

EL TEIDE EN EL CONTEXTO GEOLÓGICO DE TENERIFE, DE LAS CANARIAS Y DEL VOLCANISMO GLOBAL

J.C. Carracedo¹ y F.J. Pérez Torrado²

¹*Estación Volcanológica de Canarias, CSIC, La Laguna, Tenerife <jcarracedo@ipma.csic.es>*

²*Dpto. Física-Geología, U.L.P.G.C., Las Palmas de Gran Canaria*

2.1. INTRODUCCIÓN

El conjunto formado por los rifts (localmente conocidos como dorsales) y los estratovolcanes Teide y Pico Viejo constituyen uno de los sistemas volcánicos más extraordinarios e interesantes del planeta. Estos aparatos volcánicos, construidos en la última fase de actividad eruptiva de la isla de Tenerife, significan probablemente el máximo desarrollo constructivo posible de esta isla que es, a su vez y en el momento geológico actual, la isla más desarrollada de todas las Canarias.

No es pues extraño que sea el conjunto volcánico más elevado, complejo y diverso de Europa. Aunque no es, desde luego, la montaña más alta del mundo, como se creyó hasta bien avanzado el siglo XVII, y ni tan siquiera de Europa, sí es cierto que es la estructura volcánica más alta del planeta después de los volcanes Mauna Loa y Mauna Kea, ambos en la isla de Hawaii.

Este conjunto volcánico ha suscitado una permanente atención e interés. Reverenciado y temido por los pobladores prehistóricos, generador de mitos y leyendas en el mundo clásico, faro de navegantes y reto durante siglos para los que osaban ascender a su cima, pasó a partir de los trabajos de los naturalistas y científicos de los siglos XVIII y XIX a ser el escenario en que empezaron a concretarse principios básicos de la Geología y la Volcanología modernas.

Desde 1954 gran parte del conjunto volcánico está integrado en el Parque Nacional del Teide, y muy recientemente (2005), se ha propuesto su candidatura para formar parte de la lista de espacios naturales Patrimonio de la Humanidad por sus extraordinarios valores geológicos, volcanológicos y paisajísticos, excepcionales en el conjunto de los volcanes de las islas volcánicas oceánicas generadas en el interior de las placas litosféricas terrestres.

Tan singulares volcanes no han surgido por azar, sino que son la consecuencia de las extraordinarias circunstancias geológicas y geodinámicas que han propiciado tanto la génesis de las Canarias, como el desarrollo de una de sus islas –Tenerife– hasta culminar en este conjunto volcánico. Estas circunstancias, que se analizan en el presente capítulo, no se dan en la gran mayoría de las islas oceánicas de intraplaca del planeta, lo que explica su singularidad e interés científico, y son la base, al mismo tiempo, de la diversidad de procesos geológicos y eruptivos que han intervenido en su construcción y originado la extraordinaria gama de materiales, formas y estructuras volcánicas presentes y la riqueza y espectacularidad de sus paisajes.

2.2. LAS ISLAS CANARIAS EN EL CONTEXTO DE LA TECTÓNICA DE PLACAS: LAS ISLAS VOLCÁNICAS OCEÁNICAS DE INTRAPLACA

Las Islas Canarias forman parte de un conjunto de archipiélagos (conocido desde la antigüedad como Macaronesia: Azores, Madeira, Canarias y Cabo Verde) situados en el Atlántico NE, entre las latitudes 14° y 40°N y bordeando la costa africana (Fig. 2.1). Todos ellos están emplazados en el interior de la placa africana, que abarca la mitad oriental del Atlántico y el continente africano (ver recuadro en la Fig. 2.1).

El Archipiélago Canario se emplaza sobre corteza oceánica en el borde del continente, con la isla de Fuerteventura separada apenas unos 100 km de Cabo Juby. El marco geodinámico en que ha surgido y se ha desarrollado el archipiélago es muy peculiar, por esa proximidad a un borde continental pasivo –muy poco frecuente en las islas oceánicas de intraplaca– y por la naturaleza de la corteza oceánica en esa zona, entre las más antiguas (formada en el Jurásico, hace unos 165-176 millones de años), frías y gruesas del planeta. Esta corteza oceánica, salvo en la parte occidental del archipiélago, donde está afectada por el rejuvenecimiento volcánico y es más débil y flexible, es extremadamente rígida y capaz de sustentar los edificios insulares, otro rasgo muy singular en este tipo de islas.

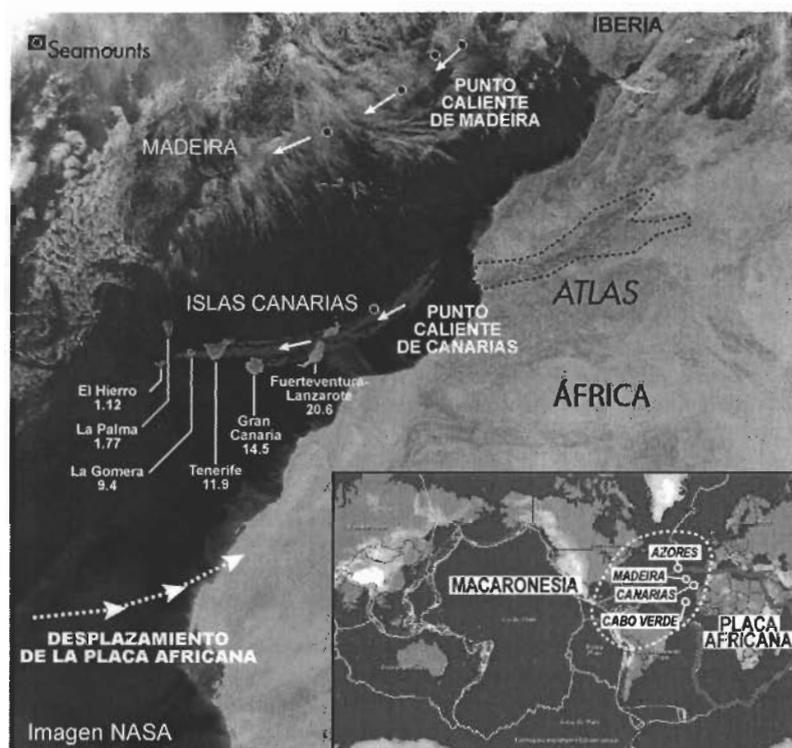


Fig. 2.1. Situación geodinámica de las Islas Canarias y trazo de los puntos calientes que han formado las Canarias y Madeira (GELDMACHER ET AL., 2001). En el recuadro se indica la ubicación de los archipiélagos macaronésicos en el contexto de la tectónica global, con las Canarias, Madeira y Cabo Verde situados en el interior de la Placa Africana.

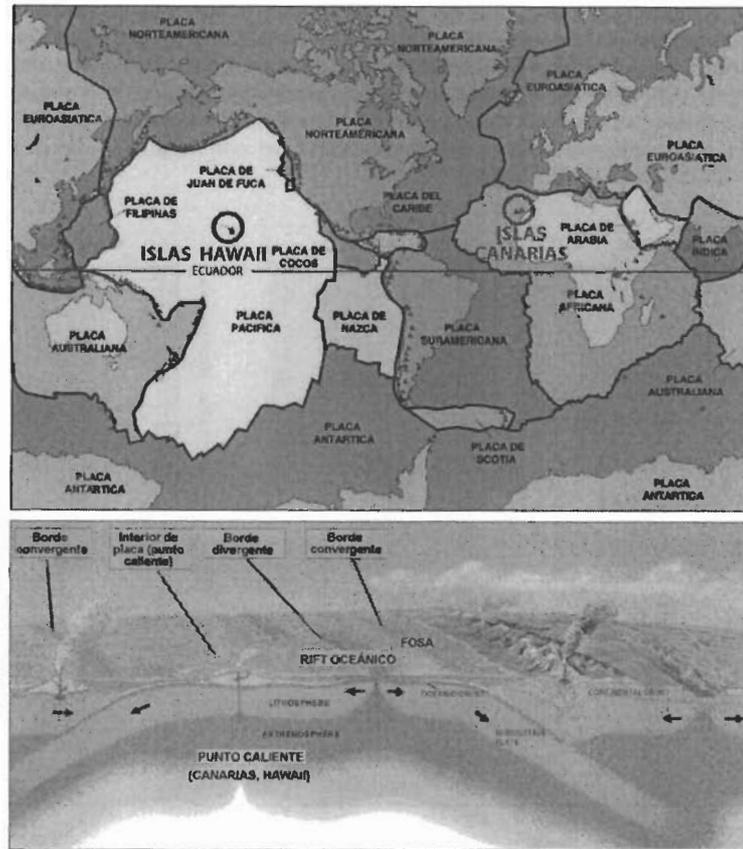


Fig. 2.2. Situación de Canarias en el contexto de las placas litosféricas. Canarias está en el interior de una de esas placas –la Africana–, y su formación está relacionada con la actividad de una pluma térmica del manto o punto caliente (modificado de KIOUS Y TILLING, 1996).

La situación geotectónica de Canarias (Fig. 2.2) obliga, en primer lugar, a que el origen de su magmatismo tenga lugar en la fusión parcial del manto astenosférico, que para Canarias se supone a una profundidad de más de 25 km (DAÑOBEITIA ET AL., 1994; YE ET AL., 1999).

En general, el manto terrestre se supone peridotítico, nombre que aduce a un conjunto de rocas ultrabásicas formadas por mezclas en diferentes proporciones de minerales ricos en Mg y Fe, tales como olivinos y piroxenos. El estado natural del manto sublitosférico es el de un sólido plástico, es decir, capaz de fluir de forma parecida a la plastilina. Esto significa que para que una porción de ese manto pueda llegar a fundir parcialmente y generar magma a profundidades inferiores a los 250 km, en la región del manto superior denominada astenosfera, tiene que producirse algún mecanismo perturbador.

En la actualidad, se acepta la existencia de tres posibles mecanismos: a) perturbación del gradiente geotérmico, es decir, ascenso de un manto anómalamente caliente (pluma mantélica o punto caliente); b) despresurización y consiguiente ascenso diapírico del manto en condiciones adiabáticas (sin pérdida de temperatura); y c) descenso de las curvas del *sólidus-liquidus* por la adición de volátiles (hidratación).

En la Fig. 2.3 se observa que, en condiciones normales, la curva de la geoterma oceánica (curva que indica el aumento de temperatura en la Tierra con la profundidad, en azul en la figura) nunca sale de la zona del *sólidus* de la peridotita, por lo que en esas condiciones nunca podría formarse magma. Sin embargo, si perturbamos ese gradiente geotérmico, bien por aumento de la temperatura (mecanismo 1 en la figura) o por pérdida de presión (mecanismo 2), las nuevas curvas geotérmicas resultantes sí llegan a cortar a la curva del *sólidus* de la peridotita y, por consiguiente, se iniciará la fusión del manto.

