

**12. LOS PELIGROS VOLCÁNICOS
ASOCIADOS AL COMPLEJO DEL TEIDE Y
LOS RIFTS ACTIVOS DE TENERIFE**

**J.C. Carracedo, U. Fra-Paleo, E. Rodríguez Badiola,
F.J. Pérez Torrado, R. Paris, H. Guillou, S. Scaillet y A. Hansen**

LOS PELIGROS VOLCÁNICOS ASOCIADOS AL COMPLEJO DEL TEIDE Y LOS RIFTS ACTIVOS DE TENERIFE

**J.C. Carracedo¹, U. Fra-Paleo², E. Rodríguez Badiola³,
F.J. Pérez Torrado⁴, R. Paris⁵, H. Guillou⁶, S. Scaillet⁶ y A. Hansen⁷**

¹Estación Volcanológica de Canarias, CSIC, La Laguna (Tenerife) <jcarracedo@ipna.csic.es>

²Dpto. Geografía y Ordenación del Territorio, Universidad de Extremadura

³Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, 28006 Madrid

⁴Dpto. Física-Geología, ULPGC, Las Palmas de Gran Canaria

⁵Géolab UMR 6042 CNRS, Maison de la Recherche, Clermont-Ferrand, Francia

⁶Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, CEA-CNRS, Francia

⁷Dpto. Geografía, ULPGC, Las Palmas de Gran Canaria

12.1. INTRODUCCIÓN

Es evidente que en zonas pobladas y volcánicamente activas (aquéllas en las que se ha observado una erupción volcánica) es importante evaluar los riesgos que una posible reactivación eruptiva supone para la población potencialmente afectada, con objeto de adoptar preventivamente las medidas adecuadas para garantizar su seguridad. Esta importancia se acentúa hasta transformarse en necesidad ineludible si, además, se trata de una zona con un gran número de visitantes, como es el caso de la zona central de Tenerife, donde está ubicado el Parque Nacional del Teide, con unos 4.5 millones de visitantes al año.

Hasta época relativamente reciente no se consideraban estos aspectos, ni la evaluación de riesgos, ni la adopción de medidas preventivas. En los países de mayor tradición religiosa, como España, se descansaba casi únicamente en la protección divina, por lo que a la menor señal de alarma aumentaban las procesiones, rogativas y otras prácticas religiosas, acentuadas una vez que el proceso eruptivo se iniciaba. En la erupción de la Mña. de Arafo, en 1705, el papel de la Iglesia fue tan activo, especialmente el del obispo de La Orotava, que éste no pudo soportar el esfuerzo y falleció de un ataque cardíaco.

Hubo algún intento, más bien cómico por lo burdo de los medios y los fines, para tratar de desviar las coladas. ANTONIO DE PONTE Y COLOGAN (1911) cuenta que en la erupción del Chinyero de 1909, empleados del marqués de San Andrés, dueño de fincas en el Valle de Santiago, intentaron detener el curso de uno de los brazos de lava que discurría hacia la Mña. de Bilma y el citado valle con una pared o dique, favoreciendo el curso del otro brazo, que se dirigía hacia el Llano de La Santidad y la zona de El Tanque y Garachico. Con el recuerdo aún fresco del desastre de la erupción de 1706, unos 40 vecinos de estas zonas, armados con palos, abortaron el intento, aunque sin que fuese necesario llegar al amago de batalla campal de la erupción del Etna de 1669 (ver Capítulo 4).

Para evaluar de una manera científica los peligros asociados al volcanismo en una zona se requiere un profundo estudio de su historia volcánica, con objeto de definir los siguientes factores: 1. La frecuencia y tipo de erupciones ocurridas en un periodo previo razonable (al menos unos pocos miles de años), 2. Las zonas y estructuras más activas (rifts, volcanes centrales, etc.), 3. El progresivo recubrimiento por las lavas y las zonas que con mayor frecuencia han sido recubiertas.

Un aspecto absolutamente esencial es conocer la fecha de ocurrencia del mayor número posible de erupciones e individualizarlas. Para ello debe contarse con el registro histórico y las dataciones absolutas. En Canarias el registro histórico es muy corto, apenas 500 años, por lo que el número de erupciones conocidas es de sólo 5 (si incluimos la recientemente datada de Boca Cangrejo, que es de 1492 y tiene una reseña escrita por Cristóbal Colón). Con este bajo número de erupciones es inviable cualquier intento de predicción estadística.

ARAÑA ET AL. (2000) hacen algunos intentos de definición de periodos de recurrencia, pero su aproximación es totalmente errónea, ya que se calculan a partir de las erupciones ocurridas en todas las islas, que son sistemas completamente independientes. Obtienen así periodos de reposo entre erupciones sin significado y mucho más cortos que los reales. En otros casos parten de datos no contrastados, como cuando calculan un intervalo de reposo intereruptivo de 42-83 años para el periodo reciente de Tenerife, pero basándose en la conjetura errónea de que entre 1341 y 1909 hubo 9 erupciones, cuando en realidad son sólo 5, como han demostrado las edades de radiocarbono obtenidas (ver Capítulo 3). Pero incluso este cálculo carece de relevancia, ya que si se considera un periodo más amplio se observa que de la erupción de Boca Cangrejo (la histórica más antigua) a la de Mña. Reventada (la prehistórica más reciente) hay un intervalo de casi 500 años, y que la media de todo el Holoceno (los últimos 10.000 años) es de 5-6 erupciones por milenio (ver Capítulo 3).

Por otra parte, estos autores definen las zonas de riesgo en función de los centros eruptivos que consideran recientes. Pero, al carecer de edades absolutas para los últimos 200.000 años, engloban con la misma consideración de erupciones recientes, dándoles por tanto el mismo peso estadístico, aquéllas que van desde más de 1 millón de años hasta la de 1909. No es extraño que los mapas de riesgo que obtienen carezcan asimismo de significado, pues aparecen en éstos con similar riesgo las zonas densamente pobladas del sur de Tenerife, el Valle de La Orotava y el área urbana de Santa Cruz y La Laguna, todas ellas con un riesgo insignificante, que las del Rift NO y el sistema central del Teide, con una probabilidad de erupciones mucho más elevada.

Es obvio que ese tipo de evaluaciones y zonificaciones carece de utilidad. Sin embargo, ¿es posible una evaluación más precisa y fiable que pueda ayudar a planificar medidas preventivas? Sin duda es ahora más factible, ya que, como se ha descrito en el Capítulo 3, se ha realizado un profundo estudio de la actividad eruptiva de Tenerife en los últimos 200.000 años, datando e individualizando la mayoría de las erupciones volcánicas ocurridas en los últimos 20.000 años, un periodo suficiente para este tipo de estimaciones. Se han podido definir así la localización y tipo más previsibles para las futuras erupciones en la isla, así como la dirección de flujo más probable de las coladas que se deriven.

Aunque se ha empleado el término *riesgo* eruptivo, en realidad debe usarse el de *peligro* o *vulnerabilidad*. El peligro es un evento o proceso potencialmente destructivo, en este caso una erupción volcánica. Si se determina además su probabilidad se valora la vulnerabilidad. El riesgo, en cambio, determina la magnitud de las pérdidas potenciales en vidas, propiedades y capacidad productiva de la zona. Quiere esto decir que de nada vale el trabajo de los geocientíficos en el estudio de los peligros eruptivos y la vulnerabilidad, si no se continúa el trabajo evaluando el riesgo, para lo que se requiere la colaboración de otro tipo de profesionales y el papel activo de las autoridades responsables de la planificación territorial y de Protección Civil.

Como ha ocurrido, aunque en menor medida, en la isla de Hawaii (FRA-PALEO Y TRUSDELL, 2000), el modelo de desarrollo de Canarias, y más aún el de Tenerife y las islas occidentales, con mayor vulnerabilidad volcánica, ha prescindido totalmente de consideraciones de ordenación del territorio. No se ha contemplado el fenómeno volcánico, que hubiera aconsejado localizar las actividades de mayor valor económico y las zonas pobladas en las áreas existentes de menor riesgo. Parece haber, pues, un acuerdo de que se trata de diseñar y aplicar una estrategia de disminución del riesgo, ya que los habitantes y las actividades están ya instaladas sobre el territorio y han asumido

los peligros implicados. Se trata pues de asumir la eventualidad de la catástrofe y, consecuentemente, planificar su atenuación, minimizando en lo posible los efectos previsibles mediante la detección y alerta tempranas, y la adopción de medidas de prevención (evacuación, sanitarias, etc.).

Es por ello especialmente reprochable, y nocivo para la seguridad de la población y los intereses económicos, recurrir a informaciones infundadas y exageradas que lleven a situaciones de *falsa alarma*, como la propiciada en el año 2004 que, por su valor didáctico frente a situaciones similares en el futuro, se analiza en el Capítulo 4.

12.2. LÍNEAS GENERALES DE LA DISTRIBUCIÓN DEL RIESGO VOLCÁNICO EN EL ARCHIPIÉLAGO CANARIO

No todas las islas del Archipiélago Canario tienen el mismo nivel de actividad eruptiva reciente ni, en consecuencia, las mismas probabilidades de que se produzcan en ellas erupciones volcánicas en el futuro más o menos inmediato. Si así fuera, sería inviable cualquier posibilidad de definir y zonificar el riesgo volcánico.

Como se trató en el Capítulo 2, el proceso que ha originado la alineación de islas y que aún controla su desarrollo se polariza en dirección del continente al océano, de tal forma que las más cercanas al borde continental son mucho más antiguas que las más oceánicas. Aunque no linealmente, existe una correlación: a mayor antigüedad menor probabilidad de reactivarse el volcanismo. Podría, pues, decirse que el riesgo volcánico tiene un componente espacial, al concentrarse de forma fundamental en las islas occidentales, las más jóvenes. Las orientales, en un estadio avanzado de desmantelamiento post-erosivo, sólo tienen un volcanismo residual, que se manifiesta con algunas erupciones muy espaciadas en el tiempo geológico. La isla de Lanzarote, por ejemplo, considerada como volcánicamente muy activa, sólo ha tenido dos erupciones en los últimos 20.000 años (CARRACEDO ET AL., 2003), y la de Fuerteventura ninguna. La isla de Gran Canaria ha tenido unas 15 erupciones en este periodo de 20.000 años, mientras que las islas de La Palma, El Hierro y Tenerife han experimentado más de 100 erupciones cada una en el mismo periodo (CARRACEDO ET AL., 2001; GUILLOU ET AL., 1996, 2001).

En la provincia occidental, la isla de La Gomera está en un estadio que se conoce como de reposo eruptivo (que dura ya más de 2 millones de años), por lo que de tener actividad volcánica en el futuro será muy probablemente dentro de miles o cientos de miles de años y, previsiblemente, con señales premonitorias muy evidentes. Tomadas en conjunto, las islas de La Gomera, Gran Canaria, Fuerteventura y Lanzarote apenas suponen 10-15 erupciones en este periodo de 20.000 años, mientras que en las restantes islas de La Palma, El Hierro y Tenerife acumulan en conjunto más de 300 episodios eruptivos.

Aunque no se puede descartar de forma absoluta la aparición de erupciones en cualquier isla del archipiélago, las probabilidades apuntan, pues, y de forma abrumadora, a estas islas de La Palma, El Hierro y Tenerife, islas que están o bien en la etapa de desarrollo en escudo más activa (La Palma y El Hierro), o en la fase temprana de rejuvenecimiento post-erosivo, también muy activa en el Archipiélago Canario (Fig. 12.1).

Por otra parte, ni la actividad eruptiva ni el riesgo potencial son similares en toda la superficie de estas islas occidentales, sino que es más elevado en zonas bien definidas: las dorsales activas (las *rift zones* en terminología volcánica) y los edificios centrales (ver Capítulo 6). La Palma y El Hierro son dos claros ejemplos de actividad volcánica reciente asociada totalmente a dorsales activas, estructuras donde con toda probabilidad se localizarán las próximas erupciones. Tenerife, en cambio, es el caso más complejo, ya que la actividad volcánica está relacionada con la interacción de un sistema más complejo de dorsales activas y un edificio central diferenciado: El Teide.

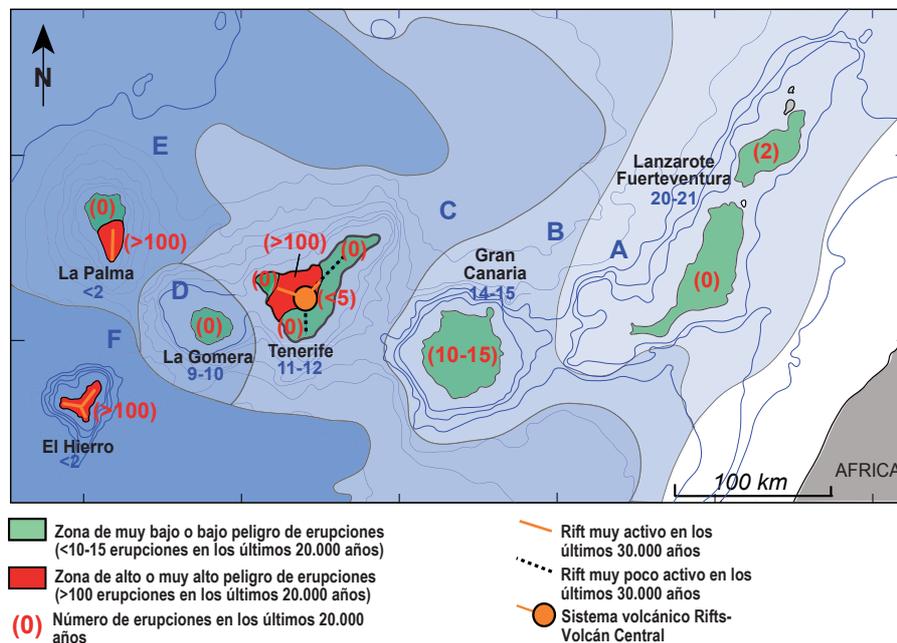


Fig. 12.1. Distribución de la probabilidad de ocurrencia de erupciones volcánicas en las Islas Canarias en función de la historia volcánica del archipiélago en los últimos 30.000 años. Obsérvese que las islas se van imbricando progresivamente en sentido este-oeste (A-F en la figura), siendo las orientales las más antiguas y las occidentales las más jóvenes. Esta correlación se manifiesta asimismo en la frecuencia de erupciones en los últimos 20.000 años (cifra entre paréntesis). El caso de La Gomera es especial, porque aunque está en el sector occidental más joven, se encuentra desde hace varios millones de años en el periodo de reposo eruptivo. Sólo las islas de Tenerife, La Palma y El Hierro han tenido importante actividad eruptiva en los últimos 20.000 años (>100 erupciones). En estas islas la actividad volcánica eruptiva no se localiza en toda su superficie, sino asociada a estructuras volcánicas específicas denominadas rifts activos.

