜSTER ET AL., 1968; MARTÍ ET AL., 1994; ANCOCHEA ET AL., 1999).

En efecto, en los trabajos que hemos desarrollado relacionados con el estudio de la última fase eruptiva de la isla de Tenerife no se han observado indicios de esta clase de volcanismo (extensos y potentes mantos de pómez de proyección aérea, coladas piroclásticas, etc.), que parece reducido a erupciones estrombolianas típicas, tanto en las erupciones de magmas basálticos como en las más diferenciadas. Dentro de estas últimas se han dado episodios de formación de domos y domos-colada, sin que se haya observado en estas últimas la existencia de colapsos de domos o nubes ardientes, que sí se observan en las islas de La Palma, como en la erupción de Jedey en 1585 y en el edificio volcánico de El Golfo, en El Hierro (CARRACEDO ET AL., 2001).

Estas erupciones estrombolianas son de escasa magnitud y afectan a un área bastante reducida, algo mayor en el caso de las erupciones de magmas diferenciados, como las de Pico Cabras, las Abejeras, Roques Blancos, Mña. Blanca, etc., que incluyen mantos de pómez de proyección aérea, generalmente de mucho menor espesor y extensión que sus equivalentes en las fases anteriores del Edificio Las Cañadas.

Una excepción bastante frecuente es la ocurrencia de erupciones freatomagmáticas, similares a las estrombolianas, pero en las que, por diversas circunstancias, el magma interacciona con el agua (*phreatos*, en griego agua) del subsuelo, del deshielo, del mar, etc. El contacto de ambos fluidos, a temperaturas muy diferentes, aumenta exponencialmente la energía de la erupción, que se hace violentamente explosiva. Este aumento de energía depende de la eficacia en el calentamiento súbito del agua y su vaporización, generando una expansión explosiva del vapor producido. Para que ésta sea máxima, la relación agua/magma ha de ser aproximadamente de 0.3: si hay demasiado agua respecto al magma, éste se enfría sin llegar a alcanzar niveles de explosividad, y si el agua es escasa, se consume sin apenas variar el carácter magmático típico de las erupciones estrombolianas.

Otro factor igualmente crucial es la fragmentación inicial del magma. Si éste entra en contacto con el agua sin fragmentar (por ejemplo una colada de lava al llegar al mar), la superficie caliente (el fuel) que contacta con el agua (el refrigerante) es muy reducida y la transferencia de calor mínima. En este caso el magma se enfría y fragmenta sin explotar, dando lugar a brechas vítreas

(hialoclastitas) e incluso *pillow lavas*. Si, en cambio, la lava está muy fragmentada, como ocurre en la boca eruptiva, especialmente en las erupciones fonolíticas, la superficie de contacto de los fragmentos es varios órdenes de magnitud mayor que su equivalente en roca densa, aumentando exponencialmente la transferencia de calor y la energía explosiva de la erupción. Cuando ambos factores (relación agua /magma y fragmentación) están en los niveles óptimos puede alcanzarse una interacción continua fuel/refrigerante, generándose una columna eruptiva autosostenida, en la que al salir el magma y contactar con el agua se expande explosivamente, dejando un vacío que inmediatamente llena más magma, disparando el proceso autoalimentado.