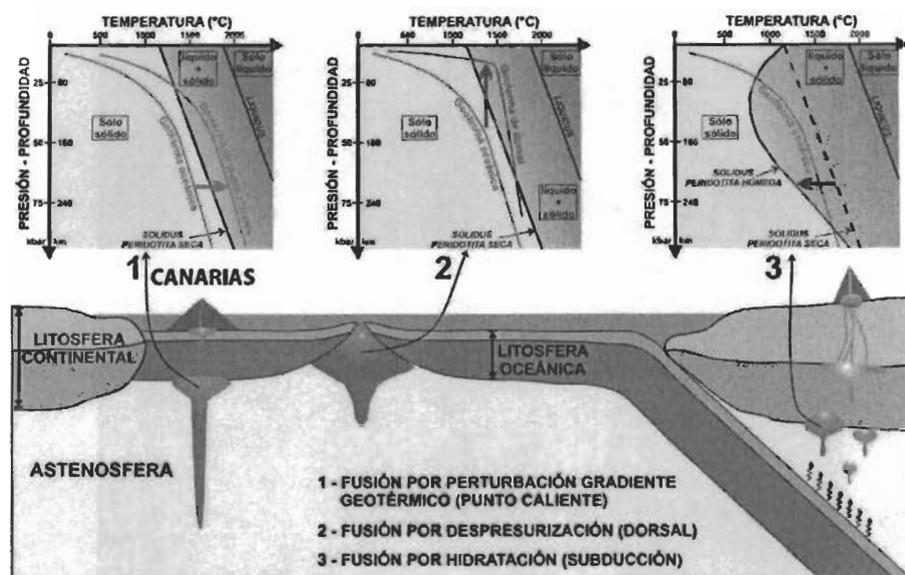


Fig. 2.3. Mecanismos perturbadores capaces de fundir parcialmente las rocas del manto terrestre para formar diferentes tipos de magmas en ambientes geotectónicos diferentes. El mecanismo 1 es el que corresponde a los puntos calientes como Canarias o Hawaii.

El mismo resultado se obtiene si la peridotita mantélica es hidratada (mecanismo 3), ya que entonces la curva del *sólidus* reduce notablemente su temperatura y puede ser cortada por la curva geotérmica natural. Hay que destacar que en los tres mecanismos la fusión será siempre parcial (con porcentajes normalmente inferiores al 30%), ya que en ningún momento se llega a cortar a la curva del *líquidus* que sería la que estableciera una fusión total (100% líquido).

Cada uno de estos mecanismos tiene lugar en ambientes geodinámicos diferentes (Figs. 2.2 y 2.3), siendo el mecanismo 2 el que da lugar a los mayores volúmenes de magma en la Tierra, ya que tiene lugar a lo largo de las dorsales oceánicas. Por el contrario, en las zonas de subducción la fusión tiene lugar mediante la penetración en el manto de fluidos provenientes de la deshidratación de la placa subducente: los minerales hidratados existentes en esa placa, al ir penetrando en el manto, no pueden soportar las presiones litosféricas cada vez mayores y liberan sus volátiles (flechas azules en la Fig. 2. 3).

Finalmente, en ambientes de intraplaca el mecanismo que debe iniciar la fusión debe provenir del ascenso de un manto más caliente. Ahora bien, en estos ambientes de intraplaca, este manto anómalo también va a producir el abombamiento de la litosfera (al igual que se produciría ampollas en una lámina de plástico en la cercanía de una fuente de calor) y, por consiguiente, su

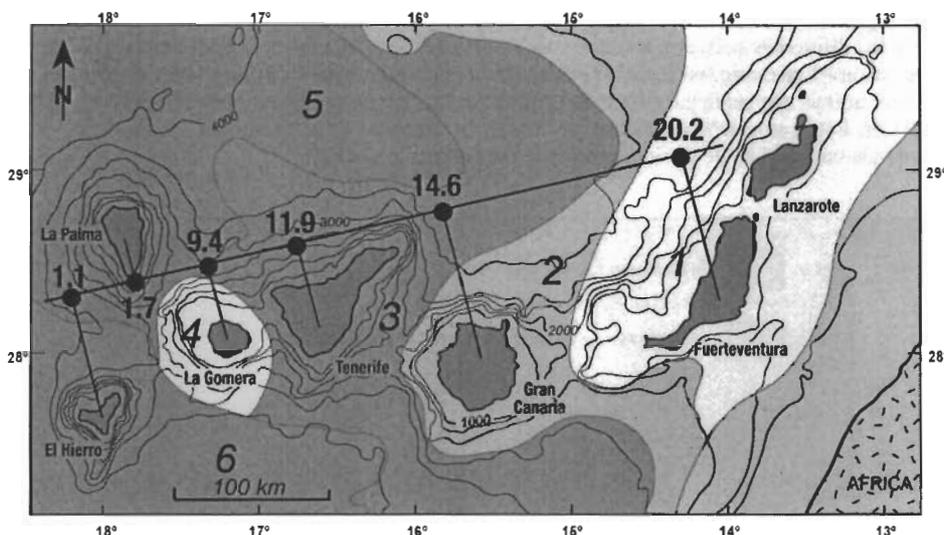


Fig. 2.4. Progresión de edades en el Archipiélago Canario deducida de la datación radiométrica (K/Ar y Ar/Ar) de las formaciones volcánicas emergidas más antiguas de cada isla (GUILLOU ET AL., 2004). Obsérvese cómo las bases submarinas de los edificios insulares se solapan y superponen (URGILES ET AL., 1998).

ascenso a una región de menor presión desencadenando el mecanismo 2, que puede llegar a autoalimentarse. Por decirlo de forma sencilla, en estos ambientes es el magmatismo el que origina la fracturación de la litosfera y la subsiguiente despresurización del manto y no a la inversa.

En las Islas Canarias, lejos de bordes de subducción o de zonas de fracturación intensa capaz de despresurizar el manto, es la intervención de una pluma del manto (punto caliente) la única causa posible de generación de su magmatismo.

Una característica en cierto modo evidente pero que ha costado décadas de investigación hasta lograr su demostración científica de forma evidente es la continua progresión de la edad de las islas en sentido oeste-este, es decir, en dirección al continente (Figs. 2.1 y 2.4). Han sido necesarias unas 600 dataciones radiométricas (K/Ar y Ar/Ar) para demostrar, sin ambigüedad, esta característica del Archipiélago Canario, lo que sólo se ha logrado muy recientemente (GUILLOU ET AL., 2004). Sin embargo, este rasgo es común en las islas oceánicas de intraplaca, generadas por la acción de una anomalía térmica fija en el manto (conocida como punto caliente), por lo que estos trabajos geocronológicos han supuesto simplemente colocar a Canarias como uno más de los archipiélagos oceánicos de punto caliente, abandonando la presunción de que estas islas se habían originado por procesos geológicamente diferentes.

En la Figura 2.4 se observa la creciente antigüedad de las formaciones volcánicas subaéreas (emergidas), desde el extremo más oceánico y joven (La Palma y El Hierro), hasta el más antiguo, en el extremo oriental y cercano al continente (Fuerteventura-Lanzarote). Este modelo científico es concordante con la simple observación del “aspecto” y características geomorfológicas y paisajísticas de las diferentes islas, mucho más abruptas y escarpadas en la parte oceánica, y más desmanteladas y erosionadas en la parte oriental y antigua de la alineación (CARRACEDO Y TILLING, 2003). Obsérvese que la isla de Tenerife ocupa una posición espacial y temporal intermedia.

La Fig. 2.4 muestra cómo la mencionada progresión de edades es correlativa a la superposición de los diferentes edificios insulares. Con la excepción de la primera en formarse, la isla de Fuerteventura-Lanzarote (en realidad una sola isla en términos geológicos, ya que el estrecho de mar entre ambas apenas llega a 40 m de profundidad), el resto se apoya consecutivamente sobre la anterior. Esta característica, asimismo común en este tipo de alineaciones insulares, ha sido demostrada en estudios de geología marina (URGELÉS ET AL., 1998).



Fig. 2.5. La proyección de las edades radiométricas obtenidas en las Islas Canarias define claramente los tres estadios característicos del desarrollo de las islas oceánicas de punto caliente: 1. La etapa juvenil o en escudo (en rojo), 2. El periodo de reposo eruptivo y erosión, y 3. La fase de rejuvenecimiento posterosivo (en azul). Obsérvese que las islas de La Palma y El Hierro están en la fase juvenil, y La Gomera en la de reposo eruptivo.

El conjunto de dataciones radiométricas del archipiélago ha puesto de manifiesto en Canarias otro hecho importante, que también se había observado en otras islas oceánicas de punto caliente como las Hawaii: la existencia de tres etapas muy definidas en el desarrollo de estas islas (Fig. 2.5).

La primera etapa coincide con la fase de mayor producción volcánica, al encontrarse la incipiente isla directamente en la vertical de la pluma del manto. Este periodo, en que se crea el grueso del edificio insular (aproximadamente un 90% del volumen total, en gran parte submarino), genera un edificio de baja relación de aspecto, similar en la forma a un escudo romano invertido. Suele conocerse como la etapa juvenil o en escudo y los volcanes resultantes se denominan con el mismo nombre, especialmente en la terminología científica (*shield volcanoes*). En Canarias, son las islas de La Palma y El Hierro las que están actualmente en la fase juvenil de crecimiento.

Después de varios millones de años la intensa actividad eruptiva comienza a declinar, en parte porque el desplazamiento de la placa litosférica aleja progresivamente la isla en formación de la fuente magmática que la alimenta, en parte porque el continuo crecimiento del edificio insular dificulta progresivamente el ascenso del magma para generar erupciones volcánicas. Finalmente se entra en un periodo de reposo eruptivo, con escasa o nula actividad, en el que la erosión

desmantela profundamente los edificios insulares. En Canarias, es La Gomera, sin actividad volcánica significativa desde hace 4.2 millones de años (PARIS ET AL., 2005), la isla que está actualmente en este periodo de reposo, lo que explica la ausencia de centros eruptivos conservados y reconocibles y la densa y profunda red de barrancos radiales existente.