La adopción de medidas de vigilancia, prevención y emergencia debería, sin descuidar totalmente el resto del Archipiélago, concentrar los recursos principales en estas tres islas y, dentro de ellas, en sus aparatos volcánicos más activos, indicados en la figura 12.1.

12.3. LÍNEAS GENERALES DE LA DISTRIBUCIÓN DEL RIESGO VOLCÁNICO EN LA ISLA DE TENERIFE

En el Capítulo 2 se explicó la formación de Tenerife por la agregación de tres grandes volcanes en escudo –Tenerife Central, Teno y Anaga– entre los 12 y 3.5 millones de años, que pueden considerarse extintos y cuyo riesgo eruptivo es nulo (Fig. 12.2). Posteriormente se reactivó el volcanismo generando un enorme volcán central –el Edificio Cañadas–, que colapsó deslizando hacia el mar un volumen de unos 200 kilómetros cúbicos, proceso en el que se vació de forma casi instantánea la cuenca que se conoce como la Caldera de Las Cañadas.

Sin embargo, estos procesos ocurrieron hace cientos de miles de años y no influyen en la distribución de la actividad eruptiva reciente de la isla, que se concentra en crestas topográficas o dorsales activas (Fig. 12.3). De estas dorsales, la del Sur es bastante antigua, ya que el volca-

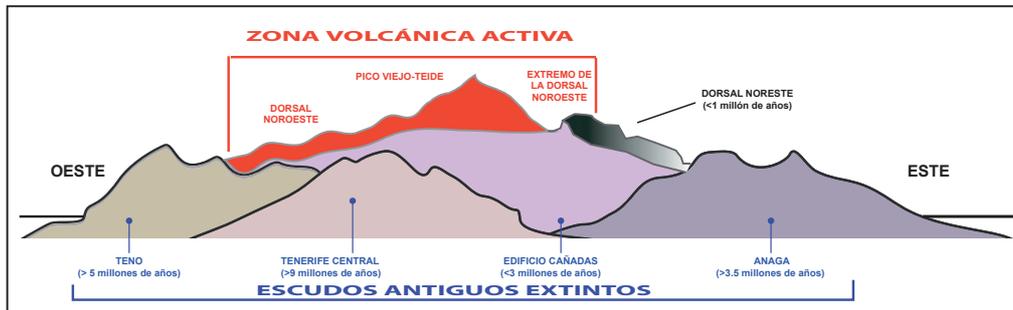


Fig. 12.2. La isla de Tenerife emergió hace unos 12 millones de años y se construyó por el apilamiento de tres grandes volcanes en escudo –Tenerife central, Teno y Anaga (CARRACEDO, 1979; GUILLOU ET AL., 2004)–, sobre cuyo conjunto se levantó el edificio volcánico Cañadas, que colapsó hace unos 150-200.000 años para formar la caldera de su nombre. La última etapa eruptiva, y la que interesa a efectos de definir el riesgo volcánico de Tenerife, corresponde a las dorsales y su consecuencia, el edificio central Teide.

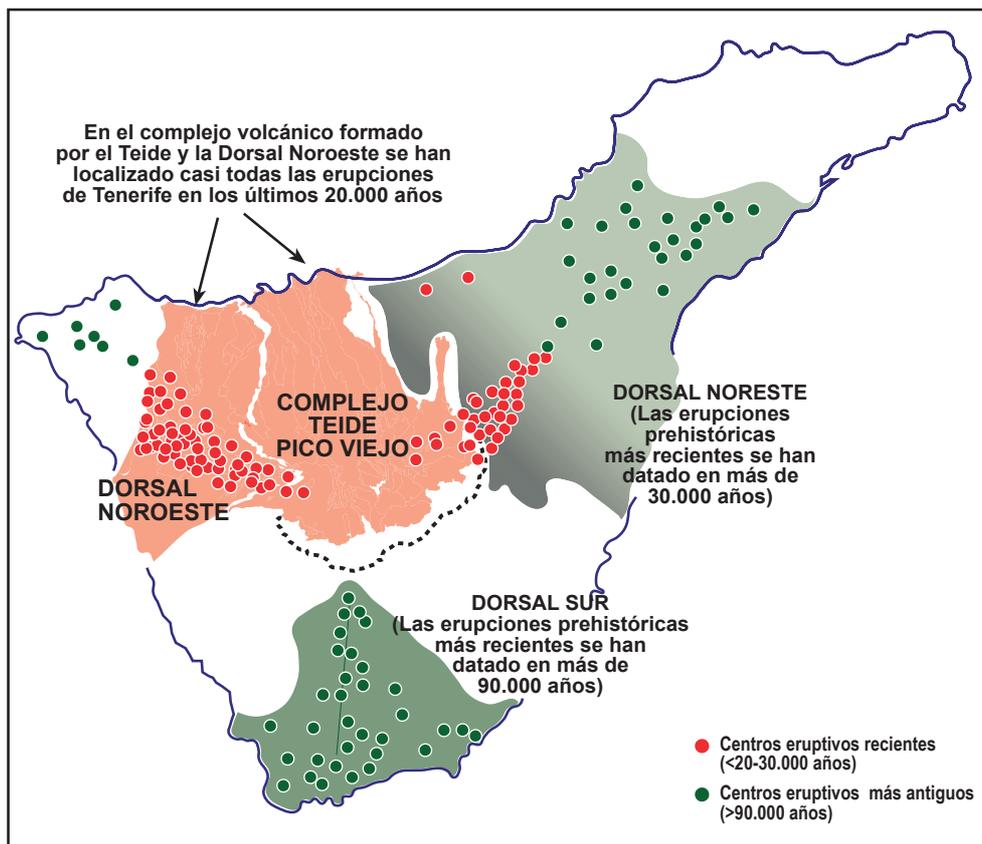


Fig. 12.3. Sistema de dorsales y edificio central de Tenerife. Sólo la dorsal noroeste y el edificio central han tenido actividad eruptiva importante en los últimos 30.000 años.

nismo más reciente parece tener unos 90.000 años. La Dorsal Noreste es más joven, pero aun así, el volcanismo, fuera de la Caldera de Las Cañadas, tiene una antigüedad superior a 30.000 años, excepto los pequeños volcanes históricos de Arafo-Fasnia-Siete Fuentes (1704-1705).

La actividad eruptiva de Tenerife se ha concentrado, pues, en los últimos 20.000 años en el Rift NO y el complejo volcánico del Teide-Pico Viejo, zonas donde con gran probabilidad se localizará la próxima erupción volcánica de Tenerife, al igual que lo hicieron las cuatro históricas de Boca Cangrejo (1492), la Mña. de Garachico (1706), Chahorra (1798) y Chinyero (1909).

Para entender la previsible evolución del volcanismo en el futuro geológico inmediato de Tenerife es preciso contemplar, como se explicó en el Capítulo 6, el decisivo papel jugado por las dorsales activas (los verdaderos motores del volcanismo en este tipo de islas), primero en la generación y relleno de sucesivos deslizamientos gigantes, y, posteriormente, en la construcción de un gran volcán central anidado (el Teide-Pico Viejo) en esas cuencas de deslizamiento. La actividad eruptiva sigue en la actualidad, tanto en este volcán central como, principalmente, en la Dorsal Noroeste.

12.3.1. DISTRIBUCIÓN DE LAS ERUPCIONES POR SU COMPOSICIÓN

Otro aspecto crucial a tener en cuenta en la evaluación de peligros eruptivos es el tipo de erupciones que pueden esperarse en función del lugar en el que se localice el centro eruptivo inicial. Esto sólo puede tener significado si existe una pauta en la distribución de las erupciones en función de su composición.

En efecto, es conocido desde los trabajos de FÚSTER Y COLABORADORES (1968) la existencia de esta pauta, estudiada posteriormente con más detalle por ABLAY Y COLABORADORES (1998), de tal forma que las erupciones de magmas más primitivos (basaltos, basanitas) se ubican en el extremo del Rift NO más alejado del complejo central de estratovolcanes, mientras que las erupciones de magmas más diferenciados (fonolitas) se localizan casi exclusivamente (la única excepción es la Mña. de Taco) en la zona de los estratovolcanes (Fig. 12.4).

La variación espacial de la composición de los magmas en la zona permite definir el previsible comportamiento de una futura erupción en función de su localización. Este aspecto es de suma importancia, ya que la composición va a condicionar a su vez el mecanismo eruptivo más o menos explosivo, el tipo de erupción (fisural, en forma de domo-coladas e incluso subplinianas, como parece que fue la de Mña. Blanca), así como el tipo y comportamiento de las coladas (espesor, velocidad de flujo, etc.).

La observación de la Fig. 12.4 indica el total predominio de las erupciones basálticas e intermedias en los rifts, mientras que se dan erupciones fonolíticas sólo en la zona central, muchas en forma de domos y domo-coladas. El riesgo en el interior de la Caldera de Las Cañadas, la zona más visitada del Parque Nacional del Teide, se asocia casi exclusivamente a las erupciones fonolíticas, principalmente en forma de domos-colada.

Se observa, por otra parte, una “sombra” para las erupciones basálticas en la zona central (línea roja discontinua), donde sólo ha ocurrido una pequeña erupción basáltica de carácter excepcional (ver Capítulo 11). Dentro de esta zona de sombra sólo ocurren erupciones intermedias o fonolíticas. La explicación es que los magmas basálticos muy calientes que cruzan esta “sombra”, aparentemente la proyección vertical de la cámara magmática superficial del sistema Teide, se mezclan y diluyen con el magma fonolítico mucho más frío y rico en volátiles, por lo que las erupciones resultantes han de ser intermedias o fonolíticas. Se aprecian incluso fenómenos de mezcla de magmas en un amplio borde de esta zona de sombra, donde pueden coexistir en una misma erupción fases basálticas y fonolíticas, como en Mña. Reventada, Cuevas Negras, etc. (ver Capítulo 5).

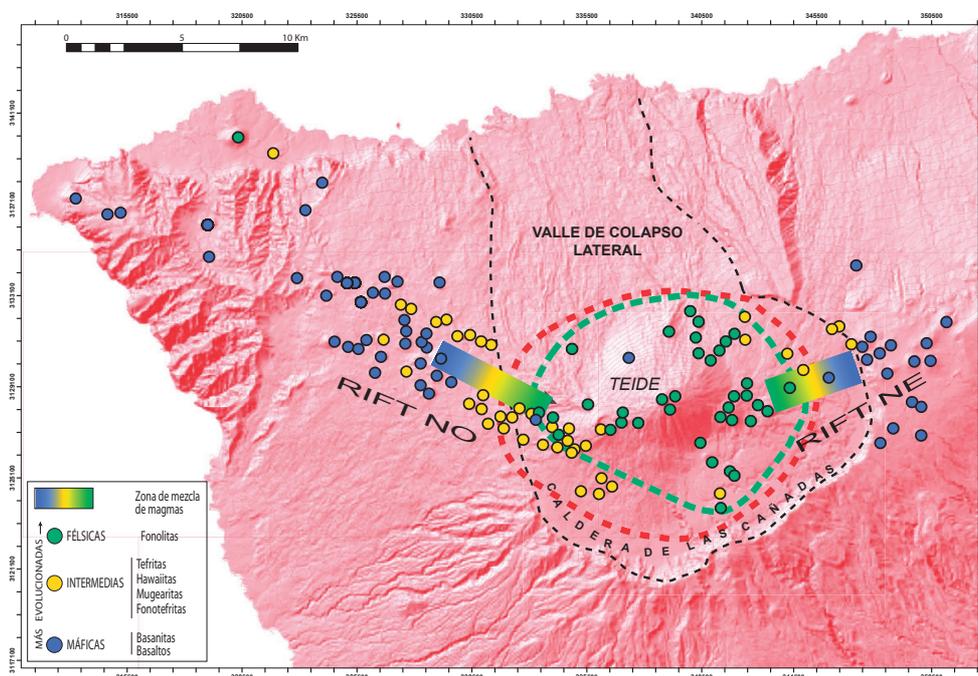


Fig. 12.4. Agrupación de las erupciones del Teide y las dorsales NO y NE por su composición. Observar la reducida extensión de la cámara magmática diferenciada del Teide (línea roja de trazos), y la aún más reducida área de dispersión de los centros de emisión fonolíticos (línea verde de trazos).

