

ANÁLISIS DE LOS RIESGOS GEOLÓGICOS EN EL ARCHIPIÉLAGO CANARIO: ORIGEN, CARACTERÍSTICAS, PROBABILIDADES Y TRATAMIENTO

POR

**J. C. CARRACEDO, F. J. PÉREZ TORRADO,
E. RODRÍGUEZ BADIOLA, A. HANSEN MACHÍN,
R. PARIS, H. GUILLOU Y S. SCAILLET**

1. INTRODUCCIÓN

Existe ya una comprensión amplia de la mayoría de las cuestiones fundamentales de la geología de las Islas Canarias, aunque aún quedan aspectos importantes por estudiar y dilucidar, entre otros, el de una adecuada evaluación científica de los riesgos geológicos, principalmente el volcánico. El incuestionable avance ha sido posible gracias a la cantidad y calidad de los estudios geológicos realizados en las últimas décadas por grupos españoles y extranjeros. A la clarificación final de muchos conceptos ha contribuido decisivamente la adopción en época relativamente reciente de varias estrategias que han supuesto un cambio en relación con las que generalmente se venían utilizando para el estudio de este archipiélago volcánico. De entre éstas, cabe destacar las siguientes:

1. El enfoque preferente de la investigación en las islas occidentales, invirtiendo la idea original que supuso iniciar y concentrar el estudio del Archipiélago por su extremo más antiguo

y próximo al continente africano, contrariamente a la forma habitual y lógica en estas alineaciones de islas oceánicas donde la investigación se ha enfocado generalmente en las islas más recientes. A título de ejemplo, en las Islas Hawaii el mayor esfuerzo se ha aplicado a la Isla Grande —Hawaii—, lo que no sólo facilitó la rápida comprensión de la geología de todo ese archipiélago, sino de las islas oceánicas en general. En efecto, gracias al estudio de esa isla y de ese archipiélago se aportaron ideas cruciales de valor general, como el modelo de origen más aceptado de las alineaciones de islas volcánicas oceánicas de intraplaca y de sus etapas de desarrollo.

El inicio del estudio de las Canarias por las islas orientales, aunque un hecho circunstancial de difícil valoración en la época, no sólo ha supuesto un considerable retraso en la comprensión de la geología general de estas islas, sino que ha propiciado una injustificada relación con la tectónica continental. Esta idea ha conducido a considerar a las Canarias como «especiales», sacándolas del marco general de las islas volcánicas oceánicas de intraplaca, lo que sin duda complicó y retrasó significativamente su adecuado conocimiento geológico y la comprensión de los procesos evolutivos que controlan la distribución espacial y temporal del volcanismo, paso imprescindible para empezar a evaluar correctamente los riesgos geológicos en el Archipiélago.

2. El cambio en la valoración de la importancia de la reconstrucción precisa —con abundantes dataciones radiométricas, inversiones geomagnéticas, etc.— de la historia geológica de las islas y de sus principales etapas de desarrollo, pasando a considerarlas no la consecuencia sino el marco imprescindible para los estudios más detallados de carácter petrológico, geológico, geofísico, de valoración de riesgos eruptivos, etc.

3. El estudio de las grandes estructuras que controlan el crecimiento de los edificios insulares —los *rifts* activos— y su destrucción masiva —los deslizamientos gigantes—. Estas megaestructuras, estudiadas profusamente en otras islas volcánicas similares, como las Hawaii, son fundamentales para explicar aspectos tan importantes como la formación del relieve y los paisajes más característicos, la existencia de reservas subterráneas

neas de agua, etc., y tienen una importancia primordial en la comprensión y evaluación de los riesgos geológicos y su distribución espacial y temporal.

Parece evidente pues, que el esfuerzo de investigación en el campo de la geología ha sido suficientemente importante en Canarias como para que se hayan resuelto, a un nivel comparable al de los demás conjuntos de islas volcánicas oceánicas intraplaca, los problemas más importantes: su origen, la edad de las islas, sus grandes formaciones y estructuras, las etapas de evolución principales, los diferentes tipos de magmas y mecanismos eruptivos, etc. Sin embargo, esto no es en absoluto así en el campo de la geofísica, donde la mayoría de las cuestiones más importantes o no están contestadas en absoluto, o lo están de forma muy ambigua e insuficiente. En efecto, quedan por dilucidar aspectos fundamentales que ya han sido resueltos en las islas Hawaii, Réunion, etc., como el origen de la sismicidad, las características de las cámaras magmáticas (profundidad, geometría, condiciones de presión y temperatura, etc.), las variaciones en los periodos inmediatamente pre-eruptivos de los principales parámetros indicadores (sismicidad, gases, temperaturas, deformaciones del terreno, etc.). En la erupción de 1971 en La Palma (el volcán Teneguía), se perdió la última oportunidad de evaluar adecuadamente la mayoría de estos parámetros efímeros —especialmente la sismicidad directamente pre-eruptiva—, indispensables para una correcta evaluación de las situaciones futuras de previsible inminente erupción, evitando la proliferación de falsas alarmas. En este aspecto, es absolutamente esencial el seguimiento instrumental continuado de estos parámetros durante largos periodos de tiempo, con objeto de definir el fondo normal («*base line*» en terminología inglesa) característico de cada edificio volcánico, que permita definir con mayor grado de certeza las situaciones de anomalía potencialmente pre-eruptivas, aislándolas de las falsas alarmas. Este aspecto está aún muy deficientemente logrado en Canarias.

Si bien los estudios geológicos y volcanológicos se han podido ir completando con la colaboración de grupos de investigación locales, nacionales y extranjeros, los estudios geofísicos no

han mantenido un nivel similar. Sin embargo, sólo cuando los estudios geofísicos proporcionen un nivel de conocimiento equiparable podrá alcanzarse un nivel aceptable en la comprensión y evaluación científicamente correcta de los riesgos geológicos. Por otra parte, sólo si se definen los parámetros característicos de cada edificio volcánico activo en condiciones de normalidad y durante periodos suficientemente largos, se darán las condiciones para una aproximación a la detección temprana fiable de las situaciones de crisis reales, evitando las falsas alarmas que perjudican tanto la credibilidad de la ciencia como los intereses económicos y la calidad de vida de la población afectada.

La incapacidad de dar respuesta científica adecuada y fiable a las principales amenazas geológicas por falta de algunos conocimientos indispensables, determinando claramente su naturaleza, distribución, probabilidades y actuaciones preventivas, ha impedido hasta el momento transformar inequívocamente las investigaciones geológicas y geofísicas en conocimientos que se perciban como indiscutiblemente útiles desde un punto de vista más directamente social, similar, por ejemplo, al obtenido en la investigación de las reservas de agua subterránea, de la fauna y flora, la astrofísica, la prevención de los incendios forestales, los espacios naturales, etc.

La evaluación de los riesgos geológicos y la definición de medidas para su mejor prevención, se ha venido tratando sin el apoyo, unidad de criterio, continuidad, profundidad y rigor necesarios en una zona con volcanismo activo y, posiblemente, entre las más densamente pobladas en su género en todo el planeta, en contraposición con lo ya realizado en otros archipiélagos volcánicos, algunos mucho menos poblados y con un desarrollo económico y tecnológico inferior.

Estas deficiencias se han puesto claramente de manifiesto en el mantenimiento de una situación de alarma asociada a una supuesta crisis volcánica desde abril de 2004, que en realidad ha sido una falsa alarma basada en datos e interpretaciones de escasa consistencia científica y cuya explicación última, analizada más adelante, se concreta en una clara interferencia de carácter político, causando un severo daño para la credibilidad científica y tecnológica españolas, a la capacidad de las autori-

dades para hacer frente eficazmente a este tipo de riesgos, y un innecesario largo periodo de intranquilidad para la población de Tenerife y un serio detrimento de la imagen de la isla como destino turístico seguro.

2. LOS RIESGOS GEOLÓGICOS EN CANARIAS

Como otros aspectos relevantes de la geología de las Canarias (origen, magmatismo, etc.), la naturaleza y características de los riesgos geológicos están claramente condicionadas por el proceso que ha dado lugar a la creación de las condiciones necesarias para la formación del propio Archipiélago. La discusión sobre el modelo de génesis de las Canarias (un análisis de este tema puede encontrarse en Carracedo et al., 1998a,b, 2002 y Carracedo y Pérez Torrado, 2001) deja de ser, pues, una mera controversia académica. Aunque unos pocos autores defienden en solitario la génesis del Archipiélago en relación con la tectónica africana (Anguita y Hernán, 1975, 2000), se acepta hoy de forma general que las Canarias, al igual que sus archipiélagos vecinos de Cabo Verde y Madeira, corresponden claramente al volcanismo propio de interior de placa, directamente relacionado con la actividad de una anomalía térmica del manto o punto caliente.

Si prescindimos de los riesgos asociados a lluvias torrenciales y avenidas de barrancos —los que mayor incidencia real tienen por su frecuencia, pero que podemos considerar como de carácter meteorológico— los principales riesgos geológicos en Canarias son los típicos de las islas volcánicas oceánicas de punto caliente o intraplaca. Para su análisis los diferenciaremos en sísmicos, eruptivos y tectónicos.

2.1. *El riesgo sísmico y la sismicidad de origen volcánico*

El modelo de génesis y las características geológicas descritas para las Canarias como una alineación de islas oceánicas de

punto caliente, nos sirve para abordar la explicación del origen de la sismicidad en el Archipiélago e intentar caracterizarla.

Los estudios realizados demuestran que la sismicidad en el interior de las placas litosféricas es poco significativa, siendo

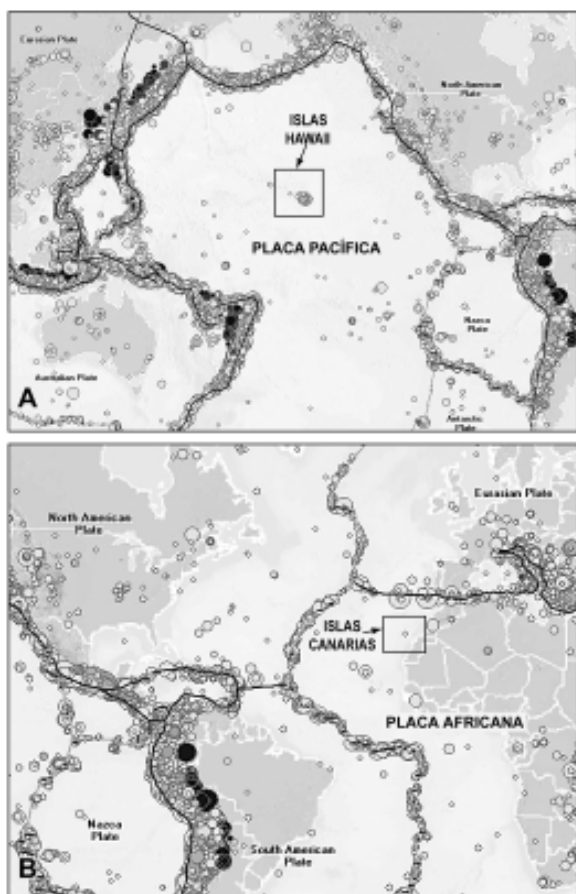


FIG. 1.—A) Terremotos de magnitud >5 registrados en la alineación de las Islas Hawaii en el periodo 1960-1996. La mayoría son de 5-6 grados de magnitud, pero se han superado los 7. B) Sismicidad ($M>5$) registrada en el Atlántico Norte, Europa y el norte de África en el periodo 1960-2003 (1 único evento de esta magnitud en Canarias). Obsérvese la escasa sismicidad en ambos casos en el interior de las placas, excepto en los propios archipiélagos volcánicos, en comparación con las zonas circundantes de borde de placa (Imágenes tomadas de Earthquakes and Eruptions, de la Smithsonian Institution Global Volcanism Program, www.volcano.si.edu/gvp/).

estas esencialmente asísmicas, concentrándose la sismicidad —al igual que el volcanismo— mayoritariamente en sus bordes. Sin embargo, existe cierta actividad sísmica en zonas concretas del interior de las placas litosféricas, generalmente asociadas a archipiélagos volcánicos y sus inmediaciones. Un claro ejemplo es el de las Islas Hawaii, donde abundan los terremotos de magnitudes relativamente elevadas en el área de las islas (fig. 1 A), mientras que el océano circundante está prácticamente exento de sismicidad. La explicación estriba en que la actividad sísmica está condicionada por la propia existencia de las islas volcánicas (por decirlo gráficamente, si no existieran las islas no habría terremotos). En efecto, en este tipo de islas la sismicidad está, de una forma u otra, asociada a los procesos magmáticos y eruptivos que han originado las islas y continúan actuando, y a los derivados del crecimiento de los edificios insulares (Klein et al., 1987). En el Atlántico, un océano limitado fundamentalmente por bordes continentales pasivos, este tipo de actividad es prácticamente inexistente, excepto en los bordes de placa (la cordillera central del Atlántico, la falla Azores-Gibraltar y la zona de subducción del Caribe), y en los archipiélagos volcánicos, principalmente Cabo Verde y Canarias (fig. 1 B).

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. 2), 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); 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

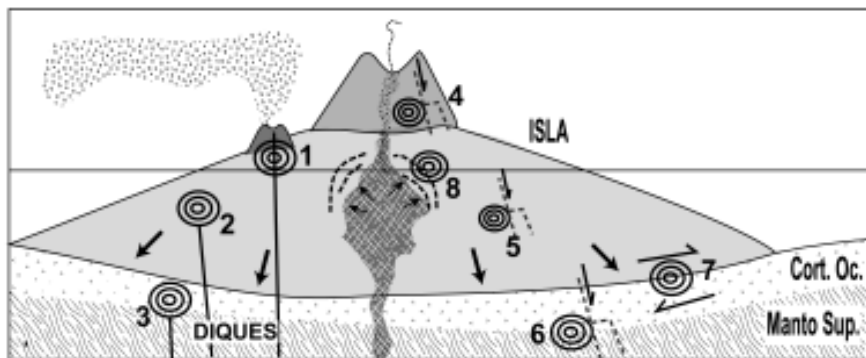


FIG. 2.—Esquema que ilustra los procesos que originan los principales tipos de terremotos en islas volcánicas oceánicas. Explicación en el texto.

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). En las Canarias, de menor volumen y más lento crecimiento, la sismicidad es mucho menor 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; y 4. En el caso de existir cámaras superficiales, generalmente diferenciadas, pueden presentarse respuestas tectónicas a diferencias en la presión magmática, generando sismicidad (8). Es posible, además, que haya habido eventos sísmicos extraordinarios de 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 pla-

zo 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, 1999; 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 parámetro 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 deficien-

cias. La existencia de un centro geofísico oficial, dependiente del IGN, y la ausencia de un instituto volcanológico con apoyo oficial, 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 Canarias sólo existen unas pocas estaciones sísmicas (una o dos por isla), en la isla de Hawaii llegaron a lo que consideraron la red de densidad óptima en 1984 (fig. 3), 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 (Ryan et al., 1981; Tilling et al., 1987; Carracedo y Tilling, 2003), en contraste con el desconocimiento casi total de estas estructuras en los volcanes canarios activos (Teide,

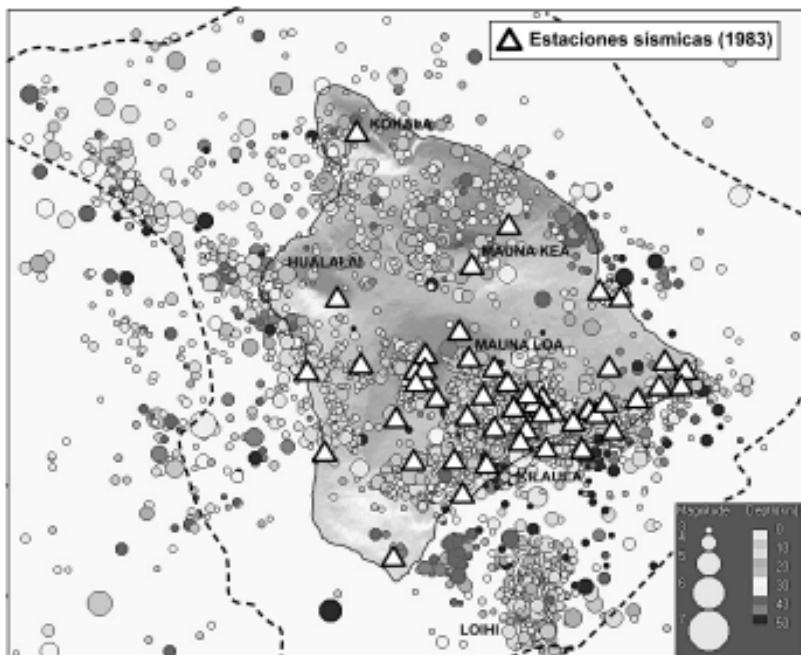


FIG. 3.—Terremotos de magnitud >3 registrados en la isla de Hawaii en el periodo 1960-1996. La mayoría son de 5-6 grados de magnitud, pero se han superado los 7. Como puede observarse la mayoría son de origen volcánico, relacionados con los volcanes activos, incluyendo los de los flancos submarinos, como el volcán submarino Loihi, la próxima isla a punto de emerger. Otra parte importante están relacionados con los procesos indicados en la figura 2, especialmente en los bordes submarinos del edificio insular (línea de trazos). Se indican las 53 estaciones sísmicas que el Hawaiian Volcano Observatory (HVO) del USGS instaló en la isla hasta 1983, considerando este número el óptimo para el estudio del volcanismo de la isla. Contrasta este número con la única estación sísmica operativa en el centro de la isla de Tenerife en la crisis de 2004, una de las causas principales de la ambigüedad en las interpretaciones y, en consecuencia, de la alarma generada (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/>>).