Finalmente, después del periodo de reposo, que puede abarcar varios millones de años, el volcanismo puede reiniciarse, aunque de forma mucho más reducida en volumen y frecuencia de erupciones que en la etapa juvenil, conformando la etapa de rejuvenecimiento post-erosivo. Las erupciones en este estadio pueden extenderse durante muchos millones de años, siendo cada vez más espaciadas en el tiempo. La isla de Tenerife está en la fase post-erosiva más temprana, mientras que Gran Canaria lo está en la tardía y las islas de Fuerteventura y Lanzarote están en una fase senil de avanzado desmantelamiento erosivo. La ocurrencia de dos erupciones en la isla de Lanzarote—en 1730 y 1824—no supone que sea ésta una isla con gran actividad eruptiva, ya que la anterior erupción, la del Volcán Corona, ocurrió hace 21000 años (CARRACEDO ET AL., 2003). Esta circunstancia ha sido utilizada como argumento contra el modelo de punto caliente, sin tener en cuenta que en el prototípico archipiélago de las Hawaii hubo actividad volcánica simultánea en todas las islas durante el Pleistoceno, y en todas menos Molokai en el Holoceno (LANGENHEIM Y CLAGUE, 1987).

Estos periodos principales en el crecimiento de los volcanes oceánicos son la base de la moderna estratigrafía volcánica en las islas oceánicas de punto caliente, de las que constituyen las unidades volcano-estratigráficas principales. En Canarias han venido a resolver una insalvable dificultad en la definición de las unidades de estratigrafía volcánica clásicas, que se definieron por primera vez por FÜSTER Y COLABORADORES en 1968 a partir del estudio de las islas de Lanzarote y Fuerteventura. La presencia de niveles de playa y el fuerte contraste entre las diversas formaciones volcánicas de estas islas, que van desde el Mioceno hasta la actualidad, propició la definición de varias Series Basálticas: la Serie I, también conocida como Serie Antigua, en contraposición con las demás (II-IV), llamadas Series Modernas o Recientes.

Sin embargo, aunque las series definidas permitieron una aceptable correlación en las islas de Fuerteventura, Lanzarote y Gran Canaria, y con más dificultad en Tenerife y La Gomera, fueron de imposible aplicación en las islas occidentales de La Palma y El Hierro (CARRACEDO ET AL., 1998). Se daba la circunstancia de que las Series Antiguas (Serie I) definidas en estas últimas islas eran mucho más recientes en términos de edad que las más recientes de las islas orientales, por lo que no era una estratigrafía válida para todo el archipiélago. Este inconveniente se ha obviado al utilizar, ya de forma general, los periodos de crecimiento como las grandes unidades estratigráficas, como se verá más adelante para el caso de la isla de Tenerife.

2.2.1. EL PUNTO CALIENTE CANARIO

El origen de las Canarias por la acción de un punto caliente, modelo aceptado ya de forma general, ha sido no obstante objeto de un prolongado debate científico, que puede verse con más detalle en CARRACEDO ET AL. (2002). Apuntamos aquí algunos aspectos principales de esta controversia, ya que los procesos geológicos y volcanológicos que han dado lugar al extraordinario complejo volcánico del Parque Nacional del Teide sólo pueden explicarse si las Canarias se han formado precisamente en asociación con un punto caliente.

Como puede verse en la Fig. 2.6, el modelo de punto caliente, que tiene toda la elegancia de la sencillez, postula la existencia de una anomalía fija en el manto, a gran profundidad y estable durante decenas de millones de años. El magma, menos denso que la roca encajante fría, tiende a ascender a la superficie generando volcanes submarinos que, si crecen lo necesario, emergen para formar islas. Al levantarse éstas sobre una placa litosférica en movimiento, se formará una alineación en que las islas serán tanto más antiguas cuanto más lejos estén del punto caliente fijo.

Este modelo fue ideado por WILSON (1963) para explicar la génesis de las Islas Hawaii, y es aplicable con ciertas peculiaridades –principalmente el menor vigor de la pluma magmática y menor velocidad de desplazamiento de la Placa Africana– a las Islas Canarias.

El inicio del estudio moderno de las Canarias por FÜSTER Y COLABORADORES en 1964 empezando 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– 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 africana del Atlas.



Fig. 2.6. Modelo que explica la generación de las Canarias por la acción de un punto caliente (modificado de WILSON, 1963).

Todas las teorías expuestas para explicar la génesis de las Canarias se pueden separar en dos grupos, según propugnen o no la presencia de una anomalía térmica. El modelo alternativo al punto caliente asocia el origen de las Canarias a una fractura que se propagaría desde el Atlas a la zona de las Canarias (ver Fig. 2.1), generando a su paso el volcanismo que formaría estas islas (ANGUITA Y HERNÁN, 1975). La constatación de que en ausencia de una anomalía térmica la simple fracturación no bastaba para generar un volcanismo tan importante (CARRACEDO ET AL., 1998), motivó una modificación del modelo inicial de fractura propagante hacia otro sintético, conveniente pero poco creíble, que postula tanto la anomalía térmica como la fractura (ANGUITA Y HERNÁN, 2000).

Sin entrar en el detalle de los diferentes argumentos, sí interesa destacar que si este modelo fuera cierto el archipiélago sería completamente diferente, así como el desarrollo de la isla de Tenerife, en la que no habría sido posible la formación de los volcanes que forman el Parque Nacional del Teide. En efecto, una característica de los puntos calientes asociados a grandes fracturas de la corteza (muchos archipiélagos del Pacífico y el vecino de las Azores), es la ausencia de una progresión de edades como la existente en Canarias o Hawaii, al tiempo que las islas se alargan adaptándose a la fractura (KOPPERS ET AL., 2002). La presencia de grandes fracturas en la corteza oceánica ejerce una clara influencia en el desarrollo de las islas oceánicas, que tienen rasgos geológicos, geomorfológicos y estructurales muy diferentes a las de Canarias (CARRACEDO, 1996).

Por otra parte, la presencia de yacimientos de hidrocarburos en los sedimentos que bordean la costa africana al este de las Canarias ha propiciado intensas investigaciones geológicas y marinas que han excluido la presencia de fracturación alguna entre el archipiélago y la prolongación del Atlas (MARTÍNEZ DEL OLMO Y BUITRAGO BORRÁS, 2002).

Recientes investigaciones utilizando potentes técnicas de tomografía sísmica han obtenido una "imagen" del punto caliente canario (Fig. 2.7), que ha resultado tener mayor vigor y definición de lo que se suponía y estar enraizado en el manto inferior a la sorprendente profundidad de 2800 km (MONTELLI ET AL., 2004).

Estos puntos calientes o plumas mantélicas convectivas, con hasta centenares de kilómetros de diámetro, suponen auténticas ventanas por las que no sólo emerge a la superficie magma profundo, sino que son conductos de escape de fracciones importantes del calor interno del planeta.

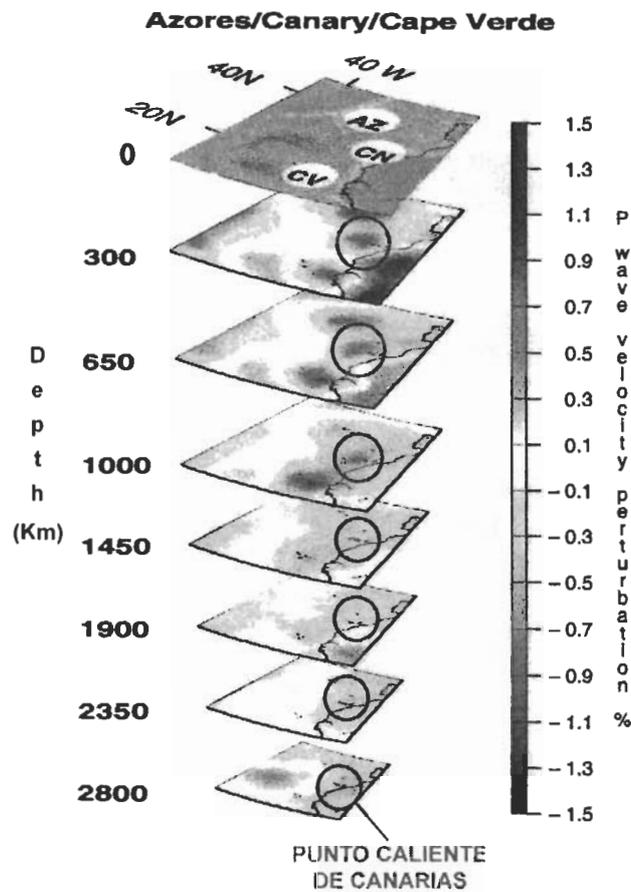


Fig. 2.7. Imagen obtenida por tomografía sísmica (velocidades de las ondas P) del punto caliente de Canarias, profundamente enraizado en el manto inferior (MONTELLI ET AL., 2004).

2.2.2. LA SUBSIDENCIA EN CANARIAS, UN FACTOR DE SINGULARIDAD

Lo hasta aquí descrito sitúa a las Islas Canarias como uno más de los numerosos archipiélagos oceánicos de punto caliente del planeta. ¿Qué es entonces lo que hace de Canarias algo especial y aparte de la mayoría de estos conjuntos de islas, como antes se ha indicado, confiriendo a la isla de Tenerife y a los volcanes del parque Nacional del Teide un carácter tan interesante y extraordinario?

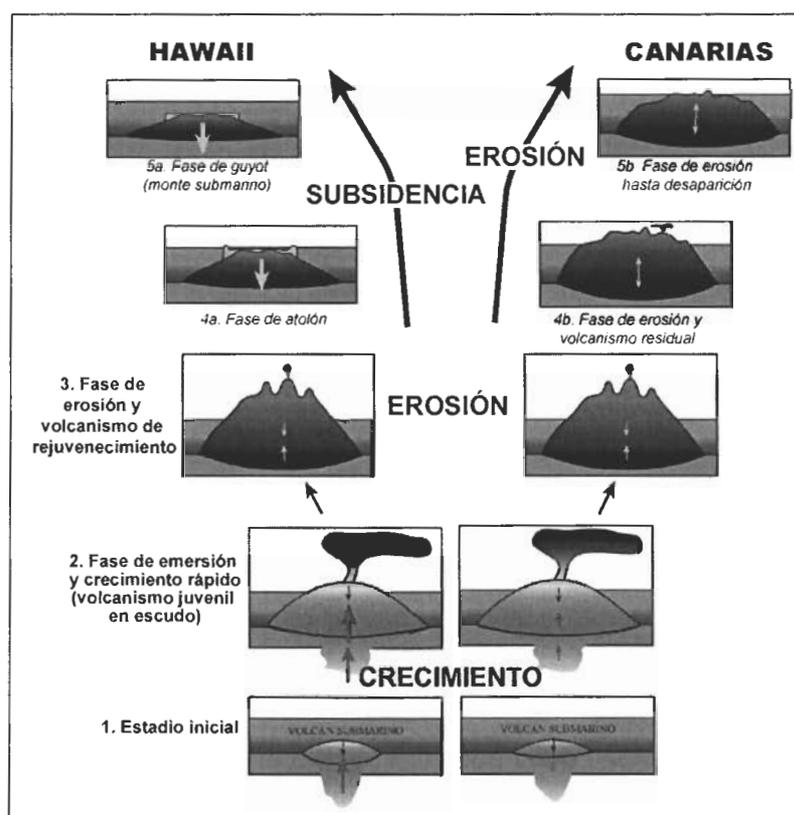


Fig. 2.8. Esquema que ilustra los diferentes "ciclos vitales" de islas oceánicas de punto caliente según estén localizadas en corteza oceánica joven y flexible (Hawaii), o en corteza muy antigua y rígida (Canarias) (en CARRACEDO Y TILLING, 2003).