La presencia de esta pequeña erupción basáltica dentro de la zona de sombra, en una zona elevada del flanco norte del Teide y en la fase terminal del Teide antiguo (hace unos 30.000 años), es coherente con la brusca terminación del volcanismo de este estratovolcán, cuya cámara magmática tenía que estar suficientemente fría y solidificada para permitir el paso del magma basáltico hasta la superficie.

Se ha especulado mucho sobre el estado de esta cámara magmática superficial diferenciada, fundamentalmente por la escasez de datos geofísicos fiables. Para unos (ARAÑA, 1989; ARAÑA ET AL., 1989) está prácticamente fría, con temperaturas inferiores a 400 °C (incluso <250 °C en zonas), lo que equivale a una cámara sin capacidad de reactivación. Otros, en cambio, que han pronosticado una inminente erupción del Teide (ORTIZ, 2005), ven en unos supuestos temores volcánicos la prueba del movimiento del magma en el interior de la cámara.

Es evidente que el segundo supuesto carece de fundamento. Pero es asimismo indiscutible que ha habido al menos 15 erupciones fonolíticas en esta zona en los últimos 8-10.000 años, lo que indica no sólo una relativamente frecuente intrusión de magmas basálticos profundos similares a los que siguen alimentando las erupciones en los rifts, sino la presencia de una cámara superficial activa de magmas diferenciados en la zona que abarca los estratovolcanes centrales.

12.4. TIPOS DE PELIGROS VOLCÁNICOS ASOCIADOS AL TEIDE Y LOS RIFTS ACTIVOS DE TENERIFE

Los volcanes de las Islas Canarias son completamente diferentes de la mayoría de los volcanes del planeta. Los más parecidos son los de islas volcánicas oceánicas (Hawaii, Reunión, etc.), pero en estas islas, aunque sí existen rifts similares, no han generado edificios centrales parecidos al Teide-Pico Viejo. El conjunto Teide-Pico Viejo-Rifts es, pues, posiblemente único, ya que en esas otras islas la evolución geológica mucho más rápida y la relativamente rápida subsidencia no dan tiempo suficiente para la formación de estos volcanes centrales anidados.

En Tenerife existe, pues, un sistema volcánico propio, que tenemos que comprender, y del que se derivan, asimismo, peligros particulares.

Los peligros principales que pueden producirse asociados a las erupciones en el presente estadio de desarrollo geológico de la isla de Tenerife son los que a continuación se describen.

12.4.1. SÍSMOS VOLCÁNICOS

La sismicidad en las islas volcánicas oceánicas de intraplaca está principalmente asociada a cuatro procesos:

1. La fracturación hidráulica producida por la inyección de magma, generalmente en forma de diques, que pueden alcanzar la superficie y producir una erupción volcánica (1 en la Fig. 12.5), o, más frecuentemente, quedar como una intrusión más o menos profunda en el interior del edificio insular (2), o en la corteza oceánica (3), ya que sólo una pequeña porción de las intrusiones da lugar a una erupción (BANKS ET AL., 1993; GUDMUNDSSON ET AL., 1999).

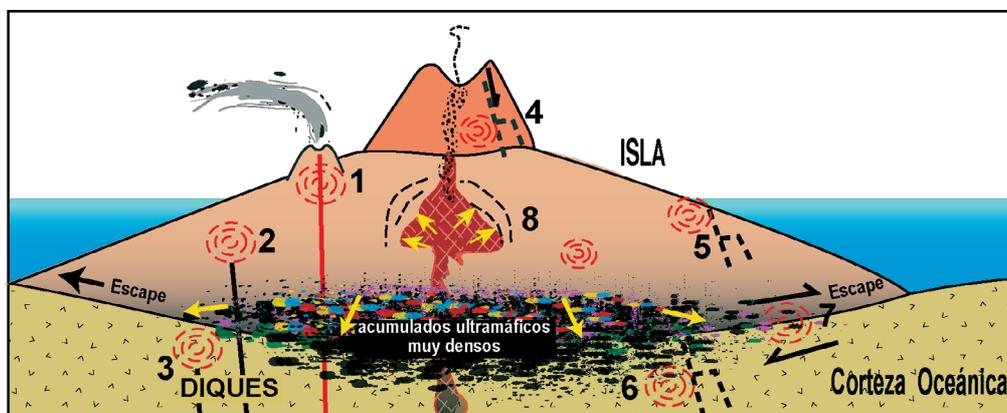


Fig. 12.5. Esquema que ilustra los procesos que originan los principales tipos de terremotos en islas volcánicas oceánicas. Explicación en el texto.

2. Los procesos de asentamiento de los edificios volcánicos, generalmente resueltos en fallas normales, unas veces en los edificios volcánicos más inestables (4), en el propio edificio insular (5), o en la corteza oceánica (6).

3. La generación de fallas inversas de escape en la base y perímetro de los edificios insulares por acumulación gravitatoria de los materiales más pesados, que forman grandes masas de

acumulados ultramáficos muy densos que por su peso “empujan” el perímetro basal de las islas hacia fuera, dando lugar a escapes laterales y fallas inversas a las que se asocia la sismicidad más importante (7).

Es este último caso el que puede dar lugar a una sismicidad de magnitud significativa, que dependerá de la masa de los edificios insulares y sus tasas de crecimiento. La isla de Hawaii, de mucho mayor volumen que cualquiera de las Canarias y con una tasa de crecimiento mucho mayor, presenta una actividad sísmica muy importante en frecuencia y magnitud, incluyendo eventos de magnitud > 7 (KLEIN ET AL., 1987), como se indica en la Fig. 12.6.

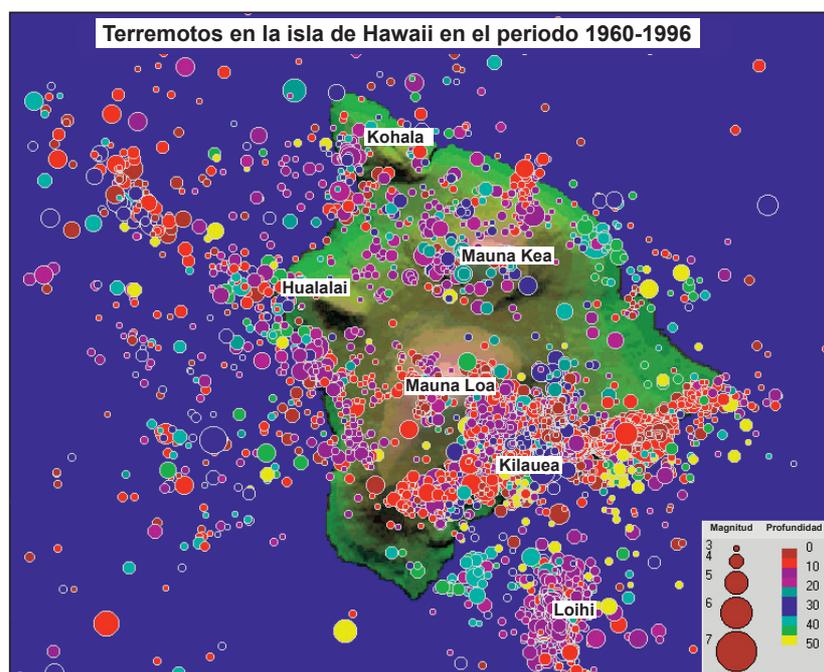


Fig. 12.6. Terremotos de magnitud >3 registrados en la isla de Hawaii en el periodo 1960-1996. La mayoría son de 5-6 grados de magnitud, pero se han superado los 7. Como puede observarse la mayoría son de origen volcánico, relacionados con los volcanes activos, incluyendo los de los flancos submarinos, como el volcán submarino Loihi, la próxima isla a punto de emerger. Otra parte importante están relacionados con los procesos indicados en la Fig. 12.5, especialmente en los bordes submarinos del edificio insular (Imágenes tomadas de Earthquakes and Eruptions, de la Smithsonian Institution Global Volcanism Program <www.volcano.si.edu/gvp/> y del HVO <http://hvo.wr.usgs.gov/earthquakes/history/>).

En las Canarias, de menor volumen y más lento crecimiento, la sismicidad es mucho menor (Figs. 12.7 y 12.8) y la magnitud de los terremotos posiblemente esté limitada a valores inferiores a 5.5-6 (Richter). Sin embargo, la sismicidad asociada a las fases inmediatamente pre-eruptivas puede ser de magnitud considerable (MONGE, 1980), aunque con extensión limitada a un entorno de la zona y de duración restringida al propio proceso eruptivo.

4. En el caso de existir cámaras superficiales, generalmente diferenciadas, pueden presentarse respuestas tectónicas a diferencias en la presión magmática, generando sismicidad (8 en la Fig. 12.5). Es posible, además, que se hayan producido eventos sísmicos extraordinarios de

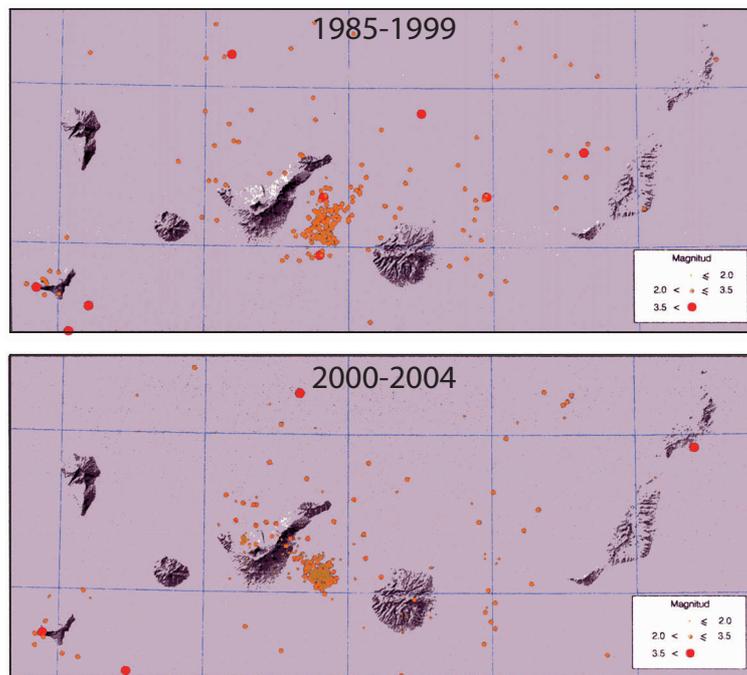


Fig. 12.7. Sismicidad registrada por el Instituto Geográfico Nacional en las Islas Canarias desde el establecimiento de la Red Sísmica del IGN. Se indica el periodo 1985-1999 (arriba) y el 2000-2004 (abajo, este último a partir de una importante mejora de esta Red, incluyendo estaciones digitales de banda ancha, una de ellas (CCAN) en el interior de la Caldera de Las Cañadas). Puede verse que el número de eventos de baja magnitud crece, particularmente en el interior de Tenerife, según la propia interpretación del IGN a causa de la mejora en la geometría y precisión de la Red. Se detecta asimismo un nuevo foco entre el Teide e Icod de Los Vinos. Obsérvese que la mayoría de los eventos son de muy baja magnitud, sin comparación con los de Hawaii por su frecuencia y magnitud (tomado de IGN, 2004).

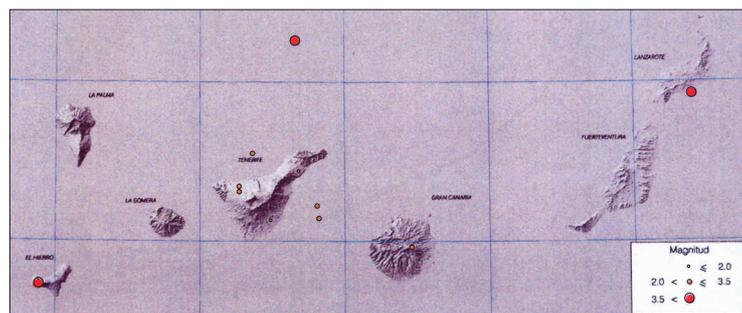


Fig. 12.8. Terremotos sentidos en Canarias en el periodo 1 de enero de 2000 a 26 de mayo de 2004 (datos del IGN, 2004). Obsérvese que terremotos de mayor intensidad que los de mayo de 2004 en Tenerife se sintieron en el centro de Gran Canaria y en las islas de Lanzarote y El Hierro. En todos los casos causaron una cierta alarma inicial, que se disipó inmediatamente con comunicados explicativos de la normalidad de estos fenómenos en islas volcánicas. Sin embargo, no fue así en Tenerife, donde se exacerbó deliberadamente la alarma, que alcanzó niveles preocupantes durante meses.

magnitudes considerablemente mayores relacionados con los grandes deslizamientos gravitatorios del pasado geológico de las Canarias.

Como corolario, parece razonable pensar que, por su escenario geológico, las Canarias estén exentas, al menos en un plazo geológico corto (miles o decenas de miles de años), de sismicidad comparable no sólo a la de los bordes de placas, sino incluso al de otras islas volcánicas oceánicas de intraplaca, como las Hawaii. Es este un aspecto muy favorable, ya que son los terremotos de magnitudes >7 los que producen con gran diferencia los mayores daños y pérdida de vidas, tanto por las propias ondas sísmicas, como por la generación de tsunamis (ATTWATER ET AL., 2001).

Por otra parte, a diferencia de las erupciones volcánicas, los movimientos sísmicos no pueden ni predecirse (es decir anunciar, antes de que ocurran, el lugar, fecha y magnitud) ni detectarse con cierta antelación (alarma temprana). Esto es imposible con el conocimiento actual, pero puede que nunca puedan serlo si los terremotos son, como se supone, sistemas críticos auto-organizados (SCA) en perpetuo estado de desequilibrio, donde cualquier rotura puede convertirse en un gran terremoto, por ello sin posible predicción ni detección instrumental (BAK Y TANG, 1989; SCHOLZ, 1997; GELLER, 1997; GELLER ET AL., 1997; MAIN, 1997; JONES ET AL., 2002).