Dorsal Noroeste de Tenerife, Cumbre Vieja, etc.) (García Fernández et al., 1988). 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 fe-

cha fija (Canarias 7, 2004), y otras con un deslizamiento del flanco de Cumbre Vieja (Horizon, BBC, 2001; McGuire, 2005, El Mundo, 2005, etc.). Sólo un conocimiento adecuado, que requiere objetivos claros y medios suficientes, puede contrarrestar adecuadamente estas teorías catastrofistas.

2.2. *El riesgo volcánico*

Aunque se han elaborado diversos trabajos sobre el riesgo eruptivo en Canarias (Carracedo et al., 1990b; Araña, 1995; Carracedo, 1995a,b, 1998, 2001; Solana, 1998; Araña et al., 2000; Felpeto, 2002), estos trabajos adolecían en general de la falta de edades radiométricas que permitieran una reconstrucción precisa de la historia volcánica de los diversos volcanes activos, imprescindible en cualquier evaluación de peligros y riesgos eruptivos. Esta deficiencia era especialmente acusada en los edificios volcánicos más recientes, como Cumbre Vieja en La Palma, y El Teide y la Dorsal Noroeste en Tenerife.

Es obvio que cualquier consideración que intentemos hacer sobre el posible comportamiento futuro del volcanismo en Canarias (y en cualquier parte) ha de basarse en el estudio y reconstrucción de la historia eruptiva pasada. A escala geológica (centenares de miles o millones de años) las pautas pueden cambiar drásticamente, pero no a escala humana (cientos o miles de años a lo sumo), en que puede suponerse como científicamente muy probable que la frecuencia, localización y tipo de las erupciones volcánicas sean muy similares.

Hasta hace poco se ha mantenido insistentemente que las erupciones podían ocurrir con igual probabilidad en cualquier isla del Archipiélago y en cualquier punto de ellas. Esta aseveración parte de la idea extendida de asociar el origen del volcanismo canario a la tectónica africana, bien a sistemas compresivos en el borde africano (Araña y Ortiz, 1991), o bien a fracturas asociadas al sistema de fallas del Atlas, que se propagarían hacia esta zona del Atlántico para formar las Canarias (Anguita y Hernán, 1975, 2000). Por otra parte, se utiliza el hecho de que hayan ocurrido erupciones históricas en ambos

extremos del Archipiélago, La Palma y Lanzarote, no sólo como argumento contra el modelo de punto caliente, sino a favor de la similar probabilidad de ocurrencia de erupciones en todas las islas. Esta idea ha dado lugar a otra incongruencia, al concentrarse gran parte de los recursos para el estudio y vigilancia del volcanismo activo en la isla de Lanzarote, una isla en estadio post-erosivo muy avanzado y con peligro eruptivo insignificante en la práctica, mientras que no existen medios para este fin en las de La Palma y El Hierro, las más activas del Archipiélago, y muy escasos en Tenerife, la de mayor riesgo por ser activa y muy densamente poblada (Carracedo et al., 2003a,b, 2004a,c,d).

Es un hecho probado que ni la fracturación ni la tectónica de bloques pueden generar por sí solas (en ausencia de una anomalía térmica en el manto) las condiciones necesarias para un volcanismo tan voluminoso como el de Canarias (McKenzie y Bickle, 1988; White y McKenzie, 1989), por lo que estas teorías resultan muy improbables. Por otra parte, si existiera una fractura asociada a una anomalía térmica, las características de la alineación volcánica resultante serían muy diferentes, principalmente porque en estos escenarios no existe pauta definida en la distribución de edades, que sí existe cuando la alineación es de punto caliente (Favela y Anderson, 2000; Koppers et al., 2003). El archipiélago de las Azores, formado por la conjunción de una gran fractura y una anomalía térmica, es un buen ejemplo, ya que las islas aparecen estrechamente alineadas con la fractura pero con edades que no presentan orden en su distribución. Sin embargo, en las alineaciones de punto caliente, como las Hawaii o Canarias, la progresión de edades es un hecho incuestionable (Tilling et al., 1987; Walker, 1990; Carracedo et al., 1998b; Carracedo, 1999; Carracedo y Tilling, 2003). Es fácil observar las claras diferencias a lo largo de la alineación de Canarias, que son a simple vista tanto más antiguas y erosionadas cuanto más se alejan de la vertical del punto caliente, localizado actualmente en el extremo más oceánico de la alineación. Es más, puede admitirse que las diferentes islas no son sino la repetición de un mismo modelo que se encuentra en diferentes etapas de evolución, lo que explica la diversidad de

formas y paisajes en el Archipiélago y las grandes diferencias en el peligro eruptivo de las diferentes islas.

Es relativamente fácil argumentar contra las objeciones indicadas, más aparentes que reales. Por una parte, se da a la pretendida fractura, prolongación del Atlas hacia Canarias, un papel esencial en el origen del volcanismo canario. Sin embargo, jamás ha aparecido evidencia alguna de tal fractura, ni tan siquiera después de los estudios realizados en la investigación de recursos de gas y petróleo en las inmediaciones de las islas, con medios muy superiores a los que, en buena lógica, podrían emplearse en la mera investigación científica. Por el contrario, ni fallas, ni sistemas compresivos aparecen en estos estudios, que sí descubren volcanismo muy antiguo (Albiense) que no aparece afectado en absoluto por tectonismo de cualquier tipo (Holik et al., 1991; Hafid et al., 2000; Martínez del Olmo y Buitrago, 2002). ¿Cómo puede pues seguir postulándose tal fractura? Uno de los refuerzos más importantes de cualquier teoría es precisamente que se obtenga evidencia posterior de la existencia real de alguna de sus predicciones. En este caso se postulaba en uno de los modelos como imprescindible la presencia de una fractura asociada al Atlas, que no ha aparecido, mientras que se predijo correctamente la necesaria ausencia de tal fractura en el modelo de punto caliente, lo que indica claramente la consistencia de esta última teoría.

Por otra parte, la mera existencia de volcanismo a ambos extremos de una alineación de islas volcánicas no excluye su relación con un punto caliente. La distribución de edades en el archipiélago de Hawaïi indica que ha habido erupciones históricas en varias islas, y que hace unos 200 ka existía importante actividad eruptiva tanto en la isla de Hawaïi como en la de Maui, es decir, en ambos extremos de la alineación volcánica. En realidad, en el Pleistoceno superior había actividad eruptiva en toda la alineación de las Hawaïi (ver fig. 1.22 en Langenheim y Clague, 1987). Se ha insistido mucho en estas objeciones, en un ejemplo claro de defensa de un modelo más allá de la evidencia científica, similar en cierto modo a la resistencia inicial a la tectónica de placas. Uno de los argumentos eran las aparentes excepciones en la progresión de edades en las Canarias,

indicando por ejemplo que Tenerife era más joven que La Gomera (Ancochea et al., 1990), aunque estudios más detallados y precisos han demostrado que esas excepciones en realidad no existían, ya que Tenerife es más antigua que La Gomera (Guillou et al., 2004b; Paris et al., 2005).

Si aceptamos, pues, que las Canarias son el resultado de la creación progresiva del conjunto de las islas por la acción de un

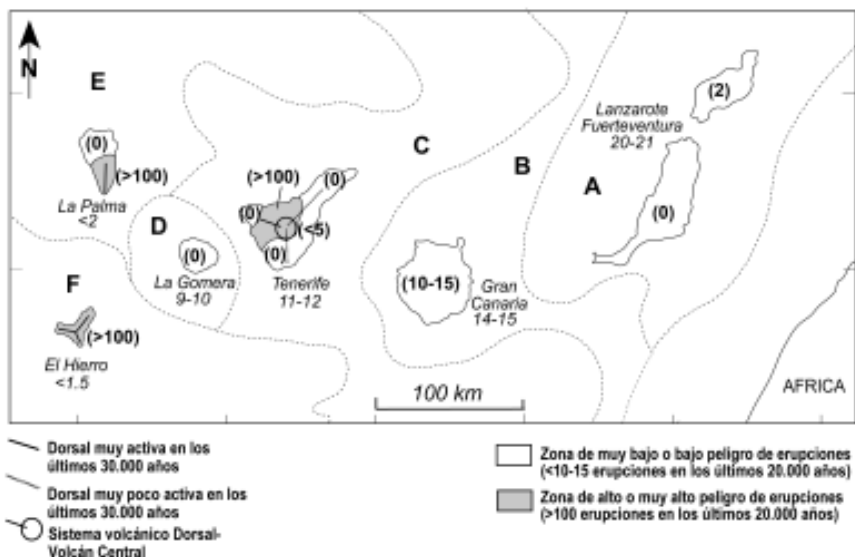


FIG. 4.—Distribución de la probabilidad de ocurrencia de erupciones volcánicas en las Islas Canarias en función del origen y la historia geológica del Archipiélago y del volcanismo de los últimos 20.000 años. Obsérvese que las islas se van imbricando progresivamente en sentido este-oeste (A-F en la figura), siendo las orientales las más antiguas y las occidentales las más jóvenes (las cifras en cursiva indican la edad más antigua del volcanismo emergido, en millones de años). Esta pauta se manifiesta asimismo en la frecuencia de erupciones en los últimos 20.000 años (cifras 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 un número muy elevado de erupciones volcánicas en los últimos 20.000 años (>100 erupciones). Sin embargo, incluso en estas islas la actividad eruptiva no se localiza en toda su superficie, sino asociada a estructuras volcánicas específicas denominadas *rifts* o dorsales activas. Las edades más antiguas del volcanismo subaéreo de las islas se han obtenido de Guillou et al., 1996, 2001, 2004a, 2004b y McDougall y Schmincke, 1976.

punto caliente en una placa en lento movimiento, podemos definir distintos niveles de peligro eruptivo para las diferentes islas, lo que constituye una primera valoración de los riesgos eruptivos en el Archipiélago (Carracedo et al., 2004c,d). En este esquema, es evidente que la probabilidad de que se produzcan nuevas erupciones en una determinada isla será correlativa a su posición en relación con la zona principal de generación del magma, es decir, del punto caliente, aunque esta correlación no sea actualmente ni directa ni absoluta.

Si consideramos, por ejemplo, un horizonte de 20.000 años atrás, vemos que el número de erupciones es mucho mayor en la parte occidental del Archipiélago, mostrando una progresión en sentido este-oeste (fig. 4). Se observan, sin embargo, dos aparentes discrepancias: La isla de La Gomera no presenta erupciones en ese periodo a pesar de estar en la zona occidental del Archipiélago, la más activa actualmente, mientras que Lanzarote, el caso opuesto, sí ha tenido dos erupciones recientes (en 1730 y 1824). Respecto a La Gomera, es bien sabido que este tipo de islas intraplaca se construye en dos etapas bien definidas, la fase juvenil o en escudo y la post-erosiva o de rejuvenecimiento, separadas por un largo periodo de reposo eruptivo, que en Canarias puede ser de 1-3 ma. Este periodo de quiescencia es en el que podría estar inmersa ahora esta isla. En cuanto a Lanzarote, aunque la extensión de las lavas históricas en una isla arrasada y plana pueda conducir a una falsa impresión de isla muy activa (ver Carracedo et al., 1990a, 1992; Carracedo y Rodríguez Badiola, 1991) basta observar que este hecho circunstancial se debe a la mera coincidencia con el periodo histórico de una erupción importante (1730) y una menor (1824). Puesto que la anterior erupción en la isla de Lanzarote es la del volcán Corona, ocurrida hace 21 ka (Carracedo et al., 2004b), es evidente la muy baja frecuencia eruptiva, propia de una isla en estado muy avanzado de senilidad post-erosiva, y drásticamente inferior a la de las islas occidentales.

El cuándo, dónde y cómo de las erupciones volcánicas en Canarias

Hemos hecho un análisis de por qué razón ha habido y seguirá habiendo actividad eruptiva en el Archipiélago, así como una primera evaluación de las islas con mayor probabilidad de albergarlas. ¿Podemos contestar con igual fundamento a las cuestiones del cuándo, dónde y cómo, que son a la postre las que más interesan a efectos de la evaluación y prevención del riesgo eruptivo?

El cuándo: Predicción vs. detección temprana de las erupciones volcánicas

Ya hemos indicado que ni los terremotos (ni los grandes deslizamientos) pueden predecirse ni detectarse con antelación, y puede que nunca pueda hacerse. El caso de las erupciones volcánicas es mucho más favorable, ya que en muchas ocasiones sí pueden detectarse con cierta antelación, al menos instrumentalmente, sus principales precursores, permitiendo una detección o alerta temprana y dando un margen de tiempo muy importante para la adopción de medidas preventivas y de mitigación de daños.

Las erupciones no son, como los terremotos y los grandes deslizamientos, sistemas críticos auto-organizados, acumulaciones lentas de esfuerzos que son tan difíciles de medir como imprevisibles en su liberación, sino procesos relativamente rápidos y violentos, que generan cambios importantes en el entorno y relativamente fáciles de observar y registrar (sismicidad creciente en intensidad, frecuencia y proximidad a la superficie, deformaciones y agrietamiento del terreno, cambios en la temperatura y el nivel del suelo, de la composición y volumen de las emanaciones gaseosas, etc.). Sin embargo, para que la detección temprana sea eficaz es imprescindible acotar con antelación las zonas donde es mayor la probabilidad de que haya nuevas erupciones, para estudiarlas e instrumentarlas adecuadamente.

Aunque la detección temprana de las erupciones volcánicas es posible y necesaria, la predicción, es decir, anunciar con antelación el lugar, fecha y tipo de una erupción que aún no ha dado señal alguna, es totalmente inviable. Esto es válido para cualquiera de los riesgos geológicos presentes en el Archipiélago. ¿Por qué pues las continuas predicciones de terremotos, erupciones y otras catástrofes naturales en las Islas Canarias?

La fácil acogida que se logra en los medios anunciando catástrofes naturales, sean erupciones, terremotos o grandes deslizamientos, lleva a muchos con escaso sentido deontológico y afán de notoriedad fácil, a predicciones de este tipo. En Canarias se han dado ejemplos claros de reivindicaciones de la predicción de terremotos (Pérez Rodríguez, 1997, 2004), erupciones volcánicas a fecha fija (Pérez Rodríguez, 2004), o deslizamientos catastróficos (Ward y Day, 2001; McGuire, 2005). Estas predicciones suelen hacerse empleando métodos «novedosos», generalmente a posteriori. Como indica Wyss (2001) «Los investigadores de la predicción de terremotos rara vez realizan análisis estadísticos rigurosos. El principal problema es que la mayoría de las alegaciones de precursores a los terremotos se basan en estudios retrospectivos, lo que facilita el ajuste de estos parámetros después del suceso para producir correlaciones aparentemente significativas que, en realidad son ficticias. Y esto se debe a que el sueño de descubrir cómo predecir terremotos atrae a personas que ponen un enorme esfuerzo en promocionar entre la población y las autoridades ideas sin fundamento. Desgraciadamente requiere un esfuerzo aún mayor mostrar los fallos de estas pretensiones y pocos pueden comprender las razones por las que estas ideas no son válidas». Estas consideraciones son igualmente válidas para las erupciones volcánicas y los deslizamientos gravitatorios masivos.

Como conclusión, en el caso de las erupciones volcánicas sólo es válida la detección temprana, anticipando la posibilidad de una erupción que en realidad ya ha comenzado pero aún no ha tenido su manifestación superficial más crítica. Aun así, es fácil que el proceso aborta, sea porque la intrusión se queda en el subsuelo (como en El Hierro en 1793, La Palma en 1936, y en Fuerteventura en 1914), sea porque las alteraciones en el

equilibrio en las cámaras magmáticas más superficiales, asociadas a erupciones más diferenciadas, cesan sin alcanzar el nivel necesario para disparar una erupción, como los famosos casos de La Soufrière en 1976 (Fiske, 1984) o recientemente en el St Helens (<http://vulcan.wr.usgs.gov/volcanoes/msh/eruption04/>). Por ello, son imprescindibles tanto un amplio conocimiento del comportamiento pasado de los diferentes volcanes activos, como la cautela, para evitar la reiteración de falsas alarmas.

¿Dónde se localizará previsiblemente la actividad eruptiva?

Hasta hace relativamente poco se aceptaba de forma casi general la idea de que el riesgo de erupciones era esencialmente el mismo para cualquier punto del Archipiélago, lo que hacía su tratamiento inabordable en la práctica. Hoy existe un conocimiento mucho más avanzado, que permite centrar el estudio y vigilancia instrumental en las islas que están en el periodo juvenil de desarrollo (La Palma y El Hierro) y en la de Tenerife, en una fase aún relativamente temprana de rejuvenecimiento post-erosivo. Eso no excluye a las demás, especialmente Gran Canaria por su elevada demografía, pero siendo conscientes de que las probabilidades son significativamente menores. Ya hemos indicado que la atención que se da en este aspecto a Lanzarote, erróneamente presentada por algunos como muy activa, es excesiva. Esta evaluación es aún más simple en el archipiélago hawaiano, donde la rapidez de desplazamiento de la placa hace que sólo la isla más reciente —Hawái— tenga actividad eruptiva.