Para responder a esta cuestión hay que observar el ciclo "vital" de una isla oceánica de punto caliente típica, esquematizado en la Fig. 2.8. Las islas surgen, generalmente, en el interior de los océanos, lejos de los bordes continentales pasivos, donde la corteza oceánica es relativamente delgada y flexible y las placas litosféricas se desplazan a velocidades considerablemente mayores que la Placa Africana.

En estos escenarios, como por ejemplo las Islas Hawaii (WALKER, 1990; CARRACEDO Y TILLING, 2003), las islas inician su crecimiento como montes submarinos (1 en la Fig. 2.8), emergiendo finalmente y creciendo rápidamente en su fase juvenil (2). Durante estas fases el movimiento de la placa desplaza la isla de la vertical de la pluma del manto. Este proceso tiene como

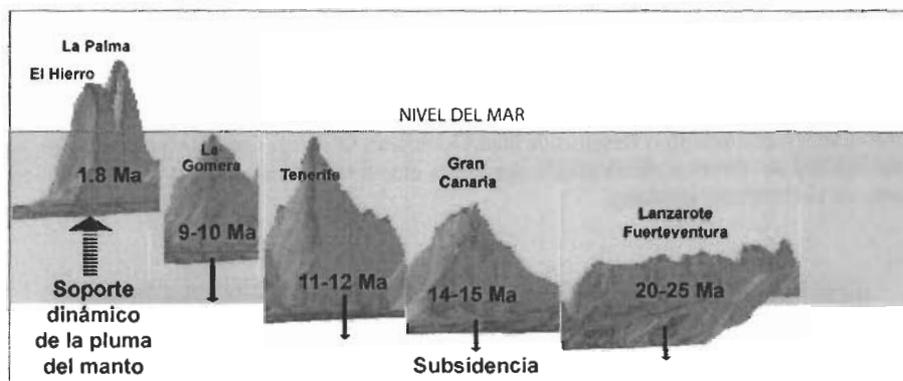


Fig. 2.9. Simulación de la situación en que se encontraría el Archipiélago Canario si la tasa de subsidencia fuese similar a la de las Islas Hawaii y la mayoría de las islas oceánicas de punto caliente.

consecuencia no sólo una menor tasa eruptiva y una ralentización del crecimiento de la isla, con el consiguiente predominio de la erosión (3), sino que además detiene la sustentación dinámica que el chorro magmático ejercía, por lo que el peso de los edificios insulares flexiona la corteza y la isla comienza a hundirse. Este proceso, llamado subsidencia, es responsable del hundimiento y desaparición de la mayoría de las islas de punto caliente, que pasan a una fase de atolón (4a), y finalmente desaparecen, volviendo a la fase de monte submarino (5a).

El caso de las Islas Canarias es muy diferente. Compartiendo con las Hawaii (y la mayoría de las islas de punto caliente) las etapas de crecimiento y reposo eruptivo y erosión (1-3), no se comportan de igual forma al separarse de la zona de generación del magma y cesar la sustentación dinámica. Las Canarias, al estar emplazadas sobre corteza oceánica muy antigua, gruesa y rígida, apenas experimentan el proceso de subsidencia y permanecerán emergidas por millones de años, hasta que la erosión las desmantele totalmente (4b, 5b). La presencia de subsidencia importante en Hawaii es evidente: a pesar de que la cadena de islas de este archipiélago comprende decenas de islas, todas ellas a partir de la de Kauai (de unos 6 millones de años de antigüedad) están sumergidas. Si las Canarias tuvieran una tasa de subsidencia similar, todas las islas, excepto La Palma y El Hierro, estarían asimismo sumergidas, como se simula en el esquema de la Fig. 2.9.

Pruebas geológicas de la ausencia de subsidencia significativa en Canarias se han derivado de la abundante presencia de formaciones volcano-sedimentarias litorales (originadas cerca de las costas como son conos hidromagmáticos, deltas de pillows-hialoclastitas, sedimentos de playas, etc.) de edades comprendidas entre el Mioceno y la actualidad, a diferentes alturas sobre el nivel del mar actual (CARRACEDO ET AL., 2002).

Es pues la ausencia de subsidencia la que permite que, excepcionalmente y debido al escenario geodinámico peculiar en el que se han formado las Canarias, estas islas permanezcan emergidas hasta su desmantelamiento total. Esto tiene dos consecuencias muy importantes: por una parte hay tiempo suficiente para que se completen complejos procesos de evolución de los magmas (diferenciación magmática y cristalización fraccionada), lo que da lugar a una variedad de mecanismos eruptivos, formas y estructuras volcánicas que no se encuentran en las islas con subsidencia, en que estos procesos sólo se desarrollan en sus etapas iniciales. Por otra parte, el larguísimo tiempo de erosión, de decenas de millones de años, va exhumando las formaciones más antiguas y profundas, hasta alcanzar las series volcánicas submarinas. En las demás islas,

el rápido hundimiento corta este proceso, por lo que no se observan estructuras de similar profundidad y antigüedad.

Estas circunstancias geológicas especiales hacen de las Canarias un laboratorio único entre las islas oceánicas de punto caliente, por la variedad de sus rocas (que abarcan toda la serie de los *Oceanic-Island Basalts* o Basaltos de Islas Oceánicas, OIB; ver Capítulo 5) y volcanes, y por la posibilidad de observar directamente desde sus etapas más tempranas, la evolución y crecimiento de los edificios insulares.

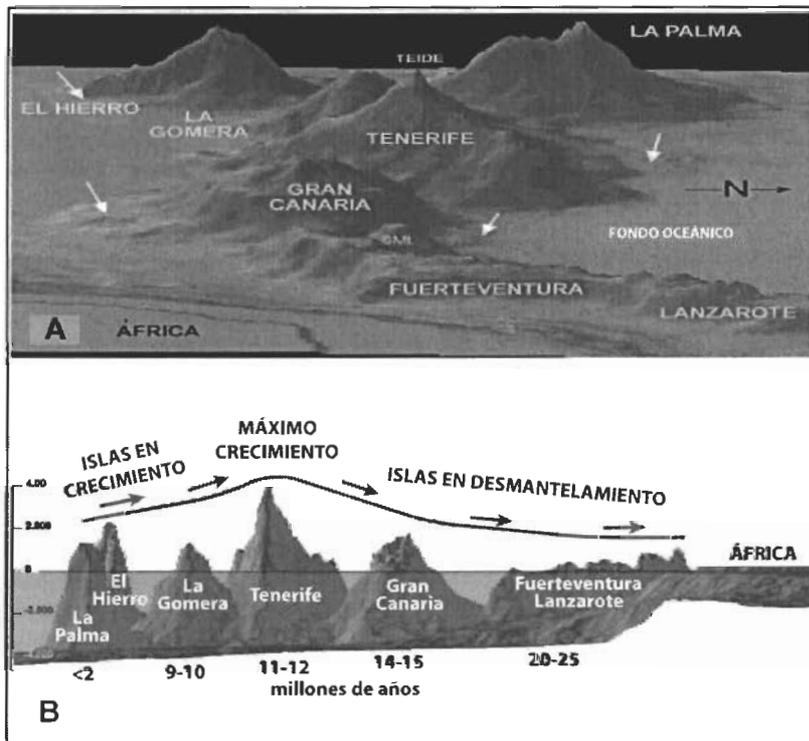


Fig. 2.10. Imagen generada por ordenador a partir de la batimetría en que se muestran las Islas Canarias a "océano vacío" vistas desde el continente (A). En el corte (B) se observa el grado de desarrollo y desmantelamiento de las diferentes islas, con Tenerife en el punto máximo de crecimiento.

Podría decirse que, en realidad, lo que el punto caliente hace es reproducir una misma isla hasta formar un archipiélago. Luego, las diferentes islas acaban teniendo formas y aspectos muy variados en función de su edad y desarrollo.

En la Fig. 2.10 se ilustra este efecto. La imagen superior (A) muestra el archipiélago a "océano vacío", donde las islas altas y escarpadas al fondo (en la parte occidental), se van haciendo progresivamente más bajas y con amplias plataformas costeras erosivas (en la parte oriental). Como ya se ha demostrado la ausencia de subsidencia importante, este efecto se debe exclusivamente a la relación crecimiento/erosión.

El gráfico inferior (B) muestra los perfiles de las islas, observándose cómo las occidentales, juveniles, están aún en una etapa incipiente de crecimiento, sin que hayan llegado a alcanzar su máximo desarrollo.

El desplazamiento de la Placa Africana obliga a las islas a formarse a profundidades crecientes, lo que explica el mayor tiempo requerido para emerger las islas de La Palma y El Hierro, 7-8 millones de años después de formarse La Gomera, mientras que el intervalo de tiempo entre las restantes islas es de 2-5 millones de años. Además, con La Palma y El Hierro el archipiélago cambia de alineación simple a doble (CARRACEDO ET AL., 1998, 2002), lo que supone una mayor dificultad para el crecimiento rápido de estas islas occidentales.

Las islas orientales, en cambio, ya han pasado el punto de máximo crecimiento y están en fase más o menos avanzada de desmantelamiento. Es la isla de Tenerife la que está, en el momento actual, en el nivel máximo de desarrollo posible, siendo precisamente los volcanes del Parque Nacional del Teide, correspondientes a la última fase de actividad volcánica de esta isla, la culminación de la construcción de Tenerife.

Las islas occidentales, donde predomina totalmente la construcción volcánica, son abruptas y carecen de plataformas costeras erosivas y, por consiguiente, de playas extensas. Además, no han tenido tiempo de generar abundantes materiales diferenciados (colores claros), por lo que las escasas playas suelen ser de cantos basálticos (oscuras). Por otra parte, sus grandes alturas actúan de trampa para los alisios, reteniendo su humedad y permitiendo el desarrollo de una abundante vegetación.

Las islas orientales, aunque muy parecidas inicialmente a las occidentales, son ahora muy bajas, particularmente Fuerteventura y Lanzarote, con relieves suavizados por la intensa erosión. En consecuencia no pueden retener la humedad de los alisios y son desérticas. En cambio, las extensas plataformas costeras, junto a la abundancia de rocas diferenciadas y restos fósiles (conchas, algas, etc.), han favorecido la formación de extensas playas de arenas blancas.