Otro aspecto importante de la sismicidad en islas volcánicas intraplaca activas es que constituye el medio más potente y decisivo en el estudio de los sistemas volcánicos activos y en la detección temprana de erupciones que, a diferencia de los terremotos, generan desde sus fases iniciales y mucho antes de alcanzar la superficie fenómenos y cambios fácilmente apreciables y registrables, fundamentalmente sismicidad y deformaciones del terreno. Sin embargo, para el estudio detallado de los volcanes activos y para que la detección temprana de erupciones sea fiable y no genere frecuentes falsas alarmas, muy contraproducentes, se requiere una aproximación completamente diferente al estudio de la sismicidad propia de ambientes puramente tectónicos.

En los ambientes volcánicos estas peculiaridades se cifran fundamentalmente en la diferente geometría y densidad de las redes instrumentales (número y disposición de las estaciones sísmicas de estudio y vigilancia) y en la necesidad de mantener largos periodos de observación continuada para definir el nivel de fondo (*base line*) de cada edificio volcánico.

En este aspecto las Islas Canarias presentan graves deficiencias. La existencia de un centro geofísico oficial, dependiente del Instituto Geográfico Nacional (IGN), y la ausencia de un instituto volcanológico con apoyo oficial, similar a los que existen en la mayoría de las islas volcánicas oceánicas densamente pobladas (Hawaii, Reunión, etc.), han propiciado un enfoque totalmente desviado hacia el estudio de la sismicidad “tectónica”, es decir, asociada a procesos independientes del volcanismo, esencialmente fallas corticales en zonas relacionadas con bordes activos de placa o su entorno, como la parte meridional de la Península Ibérica, los Pirineos, etc. En esta filosofía, el despliegue instrumental y los objetivos son similares a los del resto de la red sísmica que el IGN tiene instalada por todo el territorio nacional, de la que Canarias es una simple extensión.

Sin embargo, si bien para la vigilancia y estudio de ese tipo de sismicidad puramente tectónica es suficiente un número relativamente reducido de estaciones sísmicas, no lo es en absoluto para el estudio y vigilancia del volcanismo, como se ha indicado. Se da la paradoja de que en Canarias haya un centro para atender a una sismicidad que en realidad no existe (la asociada a bordes de placa y grandes fallas de la España peninsular), mientras que se carece de medios adecuados para el estudio de la sismicidad asociada al volcanismo (en principio toda la de Canarias), siendo precisamente Canarias la única región con volcanismo activo de España.

Un ejemplo puede aclarar esta situación. Mientras que en Tenerife sólo hay un par de estaciones sísmicas en el centro de la isla, en el Parque Nacional del Teide, la zona más necesitada de este tipo de registro y estudio, en su equivalente en la isla de Hawaii, que dispone de uno de

los mejores observatorios volcanológicos (el *Hawaiian Volcano Observatory*, <http://hvo.wr.usgs.gov>), llegaron a lo que consideraron la red de densidad óptima en 1984, cifrada en 53 estaciones sísmicas, la mayor parte para el estudio y vigilancia de los volcanes Mauna Loa y Kilauea (<http://hvo.wr.usgs.gov/earthquakes/history/>).

Existe en el archipiélago de Hawaii una red simple o de primer nivel, similar a la actual de Canarias, con unas pocas estaciones en todas las islas. Sin embargo, la densidad de estaciones sísmicas es muchísimo mayor en la isla que tiene volcanismo activo (Hawaii), porque su objetivo primordial es, justamente, el estudio del volcanismo. Este hecho explica el preciso conocimiento de las características y condiciones de las cámaras magmáticas y conductos de alimentación de esos volcanes hawaianos (TILLING ET AL., 1987; CARRACEDO Y TILLING, 2003), en contraste con el desconocimiento casi total de estas estructuras en los volcanes canarios activos como el Teide y los rifts activos de Tenerife.

Estas notorias deficiencias están sin duda en la base de la continua difusión de noticias catastrofistas, relacionadas unas veces con una posible erupción del Teide a fecha fija (CANARIAS 7, 2004), y otras con un deslizamiento del flanco norte de este edificio volcánico y el desencadenamiento de una erupción explosiva (Fig. 12.9). Sólo un conocimiento adecuado, que requiere objetivos claros y medios suficientes, puede contrarrestar adecuadamente estas teorías catastrofistas.

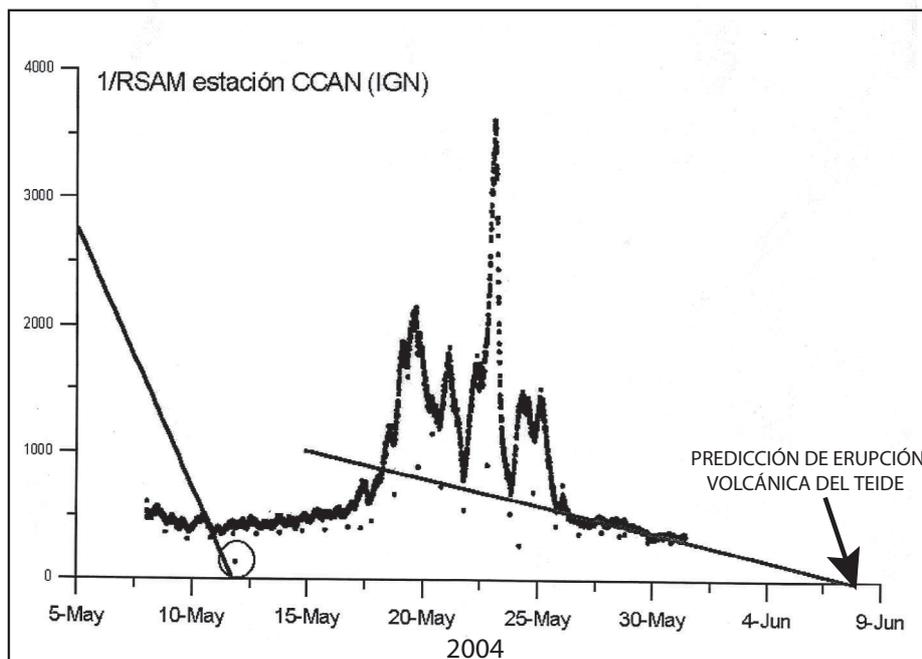


Fig. 12.9. Infundada y alarmante predicción de una erupción explosiva en el Teide seguida de un deslizamiento gigante de la cara norte el 9 de junio de 2004 (ORTIZ, 2004), utilizando la inversa de la medida en tiempo real de la amplitud sísmica (IRSAM). Este sistema, hoy discutido, fue diseñado para analizar la sismicidad durante una crisis volcánica bien definida y localizada, en que los sismos son tan intensos y seguidos que se solapan y confunden (MURRAY Y ENDO, 1992). Lógicamente no se cumplió tan arriesgada predicción, entre otros factores porque el método utilizado era totalmente inadecuado, ya que para tener cierta validez debería contar con señales de varias estaciones sísmicas (al menos 3), mientras que en este caso sólo había una y eran muy dudosas la procedencia y características de las señales recibidas, en ningún caso relacionadas con una crisis volcánica definida.

12.4.2. LLUVIA DE PIROCLASTOS

Están asociados en el volcanismo reciente de Tenerife a erupciones estrombolianas (erupciones con explosiones rítmicas de baja energía). Son fundamentalmente de dos tipos, dependiendo de que la erupción sea basáltica o diferenciada (fonolítica).

En las erupciones basálticas la boca eruptiva arroja al aire fragmentos de lava que se acumulan formando un cono volcánico típico (Chinyero, Mña. Samara, etc.). Los fragmentos de mayor tamaño (escorias y bombas volcánicas) pueden alcanzar unos cientos de metros de altura y, con trayectoria balística, esparcirse unos centenares de metros alrededor del volcán. Tienen el interior incandescente (1000-1200 °C) y son peligrosos. Casi con seguridad provocan incendios forestales si caen en el bosque.

Los fragmentos más finos (el lapilli o picón) se dispersa en forma de elipse en función de la dirección y fuerza del viento. No son peligrosos para las personas ni pueden provocar incendios (están fríos al caer por su menor tamaño y mayor permanencia en el aire), pero pueden acumularse cortando carreteras, derrumbando techos, taponando barrancos y conducciones abiertas, etc.

El caso de las erupciones fonolíticas, la explosividad es algo mayor. Los fragmentos (escorias, bombas y pómez) forman asimismo un cono volcánico (Mña. Blanca, Mña. Majúa, etc.), pero se dispersan mucho más (ver Figs. 12.10 y 12.11). La lluvia de pómez puede recubrir con capas de varios centímetros zonas amplias de la isla, también en elipses controladas en su geometría por la fuerza y dirección del viento (ABLAY ET AL., 1995). En contrapartida, tienen una menor temperatura de salida, aunque suficiente para provocar incendios los fragmentos mayores en las inmediaciones de la boca eruptiva. Su escaso peso hace que sean fácilmente arrastradas por el agua de lluvia, acumulándose en barrancos y crestas en forma inestable, y taponando con-

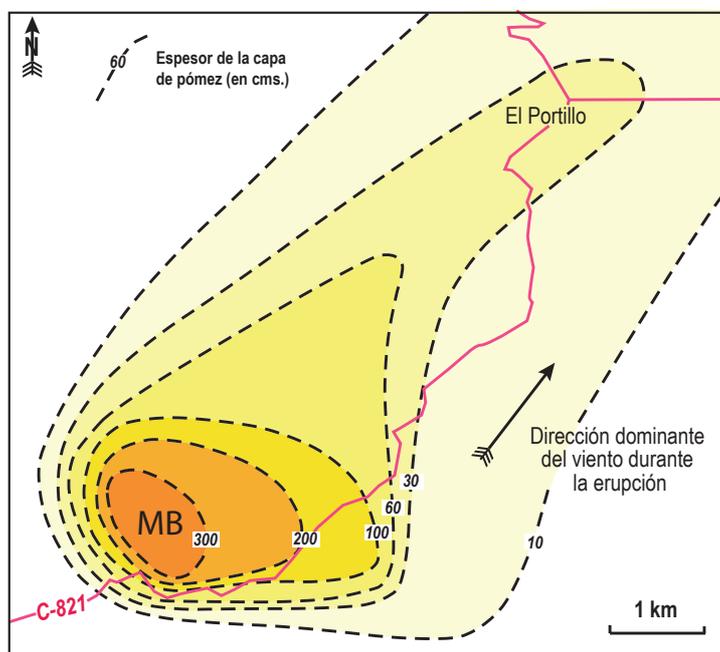


Fig. 12.10. Área de dispersión y espesor de la lluvia de pómez en la erupción de Mña. Blanca (en ABLAY ET AL., 1995).

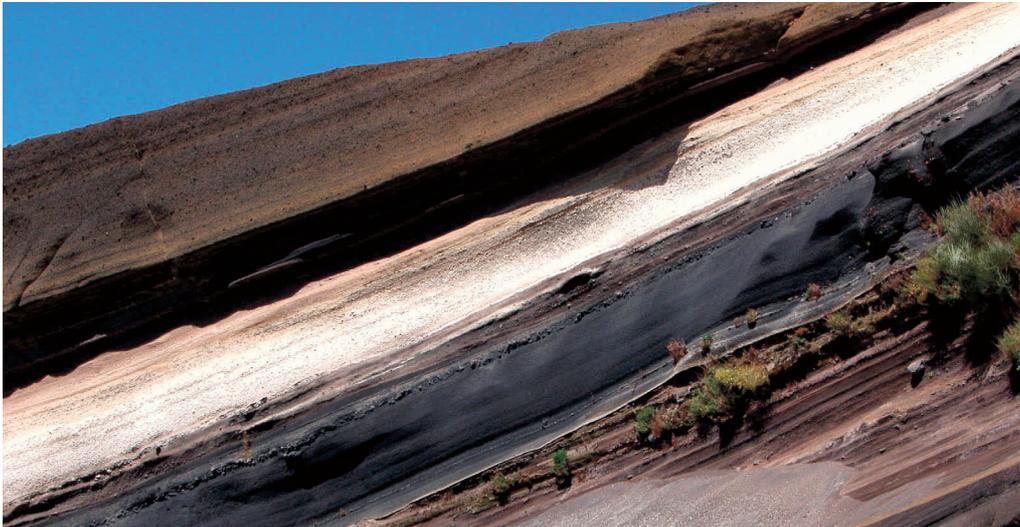


Fig. 12.11. Alternancia de capas de piroclastos de composición extrema: por una parte lapilli basáltico (color oscuro) y por otra pómez fonolítico de proyección aérea. Esta no muy frecuente estructura, conocida localmente como La Tarta, indica la coexistencia en el centro de Tenerife -en el Edificio Cañadas- de volcanismo basáltico de magmas primitivos y de origen profundo (volcanismo del Rift NE), y de magmas muy diferenciados, provenientes de cámaras superficiales de la zona central.

ducciones abiertas. No son peligrosas para las personas fuera de un área muy próxima al volcán, pero sí para la vegetación en un área extensa.

Hay un caso particular en estas erupciones estrombolianas, que se produce cuando el magma entra en contacto con el agua marina, freática, de deshielo, etc., generando erupciones freato-estrombolianas. El aumento de la explosividad en este caso es enorme, generando grandes embudos explosivos (como el cráter de Pico Viejo) y dispersando grandes bloques de piedra a distancias de muchos cientos de metros, y fragmentos menores y polvo fino a kilómetros. Se pueden producir, asimismo, ondas de choque, es decir, explosiones dirigidas lateralmente de gran energía.