Los rifts (dorsales) activos

Un importante avance en la comprensión de la localización preferente de los peligros eruptivos ha sido la observación de que la mayoría de las erupciones volcánicas se producen en alineaciones características denominadas dorsales o *rifts* activos (Walker, 1992; Carracedo, 1994, 1996b, 1999; Carracedo et

al., 1998a,b, 2001, 2002). En efecto, dentro de las islas mencionadas como de mayor propensión al volcanismo, las zonas de mayor concentración de erupciones, y por consiguiente con mayor probabilidad, son los rifts activos, aspecto muy evidente en las islas de La Palma, El Hierro y Tenerife (ver fig. 4). Atención especial requiere el conjunto Teide-rift NO de Tenerife, al ser una de las zonas más pobladas en islas oceánicas (>200.000 personas) y haber sido totalmente recubierta por lavas en los últimos 20.000 años.

Es fácil observar que la actividad eruptiva reciente (últimos miles de años) y prácticamente toda la histórica de las islas de La Palma, El Hierro y Tenerife, se ha concentrado en unas bandas estrechas (las zonas de *rift* o dorsales activas), generando por agregación crestas montañosas alargadas con configuración en tejado a dos aguas. El análisis de la distribución en superficie de los centros eruptivos y de la disposición profunda de estas estructuras a través de galerías subterráneas ha puesto de manifiesto que esta especial distribución, frecuentemente con una geometría de estrella de tres puntas a 120° (Carracedo, 1994), podría estar relacionada con campos alineados de esfuerzos distensivos iniciados como fracturas a 120° —la fracturación de mínimo esfuerzo— en respuesta a empujes ascensionales del magma en las etapas iniciales de formación de las islas. Estas dorsales activas o zonas de rift serían, pues, muy persistentes, y controlarían desde su inicio la forma y estructura de las islas y la concentración preferente de los centros eruptivos, que se refuerza paralelamente a su evolución, ya que la anisotropía resultante de la inyección preferente del magma en las mencionadas fracturas da lugar con el tiempo a una apretada malla de diques paralelos al eje de la dorsal. Esta disposición obliga, a su vez, a los conductos de emisión de las nuevas erupciones a inyectarse forzosamente entre los planos de los diques, como un cuchillo entre las páginas de un libro, aumentando la anisotropía y la progresiva concentración de las erupciones en los ejes de las dorsales activas, que en consecuencia crecen en altura hasta formar una de las estructuras paisajísticas más características de las islas centrales y occidentales. Se ha podido comprobar que sólo se producen dorsales regulares a 120° (en for-

ma de «estrella Mercedes», como en Tenerife y El Hierro) cuando la actividad volcánica permanece estacionaria y focalizada durante mucho tiempo y no hay interferencias (efecto contrafuerte) de volcanes vecinos, como ocurre con frecuencia en los volcanes muy activos de Hawaii, donde los rifts pierden rápidamente esa configuración regular inicial.

Después de un periodo en que la existencia e importancia de los rifts en Canarias fue ignorada y, a veces, fuertemente contestada (Martí et al., 1996), la tendencia actual es la opuesta, al describir un número aparentemente excesivo de rifts y deslizamientos gigantes (Walter y Schmincke, 2002; Walter y Troll, 2003), que posiblemente poco tengan que ver con el modelo ideado inicialmente (Carracedo, 1994), de distinto origen y mayor entidad y persistencia.

Los volcanes centrales anidados

Un modelo recientemente propuesto va un paso más lejos al plantear que los edificios centrales que se han construido en cuencas de deslizamiento, como El Bejenado en La Palma o El Teide en Tenerife, son simplemente una continuación y modificación de la actividad de los rifts (Carracedo et al., 2004a,c,d). En efecto, la continua inyección de diques (que actúan como cuñas) produce enormes esfuerzos de dilatación, y eventualmente provoca el desplome de una parte de la isla en dirección contraria a la dorsal menos activa, que juega el papel de contrafuerte (fig. 5-1). Una vez producido el colapso, la violenta despresurización provoca un volcanismo muy intenso en el interior de la cuenca de deslizamiento, comenzando el relleno que dará lugar, en un tiempo geológico corto (unas decenas de miles de años), al levantamiento de un gran volcán central (fig. 5-2). Este proceso coincide con la continuación del volcanismo en la dorsal, por lo que ambos sistemas generan frecuentes erupciones volcánicas, pero de distinto tipo. En efecto, la mayor concentración e intensidad del volcanismo (y la mayor fracturación) en el interior de la cuenca de deslizamiento y el progresivo crecimiento en altura del edificio central, con la

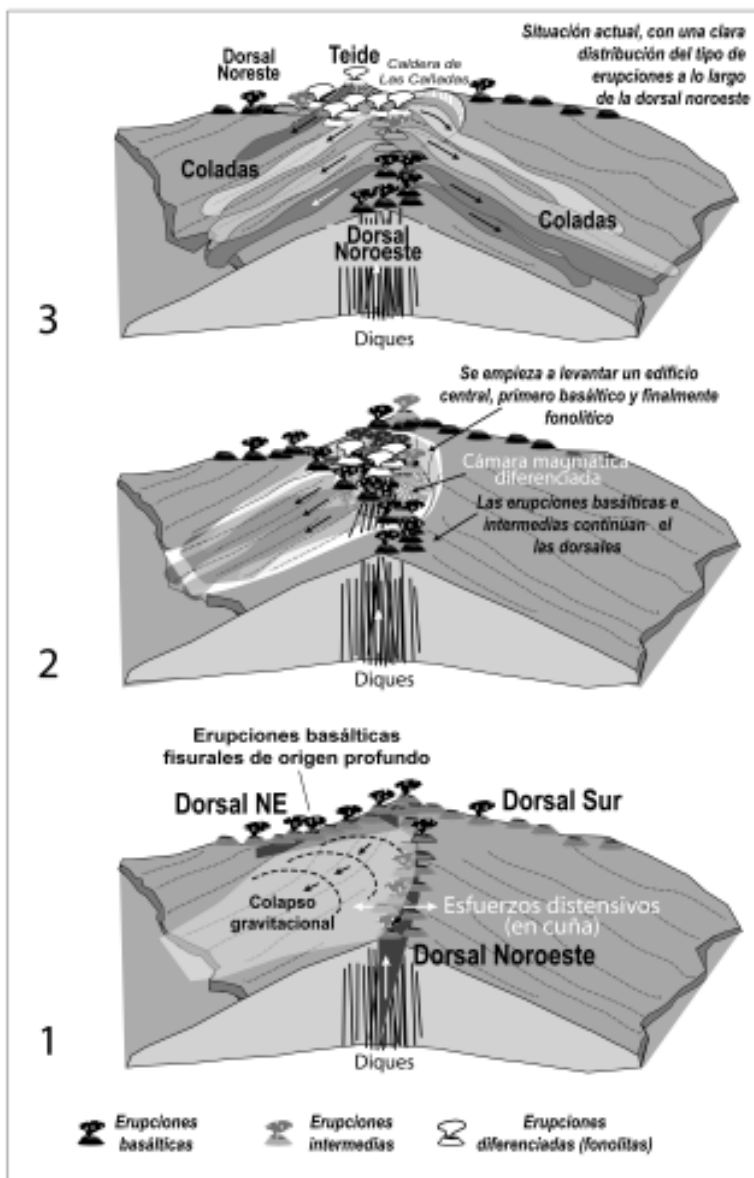


FIG. 5.—Modelo que indica cómo la actividad de las dorsales acaba por generar deslizamientos gravitatorios masivos, en cuyas cuencas se levantan anidados edificios volcánicos de creciente diferenciación magmática (fonolíticos). Explicación en el texto.

consecuente dificultad de ascenso del magma, favorece el desarrollo de una cámara magmática superficial (unos pocos kilómetros de profundidad, frente a varias decenas para las erupciones de las dorsales). Se produce entonces en esa cámara somera un proceso geológico (diferenciación magmática) que hace que el magma modifique sus parámetros físico-químicos, volviéndose cada vez más rico en sílice (más «ácido»), y por ello más frío y viscoso y capaz de retener más eficazmente los gases disueltos en él. Esto hace que las erupciones evolucionen dando lavas cada vez más viscosas y episodios eruptivos más explosivos, lo que no sucede en los extremos distales de las dorsales, alejados de la cuenca de deslizamiento.

El resultado final es el levantamiento de un gran edificio volcánico, de lavas diferenciadas en sus etapas finales, al tiempo que continúan las erupciones basálticas e intermedias en el resto de la dorsal (fig. 5-3).

Esta evolución post-colapso del volcanismo anidado en la cuenca de deslizamiento se ha podido comprobar en la observación de los materiales volcánicos que han rellenado la cuenca en una galería de 4.5 Km de longitud (galería Salto del Frontón, La Guancha), que atraviesa toda la formación hasta alcanzar la brecha de colapso, y donde se observa una progresiva evolución desde los términos basálticos iniciales a los fonolíticos de la última etapa. La aplicación de este modelo al sistema volcánico activo del Teide-Dorsal Noroeste de Tenerife permite prever el previsible comportamiento de una futura erupción en función de su localización, dada la variación espacial de la composición de los magmas y su influencia directa en los estilos eruptivos.

En cuanto a la posibilidad de erupciones en el propio estratovolcán del Teide hay que decir que, a pesar de ser el volcán más emblemático de Canarias (la montaña más alta de España con sus 3718 m de altura y el tercer volcán más alto del planeta después del Mauna Kea y Mauna Loa en Hawaii), de su condición de volcán activo en una zona muy densamente poblada, y haber sido objeto de numerosos proyectos de investigación (entre otros El Teide ha sido Volcán Laboratorio Europeo, uno de los 16 volcanes seleccionados como Volcanes de la Década, por la Asociación Internacional de Volcanología y Quí-

mica del Interior de la Tierra (IAVCEI) en el marco del «Decenio para la Mitigación de los Desastres Naturales 1990-2000» proclamado por las Naciones Unidas), estaba sorprendentemente muy deficientemente estudiado hasta hace muy poco. Aunque se había estudiado desde el punto de vista petrológico y estratigráfico (Navarro, 1980; Ablay et al., 1998; Ablay y Martí, 2000), faltaba información geológica básica que sí existe para sus compañeros hawaianos (Tilling et al., 1987), especialmente edades absolutas que permitan reconstruir su historia geológica y evaluar de forma científica su previsible comportamiento futuro. Trabajos recientes (Carracedo et al., 2003a, 2004c,d) han permitido datar buena parte de las erupciones del Teide de los últimos 30.000 años mediante edades Carbono-14 (tabla 1), incluyendo la última erupción del volcán (Carracedo et al., 2003a), frecuentemente asociada con la apuntación en el diario de a bordo de Cristóbal Colón en su viaje de regreso de América, aunque la edad obtenida de 1240 ± 60 años es mucho más lógica si consideramos que ya estaban pobladas por los españoles las vecinas islas de Gran Canaria y La Gomera, y una erupción de estas características difícilmente hubiera pasado desapercibida.

El comportamiento del Teide que se deduce de estas edades modifica las ideas anteriores. Su evolución, como volcán anidado en una cuenca de deslizamiento, es similar a otro de iguales características y ya extinto —el estratovolcán Bejenado, en La Palma—, con el que El Teide tiene similitudes significativas y del que se ha podido seguir su evolución completa. El complejo Teide (en sentido estricto, sin considerar el Pico Viejo y los centros parásitos y adventicios) no parece haber tenido más erupciones en los últimos 20.000 años que ésta de hace unos 1240 años. La actividad eruptiva de lo que podemos considerar como el «sistema volcánico central» se ha localizado fundamentalmente en este periodo en el estratovolcán Pico Viejo y en un conjunto de centros eruptivos adventicios fonolíticos situados preferentemente en la base del Teide. Este sistema volcánico central ha funcionado en paralelo con la actividad fisural del Rift NO, incluso produciéndose mezclas de magma en el área de borde (Araña et al., 1989b), siendo ambos sistemas volcánicos los que

han generado gran parte de la actividad volcánica de la isla de Tenerife en los últimos 20.000 años (ver tabla 1).

Los trabajos anteriores de evaluación del riesgo eruptivo, realizados antes de la publicación de las dataciones radiométricas mencionadas, apuntaban a la «imposibilidad de establecer una cronología detallada de las erupciones sálicas del ciclo del Teide» (Araña et al., 2000), afirmación completamente errónea toda vez que, como se ha indicado, se han obtenido numerosas dataciones de C14 de este ciclo y otras se están procesando.

Estas deficiencias en la datación del volcanismo del Teide (y de la dorsal noroeste) invalidan totalmente tanto las estimaciones de los periodos de recurrencia para este sistema volcánico, como los mapas de peligrosidad elaborados (Araña et al., 2000; Felpeto, 2002). En estos trabajos, que en esencia reproducen los realizados hace ya tiempo (Soler y Carracedo, 1983), se consideran erupciones reales del Teide una serie de relatos de navegantes de 1341 a 1492 que deben corresponder a incendios forestales o cualquier otro fenómeno (nubes, fumarolas, etc.). En efecto, la última erupción prehistórica de la zona es la de Mña. Reventada, que ha sido datada en 990 BP, seguida por la última erupción del Teide (las Lavas Negras), datada en 1240 BP (ver tabla 1). No hay pues espacio para ninguna de las erupciones indicadas en las noticias de navegantes. Tampoco son válidos los periodos de recurrencia calculados para Tenerife por los mencionados autores en 44-83 años (Araña et al., 2000; Felpeto, 2002), ya que es evidente que entre la más antigua erupción histórica de esta isla (1704) y la primera prehistórica (990 BP) transcurre un periodo mucho más dilatado (Carracedo et al., 2003a,d).

Finalmente, tampoco está suficientemente aclarado el estado actual de la cámara magmática del sistema volcánico del Teide, lo que permite interpretaciones contradictorias. La mayoría de los trabajos publicados indican que la cámara post-caldera del Teide está en condiciones terminales (Araña, 1989; Araña et al., 1989a), con temperaturas de 400°C, e incluso 250°C en pequeños cuerpos magmáticos periféricos independientes (Valentín et al., 1989). Estas afirmaciones coinciden con otras aún más contundentes que afirman que «en Canarias no hay actual-

mente una cámara magmática que sea lo suficientemente activa como para producir una gran erupción de tipo explosivo de alto riesgo, como la del Teide, que está casi totalmente apagada. A una profundidad de seis kilómetros bajo El Teide la temperatura más alta es de unos 400 °C, lo que para los geólogos es casi la consumación del periodo de enfriamiento» (Ortiz, 1989). En el mismo sentido se expresa Araña (1989) «Los modelos científicos termodinámicos que ahora se han realizado indican que el ciclo Teide está en fase terminal, por lo cual no se espera ningún tipo de erupción más violenta que la que pueda ocurrir en cualquier parte del Archipiélago», afirmando más adelante que «...podemos asegurar que una erupción en El Teide es prácticamente imposible, que es un sistema exhausto». Estos autores van aún más lejos y afirman en el Directorio de Observatorios Volcanológicos (WOVO, 1994) «Todo el trabajo realizado, petrológico, geoquímica de fluidos, geofísica, etc. indica la ausencia de cámaras magmáticas en condiciones de producir erupciones de carácter explosivo en un volcán central, El Teide. Los riesgos son magnificados por los medios de comunicación y grupos de pocos escrúpulos que piensan que exagerando el peligro pueden obtener mayor financiación y promoción».

Las investigaciones recientes demuestran asimismo que las erupciones fonolíticas datadas en este sistema volcánico del Teide han ido reduciendo su extensión en los últimos miles de años (Carracedo et al., 2003a, 2004c,d), lo que parece concordar con un ciclo terminal, en que la cámara magmática se contrae y enfría. Aunque podría reactivarse por inyección de magma profundo, no es previsible que esto pueda ocurrir a corto plazo y, en todo caso, el proceso sería de muy larga duración.

Podemos pues concluir que, en ausencia de otros datos, no parece existir un riesgo significativo de erupciones volcánicas asociadas al Teide, y menos de carácter explosivo. Lo sorprendente es que estos mismos autores estén ahora reivindicando una posible erupción del Teide (que ahora «burbujea»), y alerten de que hay que prepararse para el peor escenario posible, acusando a las autoridades de no tomarse en serio la posibilidad de una erupción catastrófica (Ortiz, 2005a). Escenario que ellos mismos descartaban, acusando a los que tal cosa anunciaran de

ser grupos sin escrúpulos buscando mayor financiación y promoción.

¿Cómo serán las erupciones?

Las erupciones volcánicas en Canarias han mantenido una pauta muy similar en los últimos 20-30.000 años, predominando las erupciones de magmas basálticos a través de fisuras (erupciones basálticas fisurales), generalmente con mecanismos eruptivos estrombolianos. Este tipo de volcanismo, que ha predominado ampliamente en las erupciones históricas del Archipiélago, no presenta un riesgo importante, ya que se suele constreñir a la formación de uno o varios conos de piroclastos (lapilli o picón y escorias) y a la emisión de coladas fluidas que discurren generalmente hacia el mar. Suelen anunciarse con bastante antelación por la ocurrencia de terremotos de intensidad, frecuencia y proximidad a la superficie crecientes, valiosos precursores y elemento fundamental de la detección temprana.