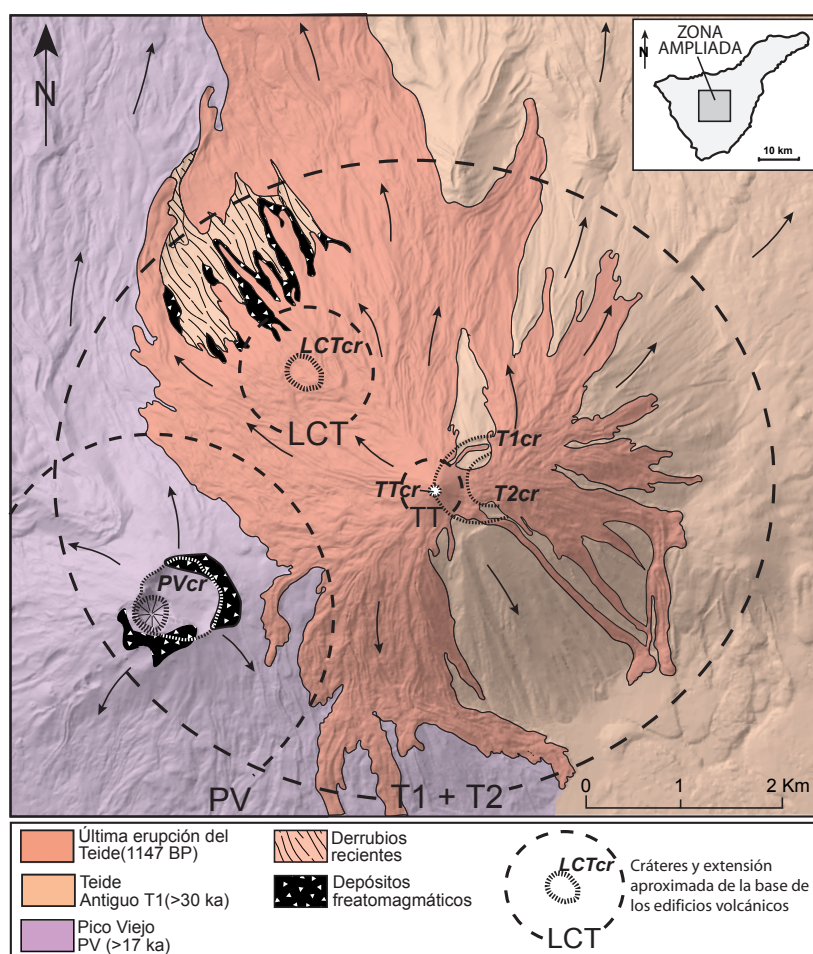


Fig. 11.1. Mapa geológico simplificado del sistema volcánico del Teide-Pico Viejo, con indicación de los depósitos relacionados con erupciones freatomagmáticas (Imagen GRAFCAN). T1 y T2, Teide antiguo; TT, Teide reciente; PV, Pico Viejo y LCV, Las Calvas del Teide.

Naturalmente la violencia total de la erupción depende de la tasa eruptiva, es decir, del volumen total de magma aportado por unidad de tiempo. Si ésta es muy elevada, podrían generarse erupciones freatoplínicas, de las más violentas que se conocen. En tasas mucho más bajas, como las típicas de erupciones estrombolianas, que son las que han ocurrido en esta última fase volcánica de Tenerife, la violencia es mucho menor.

Sorprende la ausencia de este tipo de mecanismos eruptivos en el volcanismo post-colapso de los rifts. Esta ausencia debe tener su explicación en la disposición del agua subterránea en esta isla y en este ciclo eruptivo concreto, pues son en cambio frecuentes en las demás (Lanzarote, La Palma, El Hierro, Gran Canaria) y en Tenerife en el volcanismo pre-colapso, donde abundan las erupciones freatoestrombolianas, tanto basálticas, como las de Mña. Amarilla, Mña. Escachada, Mña. Los Erales (CLARKE ET AL., 2006), como fonolíticas (Caldera del Rey).

Una excepción son los episodios freatomagmáticos de los dos estratovolcanes, Teide y Pico Viejo, relacionados con toda probabilidad con agua del deshielo en erupciones ocurridas en el periodo invernal.

11.2. LA ERUPCIÓN FREATOMAGMÁTICA DEL TEIDE

El Teide, un estratovolcán que se levanta hasta los 3718 m en el centro de la isla de Tenerife, es un complejo conjunto de aparatos volcánicos, más o menos diferenciados, que se han originado en la confluencia de los tres rifts principales de la isla después de que éstos desencadenaran un colapso lateral del flanco norte del edificio volcánico pre-existente (Capítulo 6, Figs. 6.1 y 6.14). En consecuencia, el Teide puede considerarse como un complejo estratovolcán anidado en una cuenca de deslizamiento, hoy totalmente rellena y desbordada, surgido de la actividad fisural de los rifts, principalmente los rifts NO y NE (ver Capítulos 2 y 6).

Los principales edificios reconocibles de este complejo sistema volcánico, superpuestos de forma más o menos excéntrica, son los del Teide antiguo (T1 y T2 en la Fig. 6.1), el Pico Viejo (PV) y el Teide reciente o sumital (TT). Existe además un conjunto de aparatos adventicios diferenciados repartidos preferentemente en la base del estratovolcán principal y en las zonas de los rifts (ver Capítulos 3 y 6).

Durante el estudio que viene realizándose desde el año 2001, incluyendo la cartografía geológica a escala 1:10.000 y la datación radiométrica del sistema volcánico Rift NO-Teide-Pico-Viejo-Rift NE, se han descubierto unos depósitos de naturaleza freatomagmática localizados en el flanco norte del Teide (PÉREZ TORRADO ET AL., 2004), en la zona denominada Calvas del Teide, topónimo que hace alusión a la ausencia de vegetación por tratarse de materiales muy consolidados en los que no pueden fijarse las plantas (Fig. 11.2). Fuera de esta zona no se han observado depósitos equivalentes, ni siquiera en la ladera sur del estratovolcán principal donde las barranqueras presentan un mayor grado de incisión.

Estos depósitos, considerados hasta ahora como coladas fonolíticas, son similares a los descritos por NAVARRO (1980) y ABLAY Y MARTÍ (2000) en el borde del cráter del Pico Viejo (ver Figs. 11.8 y 11.10). Estratigráficamente aparecen intercalados entre las lavas del Teide antiguo, quedando parcialmente recubiertos por las lavas del Pico Viejo y las de la última erupción del Teide.