Afortunadamente estas variaciones muy peligrosas de erupciones inicialmente mucho menos dañinas son casi inexistentes en los Rifts de Tenerife, aunque sí ha habido algunos episodios de estas características en el Teide y Pico Viejo (ver Capítulo 11). Estos materiales suelen proyectarse mucho más fríos y sólo tienen, en la mayoría de los casos, efectos mecánicos (impacto) y una gran capacidad de rellenar barrancos, cortar carreteras y taponar conducciones. En la proximidad de poblaciones hay que esperar destrucción de techos, etc., por impacto balístico.

La duración típica de las erupciones basálticas, que ocurren en una sola fase, puede estimarse en 1-3 meses, mientras que las fonolíticas pueden ser recurrentes y durar decenas o cientos de años (Roques Blancos, las Abejeras, Mña. Blanca, etc.).

En otros escenarios geológicos y en otras épocas de la evolución de Tenerife se han dado con profusión un tipo mortífero y devastador de flujos, no de lava sino de fragmentos incandescentes sustentados en un medio gaseoso de alta temperatura, lo que les permite alcanzar enormes distancias a velocidades de centenares de kilómetros por hora. Estos flujos piroclásticos, acompañados frecuentemente de explosiones laterales supersónicas de enorme energía, son uno de los mayores peligros asociados al volcanismo, pero, afortunadamente, no con el tipo de volcanismo actual en Tenerife y el Teide.



Fig. 12.12. Diferente composición de las lavas, que afecta a la reología, morfología, condiciones de flujo, etc., de las coladas: A. Basaltos plagioclásicos de Pico Viejo muy fluidas, con la morfología típica *pahoehoe*. B. Basaltos olivínicos de Mña. Cascajo, formando una colada con la típica morfología *aa* (malpais). C. Lavas de composición intermedia del Volcán El Ciego, con una morfología *aa* aún más acentuada. D. Colada fonolítica de Mña. Blanca, fracturada en bloques por su extrema viscosidad.

12.4.3. FLUJO DE COLADAS

Constituyen sin duda el tipo de peligro más relevante a efectos del riesgo eruptivo en la isla y sobre el que se puede actuar con mayor eficacia. Las coladas importantes en la zona son las coladas de lava, en las que podemos también establecer varios tipos, según la clase de erupción y la composición de los magmas.

Coladas basálticas. - Son las más frecuentes. Se emiten con elevadas temperaturas y se comportan como un fluido, discurriendo a favor de la pendiente topográfica. Si el caudal de emisión es bajo se suelen formar coladas numerosas y delgadas, que se apilan en las cercanías del volcán. Si el caudal es muy alto y la erupción se prolonga pueden cubrir áreas muy extensas, y ramificarse hasta alcanzar la costa.

El espesor típico es de 1-3 m. Suelen canalizarse por los barrancos y bordear obstáculos. Su elevada temperatura provoca incendios a su paso, y el empuje puede derrumbar edificios, además de cortar todas las carreteras y conducciones en su curso y rellenar cualquier depresión.

Sin embargo, su velocidad de desplazamiento es generalmente muy baja –desde unos metros a pocos kilómetros por hora–, en la mayoría de los casos inferior al paso de una persona, lo que las hace poco peligrosas. Durante las primeras 12-15 horas, la fase de mayor tasa eruptiva de la erupción de la Mña. de Garachico en 1706, que puede considerarse típica de las erupciones basálticas de esta parte de Tenerife, las coladas discurrieron por fuertes pendientes con una velocidad que no llegó a 0.5 Km/h, muy inferior al paso descansado de una persona. La velocidad de

las corrientes de lava puede ser mucho mayor (10-30 Km/h) cuando se canalizan en barrancos, donde con frecuencia forman canales lávicos en los que la lava se aísla térmicamente y conserva gran temperatura y fluidez.

El peligro puede ser mayor en los cantiles y pendientes muy fuertes, donde pueden desprenderse grandes bolas de lava incandescente, que crecen como las de nieve y alcanzan velocidades muy elevadas, explotando al impactar en fragmentos incandescentes muy peligrosos.

Este peligro, el más habitual, es sin embargo el más manejable, ya que puede fácilmente predecirse el recorrido de las coladas y planificar con tiempo las evacuaciones. Hay que tener en cuenta que las erupciones en el Rift NO generan coladas que alcanzan generalmente la costa, lo que evidencia las altas tasas eruptivas de esta dorsal.

Un caso especial de estas erupciones basálticas son las coladas *pahoehoe* de las fases relativamente tempranas del Pico Viejo hace unos 27.000 años, que debieron ser de gran fluidez, caudal y constancia y llegaron a la costa por ambos flancos de la Dorsal Noroeste. Estas coladas debieron recubrir la mayor parte de esa zona de la isla, pero su antigüedad y el hecho de que no se repitieran (por la evolución composicional del aparato volcánico) las hacen poco significativas a efectos de su posible repetición.

Coladas fonolíticas.- Las lavas fonolíticas suelen presentar una menor temperatura de emisión y son más viscosas. En consecuencia, tienden a fluir con mayor dificultad, discurriendo a velocidades muy bajas, desde pocos centímetros a cientos de metros por hora. Tienden asimismo a adquirir grandes espesores –50 ó más metros– y recorridos más cortos.

En las laderas de acusadas pendientes del Teide y Pico Viejo discurren sin grandes espesores, pero cuando la pendiente disminuye la lava se acumula y avanzan con frentes de hasta >50 m. Aunque se canalizan en los barrancos, si éstos no son muy profundos, pueden transgredir la topografía, rebasando los cauces en su curso directo hacia la costa.

Un caso particular muy común en los centros adventicios del Teide y Pico Viejo son los domos de lava, erupciones fonolíticas que emiten lavas muy viscosas y de gran potencia (Pico Cabras, La Abejera, Roques Blancos, etc.). Se suelen dotar de un mecanismo en “tubo invertido”, una costra de lava solidificada de 0.5-1 m de espesor que aísla térmicamente el interior de la corriente de lava, permitiendo que la colada recorra distancias de decenas de kilómetros, llegando en la mayoría de los casos a la costa (ver Capítulo 7).

Estas coladas pueden provocar incendios forestales y, por su potencia, cortar carreteras y canalizaciones de forma duradera. Por otra parte, este tipo de erupciones tiene una duración mucho mayor que las basálticas, pudiendo durar años o decenas de años.

Su gran lentitud de desplazamiento las hace poco peligrosas para la población. Sin embargo, en pendientes acusadas pueden darse colapsos del frente de la colada, generándose pequeñas nubes ardientes de alta velocidad que se desploman por las pendientes, y son mucho más peligrosas, parecidas a las ocurridas en la erupción de 1585 en La Palma (CARRACEDO ET AL., 2001).

12.4.4. COLAPSOS ESTRUCTURALES

Los colapsos de parte de los volcanes son lógicos en zonas de tan acusadas pendientes y materiales tan poco consolidados. Son especialmente comunes los producidos por acumulación inestable de lavas o materiales piroclásticos.

Sin embargo, los más espectaculares y temibles son los deslizamientos gravitatorios gigantes, que implican colapsos casi instantáneos de masas enormes, que pueden llegar a centenares de kilómetros cúbicos (ver Capítulo 6). Estos deslizamientos se han dado de forma recurrente en la

cara norte de la isla de Tenerife (también en las demás islas). Sin embargo, y aunque se ha mencionado esta posibilidad como probable en una próxima erupción del edificio central (ver Fig. 12.9), afortunadamente hay indicios de que la actividad del propio estratovolcán Teide parece estar en fase de rápida regresión (ver Capítulo 3), ya que tuvo numerosas erupciones en su fase inicial de desarrollo, hasta hace unos 30.000 años, y sólo una erupción a partir de entonces (la de las Lavas Negras, hace 1240 años). Por otra parte, los numerosos domos que se han formado alrededor de su base en la cara norte desde hace unos 8.000 años actúan como contrafuertes, reforzando estructuralmente la estabilidad del edificio volcánico.

12.4.5. GASES VOLCÁNICOS

Es normal que en estas zonas volcánicas activas exista de forma continuada una emisión más o menos difusa de gases volcánicos (ver Capítulo 9), como se comprueba diariamente en los trabajos en las galerías para la extracción de agua subterránea. Sin embargo, se ha comprobado hace años que las variaciones, en la tasa de emisión de estos gases que pueden ser significativas, dependen en gran parte de las variaciones en la presión barométrica. Este hecho se conoce de forma práctica desde hace décadas en los trabajos de perforación y mantenimiento de las galerías, donde, dependiendo de las variaciones estacionales y cambios de la presión barométrica, los gases salen o se acumulan en el interior de las galerías, alcanzando concentraciones letales, lo que ha originado víctimas.

La falsa crisis volcánica de 2004 en Tenerife se sustentó fundamentalmente en la reiterada difusión en los medios de noticias alarmantes sobre aumentos espectaculares en la tasa de emisión de gases volcánicos. Sin embargo, mediciones instrumentales (dentro de galerías) muy precisas desde años antes realizadas por investigadores del CSIC y la Universidad de La Laguna (ver Capítulo 9) evidenciaron la ausencia de incrementos significativos de estos valores. No se apreciaron, en plena "crisis", variaciones en la tasa de emisión de gases, ni en observaciones directas en galerías de la zona (por ejemplo en el fondo de la galería Salto del Frontón, en La Guancha, a 4350 m de profundidad), ni en analizadores en registro continuo (comunicación personal de V. Soler, de la Estación Volcanológica de Canarias, CSIC, ver Fig. 12.13 B).

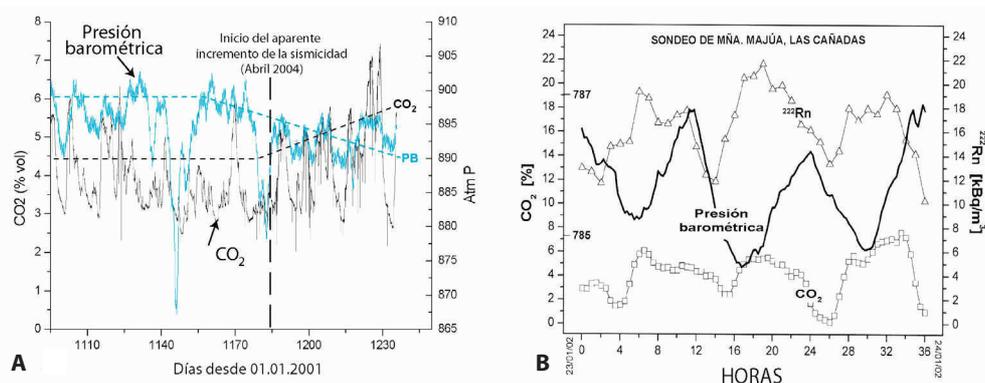


Fig. 12.13. A. Modulación de la tasa de emisión de CO₂ por los cambios de corto periodo y estacionales de la presión barométrica. Puede observarse la falta de cambios significativos asociados a la sismicidad de abril-mayo de 2004 (com. pers. C. MARTÍN LUIS). Obsérvese que las variaciones de la tasa de emisión de CO₂ pueden producirse bruscamente, al igual y correlativamente que las de la presión barométrica. B. El registro continuado del contenido de ²²²Rn y CO₂ en un sondeo profundo (440 m) de Las Cañadas ha puesto claramente de manifiesto la estrecha dependencia de la emisión de estos gases con las variaciones en ciclos de corto periodo (un mes en la gráfica) de la temperatura y la presión barométrica por el efecto de bombeo y por cambios temporales en la presión barométrica (SOLER ET AL., 2004).

Aparte de esta especial situación, los gases volcánicos, importantes como peligro en otro tipo de volcanes, apenas constituyen una amenaza para la población en los volcanes de las islas oceánicas y, concretamente, en esta zona activa de Tenerife, incluso durante las erupciones, salvo en un entorno muy limitado en las inmediaciones del centro de emisión.

Especial cuidado requiere el CO₂, que al ser más pesado que el aire tiende a rellenar cavidades y depresiones, desplazando el aire respirable y pudiendo ocasionar víctimas por asfixia, de forma similar a lo que ocurre en muchas galerías de la isla.

Aunque se ha estudiado en profundidad el papel de los gases volcánicos como posibles precursores de la actividad eruptiva, sus resultados nunca han sido concluyentes. En el caso de las islas volcánicas oceánicas esto es aún más evidente. En la isla de Hawaii se estudian los gases relacionados con la actividad eruptiva continua en los últimos 22 años del Kilauea, pero estos estudios se centran fundamentalmente en la contaminación que generan estos gases, que se conoce localmente como *vog* (por *smog* volcánico).

Se ha estudiado la tasa de emisión de gases volcánicos en Canarias, especialmente en la isla de Tenerife, donde se viene observando instrumentalmente y de forma continua en varias galerías de la isla desde hace algunos años. Los datos obtenidos reflejan la ausencia de correlación significativa con procesos geológicos como la sismicidad. Las variaciones en la tasa de emisión difusa de gases volcánicos, a veces muy pronunciada, se modula paralelamente a las variaciones estacionales y de corto periodo de la presión barométrica. Estas observaciones fueron corroboradas recientemente en los trabajos de una tesis doctoral realizada en la Universidad de La Laguna (MARTÍN LUIS, 1999).

12.5. ZONIFICACIÓN DE PELIGROS VOLCÁNICOS DEL TEIDE Y LOS RIFTS

Una vez que se han definido, con la mayor precisión posible, los peligros potenciales asociados al volcanismo activo en esta zona de Tenerife y las zonas donde con mayor probabilidad puedan darse las erupciones, es preciso contemplar un nuevo y decisivo factor: la topografía.