Estas erupciones estrombolianas, relativamente inocuas, pueden complicarse si existe interacción del magma superficial con el agua, freática o marina, evolucionando, súbitamente a veces, hacia episodios freatomagmáticos, de una explosividad e intensidad considerablemente mayores, por lo que en todas las erupciones, especialmente en La Palma y El Hierro, habría que prever una evolución de estas características (Carracedo et al., 2001; Pérez Torrado et al., 2004).

En determinadas ocasiones pueden coexistir en una misma erupción los típicos magmas basálticos con otros más evolucionados (fonolíticos), estos últimos mucho más viscosos y tendentes a generar episodios explosivos. En estos casos pueden producirse mezcla de magmas y un aumento de la explosividad, generando a veces pequeñas «nubes ardientes», que aunque de mucha menor importancia que las típicas de volcanes de bordes de colisión (por ejemplo, la del Mt. Pelée de 1902, que arrasó St. Pierre en la isla de Martinica, causando 29.000 víctimas), suponen un riesgo considerablemente mayor que las típicas estrombolianas. Esta clase de erupciones, como la

de Jedey (1585), son especialmente frecuentes en el volcán Cumbre Vieja, en La Palma, donde las erupciones recientes aprovechan la mayor fisuración de los domos fonolíticos como conductos finales de aproximación a la superficie (Carracedo et al., 2001).

Con menor frecuencia y probabilidad, pero representando un peligro real, están las erupciones de carácter fonolítico y mecanismos estrombolianos o incluso moderadamente explosivos (tipo Mña. Blanca). Estas erupciones se localizan preferentemente en la base del edificio principal del Teide y en la conjunción con este edificio volcánico de las dorsales NO y NE (Abalay et al., 1995; Carracedo et al., 2004c,d). El resultado de estas erupciones es la formación de un cono estromboliano de escorias y lapilli fonolítico (pómez), con mantos de pómez de proyección aérea de mayor espesor y extensión que en las erupciones estrombolianas de carácter basáltico. De estos aparatos volcánicos suelen derivarse coladas fonolíticas, que en el interior de la caldera de Las Cañadas tienen escaso recorrido y gran potencia (decenas de metros), mientras que en las vertientes del norte se canalizan, alcanzando generalmente la costa (Carracedo et al., 2003a, 2004c,d).

En lo que a los propios estratovolcanes del Teide y Pico Viejo se refiere, éstos han emitido generalmente coladas (las fases algo más explosivas son posteriores y asociadas a los domos periféricos), inicialmente de basaltos y basanitas, diferenciándose progresivamente a términos intermedios y fonolíticos.

Los datos expuestos permiten una primera valoración de los peligros eruptivos, que se han expresado en el mapa preliminar de peligros volcánicos de la isla de Tenerife de la fig. 6 (Carracedo et al., 2004c,d), que se espera refinar con la evaluación de los correspondientes riesgos, estudio actualmente en progreso.

2.3. El riesgo tectónico en Canarias: Los deslizamientos gigantes y tsunamis asociados

Coincidiendo con la erupción del Volcán St. Helens (EE UU, 1980) aparece en escena un nuevo tipo de riesgo asociado a determinadas erupciones volcánicas, hasta entonces desconoci-

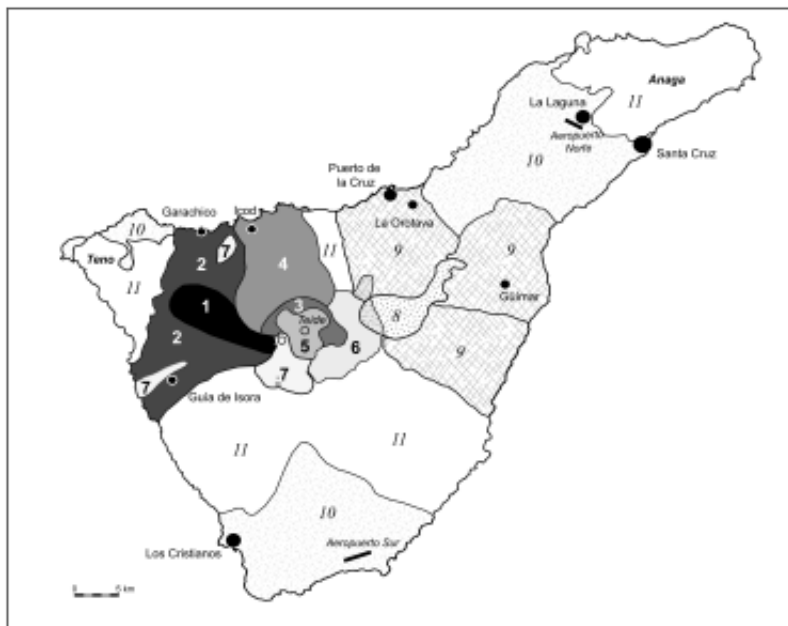


FIG. 6.—Zonificación de peligros volcánicos del Teide y la Dorsal Noroeste en función de su relación con los principales edificios y estructuras volcánicas activas. El peligro volcánico es mayor a menor número: 1. Dorsal Noroeste: la parte más activa de la isla en los últimos 20.000 años, con al menos 5 erupciones en los últimos 2.000 años. Erupciones estrombolianas generando conos y coladas basálticas. Lluvia de lapilli y escorias basálticas e incendios forestales. Emisiones de gas con posible contaminación de galerías. Última erupción: El Chinyero, año 1909. 2. Flancos de la Dorsal Noroeste: áreas invadidas por coladas que provienen de la Dorsal y alcanzan frecuentemente la costa. Destrucción asociada al paso de coladas y a incendios forestales. Lluvia de cenizas finas (de proyección aérea), esparcidas según la fuerza y dirección del viento. Explosiones freáticas y colapsos del frente de coladas al llegar éstas al mar. 3. Domos periféricos del Teide: domos y domo-coladas fonolíticos. Erupciones de larga duración, asociadas con lluvias de pómez y, eventualmente, pequeños flujos piroclásticos (muy raros) en relación con colapsos de domo. Sismicidad frecuente y relativamente intensa ($M < 5$). Última erupción: Roques Blancos, 1790 BP. 4. Laderas del norte del Teide: coladas fonolíticas de gran potencia emitidas por domos (3) y que alcanzan la costa norte. Destrucción asociada a enormes pero muy lentas coladas que no respetan la topografía. Incendios forestales y lluvias de pómez de escasa importancia. Al menos 5 erupciones en los últimos 6.000 años. 5. Estratovolcán del Teide (edificio principal): coladas fonolíticas muy ramificadas. Sólo una erupción en los

últimos 30.000 años (las lavas negras de fonolitas obsidiánicas de 1240 BP). Probabilidad muy baja de explosiones freatomagmáticas (última explosión freatomagmática >17.500 años, Pérez Torrado et al., 2004). 6. Parte oriental de la caldera de Las Cañadas: domos y domo-coladas fonolíticas de Montaña Blanca y Montaña Rajada. Peligros similares a los de las zonas 3 y 4, pero con el flujo de las coladas esencialmente restringido al interior de la caldera de Las Cañadas. Última erupción: erupción moderadamente explosiva de Montaña Blanca (2020 BP). 7. Parte occidental de la caldera de Las Cañadas (Ucanca): coladas basaníticas a fonolíticas emitidas por el Teide y Pico Viejo. Sin actividad eruptiva en los últimos 15.000 años, excepto la erupción histórica (1798) del Chahorra. Se incluyen en esta zona 7 las partes no recubiertas por lavas en los últimos 15.000 años. 8. Dorsal Noreste: erupciones estrombolianas que han generado coladas y conos basálticos. Peligros similares a los de la zona 1. Sin actividad eruptiva en los últimos 30.000 años, excepto las erupciones históricas de escasa relevancia de 1704-1705 (Fasnia y Siete Fuentes). 9. Fasnia y Valles de La Orotava y Güímar: coladas basálticas emitidas en la Dorsal Noreste. Últimas erupciones: 11.000 años en el valle de La Orotava, 1704-1705 en Fasnia y 1705 en el Valle de Güímar. 10. Partes distales de la dorsales más antiguas, sin actividad eruptiva reciente (>30.000 años). 11. Escudos miocenos de Teno y Anaga (6-4 millones de años) y laderas norte (La Fortaleza, macizo de Tigaiga) y sur del Edificio Cañadas (sin actividad en los últimos 170.000 años), con zonas protegidas topográficamente por la pared de la caldera de Las Cañadas.

do para los volcanólogos: los deslizamientos gravitatorios masivos. Se presencia en esa erupción por vez primera el deslizamiento de masas ingentes de rocas a velocidades de centenares de kilómetros por hora. La reinterpretación de estructuras geológicas poco comprendidas puso de manifiesto este origen y lo habitual del fenómeno, especialmente en islas oceánicas relacionadas con puntos calientes. En efecto, la presencia de deslizamientos gigantes, implicando a veces centenares e incluso miles de Km^3 , ha sido documentada en Hawaii (Moore, 1964; Moore et al., 1989), Reunión (Duffield et al., 1982) y en Canarias (Carracedo, 1994, 1996a, 1999; Urgelés et al., 1997, 1999; Masson et al., 2002; Watts y Masson, 2002). Un proceso colateral no menos peligroso de estos deslizamientos son los *tsunamis*, olas gigantescas de efectos devastadores en las costas del entorno, incluso lejano. En Hawaii se presta más atención, incluso instrumental, a la vigilancia de los *tsunamis* que a las propias

erupciones volcánicas. La reciente ocurrencia (diciembre de 2004) al noroeste de la isla de Sumatra de un devastador tsunami con 250.000 víctimas ha puesto trágicamente de manifiesto la vigencia y magnitud de este peligro natural, si bien en este caso su génesis se debió a terremotos de gran magnitud (9 en la escala de Richter) asociados a movimientos de fallas en borde de placa.

En Canarias, dada su situación intraplaca, no pueden darse terremotos de suficiente magnitud (>7 Richter) para generar tsunamis similares a los que asolaron las costas del sureste asiático. Sin embargo, se han documentado un buen número de deslizamientos gravitatorios gigantes en la historia geológica del Archipiélago, a los cuales podrían haberse asociado tsunamis importantes, como por ejemplo atestiguan una serie de depósitos sedimentarios localizados a lo largo del Valle de Agaete (Gran Canaria) que probablemente fueron provocados por tsunamis asociados al deslizamiento gigante del Valle de Güímar en Tenerife (Pérez Torrado et al., 2002a). Aunque el proceso de generación de grandes tsunamis por desplazamientos verticales (fallas) de grandes lienzos del fondo oceánico a causa de grandes terremotos es de fácil comprensión, en el caso de los deslizamientos gigantes el proceso es más complejo y no siempre aceptado. Está demostrado que los edificios insulares crecen a veces de forma excesiva, alcanzando configuraciones inestables y, eventualmente, se desploman. En este caso no sólo intervienen los esfuerzos gravitatorios, aunque son los más importantes, sino que en las zonas de *rift* o dorsales se acumulan esfuerzos tensionales, como resultado de la continuada intrusión de diques, que actúan como cuñas. Se generan así esfuerzos distensivos coherentes, que se suman a los esfuerzos gravitatorios.

Cuando el edificio volcánico ha crecido tanto que supera el nivel crítico de estabilidad, forma un sistema crítico auto-organizado (Bak y Tang, 1989), en el que cualquier proceso adicional —una nueva intrusión, una erupción, un fuerte terremoto, como ocurrió con el Mt. S. Helens— puede provocar el derrumbe parcial del edificio volcánico, que restaura así el equilibrio y puede seguir creciendo. Puesto que los empujes tensionales son

perpendiculares al eje de las dorsales, los bloques desgajados y colapsados se encuentran perpendiculares a un *rift* o entre dos *rifts*, como ilustran perfectamente los deslizamientos gigantes de La Palma, El Hierro y Tenerife (Carracedo et al., 2001).

Al menos 10 grandes deslizamientos gravitatorios se han descrito en Canarias en los últimos años gracias al trabajo conjunto de los buques oceanográficos —estudiando los fondos marinos alrededor de las islas— y los trabajos geológicos en tierra (ver una síntesis en Carracedo et al., 2002 y en Masson et al., 2002). Las grandes depresiones calderiformes de Canarias (la Caldera de Las Cañadas, la Caldera de Taburiente) y los valles en forma de herradura (La Orotava, Güímar y el arco norte de Anaga en Tenerife, El Golfo y El Julan en El Hierro, el Valle de Aridane en La Palma, el arco de Jandía en Fuerteventura y el arco del Andén Verde en Gran Canaria), tienen este origen común.

La pregunta pertinente es ¿Es probable la repetición de un proceso de estas características en Canarias en un futuro próximo y cuáles serían sus efectos? Dos casos se han citado reiteradamente como posibles a corto plazo en los medios de difusión: El deslizamiento del flanco norte del Teide y el del flanco oeste del volcán Cumbre Vieja, en la isla de La Palma.

El deslizamiento del flanco norte del Teide, Tenerife

Como ya hemos visto, el complejo volcánico del Teide ha crecido anidado en una cuenca de deslizamiento, que ha rellenado hasta alcanzar su altura actual. Si bien está firmemente sujeto en gran parte de su perímetro por el circo de Las Cañadas, queda libre y con acentuada pendiente su lado norte, por el que las diferentes emisiones han alcanzado la costa. Una observación poco profunda puede inducir a pensar que es este un sistema inestable. Sin embargo, hay que tener en cuenta que este edificio completó prácticamente su crecimiento en altura hace unos 30.000 años, y desde esa época se ha rodeado de un conjunto de aparatos periféricos en forma de domos y domocoladas que han incrementado su base y anclado y estabilizado

el conjunto (Carracedo et al., 2003b). Por consiguiente, la última etapa de desarrollo del Teide ha contribuido a aumentar su estabilidad y no al contrario (Carracedo et al., 2003a,b, 2004c,d). La progresiva reducción del área de dispersión de los centros eruptivos fonolíticos asociados al estratovolcán Teide en los últimos 10.000 años sugiere una reducción correlativa de la cámara magmática diferenciada (Carracedo et al., 2004c,d), acen tuando el proceso de estabilización del conjunto volcánico central.

El deslizamiento del flanco oeste del volcán Cumbre Vieja, La Palma

Un caso notorio y de gran difusión es la modelización de un deslizamiento del flanco occidental de Cumbre Vieja (Ward y Day, 2001), exagerando sus efectos para alcanzar dimensiones globales y catastróficas (un tsunami destruiría las Canarias en minutos con olas de centenares de metros y alcanzarían la costa atlántica de EE UU con olas de 20-30 m). La oportunista reiteración a escala mundial de esta catastrofista teoría justo después del reciente tsunami de Indonesia (McGuire, 2005) ha contribuido a magnificar su difusión. En estas teorías, intencionadamente alarmistas, se indica que tal proceso, que causaría aún más víctimas y daños que el tsunami de Indonesia de 2004, podría ocurrir en cualquier momento, en relación con una futura erupción en Cumbre Vieja.

Es discutible si este proceso podría ocurrir o no en el futuro geológico, ya que, en efecto, Cumbre Vieja es un edificio volcánico que se ha formado en unos 125.000 años y cuya inestabilidad ha aumentado progresivamente (Carracedo et al., 1999 a,b; 2001; Day et al., 1999). Sin embargo, no es posible afirmar que el edificio volcánico esté ya cerca ni mucho menos del nivel crítico de inestabilidad, que en los casos anteriores en esa isla requirieron mucho más tiempo y, previsiblemente, con indicios mucho más evidentes. El anterior deslizamiento en La Palma, que formó la Caldera de Taburiente y el Valle de Aridane, ocurrió hace 560 ka y tardó centenares de miles de años en alcanzar su nivel crítico de inestabilidad (Carracedo et al., 1999a,b,

2001). Asociar, como se ha hecho, las fallas abiertas en la erupción de 1949 (Bonelli Rubio, 1950; Benítez Padilla, 1951) con la existencia de un bloque inestable ya desgajado y en movimiento imparable (McGuire, 2005) carece totalmente de confirmación, ya que las fallas de 1949 podrían ser sólo fisuras superficiales propias de la erupción y no se ha registrado sismicidad en este edificio volcánico como correspondería a un proceso de movimiento lento. Al contrario, el seguimiento de las posibles deformaciones del terreno mediante satélite ha puesto de manifiesto la ausencia de desplazamientos relativos entre ambos flancos de Cumbre Vieja (Moss et al., 1999). Por otra parte, la futura evolución de Cumbre Vieja podría adoptar una configuración estable, por ejemplo mediante la modificación del *rift* o la emigración de la actividad volcánica hacia el sur, pauta que ha caracterizado el desarrollo de este edificio volcánico desde sus inicios (Carracedo et al., 2001).

Por otra parte, incluso si este fenómeno se produjera no hay evidencia ni mucho menos de que los efectos fueran tan catastróficos como los descritos por Ward y Day (2001). Muchos autores sugieren que los grandes tsunamis, como el reciente de Indonesia o el de Lisboa de 1755, sólo pueden ser generados por terremotos de magnitudes muy importantes, capaces de desplazar grandes bloques del fondo oceánico, y no por deslizamientos gigantes, cuyos efectos se disipan mucho más rápido (Pararas-Carayannis, 2002; Paris et al., 2005).