La zona es de difícil acceso, por las fuertes pendientes y la abundancia de material suelto, y extremadamente peligrosa para los no iniciados en el alpinismo. Como puede observarse en la Fig. 11.2 B, esta formación está relacionada con un fuerte cambio de pendiente o protuberancia situada más arriba en el flanco norte del Teide.

11.2.1. DESCRIPCIÓN DE LOS MATERIALES

Los depósitos estudiados aparecen a lo largo de las pequeñas barranqueras que jalonan la ladera septentrional del Teide, más concretamente en el área denominada Calvas del Teide, y están parcialmente recubiertos por las lavas del Teide final y del Pico Viejo (Fig. 11.1). El grado de incisión y recubrimiento posterior limitan, por tanto, la superficie de afloramiento de estos

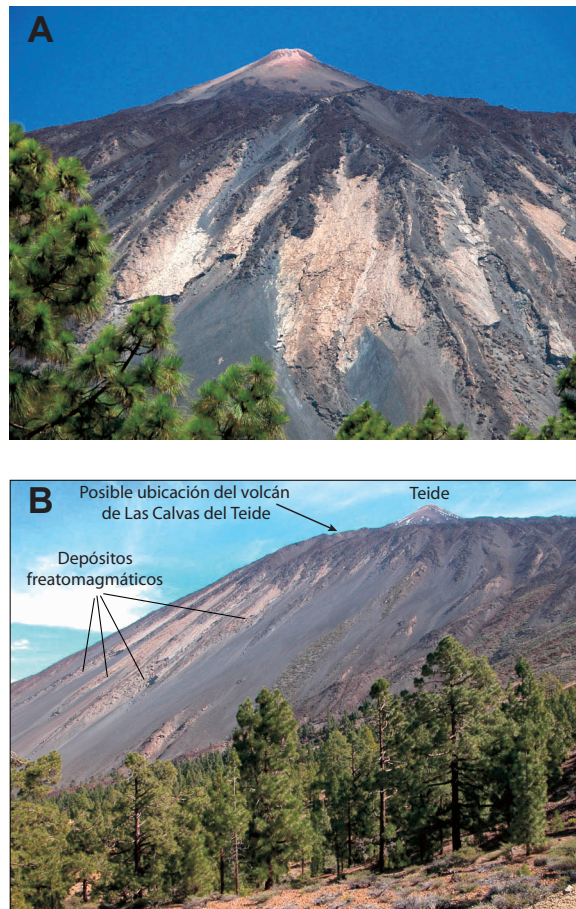


Fig. 11.2. A. Vista aérea frontal (desde el oeste) de las planchas de origen freatomagmático conocidas como Las Calvas del Teide, consideradas hasta ahora como coladas fonolíticas del Teide Antiguo. B. Vista oblicua (desde el oeste), en la que puede apreciarse el brusco cambio de pendiente sobre estas planchas, marcando una protuberancia que parece asociada al centro eruptivo, recubierto por las lavas posteriores del Teide antiguo y por las de la última erupción del Teide.

materiales, de forma que la columna estratigráfica completa ha de obtenerse mediante la correlación de las exposiciones parciales en las diferentes barranqueras. Se distinguen en total 6 unidades, todas ellas con pendientes perfectamente adaptadas a la ladera actual del volcán. De muro a techo son:

a) Lavas “aa”. Se observan 3 diferentes coladas de color gris, con bases y techos escoriáceos e interior masivo de unos 30 a 50 cm de potencia. Presentan un carácter afanítico donde sólo se observan microcristales de feldespatos y anfíboles. Lateralmente las lavas presentan *levées* con estructuras abovedadas y desventradas. Finalmente, es de destacar la existencia de un dique subvertical de dirección N-S inyectado en estas lavas y que alimenta una colada basáltica de color negro, escoriácea, también de escasa potencia y que presenta una gran abundancia de fenocristales de olivino (Fig. 11.3). Esta inyección basáltica en un edificio volcánico claramente diferenciado (fonolítico) apoya la idea expresada en los Capítulos 2, 3 y 6 de que los magmas que alimentan este complejo volcánico son similares a los de los rifts, de origen profundo y naturaleza basáltica.