En este tipo de volcanismo se atiende, fundamentalmente, al riesgo que supone el flujo de las lavas, y al tratarse éstas de un fluido, aunque con características particulares (ver Capítulo 7), el control de su dirección de flujo lo ejerce la topografía.

Un análisis de las condiciones topográficas permite definir, como en el caso del agua, zonas inundables y zonas donde estos fluidos no pueden llegar, es decir, las zonas de protección topográfica. Aunque, como se ha visto, las lavas están condicionadas en su recorrido y extensión por su reología y la tasa eruptiva, se definen las zonas inundables con valores máximos, es decir, como si las lavas siempre llegaran al mar.

En definitiva se trata de definir las variables geométricas del terreno, fundamentalmente la pendiente, para predecir las rutas preferentes de las coladas de una erupción futura. Se puede, además, invertir el proceso, definiendo las zonas donde tiene que localizarse una erupción para afectar a una estructura determinada: pueblo, embalse, etc. (CARRACEDO, 1988).

La consideración simultánea de las áreas inundables y los factores de peligros eruptivos más probables permiten una zonificación de éstos, que es la base fundamental de un mapa de riesgo volcánico, en este caso para el flujo de coladas.

12.5.1. PRINCIPALES ZONAS INUNDABLES POR LAVAS DEL CONJUNTO VOLCÁNICO DE LOS RIFTS Y EL COMPLEJO TEIDE

Las zonas inundables principales en relación con el volcanismo del conjunto volcánico formado por los Rifts NO y NE y el sistema central del Teide se han definido partiendo de las

cuencas de barrancos definidas para Tenerife en el Plan de Defensa frente a Avenidas (Consejo Insular Aguas de Tenerife, 2005), como se indica en la Fig. 12.14.

Del conjunto de la isla se han descartado las zonas que no han tenido erupciones en los últimos 30.000 años (los macizos Mio-Pliocenos de Teno y Anaga, la zona más oriental de la Dorsal NE, el macizo de Tigaiga y el sur de la isla, que queda además protegida topográficamente frente al flujo de lavas desde la zona activa reciente central por el escarpe de la Caldera de Las Cañadas (ver Fig. 12.14).

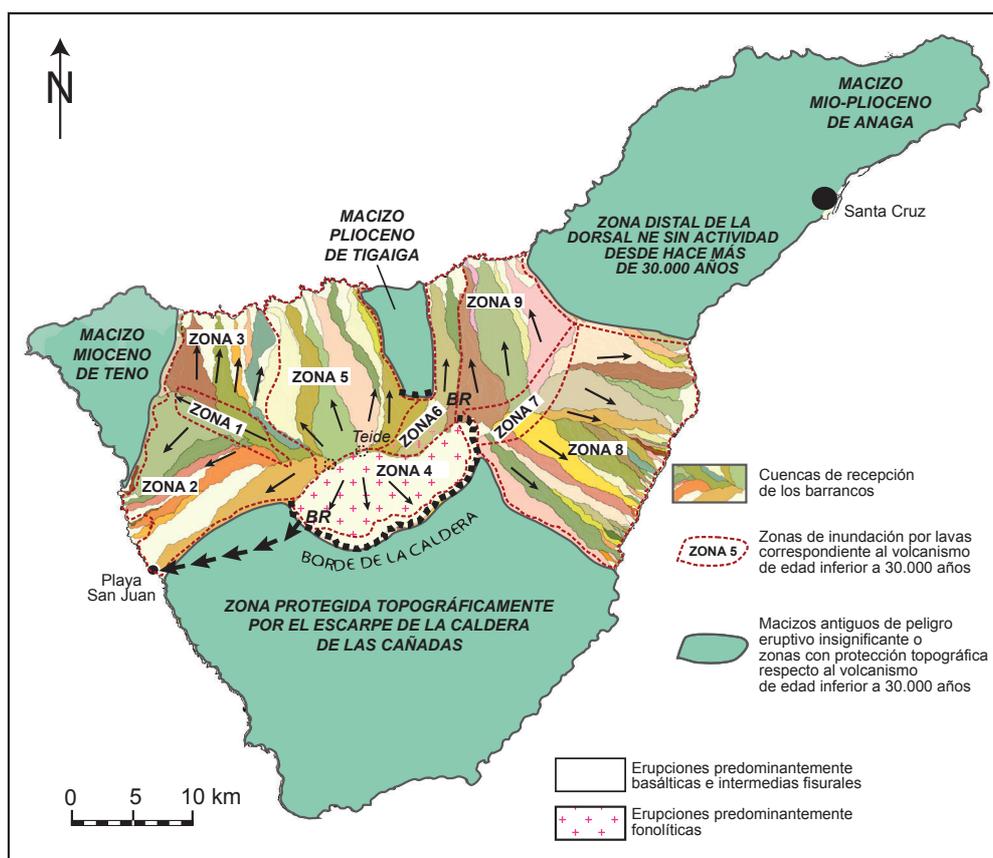


Fig. 12.14. Principales zonas inundables para el volcanismo del complejo Rifts-Teide, definidas a partir de las cuencas de los barrancos, y de las zonas de mayor recurrencia de erupciones en los últimos 30.000 años. Se define asimismo el tipo de erupción previsible (basálticas e intermedias fisurales o fonolíticas centrales o asociadas a domos y domos-coladas).

Con estas premisas se obtienen 9 zonas inundables principales, asociadas al Rift NO y sus flancos (zonas 1-3); el flanco sur del Teide-Pico Viejo que vierte en el sistema cerrado que constituye el interior de la Caldera de Las Cañadas (zona 4); el flanco norte del Teide-Pico Viejo que vierte al valle de Icod-La Guancha y llega al mar (zona 5); el flanco este del Teide-Pico Viejo que vierte al Valle de La Orotava por El Portillo (zona 6) y, finalmente, el Rift NE y sus flancos (zona 9).

Hay que destacar que la zona 4, el sistema cerrado que constituye el interior de la Caldera de Las Cañadas, no es completamente cerrado. Aunque el escarpe de la caldera protege topográficamente el sur de Tenerife y parte de la costa norte (el macizo de Tigaiga), existen dos portillos o brechas (BR en la Fig. 12.14): El Portillo, que abre la caldera al Valle de La Orotava, y una zona al suroeste, en la cabecera del Bco. del Fraile, donde sólo existe un desnivel de unos 15 m, que estuvieron a punto de ser sobrepasados por las erupciones del Pico Viejo y el Chahorra. En el caso de que una futura erupción rellenara la semicaldera occidental y vertiera por ese portillo, amenazaría a la población de Playa de San Juan (ver Fig. 12.14).

12.5.2. PRINCIPALES ZONAS DE PELIGROSIDAD VOLCÁNICA DEL CONJUNTO DE LOS RIFTS Y EL COMPLEJO TEIDE

A las zonas de inundación anteriormente definidas se les adjudica un valor de peligrosidad eruptiva (probabilidad de ocurrencia y tipo de erupción) evaluado en función de la historia volcánica reciente de la zona (Fig. 12.15).

Es preciso aclarar que los conceptos de peligrosidad y riesgo del volcanismo de Tenerife son relativos. Si se compara con los propios de volcanes como el Pinatubo, Mount St. Helens, etc., la pe-

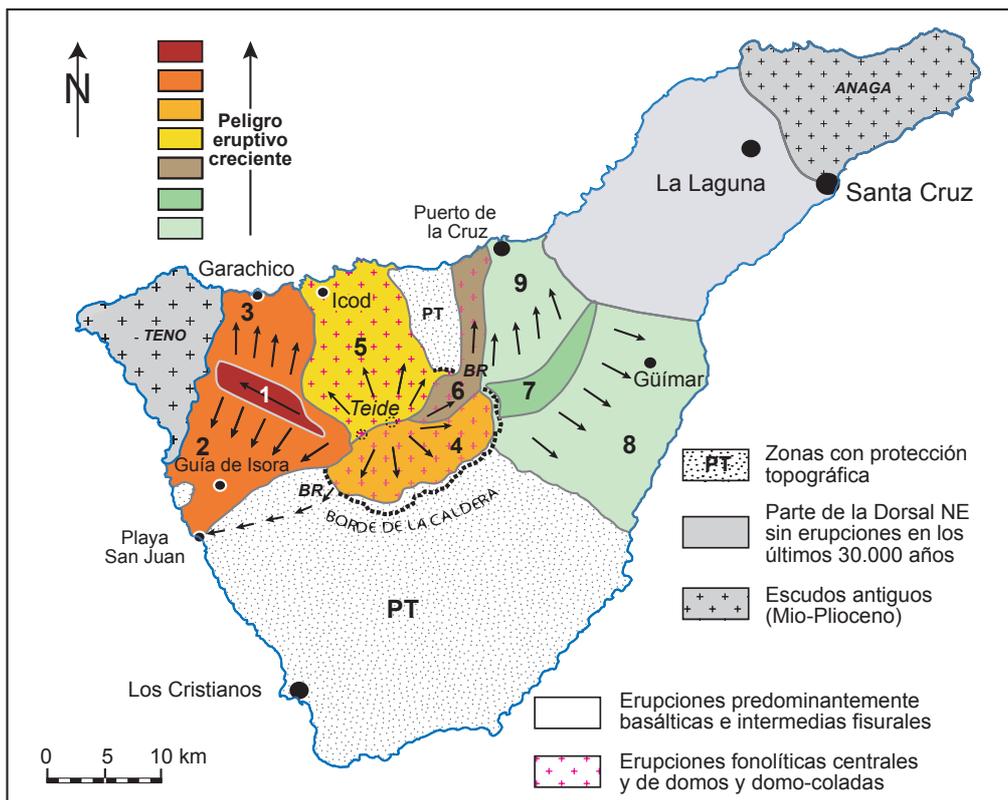


Fig. 12.15. Principales zonas de peligrosidad volcánica definidas a partir de las zonas de inundación, a partir de las cuencas de los barrancos, y de las zonas de mayor recurrencia de erupciones en los últimos 30.000 años. Se define asimismo el tipo de erupción previsible (basálticas e intermedias fisurales o fonolíticas centrales o asociadas a domos y domos-coladas).

ligrosidad del volcanismo canario sería siempre insignificante. Lo mismo ocurre en cuanto a la probabilidad de erupciones, en relación con el Etna, el Kilauea, etc., que tienen erupciones mucho más frecuentes. Los valores adjudicados, de muy bajo a muy alto son, pues, indicativos de los valores de estos parámetros para la isla de Tenerife, comparativamente de una bajísima peligrosidad relativa.

Por otra parte, estas estimaciones son sólo de carácter probabilístico. Puede darse el caso, y de hecho se ha dado recientemente, de que se localicen erupciones en zonas que se habrían considerado de baja probabilidad analizando la historia eruptiva anterior. Tal es el caso de la erupción fisural de 1704-1705 de Arafo-Fasnia-Siete Fuentes, que se produjo en una zona relativamente distal del Rift NE, en la que las anteriores erupciones tenían más de 30.000 años. Igual ocurre con los centros eruptivos de Teno, que en realidad son la extensión del Rift NO dentro del macizo mioceno, y con la que formó los conos alineados del Valle de La Orotava.

Ahora bien, se confirma, incluso en el corto número de erupciones históricas, que la mayoría de ellas ha ocurrido, precisamente, en las zonas de mayor peligro, por lo que es predecible que así ocurrirá en el futuro próximo.

Zonas de protección topográfica

En gris en el mapa de la Fig. 12.15. Se incluye en este apartado los macizos del Mio-Plioceno, la parte más distal del Rift NE y las zonas sin volcanismo en los últimos 30.000 años que están además protegidas del flujo de lavas del volcanismo de los Rifts y del complejo Teide por el escarpe de la Caldera de Las Cañadas. En estas zonas no pueden llegar las coladas, aunque sí las lluvias de picón y pómez, así como los posibles incendios forestales.

Zona 9. Flanco norte del Rift NE y parte oriental del Valle de La Orotava

Esta zona, muy densamente poblada, presenta un riesgo muy bajo. La única actividad volcánica que ha afectado esta parte del valle en los últimos 30.000 años es la que produjo los tres pequeños conos (Mña. de Las Arenas, Mña. de Los Frailes y Mña. de Las Gañanías) cuya edad, aunque no ha podido determinarse, es bastante mayor de lo que se ha supuesto, posiblemente de varios miles de años.

Zona 8. Flanco sur del Rift NE.

La actividad volcánica más probable es el flujo de coladas basálticas similar a la de la erupción de 1704-05.

Peligro: Muy bajo (caída de picón, flujo de coladas basálticas).

Probabilidad: Muy baja.

Zona 7. Cumbre de la Dorsal Noreste.

Comprende el sector de la Dorsal Noreste próxima a la Caldera de Las Cañadas, pero fuera de ella. Aparte de la pequeña erupción de 1704-05, los episodios de esta zona tienen más de 31.000 años, por lo que las probabilidades de que ocurran nuevas erupciones en esta parte de la isla son remotas. En todo caso serían similares (basálticas), y el mayor riesgo sería el flujo de coladas, lentas, hacia uno u otro flanco, y los inevitables incendios forestales.

Peligro: Muy bajo (caída de picón, flujo de coladas basálticas).

Probabilidad: Muy baja.

Zona 6. Flanco oriental del Teide con salida al Valle de la Orotava por El Portillo.

Esta zona ha tenido actividad eruptiva de carácter intermedio, a través de fisuras radiales en la base del Teide (Bocas de Dña. María), y fonolíticas, en forma de domos y domo-coladas (Mña.

de los Conejos). Estas coladas han fluido hacia el interior de la caldera, pero han aprovechado una brecha en el escarpe en la zona de El Portillo para continuar hacia el interior del valle de La Orotava, lo que, previsiblemente, harían otras en el futuro con las mismas características.