Revisiones recientes del modelo de Ward y Day (2001) concluyen que estas teorías catastrofistas sobre La Palma se basan «en la utilización de parámetros incorrectos que han conducido a modelos muy exagerados, atrayendo una atención impropia de los medios de comunicación y una innecesaria preocupación de que un mega-tsunami podrían ser inminente» (Pararas-Carayannis, 2002). Estos análisis demuestran que incluso en el peor escenario posible de un colapso en La Palma los efectos distales en las costas de EE UU se reducirían muy probablemente a olas con amplitudes de apenas 1 metro (Mader, 2001). Estas discrepancias se deberían a una errónea estimación en los modelos de Ward y Day (2001) y McGuire (2005) de parámetros básicos, tanto de probabilidad de ocurrencia, como de dimensiones, frag-

mentación, velocidades y de la dispersión producida en el acoplamiento del desplome con el agua profunda, que en el modelo más realista de Mader (2001) reduce espectacularmente la amplitud de la ola de tsunami y sus efectos a distancia.

Es éste un caso manifiesto de exageración de la realidad con objeto de atraer la atención de los medios de difusión, y oportunista, en su reiteración inmediatamente después del devastador tsunami de 2004 en Indonesia. Por otra parte ¿Cuál es el propósito real de difundir estos modelos catastrofistas? Puesto que estos deslizamientos gravitatorios masivos no pueden evitarse, las únicas medidas preventivas factibles serían la ordenación del territorio y la alerta temprana. Ambas medidas son imposibles en el propio Archipiélago, ya que las olas de tsunami de este modelo llegarían a las otras islas con alturas de decenas de metros (más de 50 metros al norte de Tenerife, unos 200 m si tenemos en cuenta el proceso de remonte de las olas en las zonas no acantiladas) y en sólo unos minutos. La primera medida es impensable, porque acarrearía despoblar las zonas costeras densamente habitadas y acabar con el turismo, la primera y esencial economía del Archipiélago. La alerta temprana es, asimismo, imposible, por el corto periodo de aviso.

Sin embargo, el tsunami tardaría al menos 6-8 horas en alcanzar las costas de EE UU, lo que hace innecesaria la alerta temprana, que sí sería necesaria para el verdadero riesgo para EE UU que es la zona sismogénica de la placa del Caribe, con terremotos importantes, tsunamis relativamente frecuentes (al menos en 1867, 1918 y 1946) y mucho más próxima. El interés parece pues estribar más que en la seguridad de las poblaciones, en la promoción personal y la venta de seguros de propiedades. No en vano este grupo de investigadores está financiado por una de las principales compañías internacionales de seguros, especializada precisamente en los riesgos naturales (<http://www.benfieldhrc.org/>).

Los deslizamientos del interior de Gran Canaria

Con volúmenes menos importantes que los anteriores, del orden de 0,2 a 1,3 km³, se han identificado en Gran Canaria al

menos 35 movimientos en masa distribuidos especialmente en torno a la cumbre central de la isla y en su sector occidental. Al contrario de los deslizamientos gigantes relacionados con los estadios de crecimiento inicial en las islas, asociados a megaestructuras volcánicas como las dorsales y los volcanes en escudo, estos deslizamientos de Gran Canaria han ocurrido durante su estadio de rejuvenecimiento tardío (Plio-Cuaternario), sin grandes edificios volcánicos en crecimiento y con un volcanismo activo de baja frecuencia eruptiva y con mecanismos de baja explosividad (fundamentalmente estrombolianos). La casi totalidad de estos depósitos de deslizamiento se encuentran anidados en el interior de depresiones erosivas, como son las de Tirajana, Tenteniguada y Tejeda, entre otras. Estas depresiones debían ya existir antes de que se produjeran los deslizamientos y, por consiguiente, se vieron agrandadas cuando sucedieron los mismos. Sólo uno de ellos se ha volcado hacia el exterior de la isla afectando a los acantilados del Andén Verde, en el NO insular, posteriormente recubiertos por formaciones eólicas y torrenciales (Criado et al., 1998).

En el resto del archipiélago no se encuentran equivalentes de estos deslizamientos grancanarios, al menos en lo que respecta al número de ellos y volúmenes involucrados, lo cual plantea serios problemas para explicar su génesis. Descartada su relación con una enérgica actividad volcánica intrusiva contemporánea o con una importante sismicidad de origen volcánico, debe descartarse también su relación con condicionamientos climáticos exclusivamente, ya que de ser así, y considerando la existencia de fuertes escarpes en todas las islas, se habrían producido en todas o algunas de ellas fenómenos semejantes, ya que comparten el mismo área latitudinal-climática.

Así pues, siguiendo este razonamiento, sólo quedan las causas tectónicas. Estudiando las diferentes alturas en las que afloran un conjunto de depósitos volcanosedimentarios (niveles marinos y lavas almohadilladas —pillow lavas— asociadas) de edad Pliocena en diferentes puntos del litoral nordeste, norte y oeste de Gran Canaria, se pone de manifiesto que esta isla ha debido sufrir un basculamiento generalizado hacia el oeste, posiblemente debido al peso que sobre ella ejerce la vecina isla de

Tenerife, más joven y con sus laderas submarinas orientales reposando sobre las grancanarias (Pérez Torrado et al., 2002b). De esta forma, este basculamiento pudo originar fracturas y sismos tectónicos capaces de generar estos deslizamientos. Pero, por supuesto, existen otras posibilidades, como puede ser la generación de asentamientos diferenciales en la isla tras el desmantelamiento del estratovolcán Roque Nublo (con la descompresión subsiguiente) y las tensiones generadas tras la fuerte intrusión de domos y diques de este estratovolcán, así como por las estructuras en rift subsiguientes.

El riesgo de nuevos deslizamientos similares en Gran Canaria no parece una amenaza cercana si se consideran los caracteres actuales del volcanismo, las tensiones litostáticas posiblemente más liberadas en esta fase de lento rejuvenecimiento posterosivo, así como la posición de los niveles freáticos de las aguas subterráneas mucho más bajos. Sin embargo, la alta frecuencia de grandes escarpes y la fuerte torrencialidad de las precipitaciones, posibilitan la caída de bloques y paneles rocosos que afectan a las vidas de los humanos y a sus infraestructuras. Un riesgo evidentemente menor pero a tener muy en cuenta en los planes de protección civil y a la hora de realizar las infraestructuras y asentamientos de la población.

2.4. La falsa alarma volcánica de Tenerife de 2004: Análisis del primer ensayo moderno de tratamiento de una crisis volcánica

Ésta de 2004 no es la primera falsa alarma de erupción en Canarias. Crisis más o menos importantes, generalmente relacionadas con episodios relativamente agudos y prolongados de actividad sísmica sentida por la población han ocurrido en El Hierro en 1793, en la que se programó incluso la evacuación total de la isla aunque nunca llegó a producirse una erupción o fue submarina, en contra de lo indicado por Hernández Pacheco (1982) que la relaciona con los volcanes relativamente recientes de la zona de Lomo Negro. Una crisis importante fue la de 1914-1917 en Fuerteventura (Monge, 1980) y en 1936-1939 en

La Palma (Monge, 1980), esta última posiblemente relacionada con alguna intrusión que se acercó a la superficie (Kluegel et al., 1999). Sin embargo, es la falsa alarma de 2004, a pesar de

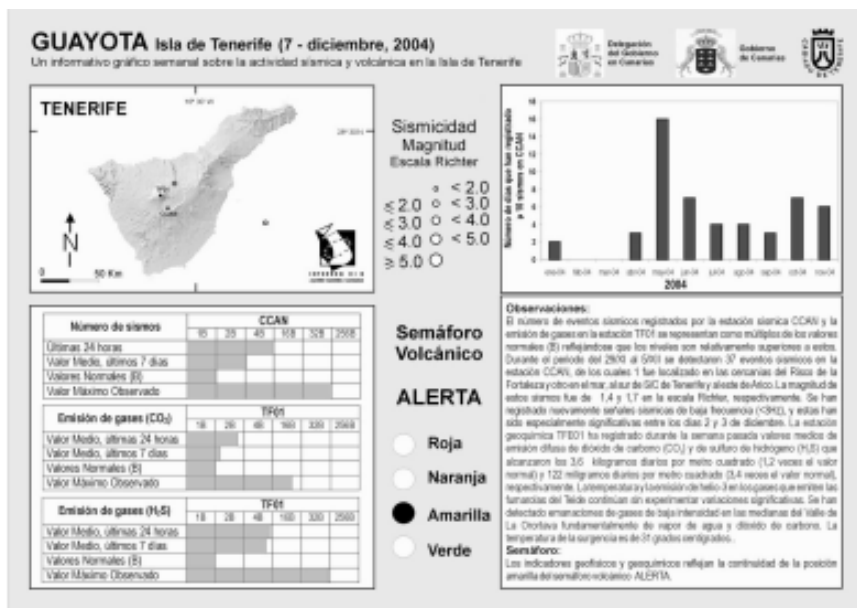


FIG. 7.—Típico comunicado del «Comité científico-técnico del Plan de Actuación Coordinada de Protección Civil ante una posible erupción volcánica en Tenerife», creado con carácter local y sustituyendo al anterior de nivel estatal, en que estaban representados el IGN y el CSIC. Este comité local, controlado totalmente por el Cabildo de Tenerife a través de una empresa participada (Inst. Tecnológ. y Energ. Renov. S.A.), difundió estos comunicados alarmistas (elaborados por esta empresa), con semáforos de alerta y exagerando el número e importancia de los terremotos (confundiéndose registros de una sola estación sísmica con terremotos) y los gases volcánicos (sin considerar las variaciones naturales originadas por los cambios de la temperatura y la presión barométrica), llegando incluso a dar una fecha fija para la erupción (octubre de 2004), posiblemente del Teide y explosiva. Estos comunicados, de periodicidad semanal, llegaron a generar una verdadera alarma generalizada, especialmente en la población del norte de Tenerife, totalmente injustificada porque jamás hubo indicios de actividad volcánica y la inmensa mayoría de la actividad sísmica era instrumental, no percibida por la población, por lo que se trató de una crisis esencialmente mediática. La isla llegó a conocerse como *Terrorife* en los medios de difusión internacionales.

los lógicos avances científicos y tecnológicos, la que más impacto negativo ha generado.

En abril de 2004 la red sísmica del IGN registró, al parecer, un gran número de pequeños terremotos, no percibidos por la población, la mayoría no localizados y de $M < 2$. El 10 de mayo se produjo un terremoto de $M3$ por encima de Icod de Los Vinos, esta vez sentido por la población. A partir de esa fecha se han venido registrando eventos de muy baja magnitud (no sentidos) y la mayoría sin localizar, alternando con periodos de calma. Sólo en unos pocos pudo localizarse la profundidad de foco. Como puede verse, un escenario bastante poco concreto en cuanto a la sismicidad y sin indicio alguno de actividad volcánica.

La actuación de un comité local creado «ad hoc» («Comité científico-técnico del Plan de Actuación Coordinada de Protección Civil ante una posible erupción volcánica en Tenerife») difundiendo comunicados alarmistas (fig. 7), poniendo a la isla en situación de alarma eruptiva (semáforo amarillo), e incluso dando una fecha para la erupción (octubre de 2004) que podría ser del Teide y explosiva, sumió a la isla en un agudo estado de intranquilidad y a veces de histeria, especialmente en el norte de la isla (gente durmiendo completamente vestida, acumulando provisiones e incluso vendiendo propiedades), a la par que la isla llegó a denominarse *Terrorife* en medios de difusión internacionales (Christie, 2004). Aunque jamás hubo el más mínimo indicio de actividad eruptiva, la «crisis volcánica» y el semáforo amarillo por una previsible erupción se mantenían por parte del citado comité en febrero de 2005, a pesar de que los integrantes del CSIC que estaban en el comité a título personal lo abandonaron denunciando el acaparamiento por parte del Cabildo de Tenerife de todas las decisiones, el excesivo alarmismo y el que, en realidad, el comité local nunca existió, porque nunca se reunió (Ortiz, 2005b).

La falta de un periodo de registro instrumental suficientemente largo y preciso y la imposibilidad de localizar e interpretar adecuadamente la mayoría de estos registros por el bajo número de estaciones sísmicas, no justificaba en absoluto la instauración de un estado de alarma. Situaciones parecidas se

volcánicamente activa. Si el IGN no había registrado esta actividad en el interior de Tenerife era a causa de que no tenía ninguna estación en el centro de la isla, motivo por el que sí comenzaron a registrar esta actividad en el año 2001, a raíz de la mejora de la red sísmica, como el propio IGN reconoce, con la instalación de una estación en la zona de Las Cañadas. La red sísmica del CSIC, que estuvo operativa hasta finales de los 90 (en que no pudo seguir manteniéndose por falta de fondos), con 4 estaciones en la isla (círculos en la fig. 8 A), sí registraba actividad en Tenerife, localizando los terremotos incluso con su profundidad (parte inferior de la fig. 8 A). El análisis de estos registros evidenciaba su falta de peligro, por lo que jamás se generó una alarma como la de 2004. En la figura se indican, como ejemplo, los terremotos registrados por la red del CSIC en Tenerife en 1994 (A), año en que el IGN no registró actividad alguna en la isla (B, fuente IGN). La actividad sísmica anterior era también relativamente abundante en el interior de la isla de Tenerife, como se observa en C, donde se muestran los terremotos sentidos y registrados en la isla en el periodo 1964-1978 (Monge, 1980). De nuevo, el número de registros próximos (en la propia isla) aumenta espectacularmente con cada nueva estación sísmica que se instala (ver tabla 3).

habían producido anteriormente, con terremotos sentidos en casi todas las islas, la última en el centro de la isla de Gran Canaria, en octubre de 2003. En estos casos, sin embargo, la alarma inicial se disipaba rápidamente al explicar a la población que este tipo de actividad sísmica es normal en las islas volcánicas activas y que no reviste peligro.

Por otra parte, ya se habían registrado numerosos terremotos en el interior de la isla de Tenerife (Monge, 1980; Mezcuá et al., 1989; Jiménez y García Fernández, 2000), particularmente cuando la red sísmica de la Estación Volcanológica de Canarias (CSIC) estaba operativa, localizándose numerosos eventos, incluso con su profundidad (fig. 8 A), aunque el IGN no había registrado actividad sísmica en el interior de Tenerife hasta 2000 (fig. 8 B). Este hecho se debió a deficiencias de la red del IGN, que sólo tenía dos estaciones en Anaga (en Bajamar y en Santa Cruz de Tenerife). La red del CSIC en cambio, con cuatro estaciones sísmicas repartidas por toda la isla, una de ellas en Mña Blanca (ver fig. 8 A), sí registraba una actividad similar a la ocurrida en 2004 (fig. 8 A), hasta que dejó de operar adecuadamente a finales de los 90 por falta de fondos para su mantenimiento. Un algoritmo introducido filtraba los cientos de señales

recibidas, eliminando aquellas que no eran registradas al menos por dos estaciones sísmicas alejadas, garantizando así que estaban originadas por un proceso de gran energía (un terremoto) y no por ruido humano (principalmente tráfico pesado). En esta ocasión en cambio, todas las señales, sin filtrar, se han anunciado como terremotos en las primeras páginas de los periódicos, dando lugar a la alarma general.

A partir del año 2000, en que el IGN mejora la red sísmica con una estación en el centro de la isla (en Las Cañadas del Teide), empieza a registrar terremotos de baja intensidad en el interior de Tenerife. El cambio en la geometría de la red disipa el efecto de la «falla» NE-SO equidistante entre Tenerife y Gran Canaria, posiblemente un efecto de la geometría de la red, que pasa a ser un apretado grupo de eventos en las inmediaciones de una zona volcánica submarina posiblemente activa, o de una zona de escape del borde de Tenerife sobre Gran Canaria generadora de fallas inversas. Al mismo tiempo se inicia el registro de actividad sísmica en el interior de Tenerife, pero sin una localización correcta en la mayoría de los casos, al menos en la profundidad de los focos sísmicos.

No parece pues plausible afirmar que se trata de una actividad sísmica «nueva» en Tenerife a partir de 2000, sino más bien, como el propio IGN considera, una consecuencia «de la modernización y mejora de la red sísmica» (IGN, 2004). Este proceso ya había ocurrido cuando este Instituto aumentó el número de estaciones sísmicas en 1975 y 1977, lo que disparó el número de sismos registrados en el interior de Tenerife (tabla 3). Basta comprobar los registros de la red del CSIC (fig. 8 A), o de la actividad del periodo 1964-1978 (fig. 8 C), para comprobar que efectivamente, con picos de mayor o menor actividad siempre han existido terremotos en Tenerife, aunque se haya tenido mayor o menor éxito en su registro e interpretación (ver fig. 8 C).