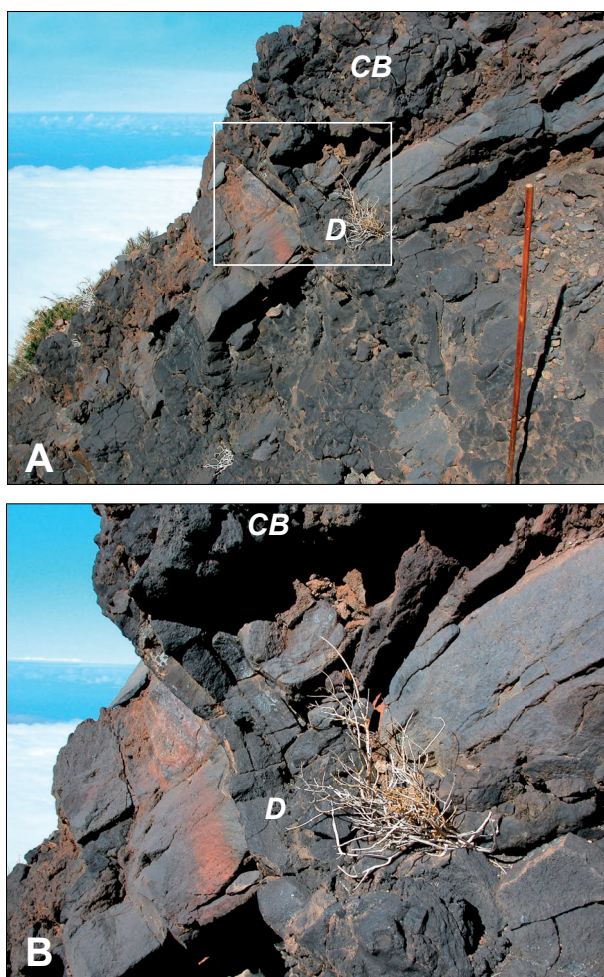


Fig. 11.3. A. Inyección de un dique basáltico (D) en las coladas fonolíticas del Teide antiguo. Esta inyección alimenta una colada basáltica (CB). B. Detalle (recuadro) de la foto anterior.

Sin embargo, los magmas del Teide antiguo, muy diferenciados ya en esta etapa, procedían con toda probabilidad de cámaras magmáticas mucho más someras, donde el eventual aporte de magma basáltico más profundo se resolvía en la mezcla de ambos y la reactivación eventual del complejo. Se establecía así una zona de “sombra” en la vertical de esta cámara superficial, que filtraba eficazmente los magmas basálticos, que no se habían encontrado en el periodo final del Teide antiguo. La presencia de esta inyección y colada basáltica pone en evidencia que se está en una fase terminal del Teide, cuya cámara magmática ha de estar ya en una fase suficientemente avanzada de solidificación por escasos aportes como para permitir el paso de esta inyección basáltica. Este hecho es coherente con el cese de las erupciones fonolíticas del estratovolcán principal, que sólo tendrá una nueva erupción hace unos 1240 años.

b) Depósitos piroclásticos laminados. Con potencias de 3 a 4 m, forman una secuencia rítmica (PL en Fig. 11.4) donde alternan láminas de granulometría gruesa (dominada por clastos de 5 a 10 cm de tamaño), con otras de granulometría más fina (1 a 15 mm). Tanto en unas como

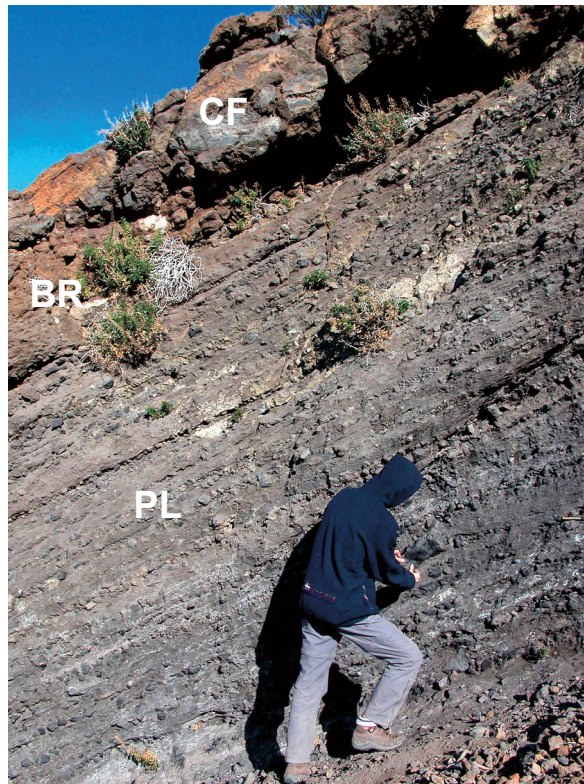


Fig. 11.4. Depósitos piroclásticos laminados (PL) y brechoides (BR) asociados a la erupción freatomagmática de Las Calvas del Teide. A techo, colada fonolítica (CF) del Teide antiguo.

en otras, los diferentes clastos están embutidos en una matriz de carácter cinerítico, presumiblemente zeolitizada, que le confiere un alto grado de endurecimiento. Muestran diferentes tipos de estructuras de ordenamiento interno como laminación paralela, cruzada planar de bajo ángulo, *scour and fills* y huellas de impacto de bombas.