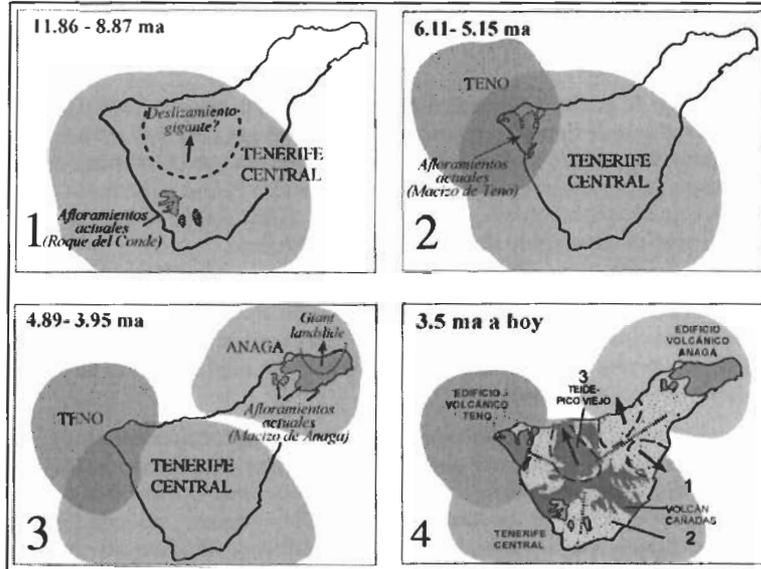
Tenerife, en un estadio intermedio de evolución, comparte características de ambos grupos, lo que le confiere una especial diversidad geomorfológica y paisajística, compendio de las formas y estructuras características del archipiélago.

2.3. EL TEIDE EN EL MARCO DEL DESARROLLO DE LA ISLA DE TENERIFE

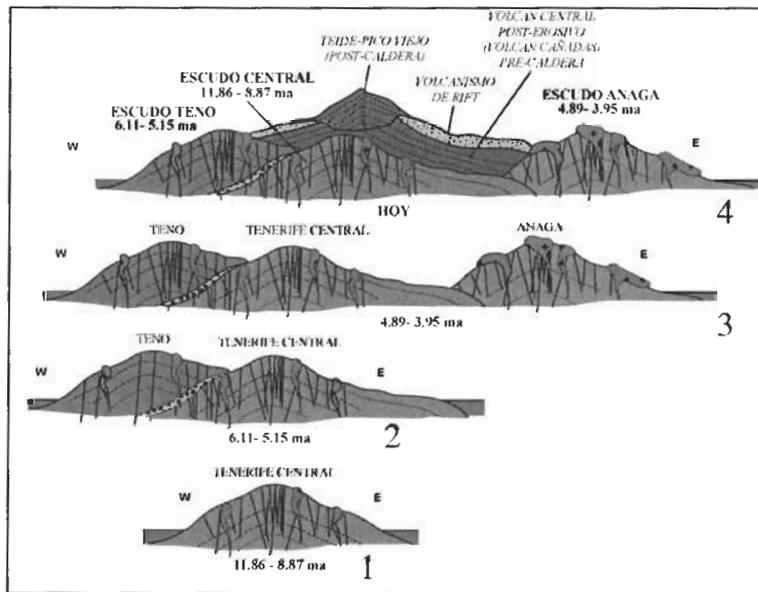
2.3.1. LA ETAPA JUVENIL: DESARROLLO DE LOS GRANDES ESCUDOS MIO-PLIOCENOS

Estudios geocronológicos basados en dataciones radiométricas y paleomagnetismo (CARRACEDO, 1979; ANCOHEA ET AL., 1990; THIRLWALL ET AL., 2000; GUILLOU ET AL., 2004) y de estratigrafía volcánica han permitido reconstruir con bastante precisión la historia volcánica completa de la isla de Tenerife. Esta isla se ha formado, como la mayoría de las Canarias y de las islas oceánicas de punto caliente, por la yuxtaposición de varios volcanes en escudo consecutivos, que al crecer se solaparon y formaron la actual isla de Tenerife.

Como se indica en la Fig. 2.11-1, el primer escudo volcánico en formarse –el Escudo Central– ocupó la zona central de la actual isla y se desarrolló entre los 11.9 y 8.9 millones de años (GUILLOU ET AL., 2004). Posiblemente experimentó uno o varios procesos de deslizamientos gravitatorios masivos, similares a los que se han observado en las etapas juveniles de La Palma y El Hierro (URGELÉS ET AL., 1999; CARRACEDO ET AL., 2001), perdiendo gran parte de su volumen inicial. Por esa causa y por estar casi totalmente recubierto por el volcanismo posterior sólo



A



B

Fig. 2.11. Formación de la isla de Tenerife por yuxtaposición de tres grandes escudos volcánicos mio-pliocenos: los escudos Central, Teno y Anaga (modificado de GUILLOU ET AL., 2004).

aflora en la zona del Roque del Conde y el Barranco del Infierno, en el área de Adeje al sur de la isla, aunque su presencia en el subsuelo del centro de la isla se pone de manifiesto a través de las galerías (COELLO, 1973).

Hacia los 6.1 millones de años se levanta al oeste del escudo central el macizo de Teno (2 en la Fig. 2.11), que culmina su desarrollo hace unos 5.1 millones de años, sin que vuelva a tener posteriormente actividad volcánica significativa.

Finalmente, hace unos 5 millones de años surge un nuevo escudo volcánico al noroeste del conjunto anterior –el macizo de Anaga (3)–, que culmina hace unos 3.95 millones de años el proceso de desarrollo juvenil de la isla de Tenerife, con una extensión y volumen considerablemente mayores que los actuales, pero una altura inferior. En este momento, la parte central de la isla, donde luego surgirá el Teide, entra en un período de reposo eruptivo, con escasa actividad volcánica, que va a durar al menos 3 millones de años.

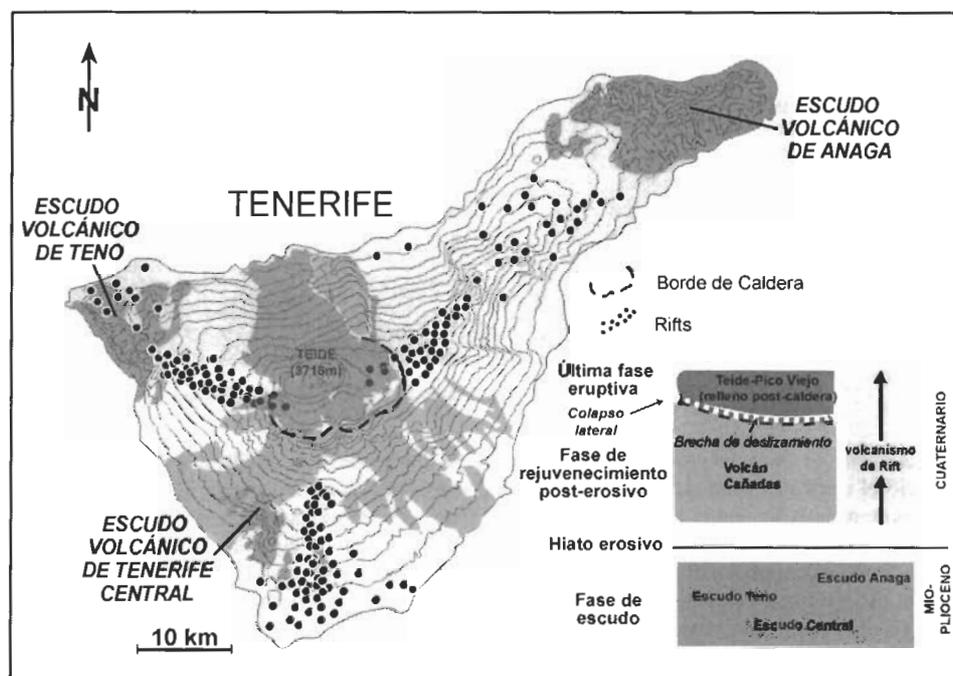


Fig. 2.12. Mapa geológico simplificado de la isla de Tenerife con los afloramientos actuales de las principales unidades geológicas.

2.3.2. LA ETAPA DE REJUVENECIMIENTO VOLCÁNICO POST-EROSIVO: EL EDIFICIO CAÑADAS

El período de reposo eruptivo dura unos 3 millones de años en la parte central de Tenerife, mientras que los macizos de Teno y Anaga han permanecido hasta hoy sin actividad volcánica. La reanudación de la actividad volcánica en la parte central de la isla acabará levantando un edi-

ficio —el denominado Edificio Las Cañadas— sobre el escudo central mioceno (4 en la Fig. 2.11), en un periodo que abarca los últimos 3.5 millones de años (ANCOCHEA ET AL., 1999).

Las formaciones del Edificio Las Cañadas afloran en el borde de la Caldera de Las Cañadas y en su escarpe, y en los flancos norte (Macizo de Tigaiga) y sur de la zona central de la isla. En realidad este gran volcán central ocupó toda la parte central de Tenerife, llegando por el oeste hasta el macizo de Teno y por el este hasta Anaga (4 en Fig. 2.11), alcanzando probablemente un diámetro de más de 40 Km y una altura de unos 2500 m. Según Ancochea y colaboradores (2004), que lo han estudiado en detalle, este edificio volcánico pudo alcanzar una altura de hasta 3500 m, desarrollándose en tres fases constructivas principales seguidas de deslizamientos laterales masivos: Cañadas I y deslizamiento Tigaiga; Cañadas II y deslizamiento Roques de García; Cañadas III.

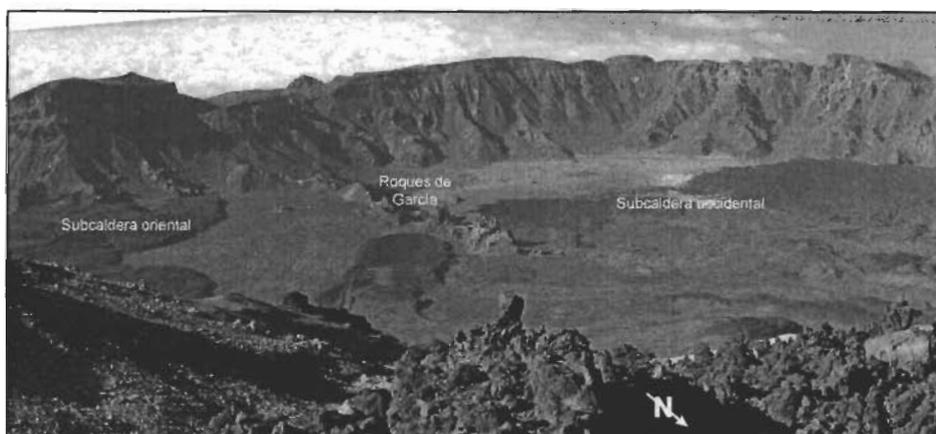


Fig. 2.13. Vista de la Caldera de Las Cañadas desde la cima del Teide.