¿Como puede explicarse entonces que algo que sólo hubiera sido noticia de un día se transformara en la crisis más larga y aguda desde la erupción del Teneguía en 1971? Una parte de la explicación se halla muy posiblemente en la creación del citado comité «ad hoc», sustituyendo al anterior (el Comité Científico de Evaluación y Seguimiento de fenómenos Volcánicos, creado

en el marco de la Directriz Básica de Planificación de Protección Civil ante el Riesgo Volcánico), integrado por Protección Civil estatal, el CSIC y el IGN, instituciones que no quisieron estar en cambio en este nuevo comité, de carácter exclusivamen-

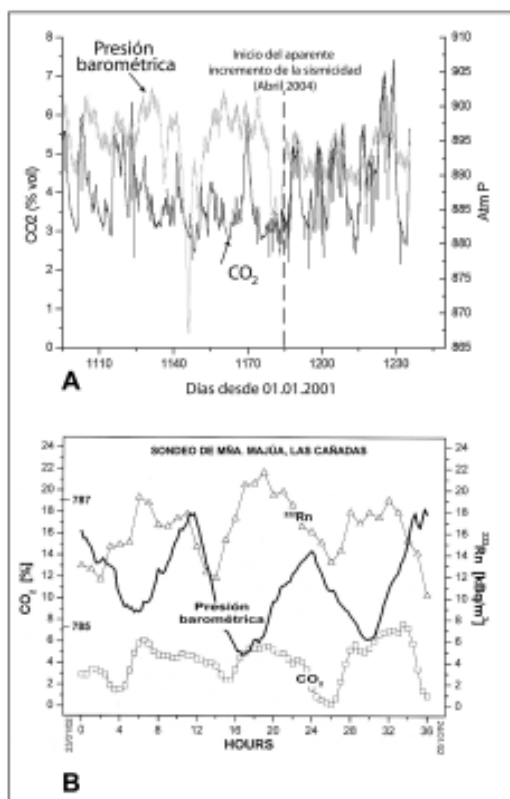


FIG. 9.—A) Modulación de la tasa de emisión de CO₂ por los cambios de corto periodo y estacionales de la presión barométrica. Puede observarse la falta de cambios significativos asociados a la sismicidad de abril-mayo de 2004 (com. pers. C. Martín Luis). Obsérvese que las variaciones de la tasa de emisión de CO₂ pueden cambiar 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 de los cambios temporales en la presión barométrica» (Soler et al., 2004).

te local y claramente controlado por el Cabildo de Tenerife, aunque algunos investigadores del CSIC lo hicieron por un tiempo a título personal.

Por otra parte, parece que se aprovechó la situación para intentar promocionar a un grupo local (relacionado con el Instituto Tecnológico y de Energías Renovables S.A., empresa privada participada por el Cabildo de Tenerife) como único encargado del estudio y vigilancia de la sismicidad y el volcanismo en la provincia, desplazando o subordinando a aquellos que han venido realizando esta tarea desde hace décadas, como el CSIC, IGN, Universidades, etc. La tendencia desde hace años de ese grupo local a las predicciones, como la «predicción» de terremotos (Pérez Rodríguez, 1997; 2004), le incitó a convencer a las autoridades y gran parte de la población de la inminencia de una erupción volcánica, posiblemente del Teide y explosiva, incluso poniéndole fecha en octubre de 2004 (Canarias 7, 2004). Para ello exageró el número e importancia de los terremotos —utilizando todos los registros que el IGN obtenía de su estación en la zona de Las Cañadas pero que este Instituto no contemplaba como actividad sísmica contrastada al no estar recogidos al menos en dos estaciones alejadas y no poder saber su procedencia, que en el caso de ser verdaderos terremotos podrían ser incluso ajenos a la propia isla—, expuso como nuevos gases volcánicos que eran sobradamente conocidos (Carracedo y Soler, 1983; Cioni et al., 1985; Albert et al., 1986, 1989; Valentín et al., 1989; Romero Ruiz, 1991; Martín Luis, 1999; Eff-Darwich et al., 2002; Soler et al., 2004), pero exagerando su volumen e importancia (fig. 9), y situó a Tenerife en el «semáforo amarillo», nivel de alerta utilizado internacionalmente para un edificio volcánico reactivado y con una erupción posible en semanas (Hill et al., 1991). Este comité llegó incluso a anunciar en los medios de difusión una nueva fumarola en el Valle de La Orotava (Diario de Avisos, 8-12-2004, 10-12-2004; El Día, 10-12-2004), en realidad las emanaciones de vapor de un respiradero de una instalación industrial en el Valle de La Orotava (Carracedo, 2004a).

Sin embargo, la predicción a más corto plazo y más alarmante fue la realizada utilizando la inversa de la medida en

tiempo real de la amplitud sísmica (IRSAM), un sistema diseñado para analizar esta actividad durante una crisis volcánica bien definida y localizada, en que los sismos son tan seguidos que se solapan y confunden (Murray y Endo, 1992). De acuerdo con el análisis efectuado se produciría con gran probabilidad una erupción explosiva del Teide seguida de un deslizamiento gigante de la cara norte el 9 de junio de 2004 (fig. 10). Afortunadamente, este modelo, que fue presentado en reuniones del más alto nivel e influyó en las predicciones posteriores del comité, no se filtró a los medios de difusión, lo que evitó una alarma aún mayor. 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.

La ya famosa «crisis volcánica» de 2004 no ha sido, pues, sino una falsa alarma de gran difusión pero originada fundamentalmente por el escaso rigor en el análisis científico y el

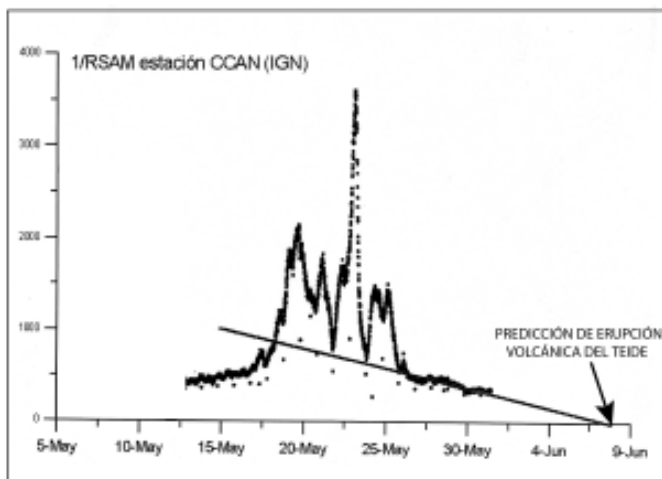


FIG. 10.—Predicción efectuada de una posible erupción del Teide el 9 de junio de 2004 utilizando la inversa de la medida en tiempo real de la amplitud sísmica (IRSAM). Explicación en el texto (R. Ortiz, com. pers.).

deficiente manejo de la situación por las entidades responsables. El desencadenante último de esta crisis fue el manejo inadecuado e intencionadamente exagerado de unos registros obtenidos en nuevas estaciones sísmicas, la mayoría de origen desconocido y que posiblemente siempre hayan existido en Tenerife con fases de mayor o menor incidencia. En ningún momento hubo el más mínimo indicio de actividad volcánica.

Sin embargo, al igual que ocurre en todas estas falsas alarmas «requiere un gran esfuerzo mostrar los fallos de estas pretensiones y pocos pueden comprender las razones por las que estas ideas no son válidas» (Wyss, 2001). Sin embargo, no es un asunto trivial, sino que se suelen analizar con gran interés las circunstancias que las permitieron, para tratar de evitar su repetición. En este caso concreto sorprende particularmente que una isla con el desarrollo económico y tecnológico de Tenerife, cuya principal actividad económica es el turismo y por ello interesada en mantener la imagen de destino turístico seguro, haya estado inmersa en una situación de alarma generalizada y mantenida durante largos meses por una pretendida inminente erupción volcánica de la que jamás hubo ni el más mínimo indicio.

Un caso con cierto paralelismo es el de la falsa alarma motivada por el anuncio en 1976 de una erupción en la isla de Guadalupe (Antillas francesas), que nunca llegó a ocurrir (Fiske, 1984). En esta isla, que competía duramente con la Martinica por la primacía económica y política y la capitalidad de la región, se produjeron abundantes terremotos y explosiones en la cima del volcán La Soufrière, aunque nunca llegó a haber ni tan siquiera indicios de una verdadera erupción, que en aquel tipo de volcanes son extraordinariamente explosivas y peligrosas, sino unas explosiones freáticas generadas por la liberación violenta de gases, fundamentalmente vapor de agua. De inmediato se estableció la pugna entre dos grupos científicos, uno, que tenía todo el respaldo político, que creía en una inminente erupción y propugnaba la evacuación inmediata y otro partidario de esperar a comprender el proceso mediante un análisis científico más sosegado de la situación. Finalmente se efectuó la evacuación de unas 70.000 personas a una playa alejada durante tres

largos meses, lo que originó una fuerte pérdida de actividad económica y que la isla de Martinica ganara definitivamente la carrera por la supremacía en la región. Los análisis petrológicos demostraron más tarde que sólo se trató de alguna explosiones freáticas, sin conexión con procesos eruptivos.

El final de esta falsa alarma de Tenerife ha sido tan poco consistente y burocrático como todo el proceso y ha consistido en pasar el semáforo de alerta de amarillo a verde, sin mayor justificación científica que al haberlo puesto en amarillo, ya que los terremotos han seguido siendo similares, incluso con alguno sentido posteriormente en la isla de Gran Canaria (25-2-2004). Este acuerdo se tomó en una reunión del 17 de febrero de 2005 del «Comité de dirección del Plan de Actuación Coordinada ante una posible erupción volcánica en Tenerife», ahora ya al parecer formado sólo por autoridades políticas (los presidentes del Gobierno de Canarias y del Cabildo de Tenerife, y el delegado del Gobierno central).

La credibilidad de la ciencia ha quedado en cierto modo a salvo, como resume el editorial «Y ahora ¿qué?» (El Día, 2005), gracias a que se denunció desde el primer momento la magnificación de una crisis volcánica que no tenía fundamento y la intromisión de intereses políticos en un tema eminentemente científico (Carracedo, 2004b; Carracedo y Pérez Torrado, 2004).

CONCLUSIONES

1. Los peligros geológicos en Canarias son muy moderados, incluso en comparación con islas consideradas paradisíacas como las Hawaii, Réunion, etc. En efecto, el propio marco geográfico y geodinámico y la configuración de las islas restringen en Canarias la probabilidad de ocurrencia de terremotos catastróficos, tifones devastadores y grandes inundaciones. Los riesgos geológicos reales y con previsible incidencia a escala humana (los próximos cientos de años) se limitan a las escorrentías de los barrancos y a erupciones de relativa baja frecuencia y peligrosidad.

2. El volcanismo más activo está localizado en la parte oc-

cidental del Archipiélago, en consonancia con el proceso de punto caliente que ha originado escalonadamente en el tiempo las diferentes islas. En consecuencia, es posible (y necesario) concentrar el estudio y vigilancia del peligro eruptivo principalmente en las islas de La Palma, El Hierro y Tenerife, particularmente en sus *rifts* o dorsales activas.

3. El mayor riesgo eruptivo en Canarias está en la isla de Tenerife, que a su complejo volcanismo activo (un sistema de *rifts* activos y un sistema volcánico central diferenciado anidado en una cuenca de deslizamiento) une su elevada demografía. No obstante, los datos disponibles apuntan a que el complejo volcánico del Teide, el único en Canarias que podría dar erupciones con una cierta explosividad, está en fase terminal y en proceso de progresiva estabilización. Las erupciones más previsibles con gran diferencia, son de carácter basáltico o intermedio y mecanismos eruptivos estrombolianos, de peligro muy moderado, similar al de las erupciones habidas en el periodo histórico del Archipiélago.

4. La gran densidad de población, especialmente si consideramos el elevado número de visitantes, hace que las erupciones volcánicas, aunque de relativamente bajo peligro, constituyan un riesgo significativo. Por otra parte, el hecho de ser el turismo la principal economía de las Islas requiere prevenir ese riesgo al máximo, al mismo tiempo que es imprescindible tratar de evitar en lo posible las falsas alarmas. Para ello es preciso atender adecuadamente al estudio y vigilancia de los principales volcanes activos, tarea en la que aún se ha avanzado insuficientemente. Esto requiere una aproximación diametralmente distinta, pasando de insistir en atender a la sismicidad como si fuera la misma de ambientes no volcánicos (como la España peninsular), a una sismicidad asociada al volcanismo y uno de sus más potentes medios de estudio y de detección temprana. Esto requiere un cambio en la densidad y geometría de la red de estaciones sísmicas y en su propia finalidad. Es contradictorio y difícilmente justificable que se hayan concentrado los principales recursos en el estudio y registro de una actividad sísmica que no existe (la de ambientes tectónicos continentales), mientras se ha olvidado el estudio de la sismicidad volcánica y el volcanismo

en un archipiélago volcánicamente activo y la única región de España con estas características.

5. La pretendida «crisis volcánica» de 2004 no es sino una falsa alarma que ha mantenido atemorizada a buena parte de la población de Tenerife durante meses sin justificación alguna. Esta situación se ha creado por la magnificación intencionada de la importancia de unos sismos, la gran mayoría no sentidos ni localizados y muy posiblemente habituales en la isla con fases de mayor o menor intensidad, y de gases también habituales. Lo excepcional de esta situación es que haya sido promovida por un comité controlado por las autoridades locales, que generalmente tienden al proceso contrario, igualmente peligroso, de minimizar excesivamente las situaciones de riesgo real, como en la trágica erupción del Nevado del Ruiz, Colombia, 1985 (Carracedo, 1997, 2002). Aún más incomprensible es inventar este tipo de crisis, que rápidamente se extienden en los medios de difusión incluso internacionales, en unas islas cuya actividad económica casi exclusiva es el turismo.

6. Para evitar en el futuro estas falsas alarmas, que pueden perjudicar seriamente los intereses económicos y la calidad de vida de la población, se debería disponer de mejor instrumentación (instrumentando con redes sísmicas considerablemente más densas los volcanes más activos, especialmente Cumbre Vieja en La Palma y el Teide-Dorsal Noroeste en Tenerife). Además, evitar los localismos invirtiendo la tendencia mostrada y en vez de hacer cada vez más local el asesoramiento y la toma de decisiones, extenderla incorporando como asesores no solamente expertos nacionales sino algún conocido experto internacional, preferentemente en el volcanismo de islas oceánicas intra-placa, lo que reduciría el afán de preponderancia local, la injerencia del poder político, y el tomar y mantener tozudamente por buenas interpretaciones y decisiones claramente erróneas.

RECONOCIMIENTOS

Los resultados y observaciones que se han expuesto han sido logradas gracias a la realización de numerosos estudios en los

últimos 35 años, en proyectos financiados por la CICYT (años 81-83, 85-88, 89-91 y 92-95), el Gobierno de Canarias (91-93), la OTAN (94-95), la Caja General de Ahorros de Canarias (2003-2005), y varios Programas Picasso (entre 1997 y 2004), instituciones a las que agradecemos vivamente su apoyo.

Estas ideas han sido presentadas y debatidas en comunicaciones orales en congresos y reuniones científicas, en Hawaii (Jagger conference, sept., 1993 y Cities on Volcanoes II, 2003), Guadalupe (WOVO Workshop: Volcano observatories, surveillance of volcanoes and prediction of eruptions, 1993 y Reunion du Programme d'Echanges d'Experiences de Prevision des Risques Telluriques, Dirección de Acciones Regionales de la UE., 1995), Madrid (Jornadas sobre Reducción Riesgos Geológicos en España, ITGME y R. Acad. Ciencias Exact., Fis. y Nat., 1995), Londres (Volcanoes in the Quaternary, QRA. Geological Society, Burlington House, 1995), Strasbourg (EUG 8 Congress, 1995), Boulder, CO. USA (XXI IUGG Gen. Assemb., 1995), Alicante (UIMP, Riesgos Naturales, 2003) y Pucón, Chile (IAVCEI General Assembly, 2005).