En cuanto a la naturaleza de los clastos, parece bastante monolitológica, predominando los cantos de colores grises a negros, afaníticos a vítreos (obsidiánicos), en los que sólo destaca la presencia de microcristales de feldespatos, la baja a nula vesiculación y las morfologías subangulosas a angulosas. Estas características permiten clasificarlos como líticos co-magmáticos. Mucho más escasos son los de aspecto escoriáceo, muy vesiculados y de colores amarillentos, que forman la fracción juvenil del depósito junto con la matriz. Sólo de forma ocasional se han observado líticos de carácter más básico, con fenocristales de feldespatos y piroxenos.

c) Lava “aa” intercalada en la secuencia piroclástica y con escasa continuidad lateral, esta colada muestra características muy similares a las inferiores y potencia inferior a 50 cm.

d) Depósitos de brechas (BR en la Fig. 11.4). Forman dos capas de casi 1 m de potencia cada una, ligeramente estratificadas, matriz soportadas y con bases marcadamente erosivas. Los líticos presentan las mismas características que la de los depósitos piroclásticos inferiores, con tamaños ligeramente mayores (5 a 20 cm). Los juveniles, de aspecto escoriáceo, son algo más abundantes, formando ocasionalmente bolsas de acumulación. Ladera abajo parece existir una grosera granoselección positiva en líticos, tanto en pérdida de tamaños como de abundancia.



Fig. 11.5. Coladas fonolíticas del Teide antiguo (CF) alternando con niveles de depósitos freatomagmáticos (FMS) del centro eruptivo de las Calvas del Teide.

e) Depósitos piroclásticos laminados. Forman una nueva secuencia rítmica de 1 m de potencia, si bien con un mayor predominio de las láminas de granulometría fina sobre las gruesas. En general, tanto en unas como en otras el tamaño de los clastos es menor que los observados en los depósitos piroclásticos laminados inferiores. El ordenamiento interno de la secuencia tiende más hacia la laminación paralela.

f) Lava “aa” (CF en la Fig. 11.4). Culmina la secuencia estratigráfica, si bien sólo aflora en una de las barranqueras. Presenta una potencia de unos 50 cm, sin apenas escorias en base o techo y con tendencia a la disyunción horizontal. También es de color gris, afanítica y con presencia de pequeños cristales de feldespatos y anfíboles.

Finalmente, hay que mencionar que en la base del edificio, los depósitos piroclásticos son sustituidos por otros de coladas de derrubio (*debris flow*), posiblemente lahares y coluviones (Fig. 11.6). Debido a que el área de transición se encuentra cubierta por derrubios de laderas y/o las lavas del Teide final (Fig. 11.7) y las del Pico Viejo, no se puede observar si los *debris-flows* pueden representar un cambio lateral de facies de los depósitos piroclásticos o se han formado con posterioridad a los mismos a costa de sus componentes.

Las relaciones estratigráficas de estos depósitos con las lavas del Teide antiguo, sugieren una contemporaneidad con ellas. Estas lavas y los depósitos deben, pues, tener una edad similar a las del Teide antiguo (unos 30 ka), siempre superior a los 27 ka años de las coladas del Pico Viejo, que las recubren (ver Fig. 3.9 y Tabla 5 del Capítulo 3).

En base a las características observadas, los depósitos piroclásticos laminados pueden clasificarse como derivados de oleadas piroclásticas (*surges*), formadas en episodios explosivos de una erupción freatomagmática.

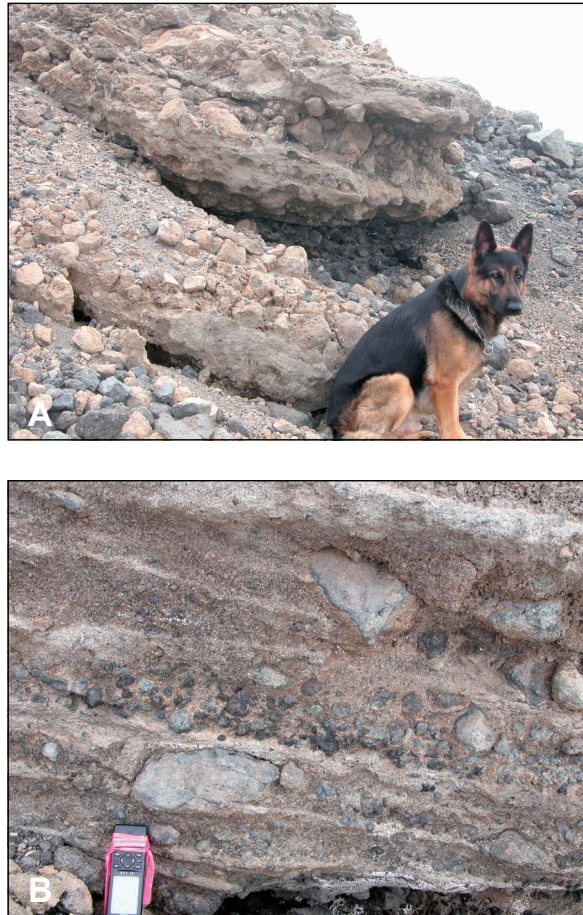


Fig. 11.6. A. Niveles de *debris-flows* (lahares) asociados a los episodios freatomagmáticos del volcán de las Calvas del Teide. B. Detalle de la disposición interna y bandeado del depósito.