El aumento en altura del edificio volcánico (que pudo llegar a ser muy similar a la del actual Teide) favoreció el emplazamiento de grandes volúmenes de magma en cámaras superficiales, con largos periodos de residencia, dando lugar a procesos de diferenciación que dieron lugar a la generación de magmas evolucionados (fundamentalmente fonolíticos) y ricos en gases disueltos. Se producen entonces una serie de erupciones muy explosivas (plinianas), que emiten grandes volúmenes de lavas e ignimbritas fonolíticas y extensos y potentes mantos de pómez de proyección aérea. Estas formaciones ignimbriticas y pumíticas, claramente identificables por sus colores claros que contrastan con las formaciones basálticas oscuras, se extienden por el norte hasta San Juan de La Rambla y el Bco. de Ruiz, y por el sur desde Adeje hasta Arico (Fig. 2.12), formando las denominadas Bandas del Sur.

El desarrollo del Edificio Cañadas culmina catastróficamente hace unos 200.000 años con un nuevo episodio de destrucción masiva, que genera la Caldera de Las Cañadas y el valle de Icod-La Guancha.

Este último episodio destructivo marca precisamente el límite de lo que es la última fase de actividad volcánica de Tenerife, en la que se forman los volcanes del Parque Nacional del Teide.

2.4. FORMACIÓN DE LA CALDERA DE LAS CAÑADAS: PREÁMBULO DE LA ÚLTIMA FASE VOLCÁNICA DE TENERIFE Y DE LA CONSTRUCCIÓN DEL TEIDE

2.4.1. LA CALDERA DE LAS CAÑADAS

La Caldera de Las Cañadas, una espectacular estructura semi-elíptica de 16 Km de diámetro mayor abierta hacia el norte y con un escarpe de unos 600 m de altura media, visible en su integridad desde el borde y desde la cima del Teide (Fig. 2.13), ha sido objeto del mayor interés desde que los primeros naturalistas visitaron la isla. LEOPOLD VON BUCH (1829) se apoyó en esta caldera para tratar de confirmar su teoría, completamente superada posteriormente, de los *cráteres de levantamiento*.

Para explicar el origen de esta depresión se han utilizado todos los modelos posibles. Algunos autores, como L.VELL (1835), abogaron por un proceso puramente erosivo. Posteriormente, BRAVO (1962) se basó en la observación de la presencia de una formación plástica (fanglomerado), en las galerías excavadas en el subsuelo de los valles de La Orotava y Güímar para la explotación del agua subterránea, para exponer un nuevo modelo genético general para estas depresiones y la Caldera de las Cañadas (Fig. 2.14). Según este autor, se habrían originado por erosión, acentuada por el deslizamiento de grandes bloques sobre la capa plástica.



Fig. 2.14. Imagen de satélite (NASA) en que se observan las tres grandes depresiones calderiforme de la isla de Tenerife: La Caldera de las Cañadas (CC) y los valles de La Orotava (VO) y Güímar (VG). La espectacularidad de estas estructuras ha suscitado el interés desde hace siglos, pero sólo se ha venido a comprender su origen –por deslizamientos gravitatorios laterales– muy recientemente.

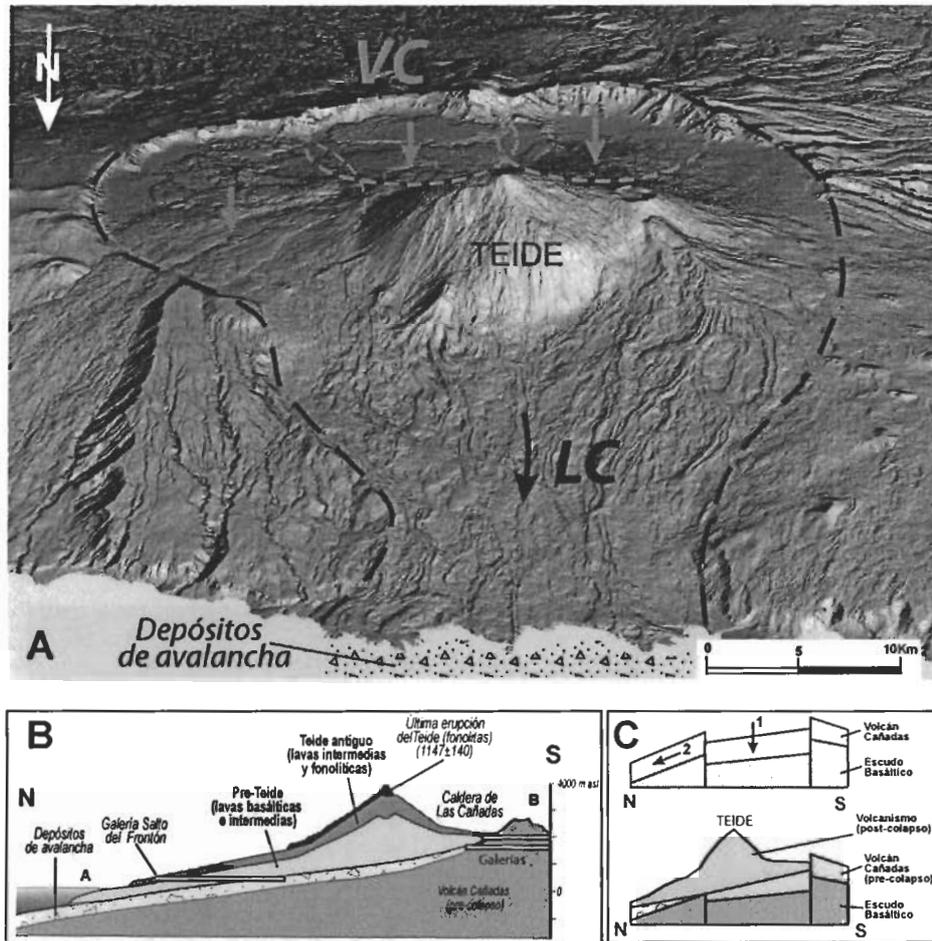


Fig. 2.15. A. Esquema que ilustra los dos modelos postulados para la formación de la Caldera de Las Cañadas y el valle de Icod-La Guancha: Colapso vertical de varias subcalderas (VC), o colapso lateral gravitatorio hacia el norte (LC). B. La presencia de depósitos de avalancha en el valle bajo las formaciones de relleno y en la costa frente a la depresión demuestra inequívocamente que el valle, y muy probablemente la Caldera de Las Cañadas, que sería su cabecera, se ha formado por un colapso lateral masivo del flanco norte de la zona central de Tenerife. C. Modelo mixto propuesto por MARTÍ ET AL. (1997), donde se combinan colapsos verticales y deslizamientos laterales.

Hay que hacer notar que BRAVO se aproximó en aquellos años al concepto actual de los deslizamientos gravitatorios masivos, pero sin llegar a abarcar totalmente el proceso, que fue propuesto acertadamente por primera vez por JAMES MOORE en las Islas Hawaii (1964). Para BRAVO era la capa plástica o fanglomerado, que él consideraba una brecha relacionada con erupciones explosivas previas, la responsable del deslizamiento de grandes bloques y, en definitiva, un elemento de refuerzo de un proceso puramente erosivo. En realidad es el proceso contrario, ya que la capa plástica es en efecto una brecha de avalancha, posterior al deslizamiento que es el que la origina. En suma, es consecuencia y no responsable de los deslizamientos (MOORE, 1964; CARRACEDO, 1994).

Otros autores han propuesto una génesis explosiva similar a la del Krakatoa en 1883 (GAGEL, 1910), o de hundimiento como la del Kilauea (WEBB Y BERTHELOT, 1939). Por último, algunos, como HAUSEN (1956), abogan por un modelo complejo que incluye a todos los anteriores, con fases explosivas iniciales, hundimiento y finalmente erosión.

2.4.2. LA CONTROVERSIAS CIENTÍFICA DEL ORIGEN DE LA CALDERA

La observación por primera vez de un deslizamiento gravitatorio lateral en la erupción del Mount St. Helens (EE.UU., 1980) suscitó la reinterpretación de estructuras calderiformes en todas las islas volcánicas oceánicas, que habían sido interpretadas como explosivas, erosivas o de colapso vertical. Esta reinterpretación se vió ayudada en gran manera por los estudios de geología marina que, utilizando potentes técnicas como la batimetría de multihaz y los sónares de barrido lateral, evidenciaron la continuación de los depósitos de avalancha en los flancos submarinos de las islas, frente a las cuencas de deslizamiento.

En el caso de Canarias se venía aceptando, casi de forma general, que la Caldera de Las Cañadas era una caldera de colapso vertical, proceso asociado al vaciamiento de las cámaras magmáticas someras del Edificio Las Cañadas después de erupciones explosivas de gran volumen (*caldera forming*). Este modelo fue propuesto por primera vez en detalle por ARAÑA (1971), basándose en el gran volumen de materiales emitidos en erupciones explosivas, hecho aparentemente difícil de explicar sin la presencia de colapsos verticales.

Estudios posteriores (MARTÍ ET AL., 1994) completan esta hipótesis, definiendo diversos episodios de erupciones explosivas *caldera-forming*, seguidos por colapsos verticales y la formación cíclica de calderas (VC en Fig. 2.15A). Estos mismos autores acaban por proponer que también los valles de La Orotava y Güímar se habrían formado originalmente como respuesta a episodios de colapso vertical (MARTÍ ET AL., 1997). En síntesis y simplificando, proponen que todas las depresiones calderiformes de Tenerife se han formado originalmente por colapsos verticales, restando credibilidad enfáticamente a otras alternativas como los deslizamientos laterales (MARTÍ ET AL., 1996).

Sin embargo, los estudios tanto en el entorno oceánico del archipiélago (WATTS Y MASSON, 1995, 2001; URGELES ET AL., 1997, 1998, 1999; MASSON ET AL., 2002) como en el interior de las islas (CARRACEDO, 1994, 1999; GUILLOU ET AL., 1996; CARRACEDO ET AL., 1998, 1999a, 1999b, 2001, 2002; STILLMAN, 1999), demostraban la indiscutible existencia de colapsos laterales asociados a la formación de las depresiones calderiformes más importantes de las islas de La Palma, El Hierro, Gran Canaria y Fuerteventura.