REFERENCIAS

- ABLAY, G. J.; ERNST, G. G. J.; MARTÍ, J., y SPARKS, R. S. P., 1995: «The ~2 ka subplinian eruption of Montaña Blanca, Tenerife», *Bulletin of Volcanology*, vol. 57, núm. 5, pp. 337-355.
- ABLAY, G. J.; CARROLL, M. R.; PALMER, M. R.; MARTÍ, J., y 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.
- ABLAY, G. J., y MARTÍ, J., 2000: «Stratigraphy, structure and volcanic evolution of the Pico Teide- Pico Viejo formation, Tenerife, Canary Islands», *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 103: 175-208.
- ALBERT, F. J.; ARAÑA, V.; DÍEZ GIL, J. L.; FILLY, A.; FONTES, J. CH.; GARCÍA DE LA NOCEDA, C.; OCAÑA, L., y VALENTÍN, A., 1986: «Modelo termodinámico de la actividad fumarólica del Teide», *A. Física*, 82: 186-201.
- ALBERT, F. J.; DÍEZ GIL, J. L.; VALENTÍN, A., GARCÍA DE LA NOCEDA, C. y ARAÑA, V., 1989: «El sistema fumaroliano del Teide», en *Los volcanes y la caldera del Parque nacional del Teide (Tenerife, Islas Canarias)*, Araña, V., y Coello, J. (eds.), ICONA, serie técnica núm. 7: 347-358.
- ANCOCHEA, E.; FÚSTER, J. M.; IBARROLA, E.; CENDRERO, A.; COELLO, J.; HERNÁN, F.; CANTAGREL, J., y JAMOND, C., 1990: «Volcanic evolution of the island of

- Tenerife (Canary Islands) in the light of new K-Ar data», *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 44: 231-249.
- ANGUITA, F., y HERNÁN, F., 1975: «A propagating fracture model versus a hot spot origin for the Canary Islands», *Earth and Planetary Science Letters*, 27, 1, 11-19.
- ANGUITA, F., y HERNÁN, F., 2000: «The Canary Islands origin: a unifying model», *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103, 1-26.
- ARAÑA, V., 1989: «El Teide es un volcán en fase terminal», *El Día*, 8-1-1989.
- ARAÑA, V., 1995: «La investigación científica y la mitigación del riesgo volcánico asociado a las posibles erupciones del Teide», *Protección Civil*, núm. 26, pp. 32-36.
- ARAÑA, V., y ORTIZ, R., 1991: «The Canary Islands: Tectonics, magmatism and geodynamic framework (capítulo 7)», en *Magmatism in extensional structural settings (The phanerozoic African plate)*, Springer-Verlag, Barcelona, España: 209-563.
- ARAÑA, V.; BARBERI, F., y FERRARA, G., 1989a: «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 núm. 7: 101-147.
- ARAÑA, V.; APARICIO, A.; GARCÍA CACHO, L., y GARCÍA GARCÍA, R., 1989b: «Mezcla de magmas en la región central de Tenerife», en *Los volcanes y la caldera del Parque nacional del Teide (Tenerife, Islas Canarias)*, Araña, V., y Coello, J. (eds.), ICONA, serie técnica núm. 7: 269-298.
- ARAÑA, V.; FELPETO, A.; ASTIZ, M.; GARCÍA, A.; ORTIZ, R., y 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., y 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., y 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., y EWERT, J. W., 1993: «Vigilancia volcánica y pronósticos a corto plazo», en *Los peligros volcánicos* (R. I. Tilling, eds.), WOVO, Pub. USGS: 51-82.
- BENÍTEZ PADILLA, S., 1951: «La erupción de Las Manchas en la isla de La Palma y el volcanismo canario (24 junio-31 julio 1949)», *El Museo Canario*, Las Palmas de Gran Canaria: 51-72.
- BONELLI RUBIO, J. M., 1950: *Contribución al estudio de la erupción del Volcán Nambroque o San Juan (isla de La Palma), 24 de junio a 4 de agosto de 1949*, Inst. Geografico y Catastral, Madrid.
- Canarias 7, 2004: «Los científicos sitúan en el próximo octubre la fecha de una posible erupción volcánica (5 junio, 2004)».
- CARRACEDO, J. C., 1994: «The Canary Islands: an example of structural control

- on the growth of large oceanic island volcanoes», *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 60, 3/4: 225-242.
- CARRACEDO, J. C., 1995a: «Peligrosidad y riesgo volcánico en Canarias», en *Reducción de Riesgos Geológicos en España*, Serie Ingen. Ambiental. Inst. Tecnol. Geominero España y Real Academ. Ciencias Exact., Fis. y Nat.: 109-140.
- CARRACEDO, J. C., 1995b: «Volcanismo activo y prevención de riesgos en Canarias», *Protección*, Revista de la Dir. Gral. Prot. Civil Española, 26: 15-21.
- CARRACEDO, J. C., 1996a: «A simple model for the genesis of large gravitational landslide hazards in the Canary Islands», en *Volcano Instability on the Earth and other Planets* (McGuire, Jones and Neuberg, eds.), Geological Society London Sp. Pub. 110: 125-135.
- CARRACEDO, J. C., 1996b: «Morphological and structural evolution of the western CI: hotspot-induced three-armed rifts or regional tectonic trends?», *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 72: 151-162.
- CARRACEDO, J. C., 1997: «Riesgo volcánico», *Investigación y Ciencia*, Temas 8: Volcanes: 100-112.
- CARRACEDO, J. C., 1998: «El Riesgo Volcánico», en *Riesgos Geológicos*, Serie Geología Ambiental, Pub. Inst. Geol. Minero de España, Madrid: 83-97.
- CARRACEDO, J. C., 1999: «Growth, structure, instability and collapse of Canarian volcanoes and comparisons with Hawaiian volcanoes», *J. Volcanol. Geotherm. Res., Special Issue*, 94, 1-4: 1-19.
- CARRACEDO, J. C., 2001: «Volcanismo reciente y riesgo volcánico», en *Naturaleza de las Islas Canarias* (Fernández-Palacios y Martín Esquivel, eds.), Turquesa ediciones, 65-75.
- CARRACEDO, J. C., 2002: «La Erupción del Nevado del Ruiz y el lahar catastrófico del 13 de noviembre de 1985», en *Riesgos Naturales* (Ayala-Carcedo y Olcina Cantos, eds.), Ariel Ciencia. 295-305.
- CARRACEDO, J. C., 2004a: «El volcán de octubre, noviembre, etc., y la "fumaro-la" de Benijos», *El Día*, 17-12-2004, p. 10.
- CARRACEDO, J. C., 2004b: «Magnificación de la crisis volcánica sin fundamento», *El Día*, 20-5-2004: 42-43.
- CARRACEDO, J. C., y PÉREZ TORRADO, F. J., 2001: *Mantle Plumes. Volcanic history, geological features and volcanic hazards: The Canary Islands*, Editorial: Instituto Tecnológico de Aragón, III Congreso Ibérico de Geoquímica/VIII Congreso de Geoquímica de España. Editores científicos: M. Lago y E. Arranz, 207-217.
- CARRACEDO, J. C., y PÉREZ TORRADO, F. J., 2004: «El volcán de octubre de 2004», *El Día*, 13-5-2004, p. 42.
- CARRACEDO, J. C., y RODRÍGUEZ BADIOLA, E., 1991: *La Erupción de Lanzarote de 1730* (con un mapa geológico a color a escala 1/25.000 de la erupción de 1730), Serv. Public. Cabildo Insular de Lanzarote, Las Palmas de Gran Canaria, 184 pp.
- CARRACEDO, J. C., y SOLER, V., 1983: «Anomalías térmicas asociadas al vol-

- canismo en las Islas Canarias», *V Asamb. Nal. de Geod. y Geof.*, Madrid. Vol. Com.: 2351-2363.
- CARRACEDO, J. C., y 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. núm. 293), 73 pp.
- CARRACEDO, J. C.; RODRÍGUEZ BADIOLA, E., y SOLER, V., 1990a: «Aspectos volcanológicos y estructurales, evolución petrológica e implicaciones en riesgo volcánico de la erupción de 1730 en Lanzarote, Islas Canarias», *Estudios Geol.*, 46: 25-55.
- CARRACEDO, J. C.; SOLER, V.; RODRÍGUEZ BADIOLA E., y HOYOS, M., 1990b: «Zonificación del riesgo para erupciones volcánicas de baja magnitud en la isla de Tenerife, Islas Canarias», *Com. IV Reun. Nal. Geol. Ambiental*: 65-72.
- CARRACEDO, J. C.; RODRÍGUEZ BADIOLA, E., y SOLER, V., 1992: «The 1730-36 eruption of Lanzarote, Canary Islands: a long, high magnitude basaltic fissure eruption», *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 53: 239-250.
- CARRACEDO, J. C.; DAY, S.; GUILLLOU, H.; RODRÍGUEZ BADIOLA, E.; CANAS, J. A., y PÉREZ TORRADO, F. J., 1998a: «Origen y evolución del volcanismo de las Islas Canarias», en *Ciencia y Cultura en Canarias*, Pub. Museo de la Ciencia y El Cosmos, Cabildo de Tenerife: 67-89.
- CARRACEDO, J. C.; DAY, S.; GUILLLOU, H.; RODRÍGUEZ BADIOLA, E.; CANAS, J. A., y PÉREZ TORRADO, F. J., 1998b: «Hotspot volcanism close to a passive continental margin: the Canary Islands», *Geol. Mag.*, 135: 591-604.
- CARRACEDO, J. C.; DAY, S.; GUILLLOU, H., y PÉREZ TORRADO, F. J., 1999a: «Giant Quaternary landslides in the evolution of La Palma and El Hierro, Canary Islands», *J. Volcanol. & Geotherm. Res.*, Special Issue, 94, 1-4: 169-190.
- CARRACEDO, J. C.; DAY, S.; GUILLLOU, H., y GRAVESTOCK, P., 1999b: «The later stages of the volcanic and structural evolution of La Palma, Canary Islands: The Cumbre Nueva giant collapse and the Cumbre Vieja volcano», *Geological Society of America (GSA) Bulletin*, 111-5: 755-768.
- CARRACEDO, J. C.; RODRÍGUEZ BADIOLA, E.; GUILLLOU, H.; DE LA NUEZ, J., y PÉREZ TORRADO, F. J., 2001: «Geology and volcanology of La Palma and el Hierro (Canary islands)», *Estudios Geol.*, 57: 175-273.
- CARRACEDO, J. C.; PÉREZ TORRADO, F. J.; ANCOCHEA, E.; MECO, J.; HERNÁN, F.; CUBAS, C. R.; CASILLAS, R.; RODRÍGUEZ BADIOLA, E., y AHJADO, A., 2002: «Cenozoic Volcanism II: The Canary Islands», en *The Geology of Spain* (Gibbons, W., and Moreno, T., editors), The Geol. Soc., London, 439-472 pp.
- CARRACEDO, J. C.; PATERNE, M.; GUILLLOU, H.; PÉREZTORRADO, F. J.; PARIS, R.; RODRÍGUEZ BADIOLA, E., y HANSEN, A., 2003a: «Dataciones radiométricas (C14 y K-Ar) del Teide y el Rift NO, Tenerife, Islas Canarias», *Estudios Geol.*, 59: 15-29.
- CARRACEDO, J. C.; GUILLLOU, H.; PATERNE, M.; PÉREZ TORRADO, F. J.; MANGAS, J.; PARIS, R.; RODRÍGUEZ BADIOLA, E., y HANSEN, A., 2003b: «Volcanic hazards associated to the recent (the past 20 ka) eruptive activity of a rift-stratovolcano system in a densely populated area: Tenerife, Canary Islands», *Cities on Volcanoes*, 3, Hilo, Hawaii.
- CARRACEDO, J. C.; GUILLLOU, H.; PATERNE, M.; SCAILLET, S.; RODRÍGUEZ BADIOLA, E.;

- PÉREZ TORRADO, F. J.; HANSEN, A., y PARIS, R., 2004a: «Nested central volcanism related to rift development and giant landsliding in oceanic islands», *IAVCEI General Assemb.*, 2004, Pucón, Chile.
- CARRACEDO, J. C.; SINGER, B.; JICHA, B.; GUILLOU, H.; RODRÍGUEZ BADIOLA, E.; MECO, J.; PÉREZ TORRADO, F. J.; GIMENO, D.; SOCORRO, S., y LÁINEZ, A., 2004b: «La erupción y el tubo volcánico del volcán Corona (Lanzarote, Islas Canarias)», *Estudios Geol.*, 59: 277-302.
- CARRACEDO, J. C.; GUILLOU, H.; PATERNE, M.; SCAILLET, S.; RODRÍGUEZ BADIOLA, E.; PARIS, R.; PÉREZ TORRADO, F. J., y HANSEN MACHÍN, A., 2004c: *Avance de un Mapa de Peligros Volcánicos de Tenerife. Escenarios previsibles para una futura erupción en la isla*, Serv. Pub. de la Caja Gral. de Ahorros de Canarias, Sta. Cruz de Tfe., 46 pp.
- CARRACEDO, J. C.; GUILLOU, H.; PATERNE, M.; SCAILLET, S.; RODRÍGUEZ BADIOLA, E.; PARIS, R.; PÉREZ TORRADO, F. J., y HANSEN MACHÍN, A., 2004d: «Análisis del riesgo volcánico asociado al flujo de lavas en Tenerife (Isla Canarias): Escenarios previsibles para una futura erupción en la Isla», *Estudios Geológicos*, 60: 63-93.
- CHRISTIE, 2004: «Welcome to Terrorife», *Daily Record*, Jun 16, 2004.
- CIONI, F.; FERRARA, G.; VALENTÍN, A., y ARAÑA, V., 1985: «Estudio geoquímico de las emanaciones volcánicas del Teide (Tenerife) y Timanfaya (Lanzarote)», en *Mecanismos eruptivos y estructuras profundas de volcanes españoles e italianos* (V. Araña, ed., Reunión cient. CSIC-CNR, Islas Canarias: 68-78).
- CRiado, C.; HANSEN MACHÍN, A., y MARTÍN ARTILES, 1998: *Imbricación de procesos de vertiente, torrenciales y eólicos en el oeste de Gran Canaria: la génesis de la Punta de Las Arenas. Investigaciones recientes de la Geomorfología española*, A. Gómez Ortiz-F. Salvador Franch (ed.), Barcelona, pp. 357-366.
- DAY, S.; CARRACEDO, J. C.; GUILLOU, H., y GRAVESTOCK, P., 1999: «Recent structural evolution of the Cumbre Vieja Volcano, La Palma, Canary Islands: Volcanic rift zone reconfiguration as a precursor to volcanic flank instability?», *J. Volcanol. & Geotherm. Res.*, Special Issue, 94, 1-4: 135-167.
- Diario de Avisos*, 2004a: «Detectan emanaciones de vapor de agua y gases a 31° en Benijos», 8-12-2004, portada y p. 30.
- Diario de Avisos*, 2004b: «El Cabildo afirma que los gases de La Orotava tienen origen geológico», 10-12-2004.
- DUFFIELD, W. A.; STIELTJES, L., y VARET, J., 1982: «Huge landslide blocks in the growth of Piton de la Fournaise, La Réunion, and Kilauea Volcano, Hawaii», *J. Volcanol. & Geotherm. Res.*, 12: 147-160.
- EFF-DARWICH, A.; MARTÍN LUIS, C.; QUESADA, M.; DE LA NUEZ, J., y COELLO, J., 2002: «Variations on the concentration of ^{222}Rn in the subsurface of the volcanic island of Tenerife, Canary Islands», *Geophys. Res. Lett.*, 2, 22.
- El Día*, 2004: «Las emanaciones de gases en Benijos tienen un origen geológico», 10-diciembre-2004.
- El Día*, 2005: «Y ahora ¿qué?», 19-2-2005.
- FAVELA, J., y ANDERSON, D. L., 2000: «Extensional tectonics and global

- volcanism: Problems in geophysics for the new mellenium», en BOSCHI, E., and EKSTROM, G. (eds.), Ed. Compositori, Bologna, Italy: 463-498.
- FELPETO, A., 2002: *Identificación de peligros volcánicos y modelización de procesos eruptivos en la isla de Tenerife*, Instituto Geográfico Nacional Subdirección de Geodesia y Geofísica, Expediente núm. 02.110, 35 pp.
- FISKE, R. S., 1984: «Volcanologists, journalists, and the concerned public: A tale of two crises in the eastern Caribbean», en *Explosive Volcanism: Inception, evolution, and hazards*, Washington, D.C., National Academy Press, pp. 170-176.
- GARCÍA FERNÁNDEZ, M.; KIJKO, A.; CARRACEDO, J. C., y SOLER, V., 1988: «Optimum station distribution to monitor seismic activity of Teide Volcano, Tenerife, Canary Islands», *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 35: 195-203.
- GELLER, R. J., 1997: «Earthquake prediction: a critical review», *Geophys. J. Int.*, 131: 425-450.
- GELLER, R. J., 1999: *Nature Debates*, <http://www.nature.com/nature/debates/earthquake/>.
- GELLER, R. J.; JACKSON, D. D.; KAGAN, Y. Y., y MULARGIA, F., 1997: «Earthquakes cannot be predicted», *Science*, 275, 1616-1618.
- GUDMUNDSSON, A.; MARINONI, L. B., y 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.
- GUILLOU, H.; CARRACEDO, J. C., y 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.; PÉREZ TORRADO, F. J.; HANSEN MACHIN, A. R.; CARRACEDO, J. C., y GIMENO, D., 2004a: «The Plio-Quaternary volcanic evolution of Gran Canaria based on new K-Ar ages and magnetostratigraphy», *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 135, 221-246.
- GUILLOU, H.; CARRACEDO, J. C.; PARIS, R., y PÉREZ TORRADO, F. J., 2004b: «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.
- HAFID, M.; AIT SALEM, A., y BALLY, A. W., 2000: «The western termination of the Jebilet-High Atlas system (Offshore Essaouira Basin, Morocco)», *Marine and Petroleum Geol.*, 17: 431-443.
- HILL et al., 1991: *Response plans for volcanic hazards in the Long Valley caldera and Mono Craters area, California*, Open-File Report, U.S. Geol. Survey, Menlo Park, California, 64 pp.
- HOLIK, J. S.; RABONOWITZ, P. D., y AUSTIN, J. A., 1991: «Effects of Canary hotspot volcanism on structure of oceanic crust off Morocco», *J. Geophys. Res.*, 96: 12039-12067.