La alternancia de láminas de diferente granulometría, así como la intercalación de lavas a lo largo de la secuencia piroclástica, parecen indicar condiciones cambiantes en la interacción agua-magma en las diferentes fases eruptivas, así como una gran proximidad al centro emisor. Así, en la secuencia inferior, con mayor presencia de huellas de deformación plástica por impacto de bombas y mostrando un mayor grado de endurecimiento, la interacción con agua pudo ser mayor, generando oleadas piroclásticas húmedas (*wet surges*), que se emplazarían a temperaturas inferiores a los 100 °C (VALENTINE Y FISHER, 2000). En cuanto a la secuencia superior, muestra tanto características de *wet* como de *dry surge*, finalizando el periodo eruptivo, en condiciones ya magmáticas, con la formación de la colada final.

Por su lado, los depósitos de brechas pueden ser interpretados como facies proximales de ignimbritas, hacia las que se irían transformando ladera abajo, como ha sido ampliamente documentado en otros volcanes en el mundo (BRANNEY Y KOKELAAR, 2002).



Fig. 11.7. Coladas de fonolitas obsidiánicas con el característico color negro (Lavas Negras de la última erupción del Teide), recubriendo las formaciones freatomagmáticas del volcán de las Calvas del Teide.

11.2.2. EL VOLCÁN CALVAS DEL TEIDE

El carácter restringido del área donde afloran estos materiales permite suponer que los mismos se generaron bien mediante erupciones dirigidas (laterales) desde el área sumital del edificio (donde los cráteres antiguos, T1 y T2 en la Fig. 1) o bien a partir de un edificio adventicio situado en la zona de confluencia de sus distintos afloramientos. En el primer caso, dado que los cráteres antiguos (T1 y T2) presentan una marcada asimetría hacia los flancos orientales del edificio, sería lógico esperar que hacia esos sectores se orientaran los diferentes flujos piroclásticos. Sin embargo, como ya se ha comentado, no se observan depósitos freatomagmáticos equivalentes fuera de los afloramientos estudiados.

Así pues, parece más probable la existencia de un edificio adventicio (tal vez de tipo pit-cráter), excéntrico respecto al estratovolcán principal y para el que se propone el nombre de Volcán de las Calvas del Teide (LCT en la Fig. 11.1). Precisamente en este área Ablay y Martí (2000) indican la existencia de una intumescencia (*bulge* en el original) que interpretan como el borde de la cabecera del deslizamiento de Icod. Pero a la luz de los datos aportados en este trabajo, este abultamiento, también indicado por la ramificación de los canales lávicos de las coladas terminales del Teide (ver Figs. 1 y 7), pudo generarse como resultado del enterramiento por estas lavas del volcán adventicio aquí propuesto, lo que generaría el abultamiento mencionado.

Podemos, pues, concluir que los depósitos freatomagmáticos que se han encontrado en la cara norte del Teide, anteriormente cartografiados como coladas fonolíticas, apuntan a la existencia de un centro eruptivo adventicio hoy totalmente recubierto por las lavas terminales del Teide. Este aparato volcánico tuvo episodios freatomagmáticos explosivos, posiblemente por ocurrir la erupción en época invernal con el Teide recubierto de nieve. Los materiales freatomagmáticos

se encuentran asociados a las coladas del Teide antiguo; afloran en un área tan reducida, muy posiblemente inferior a la extensión real de estos depósitos, porque están recubiertas por el oeste por las coladas de basaltos plagioclásicos *pahoe-hoe* del Pico Viejo, datadas en 27.030 ± 430 años BP (edad calibrada en 31.000 a 28.700 años BP), y las posteriores fonolíticas de este volcán. Por el este, recubre los depósitos freatomagmáticos las Lavas Negras fonolíticas de la última erupción del Teide (Figs. 11.1 y 11.7). Lo que sí parece cierto es que estas explosiones fueron laterales, dirigidas pendiente abajo por la cara norte del Teide desde el centro eruptivo explosivo, sin que aparezcan vestigios de estos depósitos en el flanco sur, en que las coladas fonolíticas del Teide antiguo no tienen recubrimiento.

Por ello, a los diferentes aparatos volcánicos que forman el sistema volcánico del Teide (T1, T2, PV y TT), habría que añadir uno más, al que hemos denominado Volcán de las Calvas del Teide (LCT), que presenta actividad explosiva de carácter freatomagmático similar a las fases terminales del Pico Viejo.