Aparte de estas erupciones del propio estratovolcán Teide, se han localizado otras en el borde de la caldera (el Volcán del Portillo), fluyendo directamente hacia el sector occidental del Valle de La Orotava.

Peligro: Bajo (flujo de coladas lentas o muy lentas, lluvia de pómez).

Probabilidad: Moderada-baja.

Zona 5. Cima y ladera norte del Teide y Pico Viejo.

Los cantiles costeros de las playas de San Marcos y Santo Domingo están formados por lavas de entre 100.000 y 80.000 años. Sobre ellas discurrieron las coladas fonolíticas del Teide antiguo (30.000 años), los basaltos muy fluidos (*pahoehoe*) de Pico Viejo (26.000 años) y las fonolitas de Pico Viejo (unos 17.000 años).

En la ladera norte de ambos estratovolcanes y, especialmente, en el perímetro basal del Teide se han producido entre hace 10.000 y 1.790 años numerosas intrusiones de grandes domos, algunos de los cuales emitieron gruesas coladas que fluyeron hasta la costa, como Mña. de Las Lajas (8.000 años), Pico Cabras, Las Abejeras (de 5.200 a 4.800 años), El Boquerón (2.400 a 2.010 años) y Roques Blancos (1.790 años).

Recubriendo todo el conjunto están las lavas de fonolitas obsidiánicas de la última erupción del Teide (hace 1.240 años), que se quedaron a media ladera del valle de Icod-La Guancha.

El riesgo principal es la intrusión de algún domo similar, acompañado de fuerte sismicidad y posibles desplomes ladera abajo, y el flujo de coladas similares hacia la costa, con los inevitables incendios forestales.

Escenario más peligroso pero menos probable es que, de formarse algún domo, se desplome su cara norte, lo que precipitaría ladera abajo fragmentos de lava incandescente y nubes ardientes a gran velocidad, pero de escaso alcance (similares a las de la erupción de Jedey, 1585, en La Palma). Aún menos probable es la ocurrencia de explosiones freatomagmáticas asociadas a alguna erupción en las laderas del edificio principal del Teide. Hubo una erupción explosiva (freatomagmática) importante en la ladera norte del Teide, que produjo explosiones laterales dirigidas hacia el valle, y flujos piroclásticos que formaron las planchas de color blanco conocidas como Las Calvas del Teide (ver Capítulo 11, Fig. 11.2). Este episodio, sin embargo, ocurrió hace más de 30.000 años, y es muy remota su posible repetición.

Las coladas más probables son de flujo muy lento, y por consiguiente exentas de peligro para la población, que podría ser evacuada sin problemas. En cambio afectarían gravemente a la red viaria y de conducciones, con una duración previsible de años. Otro peligro de baja incidencia sería la lluvia de pómez, que podría formar mantos de cierto espesor e inestables.

Peligro: Alto (flujo de coladas muy lentas de gran potencia, lluvia de pómez, pequeñas nubes ardientes de escaso recorrido).

Probabilidad: Moderada-alta.

Zona 4. Ladera sur del Teide y Pico Viejo e interior de la Caldera de Las Cañadas

Esta zona ha tenido erupciones relativamente recientes, como las fonolitas de la última erupción del Teide (hace 1240 años), y la erupción relativamente explosiva de Mña. Blanca (hace unos 2.000 años). Entre esa fecha y los 10.000 años ha tenido lugar una docena de erupciones, algunas bastante explosivas, que han generado coladas de gran espesor. Algo más antiguas son las

erupciones basálticas de Mña. de Las Arenas Negras y Mña. Mostaza (hace unos 11.000 años). El Pico Viejo ha aportado asimismo coladas basálticas (hace unos 26.000 años) y fonolíticas (de 17.000 a unos 14.000 años). Finalmente, todo el conjunto se apoya sobre las coladas fonolíticas del Teide antiguo, de unos 30.000 años de antigüedad.

Todas estas coladas han rellenado el fondo de la caldera, donde han quedado atrapadas. Por ello, las zonas turísticas del sur de Tenerife están totalmente protegidas topográficamente por la pared de la caldera de cualquier erupción que ocurra en el sistema volcánico del Teide y la Dorsal Noroeste.

El Pico Viejo tuvo en sus fases finales episodios explosivos de muy alta energía (freatomagmáticos), que debieron ocurrir hace unos 14.000 años y cuya repetición es muy poco probable.

La relativa frecuencia de erupciones, su gran diversidad, y la ocurrencia de erupciones de mayor índice de explosividad hacen que esta zona tenga una peligrosidad relativamente alta y una probabilidad moderada-alta, con la salvedad de que el peligro queda circunscrito al interior de la Caldera de Las Cañadas y de que, en general, este tipo de erupciones suelen dar inequívocas señales de aviso. En contrapartida, suelen acompañarse de fuerte sismicidad y su duración puede ser de años.

Peligro: Moderado-alto (muy diverso, flujo de coladas y erupciones más explosivas).

Probabilidad: Moderada-alta.

Zona 3. Flanco Norte de la Dorsal Noroeste.

Esta zona comprende la ladera norte de la Dorsal Noroeste, entre la Mña. Cuevas del Ratón y la Mña. del Banco en la parte alta, y la Playa de San Marcos y La Caleta, en la costa.

Al igual que en la ladera sur, hay pocos centros de emisión, que se concentran en la dorsal. Las coladas son numerosas y están en su mayoría comprendidas entre la erupción de Mña. del Banco (de hace casi 13.000 años) y la histórica de la Mña. de Garachico (1706). Destacan las erupciones de la Mña. Cuevas del Ratón (un grupo formado entre 5370 y 7400 años BP), cuyas lavas rodean el Cerro Gordo y recubren casi toda la parte oriental de la zona, entre Garachico y la Playa de San Marcos.

Esta zona es la que presenta mayores probabilidades de albergar la próxima erupción, de características posiblemente parecidas a la de la Mña. de Garachico, aunque esto es sólo una predicción basada en el análisis de la historia volcánica reciente de esta parte de Tenerife, que pudiera no cumplirse.

Si bien la probabilidad es muy elevada, el peligro es bajo, consistente en el flujo de coladas a baja velocidad (menos de 0.5 Km/h en la erupción de la Mña. de Garachico), y algunas lluvias de piroclastos. La velocidad de las coladas puede ser bastante mayor en los cantiles costeros, donde pueden desprenderse “bolas” de lava incandescente, muy peligrosas.

Peligro: Muy bajo (flujo de coladas lentas, lluvia de picón).

Probabilidad: Muy alta.

Zona 2. Flanco Sur de la Dorsal Noroeste.

Comprende todo el flanco sur de la Dorsal Noroeste, desde el Bco. de Guía al este al Macizo de Teno por el oeste. En esta zona apenas hay centros de emisión, predominando totalmente el flujo de coladas, fundamentalmente basálticas e intermedias, que provienen de la alineación de centros eruptivos de la dorsal.

Muchas de estas coladas, que van desde más de 26.000 años a los 990 años de las lavas de Mña. Reventada y las aún más recientes de Boca Cangrejo (1492), alcanzan o se aproximan a la costa, rebasando un paleocantilado existente por la zona de La Tablada-Gambueza, y formando una plataforma costera intensamente utilizada para cultivos y promociones turísticas.

El flujo de coladas y las lluvias de picón en la parte alta de la zona son los peligros más evidentes, ambos de muy poca entidad. La lentitud de curso de las lavas hace que no presenten amenaza seria para la población de la costa, en el caso de que la volvieran a alcanzar. Con toda probabilidad se producirían incendios forestales importantes provocados por las coladas.

Peligro: Muy bajo (flujo de coladas lentas, lluvia de lapilli).

Probabilidad: Alta-muy alta en la parte cercana a la dorsal; moderada-alta en las zonas bajas y costeras.

Zona 1. Cumbre de la Dorsal Noroeste.

Zona que incluye la cumbre noroeste de la isla, desde la ladera oeste de Pico Viejo hasta el macizo de Teno. Es un ejemplo típico de zona con direcciones vacilantes sobre el rift (FRA-PALEO Y TRUSDELL, 2000), donde las coladas discurren a lo largo de éste (como el Chinyero, 1909) y, si continúan, cambian de dirección y corren por el flanco norte o sur.

En esta zona han ocurrido numerosas erupciones muy recientes, desde las históricas del Chinyero (1909), el Chahorra (1798), Mña. de Garachico (1706) y Boca Cangrejo (1492), siguiendo las de Mña. Reventada (hace 990 años), la Hoya de los Ajos (hace 1850 años), la Mña. Botija (hace 2660 años), la Mña. de Chío (hace 3620 años), la Mña. Cuevas del Ratón (grupo de volcanes formado entre 7400 y 5370 años) y la Mña. del Banco, ya en el extremo oeste de la dorsal, que ocurrió hace 12.800 años. Intercaladas entre estas erupciones datadas, hay otras muchas, como Mña. Samara, Cascajo, Bilma, etc., todas ocurridas en el periodo que va desde hace unos 13.000 años hasta hace 990 años, esta última al parecer la anterior erupción en Tenerife a las históricas.

No se han encontrado evidencias de campo de ninguna erupción anterior a Mña. Reventada, que ha dado una edad de radiocarbono de 990 ± 70 BP. Esto, aparte de constreñir las interpretaciones de los diversos relatos de erupciones prehistóricas en Tenerife, pone de manifiesto la inutilidad de intentar establecer predicciones, ya que como puede observarse el periodo entre erupciones en Tenerife puede ser desde 1 a más de 500 años.

Dada la frecuencia de erupciones muy recientes, la probabilidad de ocurrencia es muy alta y, por el tipo de erupción previsible, el peligro es bajo. En estas erupciones puede esperarse, fundamentalmente, la apertura de bocas eruptivas estrombolianas (como el Teneguía) y lluvias de picón formando mantos a favor del viento de un espesor de pocos centímetros a varios metros, así como el flujo de coladas de velocidad inferior a 0.5-1 Km/h, sismicidad moderada y los inevitables incendios forestales.

La duración típica de estas erupciones es de 1 a 3 meses.

Peligro: Bajo (apertura de bocas estrombolianas, lluvia de picón, flujo de coladas).

Probabilidad: Muy alta.

12.6. ANÁLISIS DEL RIESGO VOLCÁNICO EN LA ISLA DE TENERIFE

Aunque los términos de peligro y riesgo volcánico se suelen usar indistintamente, en realidad tienen un significado completamente diferente. Una isla puede estar amenazada por un volcán extraordinariamente peligroso y sin embargo tener riesgo nulo para la población si la isla está deshabitada.

El riesgo es el producto del peligro o efectos que una erupción puede causar en la población e infraestructura de una zona, así como en la pérdida de actividad económica. En realidad es trabajo de los geocientíficos el determinar los peligros volcánicos de una zona y su vulnerabilidad eruptiva, pero en la definición de los riesgos eruptivos, que son múltiples en función de los va-

lores potencialmente afectados, deben intervenir otros profesionales (ingenieros, planificadores, administraciones, etc.).

De la evaluación de los diferentes riesgos eruptivos, generalmente expresados en forma de mapas más o menos detallados, se pueden definir las medidas de prevención y mitigación de daños, en las que juegan un papel preponderante las diferentes administraciones (ayuntamientos, cabildos, gobierno regional y central).

En la Fig. 12.16 se han definido diversos mapas de riesgo volcánico deducidos del comportamiento del volcanismo en Tenerife en los últimos 30.000 años. Para ello, la zonificación de peligrosidad y vulnerabilidad eruptivas correspondientes se han contrastado con la población y principales infraestructuras de la isla (comunicaciones, distribución de agua y electricidad, puertos y aeropuertos, y hospitales).

De la observación de estos mapas se deduce que, aun sin planificación alguna, gran parte de los núcleos habitados e infraestructuras están en áreas de muy bajo o bajo peligro. Esta circunstancia se debe a un efecto funcional: la principal actividad de Tenerife hasta los años 60 del siglo pasado se centraba en la agricultura, el comercio y la pesca, y estas actividades se ejercían en zonas alejadas de las áreas de actividad volcánica reciente, por la imposibilidad de cultivar las coladas, acertadamente denominadas como malpaíses.

Las zonas productivas se localizaban en las áreas de volcanismo antiguo, con suelos bien desarrollados y cultivables. Por otra parte, las zonas más pobladas se centraban en el área metropolitana Santa Cruz-La Laguna. En el año 1960 el 90% de la población de la isla (unos 360.000 habitantes de un total de 394.000 (PLAN DE ORDENACIÓN TERRITORIAL DE TENERIFE, 2004) se concentraba en la zona metropolitana y en el norte, en una estrecha franja costera y en el Valle de La Orotava. Sólo las poblaciones de Icod, La Guancha y Garachico, con menos habitantes, estaban en la zona de riesgo (Fig. 12.16-1). Igual ocurría con las principales vías de comunicación (Fig. 12.16-2), los hospitales (Fig. 12.16-3), los puertos y aeropuertos (Fig. 12.16-4) y la red eléctrica (Fig. 12.16-5).

El importante desarrollo turístico, industrial y poblacional del sur de la isla en las últimas décadas –que pasa de tener el 10% de la población de la isla en 1960 al 18% en 1998– se va a producir de forma natural en las áreas sin peligro eruptivo importante, al ser zonas de volcanismo antiguo y/o protegidas topográficamente en las que se han desarrollado las playas más extensas y arenosas. En esta situación de bajo peligro eruptivo se encuentran las grandes urbanizaciones de la zona de El Médano-Los Cristianos-Adeje y el aeropuerto del sur.