- HERNÁNDEZ PACHECO, A., 1982: «Sobre una posible erupción en 1973 en la isla de El Hierro (Canarias)», *Estudios Geol.*, 38: 15-25.
- HERNÁNDEZ PACHECO, A., y VALLS, M. C., 1982: «The historical eruptions of La Palma (Canarias)», *Arquipelago*, Rev. Univ. Azores, Ser. C. Nat., 3: 83-94.
- IGN, 2004: *Seguimiento de la sismicidad de las Islas Canarias*, Informe de la Dirección Gral. Protección Civil y Emergencias, 13 pp.
- JIMÉNEZ, M.-J., y GARCÍA FERNÁNDEZ, M., 2000: «Occurrence of shallow earthquakes following periods of intense rainfall in Tenerife, Canary Islands», *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 103, 1-4: 463-468.
- JONES, A.; SIEBERT, L.; KIMBERLEY, P., y LUHR, J. F., 2002: *Earthquakes and eruptions*. Digital Information Series, Global Volcanism Program, Smithsonian Inst., GVP-2, v. 2.0.
- KAUHAHUKAUA, J.; MARGRITER, S.; LOOKWOOD, J., y TRUSDELL, F., 1995: «Applications of GIS to the estimation of lava flow hazards on Mauna Loa Volcano, Hawaii», en *Mauna Loa revealed: Structure, composition, history and hazards* (Rhodes, J. M., and Lockwood, J. P., editors), *Geophys. Monograph*, 92: 315-325.
- KLEIN, F. W.; KOYANAGI, Y.; NAKATA, J. S., y TANIGAWA, W. R., 1987: «The seismicity of Kilauea's magma system», en *Volcanism in Hawaii*, Decker, W.; Wright, T. L.; Stauffer, P. H. (eds.), U.S: Geological Survey Professional Paper 1350, vol. 2: 1019-1185.
- KLUEGEL, A.; SCHMINCKE, H. U.; WHITE, J. D. L., y HOERNLE, K. A., 1999: «Chronology and volcanology of the 1949 multi-vent rift-zone eruption of La Palma (Canary Islands)», *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94, 1-4: 267-282.
- KOPPERS, A. A. P.; STAUDIGEL, H.; PRINGLE, M. S., y WIJBRANS, J. R., 2003: «Short-lived and discontinuous intraplate volcanism in the South Pacific: Hot spots or extensional volcanism?», *Geochim. Geophys. Geosyst.*, 4: 1-49.
- LANGENHEIM, V. A. M., y CLAGUE, D. A., 1987: «The Hawaiian-Emperor volcanic chain. Part II: Stratigraphic framework of volcanic rocks of the Hawaiian Islands», en *Volcanism in Hawaii*, Decker, W.; Wright, T. L., and Stauffer, P. H. (eds.), U.S.: Geological Survey Professional Paper 1350, vol. 1: 55-84.
- MAIN, I. G., 1997: «Long odds on prediction», *Nature*, 385, 19-20.
- MADER, C. L., 2001: «Modeling the La Palma landslide tsunami», *Science of Tsunami Hazards*, 19: 150-170.
- MARTÍ, J.; ABLAY, G. L., y BRYAN, S., 1996: Comment on «The Canary Islands: an example of structural control on the growth of large oceanic island volcanoes», by J. C. Carracedo, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 72: 133-149.
- 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.
- MARTÍNEZ DEL OLMO, W., y BUITRAGO BORRÁS, J., 2002: «Sedimentación y volcanismo al este de las islas de Fuerteventura y Lanzarote (Surco de Fúster Casas)», *Geogaceta*, 32: 51-54.

- MASSON, D. G.; WATTS, A. B.; GEE, M. J. R.; URGELÉS, R.; MITCHELL, N. C.; LE BAS, T. P., y CANALS, M., 2002: «Slope failures on the flanks of the western Canary Islands», *Earth-Sc. Reviews*, 57: 1-35.
- McKENZIE, D., y BICKLE, M. J., 1988: «The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere», *J. of Petrol.*, 29: 3625-679.
- McDOUGALL, I., y SCHMINCKE, H. U., 1976: «Geochronology of Gran Canaria, CI: Age of shield building volcanism and other magmatic phases», *Bull. Volcanol.*, 40: 57-77.
- McGUIRE, W. J., 2005: «The next big one?», *The Sunday Times*, 2-1-200.
- MEZCUA, J.; ORTIZ, R.; BUFORN, E.; GALÁN, J.; HERRAIZ, M.; MARTÍNEZ SOLARES, J. M.; RUEDA, J., y SÁNCHEZ VENERO, M., 1989: «Microsismicidad en el ámbito de las Cañadas y el Teide», en *Los volcanes y la caldera del Parque nacional del Teide (Tenerife, Islas Canarias)*, Araña, V., y Coello, J. (eds.), ICONA, serie técnica, núm. 7: 397-404.
- MONGE, F., 1980: *Sismicidad en el Archipiélago Canario*, tesis de licenciatura, Cátedra de Geofísica, Universidad Complutense, 177 pp.
- Moore, J. G., 1964: *Giant submarine landslides in the Hawaiian ridge*, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 501-D: 95-98.
- MOORE, J. G.; CLAGUE, D. A.; HOLCOMB, R. T.; LIPMAN, P. W.; NORMARK, W. R., y TORRESAN, M. E., 1989: «Prodigious submarine landslides on the Hawaiian ridge», *J. Geophys. Res.*, 94 (B12): 17465-17484.
- MOSS, J.; McGUIRE, W. J., y PAGE, D., 1999: «Ground deformation monitoring of a potential landslide at La Palma, Canary Islands», *J. Volcanol. & Geotherm. Res.*, 94, 1-4: 251-265.
- MULLINEAUX, D. R.; PETERSON, D. W., y CRANDELL, D. R., 1987: «Volcanic hazards in the Hawaiian Islands», en *Volcanism in Hawaii*, edited by Decker, R. W.; Wright, T. L., and Stauffer, P.H.; U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1350: 599-621.
- MURRAY, T. L., y ENDO, E. T., 1992: «A Real-Time Seismic-Amplitude Measurement System (RSAM)», en EWERT and SWANSON (eds.), 1992: *Monitoring Volcanoes: Techniques and Strategies Used by the Staff of the Cascades Volcano Observatory, 1980-1990*: USGS Bulletin 1666, pp. 5-10.
- NAVARRO, J. M., 1980: «Plano geológico del complejo Teide-Pico Viejo», en *Islas Canarias. Excursión 121 A+C*, vol. espec. dedicado al 26 Congreso Geol. Intern., París, 1980. *Bol. Geol. y Minero*, 91-2: 351-390.
- ORTIZ, R., 1989: «El Teide es el volcán más bello del mundo», *La Gaceta*, 2-12-2005.
- ORTIZ, R., 2005a: «Las autoridades no han tomado en serio la posibilidad de una erupción catastrófica», *Diario de Avisos*, 25-1-2005.
- ORTIZ, R., 2005b: «El comité científico del Plan de Actuación nunca existió», *Diario de Avisos*, 25-1-2005.
- PARARAS-CARAYANNIS, G., 2002: «Evaluation of the threat of mega tsunami generation from postulated massive slope failures of island strato-volcanoes on La Palma, Canary Islands, and on the Island of Hawaii», *Science of Tsunami Hazards*, 20-5: 251-277.

- PARIS, R.; GUILLOU, H.; CARRACEDO, J. C., y PÉREZ TORRADO, F. J., 2005: «Volcanic and morphological evolution of La Gomera (Canary Islands), based on new K-Ar ages and magnetic stratigraphy: implications for oceanic island evolution», *J. Geol. Soc. London*, 162: 501-512.
- PARIS, R.; CARRACEDO, J. C., and PÉREZ TORRADO, F. J., 2005: «Massive flank failures and tsunamis in the canary Islands: past, present, future», *Z. Geomorph. N.E. Suppl.* Vol. 140, Berlin-Stuttgart: 37-54.
- PÉREZ RODRÍGUEZ, N., 1997: «Un investigador asegura que el agua puede predecir terremotos (El ITER asume el proyecto para predecir sismos y erupciones)», *La Gaceta de Canarias*, 2-5-1997.
- PÉREZ RODRÍGUEZ, N., 2004: «El control de emisión de gases permite detectar un terremoto en La Restinga (El sismo fue el primero que se localiza en Canarias por este sistema)», *La Opinión de Tenerife*, 24-4-2004.
- PÉREZ TORRADO, F. J.; PARIS, R.; CABRERA, M. C.; CARRACEDO, J. C.; SCHNEIDER, J. L.; WASSMER, P.; GUILLOU, H., y GIMENO, D., 2002a: «Depósitos de tsunami en el valle de Agaete, Gran Canaria (Islas Canarias)», *Geogaceta*, 32: 75-78.
- PÉREZ TORRADO, F. J.; SANTANA, F.; RODRÍGUEZ SANTANA, A.; MELIÁN, A. M.; LOMOSCHITZ, A.; GIMENO, D.; CABRERA, M. C., y BÁEZ, M. C., 2002b: «Reconstrucción paleogeográfica de depósitos volcanosedimentarios pliocenos en el litoral NE de Gran Canaria (Islas Canarias) mediante métodos topográficos», *Geogaceta*, 32: 43-46.
- PÉREZ TORRADO, F.; CARRACEDO, J. C.; PARIS, R., y HANSEN, A., 2004: «Descubrimiento de depósitos freatomagmáticos en las laderas septentrionales del estratovolcán Teide (Tenerife, Islas Canarias): relaciones estratigráficas e implicaciones volcánicas», *Geotemas*, 6: 163-166.
- ROMERO RUIZ, C., 1991: *Las manifestaciones volcánicas históricas del Archipiélago Canario*, Pub. Cons. Política Territorial, Gob. Canarias, t. I, 695 pp.
- RYAN, M. P.; KOYANAGI, R. Y., y FISKE, R. S., 1981: «Modelling the three-dimensional structure of macroscopic magma transport systems: application to Kilauea Volcano, Hawaii», *J. Geophys. Res.*, 86: 7111-7129.
- SCHOLZ, C. H., 1997: «Whatever happened to earthquake prediction», *Geo-times*, March, 16-19.
- SOLANA, C., 1998: *Evaluación de los peligros volcánicos en Tenerife a partir de la reconstrucción de 4 erupciones históricas*, tesis doctoral, Univ. Complutense, Madrid, 257 pp.
- SOLER, V., y Carracedo, J. C., 1983: *Elaboración mediante ordenador del mapa de riesgo volcánico ponderado de la isla de Tenerife*, Com. V Asam. Nal. Geod. Geof., III: 23-65 (1983).
- 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 the Teide Volcano Complex (Tenerife, Canary Islands): Implications for volcanic activity monitoring», *Pure Appl. Geophys.*, 161: 1519-1532.
- TILLING, R. I.; HELIKER, C., y WRIGHT, T. L., 1987: *Eruptions of Hawaiian volcanoes: Past, present and future*, U. S. Geol. Surv. General-Interest Pub. Series, 54 pp.

- URGELÉS, R.; CANALS, M.; BARAZA, J.; ALONSO, B., y MASSON, D. G., 1997: «The last major megalandslides in the Canary Islands: The El Golfo debris avalanche and the Canary debris flow, west Hierro Island», *J. Geophys. Res.*, 102: 20305-20323.
- URGELÉS, R.; MASSON, D. G.; CANALS, M.; WATTS, A. B., y LE BAS, T., 1999: «Recurrent large-scale landsliding on the west flank of La Palma, Canary Islands», *J. Geophys. Res.*, 104: 25331-25348.
- VALENTÍN, A.; ALBERT, F. J.; DÍEZ GIL, J. L., y GARCÍA DE LA NOCEDA, C., 1989: «Emanaciones magmáticas residuales en Tenerife», en *Los volcanes y la caldera del Parque nacional del Teide (Tenerife, Islas Canarias)*, Araña, V., y Coello, J. (eds.), ICONA, serie técnica, núm. 7: 299-310.
- WALKER, G. P. L., 1990: «Geology and volcanology of the Hawaiian Islands», *Pacific Sci.*, 44: 315-347.
- WALKER, G. P. L., 1992: «Coherent intrusion complexes in large basaltic volcanoes: a new structural model», *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 50: 41-54.
- WALTER, T. R., y SCHMINCKE, H. U., 2002: «Rifting, recurrent landsliding and Miocene structural reorganization on NW-Tenerife (Canary Islands)», *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 91: 615-628.
- WALTER, T. R., y TROLL, V., 2003: «Experiments on rift zone evolution in unstable volcanic edifices», *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 127: 107-120.
- WATTS, A. B., y MASSON, D. G., 1995: «A giant landslide on the north flank of Tenerife, Canary Islands», *J. Geophys. Res.*, 100 (B2): 24487-24498.
- WARD, S. N., y DAY, S., 2001: «Cumbre Vieja Volcano-Potential collapse and tsunami at La Palma, Canary Islands», *Geophys. Res. Lett.*
- WHITE, R. S., y MCKENZIE, D. P., 1989: «Volcanism at rifts», *Scient. Am.*, July 1989: 74-83.
- WYSS, M., 2001: «Why is earthquake prediction not progressing faster?», *Tectonophysics*, 338, 3-4: 217-223.
- WOVO, 1994: Equipo de volcanología y geofísica volcánica (ORTIZ, R.; VIEIRA, V.; BLANCO, M. J., y ARAÑA, V.): *Directory of Volcano Observatorios 1993-1994*, WOVO/IAVCEI/UNESCO, Paris, 1994: 176-178.

TABLA 1

DATACIONES RADIOMÉTRICAS (^{14}C Y K/AR) DE LAVAS
DEL TEIDE-PICO VIEJO Y DE LAS DORSALES NOROESTE,
SUR Y NORESTE DE TENERIFE

<i>Muestra</i>	<i>Erupción</i>	<i>Edad BP (años)</i>
<i>Sistema volcánico Teide-Pico Viejo y Dorsal Noroeste</i>		
TFC-369	Montaña Reventada	990
TFC-05	Última erupción del Teide (Lavas Negras)	1.240
TFC-25	Roques Blancos	1.790
TFC-219	Montaña Hoya de Los Ajos	1.850
TFC-38	Roques Blancos	2.010
TFC-02	Mña. Blanca	2.020
TFC-15	El Boquerón	2.420
TFC-375	Mña Botija	2.660
TFC-56	Mña. de Chío	3.620
TFC-01	La Abejera Baja	4.790
CITF-60	La Abejera Alta	5.170
TFC-343	Cueva del Ratón	5.370
TFC-322	Mña. Liferfe	7.400
TFC-181	Montaña Las Lajas	8.220
TFC-178	Volcán del Portillo Superior	11.080
TFC-176	Volcán del Portillo Inferior	12.020
TFC-378	Montaña del Banco	12.810
TFC-261	Coladas de Pico Viejo hacia el Sur	14.630
TFC-20	Coladas de Pico Viejo hacia el Norte	17.570
TFC-139	Coladas pahoe-hoe de Pico Viejo	27.030
TFC-167	Coladas del Teide antiguo (Valle de La Orotava)	31.000
CITF-301	Coladas del Teide antiguo (Playa San Marcos)	32.360
CITF-85	Coladas del Teide antiguo (Playa San Marcos)	86.000
CITF-84	Coladas del Teide antiguo (Playa Santo Domingo)	123.000
<i>Dorsal Noreste</i>		
CITF-15	Montaña de Enmedio	31.000
CITF-18	Montaña Guamasa	33.000
CITF-16	Montaña del Cerrillar	37.000
CITF-23	Montaña Birmagen	790.000
<i>Dorsal Sur</i>		
CITF-28	Volcán de La Buzanada	95.000
CITF-30	Montaña Gorda	322.000
CITF-29	Montaña de Guaza	926.000

TABLA 2

ERUPCIONES HISTÓRICAS DEL VOLCÁN CUMBRE VIEJA, LA PALMA, ISLAS CANARIAS
(con datos de HERNÁNDEZ PACHECO y VALLS, 1982, y CARRACEDO et al., 2001)

<i>Erupción</i>	<i>Localización</i>	<i>Fecha y duración</i>	<i>Años*</i>	<i>Composición</i>	<i>Tipo de erupción</i>
Tenegúa	Punta sur	Oct. 26-Nov. 19, 1971 (25 días)	22	Basanitas, tefritas	Estromboliano
San Juan (centros: Hoyo del Banco-Duraznero-Hoyo Negro)	Cima y flanco oeste	Jun. 24-Jul. 31, 1949 (38 días)	237	Basanitas, tefritas	Estromboliano freatomagnético
El Charco	Flanco oeste	Oct. 9-Dic. 3, 1712 (56 días)	35	Basanitas, tefritas	Estromboliano freatomagnético
Volcán Fuencaliente (hasta ahora confundido con el volcán San Antonio, Carracedo y otros, 1996)	Punta sur	Nov. 17, 1677-En. 21, 1678 (66 días)	31	Basanitas	Estromboliano
Martín o Tegalate	Flanco este	Oct. 2-Dic. 21, 1646 (80 días)	61	Basanitas	Estromboliano
Tahuya, Tajuya o Jedey	Flanco oeste	May. 19-Ag. 10, 1585 (84 días)	—	Basanitas, fonolitas	Estromboliano y <i>block and ash</i> (pequeña nube ardiente)

* Transcurridos desde la erupción anterior.

TABLA 3
TERREMOTOS SENTIDOS Y REGISTRADOS EN TENERIFE
EN EL PERÍODO 1964-1978 (MONGE, 1980)

<i>Año</i>	<i>Sismos locales*</i>	<i>Sismos próximos**</i>	<i>Estaciones sísmicas nuevas</i>
1964	—	17	
1965	—	1	
1966	—	—	
1967	1	14	
1968	1	1	
1969	2	8	
1970	3	4	
1971	2	293***	
1972	1	6	
1973		7	
1974	3	6	
1975	7	3	Se añade una estación sísmica
1976	4	1	
1977	70	4	Se añade una estación sísmica
1978	101	1	

* Sismos localizados en el interior de Tenerife.

** Ídem fuera de Tenerife.

*** Erupción del Teneguía en La Palma.