11.3. LA ERUPCIÓN FREATOMAGMÁTICA DE PICO VIEJO

Formaciones freatomagmáticas en cierto modo similares aparecen tapizando el interior del cráter del Pico Viejo y sus flancos, principalmente al SO y al NE. Estos episodios explosivos son, en cambio, muy recientes, posiblemente relacionados con las fases terminales, intracráticas, del volcán Pico Viejo. Algunos autores (ABLAY Y MARTÍ, 2000) asocian estos episodios explosivos con la erupción de Roques Blancos, ocurrida en 1790 BP.

Las estructuras freatomagmáticas más destacadas de Pico Viejo son:

1. Un embudo explosivo tipo *explosion-pit*, claramente posterior a la formación del cráter del Pico Viejo (EP en Fig. 11.8).

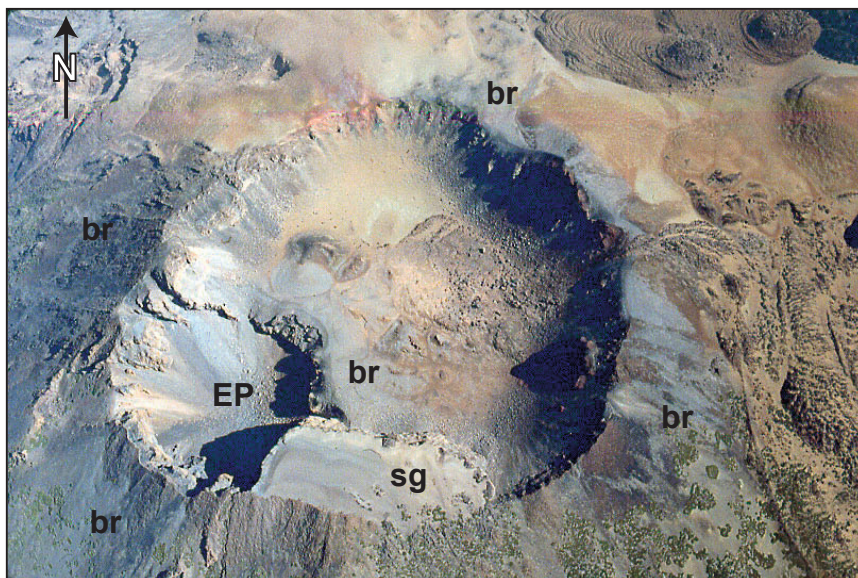


Fig. 11.8. Vista aérea casi vertical del cráter del Pico Viejo, mostrando el embudo explosivo (EP), los depósitos de *surge* (sg) y de brechas explosivas (br) asociados al episodio freatomagmático (Foto Pérez Giralda).

2. Un depósito de *surge* de color anaranjado y 50 cm a 1 m de espesor, poco consolidado, con fragmentos juveniles formados por clastos de basalto plagiolásico (Fig. 11.9). Esta formación tapiza el interior del embudo explosivo y la parte superior de la meseta formada por las lavas de relleno del cráter-caldera de Pico Viejo (sg en Fig. 1.8).



Fig. 11.9. Detalle de la estructura interna y bandeado del nivel de *surge* de Pico Viejo.

3. Una brecha explosiva completamente suelta, de color gris, sin material juvenil, que recubre la parte superior del volcán por las laderas NE y SW (br en las Figs. 11.8 y 11.10). Comprende una fina matriz (*matrix supported breccia*) y cantos angulosos de diverso tamaño, incluso superando 1m de diámetro.

Al igual que ocurre con la erupción freatomagmática del Teide, es muy posible que el agua que interviene en el proceso sea de licuación de la nieve, toda vez que estas formaciones difícilmente pueden mantener un nivel freático colgado por su elevada permeabilidad.