Cabe sólo destacar que, aunque en mucha menor medida, se han desarrollado asimismo las zonas de mayor peligro (1, 2, 3 y 5 en la Fig. 12.15), particularmente los flancos de la Dorsal NO y el valle de Icod-La Guancha (ver Fig. 12.16-1). En estas zonas los habitantes han pasado de unos 37.000 en 1960 a 60.000 en 1998, aunque perdiendo peso relativo en el total de la población de la isla (del 9.5% a menos del 9%).

Otro aspecto a considerar es que la propia topografía de la isla ha condicionado una disposición periférica de las infraestructuras de comunicación y distribución (agua, electricidad), con pocos componentes radiales. Esta geometría es ventajosa si las erupciones son de escasa tasa y duración (meses) y no llegan a las zonas bajas o lo hacen con poca intensidad. Sin embargo, constituye una desventaja notable frente a erupciones de larga duración y gruesas coladas, como las típicas de domos-colada (Roques Blancos, Pico Cabras, etc.), que pueden afectar a todo el valle de Icod-La Guancha hasta llegar al mar.

En este caso la red principal de comunicación quedaría afectada por periodos de tiempo muy largos (años o decenas de años) y sería preciso recurrir a las carreteras que comunican el norte y el sur (por Santiago del Teide, por Las Cañadas y por Arafo) para comunicar las zonas aisladas por la erupción.

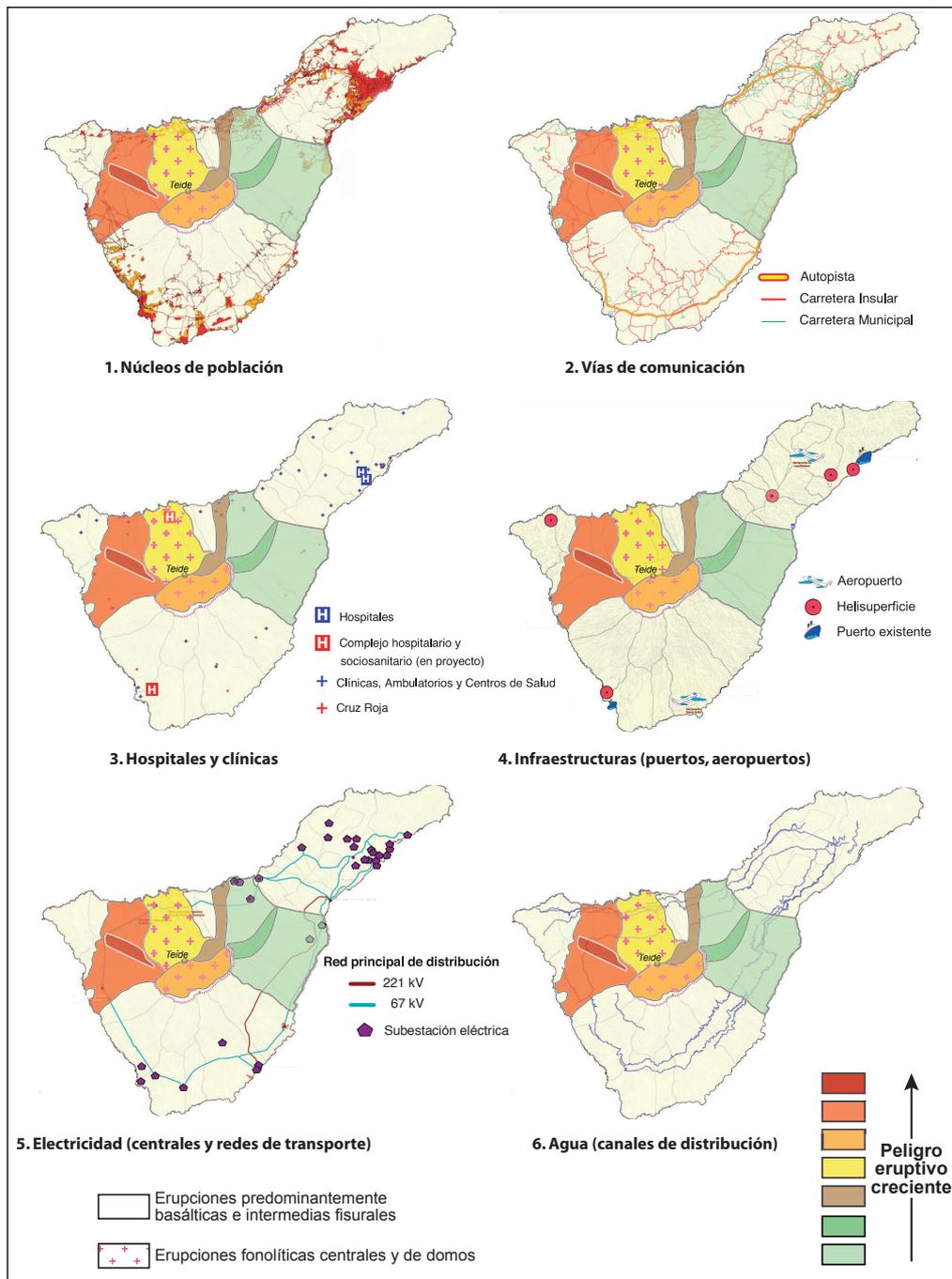


Fig. 12.16. Mapas de riesgo volcánico deducido del comportamiento del volcanismo en Tenerife en los últimos 30.000 años. La zonificación de peligrosidad y vulnerabilidad eruptivas se contrasta con la población y principales infraestructuras de la isla. Obsérvese que, aun sin planificación alguna, gran parte de los núcleos habitados e infraestructuras están en áreas de muy bajo o bajo peligro.

REFERENCIAS

- ABLAY, G.J., ERNST, G.G.J., MARTI, J., SPARKS, R.S.P., 1995. The ~2 ka subplinian eruption of Montaña Blanca, Tenerife. *Bulletin of Volcanology*. Vol. 57. Nº. 5. pp. 337-355.
- ABLAY, G.J., CARROLL, M.R., PALMER, M.R., MARTÍ, J., SPARKS, R.S.J., 1998. Basanite-Phonolite Lineages of the Teide-Pico Viejo Volcanic Complex, Tenerife, Canary Islands. *Journal of Petrology*, 39, (5): 905-936.
- ARAÑA, V., 1989. El Teide es un volcán en fase terminal. *El Día*, 8-1-1989.
- ARAÑA, V., BARBERI, F., FERRARA, G., 1989. El complejo volcánico del Teide-Pico Viejo. En: *Los volcanes y la caldera del Parque Nacional del Teide (Tenerife, Islas Canarias)*. Araña, V. y Coello, J. (eds.), ICONA, serie técnica nº 7: 101-147.
- ARAÑA, V., FELPETO, A., ASTIZ, M., GARCÍA, A., ORTIZ, R., ABELLA, R., 2000. Zonation of the main volcanic hazards (lava flows and ash fall) in Tenerife, Canary Islands. A proposal for a surveillance network. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 103: 377-391.
- ATTWATER, F., CISTERNAS, M., BOURGEOIS, J., DUDLEY, W.C., HENDLEY, J.W., STAUFFER, P.H., 2001. Sobreviviendo a un tsunami: lecciones de Chile, Hawaii y Japón. *USGSA Science for a Changing World. Circular 1218*: 1-19.
- BAK, P., TANG, C., 1989. Earthquakes as a self-organized critical phenomenon. *J. Geophys. Res.*, 94: 15635-15637.
- BANKS, N.G., TILLING, R.I., HARLOW, D.H., EWERT, J.W., 1993. Vigilancia volcánica y pronósticos a corto plazo. En: *Los peligros volcánicos (R.I. Tilling, ed.)*, WOVO, Pub. USGS: 51-82.
- CANARIAS 7, 2004. Los científicos sitúan en el próximo octubre la fecha de una posible erupción volcánica (5 junio, 2004).
- CARRACEDO, J.C., 1979. Paleomagnetismo e historia volcánica de Tenerife, Aula Cultura Cabildo Insular de Tenerife, Santa Cruz de Tenerife, 81 pp.
- CARRACEDO, J.C., 1988. Riesgo Volcánico. *Investigación y Ciencia*, 139: 30-41.
- CARRACEDO, J.C., TILLING, R.I., 2003. Geología y volcanología de la islas volcánicas oceánicas: Canarias-Hawaii, Servicio de Publicaciones de la Caja General de Ahorros de Canarias (Pub. nº 293), 73 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., PÉREZTORRADO, F.J., PARIS, R., RODRÍGUEZ BADIOLA, E., HANSEN, A., 2003. Dataciones radiométricas (C14 y K-Ar) del Teide y el Rift NO, Tenerife, Islas Canarias. *Estudios Geol.*, 59: 15-29.
- FRA-PALEO, U., TRUSDELL, F., 2000. La modelización de los flujos volcánicos para la evaluación de riesgos y la planificación espacial en Hawai'i. *BOL. AGE* 30: 181-192.
- FÚSTER, J.M., ARAÑA, V., BRANDLEE, J. L., NAVARRO, J.M., ALONSO, V., APARICIO, A., 1968. Geología y volcanología de las Islas Canarias: Tenerife. *Inst. Lucas mallada, CSIC, Madrid*: 218 pp
- GELLER, R.J., 1997. Earthquake prediction: a critical review. *Geophys. J. Int.*, 131: 425-450.
- GUDMUNDSSON, A., MARINONI, L.B., MARTI, J., 1999. Injection and arrest of dykes: implications for volcanic hazards. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 88, 1-2: 1-13.
- GUILLOU, H., CARRACEDO, J.C., PÉREZ TORRADO, F. Y RODRÍGUEZ BADIOLA, E., 1996. K-Ar ages and magnetic stratigraphy of a hotspot-induced, fast grown oceanic island: El Hierro, Canary Islands. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 73: 141-155.

J. C. Carracedo

- GUILLOU, H., CARRACEDO, J.C., DUNCAN, R., 2001. K-Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Ages and Magnetostratigraphy of Brunhes and Matuyama Lava Sequences from La Palma Island. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 106, 3-4: 175-194.
- GUILLOU, H., CARRACEDO, J.C., PARIS R., PÉREZ TORRADO, F.J., 2004. K/Ar ages and magnetic stratigraphy of the Miocene-Pliocene shield volcanoes of Tenerife, Canary Islands: Implications for the early evolution of Tenerife and the Canarian Hotspot age progression. *Earth & Planet. Sci. Letts.*, 222: 599-614.
- IGN, 2004. Seguimiento de la sismicidad de las Islas Canarias, Informe de la Dirección Gral. Protección Civil y Emergencias, 13 pp.
- JONES, A., SIEBERT, L., KIMBERLEY, P., LUHR, J.F., 2002. Earthquakes and eruptions. Digital Information Series, Global Volcanism Program, Smithsonian Inst., GVP-2, v. 2.0.
- KLEIN, F.W., KOYANAGI, Y., NAKATA, J.S., TANIGAWA, W.R., 1987. The seismicity of Kilauea's magma system. En: *Volcanism in Hawaii*. W. Decker, T.L. Wright, P.H. Stauffer (eds.), U.S. Geological Survey Professional Paper 1350, Vol. 2: 1019-1185.
- MAIN, I.G., 1997. Long odds on prediction. *Nature* 385: 19-20.
- MARTÍN LUIS, M.C., 1999. Variación espacio-temporal del nivel de emisión de radón en una zona volcánica activa: Tenerife (Islas Canarias). Tesis Doctoral, Universidad de La Laguna, 270 pp.
- MONGE, F., 1980. Sismicidad en el Archipiélago Canario. Tesis de Licenciatura, Cátedra de Geofísica, Universidad Complutense, 177 pp.
- MURRAY, T.L., ENDO, E.T., 1992. A Real-Time Seismic-Amplitude Measurement System (RSAM). En: Ewert y Swanson, (eds.), 1992, *Monitoring Volcanoes: Techniques and Strategies Used by the Staff of the Cascades Volcano Observatory, 1980-1990*. USGS Bulletin 1966: 5-10.
- ORTIZ, R., 2005. Las autoridades no han tomado en serio la posibilidad de una erupción catastrófica. *Diario de Avisos*, 25-1-2005.
- CONSEJO INSULAR DE AGUAS DE TENERIFE, 2005. Plan de Defensa de Avenidas de Tenerife. 127 pp.
- PLAN DE ORDENACIÓN TERRITORIAL DE TENERIFE, 2004. Cabildo Insular de Tenerife <http://www.tenerife.es/piot/>
- PONTE Y COLOGÁN, A., 1911. Volcán del Chinyero. Memoria histórico-descriptiva de esta erupción volcánica acaecida en 18 de noviembre de 1909. Tipolit, Tenerife, 61 pp.
- SCHOLZ, C.H. 1997. Whatever happened to earthquake prediction? *Geotimes*, March, 16-19.
- SOLER, V., CASTRO-ALMAZÁN, R.T., VIÑAS, R.T., EFF-DARWICH, A., SÁNCHEZ MORAL, S., HILLAIRE MARCEL, C., FARRUJIA, I., COELLO, J., DE LA NUEZ, J., MARTÍN, C., QUESADA, M.L., Y SANTANA, E., 2004. High CO₂ levels in boreholes at El Teide Volcano Complex (Tenerife, Canary Islands): Implications for volcanic activity monitoring. *Pure Appl. Geophys.* 161: 1519-1532.
- TILLING, R.I., HELIKER, C., WRIGHT, T.L., 1987. Eruptions of Hawaiian volcanoes: Past, present and future. U. S. Geol. Surv. General-Interest Pub. Series, 54 pp.