En el caso concreto de Tenerife, los estudios de WATTS Y MASSON (1995) aportaron evidencia incuestionable (imágenes de sónar) de la presencia de depósitos de deslizamiento en el flanco submarino frente a la depresión del valle de Güímar (Fig 2.16A), y al norte de Tenerife, frente al valle de Icod-La Guancha (Fig 2.16B), indicando que en este último caso era lógico que tales depósitos se continuaran isla adentro bajo las formaciones volcánicas de relleno del valle, con un volumen compatible con el hueco de la caldera de Las Cañadas y el valle de Icod-La Guancha. En efecto, la observación de esa zona por medio de galerías ha demostrado que estos depósitos enlazan con la brecha que aparece en el subsuelo bajo las lavas que rellenan la depresión (ver Fig. 2.15B), por lo que es evidente que la caldera de Las Cañadas queda dentro de la zona afectada por el deslizamiento lateral. Ante esta incontrovertible evidencia los autores que apoyan la existencia de calderas de colapso vertical modificaron convenientemente el modelo inicial hacia uno que combina colapsos verticales iniciales, que formarían las sucesivas calderas, seguidos de desplomes laterales (ver Fig. 2.15C), con objeto de explicar tanto las brechas submarinas de deslizamiento como la ausencia del borde de la caldera en el N y NO (MARTÍ ET AL., 1997).

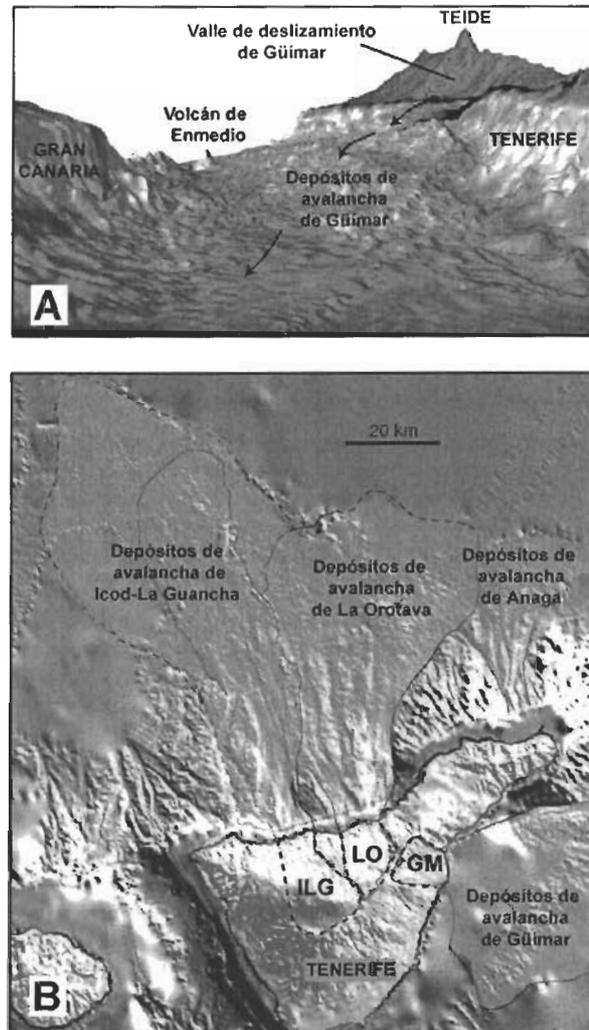


Fig. 2.16. A. Imagen de sónar que muestra los depósitos de avalancha generados por el deslizamiento de Güímar, ocurrido hace unos 800.000 años (KRSTEL, ET AL., 2001). B. Depósitos de avalancha relacionados con múltiples colapsos laterales en la isla de Tenerife, incluyendo el que formó el valle de Icod-La Guancha y la Caldera de Las Cañadas (IGL). Modificado de WATTS Y MASSON, 2001.

La teoría del origen de la caldera de Las Cañadas como respuesta a uno o varios deslizamientos gravitatorios laterales ha sido expuesta por varios autores (NAVARRO Y COELLO, 1989; ANCOCHEA ET AL., 1990, 1999; CARRACEDO, 1994). CARRACEDO (1994) propuso una teoría que relaciona la actividad de los rifts y el desencadenamiento de deslizamientos laterales masivos. En este modelo los rifts estructuran el crecimiento de los edificios volcánicos hasta alcanzar niveles de inestabilidad, en cuyo momento los esfuerzos gravitatorios se suman coherentemente con los distensivos (en cuña) originados por la intensa intrusión de diques (conductos de alimentación) en los ejes de los rifts, provocando los desplomes (ver Figs. 6.3 y 6.8 en el Capítulo 6).

Estudios geocronológicos y estructurales realizados en el complejo formado por los rifts y el conjunto de estratovolcanes en Tenerife han puesto de manifiesto que el relleno de la depresión Las Cañadas—Valle de Icod-La Guancha se inicia sin solución de continuidad con el propio proceso de deslizamiento, hace unos 199.000 años. Observaciones en galerías que atraviesan la totalidad del relleno de esta depresión hasta alcanzar los depósitos de avalancha (Fig. 2.15B) muestran una primera fase con una elevada tasa eruptiva y emisiones de magmas muy poco evolucionados (basaltos, basanitas), los mismos que estaban alimentando las erupciones en los rifts antes del colapso. Posteriormente, hace unos 115.000 años, la frecuencia de emisiones disminuyó y los mismos magmas se diferenciaron hacia términos más evolucionados en reservorios más someros. Esta pauta coincide con las fases indicadas por MARTÍ ET AL. (1997), en que las tres grandes unidades o ciclos de la fase final de desarrollo del Edificio Cañadas se inician con emisiones máficas o intermedias que evolucionan hacia términos fonolíticos. Es posible, pues, que se hayan producido repetidos ciclos de actividad de los rifts con la misma pauta, siendo esta fase que ha formado la caldera de Las Cañadas y el Teide la última, aunque no se puede saber si es la definitiva.

Es asimismo probable que estos ciclos se sucedan repetidamente con características similares y afectando a zonas muy parecidas (SIEBERT, 1984). Sin embargo, por ocurrir en una isla (Tenerife) en un estadio de rejuvenecimiento post-erosivo, y por ello con un vigor muy inferior a la de los rifts de las islas en estadio juvenil (La Palma, El Hierro, Hawaii, etc.), es de esperar que sean de intensidad decreciente, aunque no se pueda deducir que vaya a ser éste, precisamente, el último en ocurrir en la isla de Tenerife.

El modelo de deslizamiento tiene la ventaja de explicar de forma simple las principales observaciones, como la ausencia de borde de caldera al N y NO y la presencia de un gran volumen de depósitos de deslizamiento al norte de Tenerife. Asocia, por otra parte, la actividad de los rifts con los deslizamientos y el posterior relleno de la depresión y diferenciación de los magmas para construir estratovolcanes anidados, como se verá más adelante. Por otra parte, es coherente con la relativa abundancia en Canarias de estos deslizamientos laterales (se han documentado al menos 10 en Canarias, pero debe haber muchos más sin definir), mientras que las estructuras de colapso vertical son raras (la caldera de Tejeda en Gran Canaria) y presentan características geológicas que las hacen manifiestas e inconfundibles.

La teoría del colapso vertical, en cambio, requiere un proceso complejo y poco creíble de desplome vertical seguido de deslizamiento lateral. Es difícil comprender cómo un sistema de esfuerzos que se resuelve en un colapso vertical puede, una vez alcanzado el equilibrio, continuar con un empuje lateral. ¿Y por qué preferentemente hacia el norte? Este hecho se explica en cambio fácilmente si se observa que son los dos rifts más activos (NO y NE) los que producen los esfuerzos distensivos, mientras que el tercero (el del Sur), sin apenas actividad coetánea, actúa como contrafuerte, lo que obliga al sistema a que el deslizamiento sea en dirección norte.

En cualquier caso, aunque esta controversia tenga un indudable interés científico para dilucidar cómo evolucionan este tipo de islas volcánicas, a los efectos de la explicación y valoración de los elementos geológicos del Parque Nacional del Teide, la existencia o no de colapsos verticales carece de relevancia, toda vez que, de haberse producido, sus efectos habrían quedado totalmente borrados por los subsiguientes deslizamientos laterales, la retro-erosión de la pared de la depresión y el relleno por la actividad eruptiva posterior. Sin embargo, es evidente que a la importancia geológica de esta caldera, una de las mejor expuestas del planeta, y a su espectacularidad paisajística hay que añadir el interés científico de su origen, muy diferente de las calderas del *Hawai'i Volcanoes National Park*, esas sí de incuestionable colapso vertical.

A modo de síntesis, las consideraciones expuestas en este capítulo tratan de explicar la singularidad y el extraordinario valor geológico de los volcanes que se han formado en la última fase eruptiva de la isla de Tenerife, gran parte de ellos ubicados en el Parque Nacional del Teide.

El peculiar marco geodinámico en que se han formado las Canarias, sobre una de las cortezas oceánicas más antiguas, gruesas y rígidas existentes, y la ausencia de subsidencia significativa, han permitido el desarrollo de la isla de Tenerife hasta estadios excepcionales en comparación con las demás islas oceánicas de punto caliente del planeta. Esta prolongada historia volcánica ha permitido la diferenciación de los magmas iniciales hacia términos muy evolucionados, lo que ha propiciado la presencia en la isla de una gran variedad de procesos eruptivos y, por consiguiente, de materiales, formas y estructuras volcánicas, haciendo de esta isla un laboratorio volcanológico de extraordinario valor e interés. Finalmente, la ocurrencia de un deslizamiento gigante en la cara norte de la isla generó un gran valle de deslizamiento, cuya cabecera es la actual Caldera de Las Cañadas. La continuación del volcanismo relleno ese valle hasta levantar dos espectaculares estratovolcanes anidados en la depresión.

Al estudio del conjunto formado por la caldera y los estratovolcanes anidados en ella, sistema volcánico extraordinario en las islas volcánicas oceánicas, se dedican los siguientes capítulos.