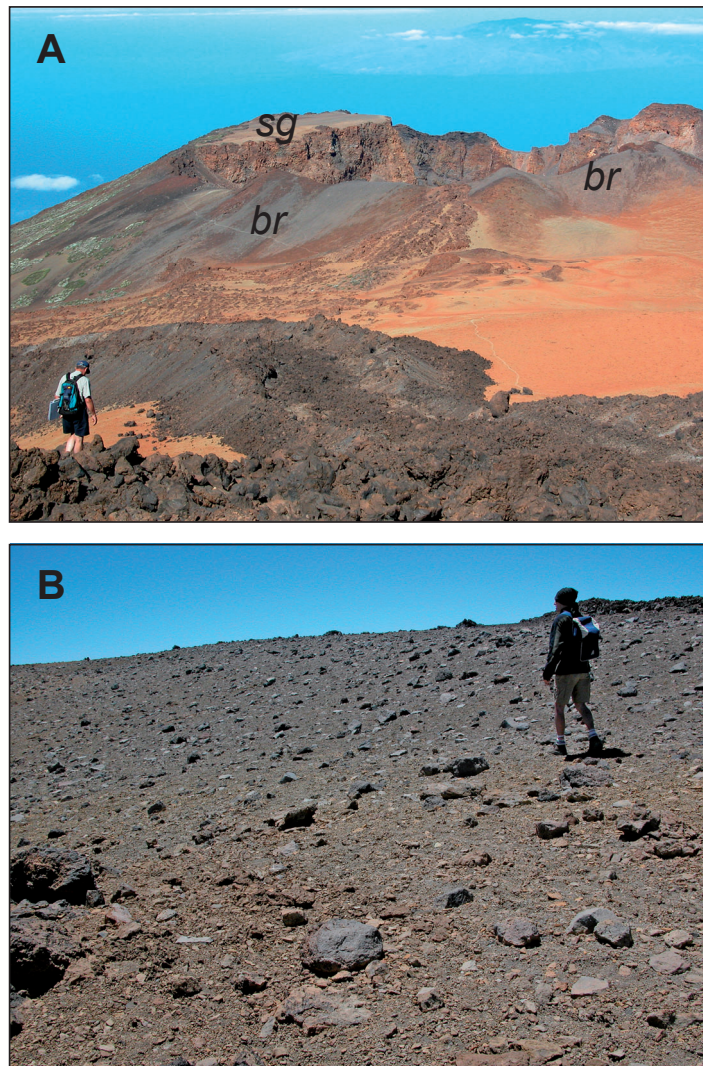


Fig. 11.10. A. Vista oblicua (desde el suroeste) del cráter del Pico Viejo, con los depósitos de brechas explosivas (br) y *surges* (sg) asociadas al freatomagmatismo reciente del Pico Viejo.

REFERENCIAS

- ABLAY, G.J., MARTÍ, J., 2000. Stratigraphy, structure, and volcanic evolution of the Pico Teide-Pico Viejo formation, Tenerife, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103: 175-208.
- ANCOCHEA, E., HUERTAS, M.J., CANTAGREL, J.M., COELLO, J., FÚSTER, J.M., ARNAUD, N., IBARROLA E., 1999. Evolution of the Cañadas edifice and its implications for the origin of the Cañadas Caldera (Tenerife, Canary Islands). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 88: 177-199.
- BRANNEY, M.J., KOKELAAR, P., 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. *Geological Society Memoir*, n.º 27, London, 143 pp.

- CARRACEDO, J.C., RODRÍGUEZ BADIOLA, E., GUILLOU, H., DE LA NUEZ, J., PÉREZ TORRADO, F.J., 2001. Geology and volcanology of La Palma and El Hierro (Canary Islands). *Estudios Geol.*, 57: 175-273.
- CARRACEDO, J.C., PATERNE, M., GUILLOU, H., PÉREZ TORRADO, F.J., PARIS, R., RODRÍGUEZ BADIOLA, E., HANSEN, A., 2003. Dataciones radiométricas (^{14}C y K/Ar) del Teide y el Rift Noroeste, Tenerife, Islas Canarias. *Estudios Geológicos*, 59 (1-4): 15-29.
- CLARKE, H., TROLL, V.R., CARRACEDO, J.C., BYRNE, K., GOULD, R., Changing styles of eruptive activity at Los Erales cinder cone, SE Tenerife: morphological and textural analysis of tephra deposits. *Estudios Geológicos* (en prensa).
- FÚSTER, J.M., ARAÑA, V., BRANDLEE, J.L., NAVARRO, M., ALONSO, U., APARICIO, A., 1968. Geología y volcanología de las Islas Canarias: Tenerife. Ins. Lucas Mallada, CSIC., Madrid, 218 pp.
- MARTÍ, J., MITJAVILA, J., ARAÑA, V. 1994. Stratigraphy, structure and geochronology of the Las Cañadas Caldera (Tenerife, CI). *Geol. Mag.*, 131: 715-727.
- NAVARRO, J.M., 1980. Plano geológico del Complejo Teide-Pico Viejo. En: Islas Canarias, Excursión 121 A+C, Vol. Esp. dedicado al 26 Congreso Geológico Intern., París, 1980. *Boletín Geológico y Minero* 91 (2).
- PÉREZ TORRADO, F.J., CARRACEDO, J.C., PARIS, R., HANSEN, A., 2004. Descubrimiento de depósitos freatomagmáticos en las laderas septentrionales del estratovolcán Teide (Tenerife, Islas Canarias): relaciones estratigráficas e implicaciones volcánicas. *Geo-Temas*, 6(1): 163-166.
- VALENTINE, G.A., FISHER, R.V., 2000. Pyroclastic surges and blasts. En: *Encyclopedia of Volcanoes* (H. Sigurdsson, Ed.). Academic Press, San Diego (California): 571-580.