REFERENCIAS

- ANCOCHEA, E., HUERTAS, M.J., CANTAGREL, J.M., COELLO, J., FÚSTER, J.M., ARNAUD, N.O., 1999. Evolution of the Cañadas Edifice and its implications on the origin of the Cañadas Caldera (Tenerife, Canary Islands). *J. Volc. Geotherm. Res.* 88: 177-199.
- ANCOCHEA, E., FÚSTER, J.M., IBARROLA, E., CENDRERO, A., COELLO, J., HERNÁN, F., CANTAGREL, J.M., 1990. Volcanic evolution of the island of Tenerife (Canary Islands) in the light of new Kr/Ar data. *J. Volc. Geotherm. Res.* 44: 231-249.
- ANGUITA, F., HERNÁN, F., 1975. A propagating fracture model versus a hot spot origin for the Canary Islands. *Earth Planet. Sci. Lett.* 27: 11-19.
- ANGUITA, F., HERNÁN, F., 2000. The Canary Islands origin: a unifying model. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 103: 1-26.
- ARAÑA, V., 1971. Litología y estructura del edificio Cañadas, Tenerife (Islas Canarias). *Estudios Geológicos*, 27: 5-137.
- BRAVO, T., 1962. El circo de Las Cañadas y sus dependencias. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat (G)* 60: 93-108.
- CARRACEDO, J.C., 1979. Paleomagnetismo e historia volcánica de Tenerife. *Aula Cultura Cabildo Insular de Tenerife*, Santa Cruz de Tenerife, 81 pp.
- CARRACEDO J.C., 1994. The Canary Islands: An example of structural control on the growth of large oceanic-island volcanoes. *J. Volc. Geotherm. Res.* 60, 3-4: 225-242.
- CARRACEDO J.C., 1996. Morphological and structural evolution of the western Canary Islands: hotspot-induced three-armed rifts or regional tectonic trends? *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 72: 151-162.
- CARRACEDO, J.C., 1999. Growth, structure, instability and collapse of Canarian volcanoes and comparisons with Hawaiian volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* 94: 1-19.
- CARRACEDO, J.C., DAY, S.J., GUILLOU, H., GRAVESTOCK, P., 1999a. The later stages of the volcanic and structural evolution of La Palma, Canary Islands: The Cumbre Nueva giant collapse and the Cumbre Vieja volcano. *Geol. Soc. of Am. Bull.* 11, 5: 755-768.
- CARRACEDO, J.C., DAY, S.J., GUILLOU, H., PÉREZ-TORRADO, F., 1999b. Giant Quaternary landslides and the evolution of La Palma and El Hierro, Canary Islands. *J. Volc. Geotherm. Res.* 94: 169-190.

- CARRACEDO, J.C., DAY, S., GUILLOU, H., RODRIGUEZ BADIOLA, E., CANAS, J.A., PÉREZ-TORRADO, F.J., 1998. Hotspot volcanism close to a passive continental margin: the Canary Islands. *Geol. Mag.* 135 (5): 591-604.
- CARRACEDO, J.C., TILLING, R.I., 2003. Geología y volcanología de islas volcánicas oceánicas, Canarias-Hawái. Serv. Pub. Caja Gral. Ahorros Santa Cruz Tenerife. 293-15. 73pp.
- CARRACEDO, J.C., PÉREZ-TORRADO, F.J., ANCOCHEA, E., MECO, J., HERNAN, F., CUBAS, C.R., CASILLAS, R., RODRIGUEZ BADIOLA, E., 2002. Cenozoic volcanism II: the Canary Islands, in: Gibbons, F.A.W., Moreno, T. (Eds.), *The Geology of Spain*. Geological Society of London, London: 438-472.
- CARRACEDO, J.C., RODRIGUEZ BADIOLA, E., GUILLOU, H., DE LA NUEZ, J., PÉREZ TORRADO, F.J., 2001. Geology and Volcanology of the Western Canaries: La Palma and El Hierro. *Estudios Geológicos (Spec.Vol.)*, 57: 171-295.
- CARRACEDO, J.C., SINGER B., JICHA B., GUILLOU H., RODRIGUEZ BADIOLA E., MECO J., PÉREZ TORRADO F.J., GIMENO D., SOCORRO S., LÁINEZ A., 2003. La erupción y el tubo volcánico del volcán Corona (Lanzarote, Islas Canarias). *Estudios Geológicos*, 59 (S6):15-29.
- COELLO, J., 1973. Las series volcánicas en subsuelos de Tenerife. *Estudios Geológicos*, 29: 491-512.
- DAÑOBEITIA, J.J., CANALES, J.P., DEGHIANI, G.A., 1994. An estimation of the elastic thickness of the lithosphere in the Canary Archipelago using admittance function. *Geophys. Res. Lett.* 21: 2649-2652.
- FÜSTER, J.M., FERNÁNDEZ SANTÍN, S., SAGREDO, J., 1968 (a). Geología y volcanología de las Islas Canarias: Lanzarote. Instituto "Lucas Mallada", CSIC. Madrid, 177 pp.
- FÜSTER, J.M., ARAÑA, V., BRANDLE, J.L., NAVARRO, M., ALONSO, U., APARICIO, A., 1968 (b). Geología y volcanología de las Islas Canarias: Tenerife. Instituto "Lucas Mallada", CSIC. Madrid, 218 pp.
- GAGEL, C., 1910. Die mittelatlantischen Vulkaninseln. *Handbuch der regionales Geologie*, 7 (10): 1-32.
- GELDMACHER, J., HOERNLE, K., VAN DEN BOGAARD, P., ZANKL, G., GARBE-SCONBERG, D., 2001. Earlier history of the >70-Ma-old Canary hotspot based on the temporal and geochemical evolution of the Selvagen Archipelago and neighboring seamounts in the eastern North Atlantic. *J. Volc. Geotherm. Res.* 111: 55-87.
- GUILLOU, H., CARRACEDO, J.C., PÉREZ-TORRADO, F., RODRIGUEZ BADIOLA, E., 1996. K-Ar ages and magnetic stratigraphy of a hotspot-induced, fast grown oceanic island : El Hierro. Canary Islands. *J. Volc. Geotherm. Res.* 73: 141-155.
- GUILLOU, H., CARRACEDO, J.C., PARIS, R., PÉREZ-TORRADO, F.J., 2004. Implications for the early, shield-stage evolution of Tenerife from K/Ar ages and magnetic stratigraphy. *Earth Planet. Sci. Lett.* 222, 599-614.
- HAUSEN, H., 1956. Contributions to the geology of Tenerife (Canary Islands), *Soc. Sci. Fennicae. Comm. Phys. Mat.*, 18, 254 pp.
- KIOUS, W.J., TILLING, R.I., 1996. This dynamic Earth: The story of plate tectonic: U.S. Geological Survey general-interest publication, 77 pp. <<http://pubs.usgs.gov/publications/text/dynamic.html>>
- KOPPERS, A.A.P., STAUDIGEL, H., PRINGLE, M.S., WJBRANS, J.R., 2003. Short-lived and discontinuous intraplate volcanism in the South Pacific: hotspots or extensional volcanism? *Geochim. Geophys. Geosyst.* 4: 1-49.

- KRASTEL, S., SCHMINCKE, H.U., JACOBS, C.L., RICHM, R., LE BAS, T.P., ALIBÉS, B., 2001. Submarine landslides around the Canary Islands. *J. Geoph. Res.* 106 B3: 3977-3997.
- LANGENHEIM, V.A.M., CLAGUE, D.A., 1987. The Hawaiian – Emperor volcanic chain: Part II. Stratigraphic framework of volcanic rocks of the Hawaiian Islands, in: W. Decker, T.L. Wright, P.H. Stauffer (Eds.), *Volcanism in Hawaii*, U.S. Geological Survey Professional Paper 1350, vol. 1: 55-84.
- LYELL, C., 1865. *Elements of Geology*. 6th ed. London.
- MARTÍ, J., MITJAVILA, J., ARAÑA, V., 1994. Stratigraphy, structure and geochronology of the Las Canadas caldera (Tenerife, Canary Islands). *Geol. Mag.* 131: 715-727.
- MARTÍ, J., ABLAY, G.J., BRYAN, S., 1996. Comment on “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 by J.C. Carracedo. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 62.
- MARTÍ, J., HURLIMANN, M., ABLAY, G.J., GUDMUNDSSON, A., 1997. Vertical and lateral collapses on Tenerife (Canary Islands) and other volcanic ocean islands. *Geology* 25: 879-882.
- MARTINEZ DEL OLMO, W., 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., CANALS, M., 2002. Slope failures on the flanks of the western Canary Islands. *Earth-Sc. Reviews*, 57: 1-35.
- MONTELLI, R., NOLET, G., DAHLEN, F. A., MASTERS, G., ENGDAIL, E.R., HUNG, S.H., 2004. Finite-Frequency Tomography Reveals a Variety of Plumes in the Mantle. *Science*, 303: 338-343.
- MOORE, J.G., 1964. Giant submarine landslides on the Hawaiian ridge. U.S. Geological Survey Prof. Paper. 501-D: 95-98.
- NAVARRO, J.M., COELLO, J., 1989. Depressions originated by landslide processes in Tenerife, ES-FMtg. *Canarian Volc. Lanzarote*, 150–152.
- PARIS, R., GUILLOU, H., CARRACEDO, J.C., PÉREZ TORRADO, F.J., 2005. K-Ar ages, magnetic stratigraphy and morphological evolution of La Gomera: Implications for the Canary Islands age progression. *J. Geolog. Soc., London*. 162:501-512.
- SIEBERT, L., 1984. Large volcanic debris avalanches: Characteristics of source areas, deposits and associated eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 22: 163-197.
- STILLMAN, C.J., 1999. Giant Miocene landslides and the evolution of Fuerteventura. Canary Islands. *J. Volc. Geotherm. Res.* 94, 1-4: 89-104.
- THIRLWALL, M.F., SINGER, B.S., MARRINER, G.F., 2000. ³⁹Ar–⁴⁰Ar ages and geochemistry of the basaltic shield stage of Tenerife, Canary Islands, Spain. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 103: 247-297.
- URGELÉS, R., CANALS, M., BARAZA, J., ALONSO, B., MASSON, D., 1997. The most recent megaslides on the Canary Islands: The El Golfo debris avalanche and the Canary debris flow NW El Hierro island. *J. Geophys. Res.* 102: 20305-20323.
- URGELÉS, R., CANALS, M., BARAZA, J., ALONSO, B., 1998. Seismostratigraphy of the western flank of El Hierro and La Palma (Canary Islands): a record of the Canary volcanism. *Mar. Geol.* 146: 225-241.
- URGELÉS, R., MASSON, D.G., CANALS, M., WATTS, A.B., LE BAS T., 1999. Recurrent giant landslides on the west flank of La Palma, Canary Islands. *J. Geophys. Res.* 104: 25331-25348.
- WALKER, G.P.L., 1990. Geology and volcanology of the Hawaiian Islands. *Pac. Sci.* 44: 315-347.

Los volcanes del Parque Nacional del Teide

- WATTS, A.B., MASSON, D.G., 1995. A giant landslide on the north flank of Tenerife, Canary Islands. *J. Geophys. Res.* 100: 24487-24498.
- WATTS, A.B., MASSON, D.G., 2001. New sonar evidence for recent catastrophic collapses of the north flank of Tenerife, Canary Islands. *Bull. Volcanol.* 63: 8-19.
- WEBB, B., BERTHELOT, S., 1939. *Histoire Naturelle des Iles Canaries*. Paris, 2 Tomos.
- WILSON, T., 1973. Mantle plumes and plate motions. *Tectonophysics*, 19: 49-164.
- YE, S., CANALES, J.P., RHM, R., DANOBIETA, J.J., GALLART, J., 1999. A crustal transect through the northern and northeastern part of the volcanic edifice of Gran Canaria, Canary Islands. *Geodynamics*, 28: 3-26.