ESTUDIOS GEOLOGICOS

Volumen 59 (1-4), 2003

Homenaje a Manuel Hoyos

Dataciones radiométricas (^{14}C y K/Ar) del Teide y el rift noroeste, Tenerife, Islas Canarias

J. C. Carracedo, M. Paterne, H. Guillou, F. J. Pérez Torrado,
R. Paris, E. Rodríguez Badiola y A. Hansen

Estudios Geol., 59: 15-29 (2003)

DATACIONES RADIOMETRICAS (^{14}C Y K/AR) DEL TEIDE Y EL RIFT NOROESTE, TENERIFE, ISLAS CANARIAS

J.C. Carracedo*, M. Paterne**, H. Guillou**, F. J. Pérez Torrado***, R. Paris****, E. Rodríguez Badiola***** and A. Hansen******

RESUMEN

El Teide, el edificio volcánico más alto del planeta (3.718 m sobre el nivel del mar, > 7 km desde el fondo oceánico) después del Mauna Loa y Mauna Kea en las islas Hawaii, forma un complejo volcánico en el centro de la isla de Tenerife. Su actividad eruptiva reciente (últimos 20 Ka) está asociada con la rama NO del rift triple (120°) que ha configurado la etapa reciente de construcción de la isla. La mayoría de las erupciones de Tenerife en este período se han localizado en estas estructuras volcánicas, generando frecuentes y extensas coladas máficas y félsicas, muchas alcanzado la costa e invadiendo lo que es ahora una de las zonas más densamente pobladas de Tenerife y, probablemente, de cualquier isla oceánica del planeta. Sin embargo, y a pesar de los numerosos estudios y proyectos previos, falta aún información geológica básica para este importante sistema volcánico, en particular la datación de las diferentes erupciones que lo componen, con objeto de reconstruir el marco geocronológico indispensable para conocer su evolución y determinar científicamente los riesgos volcánicos, de perentoria necesidad habida cuenta de su naturaleza y entidad, y de la población potencialmente afectada. Nuevas dataciones de Carbono-14 y K/Ar aportan ahora importante información a este respecto. La mayoría de las erupciones de los últimos 20 Ka no están relacionadas con el estratovolcán Teide, que sólo ha tenido una hace 1.240 ± 60 años —entre 663 y 943 AD una vez calibrada la edad—, sino con el volcán Pico Viejo (17.570 ± 150 a BP), los centros eruptivos adventicios fonolíticos de la base del Teide (Mña. Abejera centro alto, 5.170 ± 110 a BP; Mña. Abejera centro bajo, 4.790 ± 70 a BP; Mña. de La Angostura inicial, 2.420 ± 70 a BP; Mña. de La Angostura, 2.010 ± 60 a BP y Roques Blancos, 1.790 ± 60 a BP), y en el Rift NO (Mña. Chío, 3.620 ± 70 a BP). Aunque la actividad volcánica de los últimos 20 Ka incluye al menos 7 erupciones fonolíticas de gran volumen de centros eruptivos situados en la cara norte del Teide, supuestamente muy inestable, esto no parece haber generado respuesta alguna del sistema volcánico. Más bien ha contribuido a asegurar la estabilidad estructural del conjunto, al aumentar y reforzar la base del estratovolcán. Por el contrario, la ocurrencia de estas erupciones y las del Rift NO imponen un elevado riesgo por flujo de coladas en el norte y oeste de Tenerife, zona ahora densamente poblada y que ha sido casi totalmente recubierta con lavas en los últimos 20.000 años.

Palabras clave: *Teide, Tenerife, dataciones Carbono-14 y K/Ar, riesgos geológicos, riesgo eruptivo.*

ABSTRACT

Teide volcano, the highest volcano on earth (3,718 m a.s.l., > 7 km high) after Mauna Loa and Mauna Kea in the Hawaiian Islands, forms a volcanic complex in the centre of the island of Tenerife. Its most recent eruptive activity (last 20 Ka) is associated with the very active NW branch of the 120° triple rift system of the island. Most of the eruptions

* Estación Volcanológica de Canarias, IPNA-CSIC, La Laguna, Tenerife, España <jcarracedo@ipna.csic.es>

** Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, CEA-CNRS, Av. de la Terrasse, Bat. 12. 91198 Gif sur Yvette, Francia <Martine.Paterne@lsce.cnrs-gif.fr>

*** Dpto. Física-Geología, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, España

**** Université Paris I, LGP UMR 8591 CNRS Meudon, France

***** Museo Nal. Ciencias Naturales, CSIC, Madrid, España

****** Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, España,

of Tenerife during the past 20 Ka have occurred along these volcanic features, frequently in the production of extensive mafic and felsic lava flows, many of which reached the coast, crossing what is now one of the most densely populated areas of Tenerife and of any oceanic island in the world. However, despite numerous previous studies, very important basic geological information is still lacking, in particular dating of these flows to construct a geochronological framework for the evolution of the Teide-NW rift system, and a scientifically based, much needed volcanic hazard assessment. New carbon-14 ages, obtained via coupled mass spectrometry (other in progress), provide important time constraints on the evolution of Teide's volcanic system, the frequency and distribution of its eruptions, and associated volcanic hazards. Most of the eruptions are not related to the Teide stratovolcano, which apparently had only one eruption in the last 20 Ka about 1,240 ± 60 years BP (between 1,287 CAL years BP and 1,007 CAL years BP, corresponding to a time interval between the VII and X centuries, 663 years AD to 943 years AD), but to the Pico Viejo volcano (17,570 ± 150 years BP), flank parasitic vents (Mña. Abejera upper vent, 5,170 ± 110 years BP; Mña. Abejera lower vent, 4,790 ± 70 years BP; Mña. de La Angostura early, 2,420 ± 70 years BP; Mña. La Angostura late, 2,010 ± 60 years BP and Roques Blancos, 1,790 ± 60 years BP) and the NW rift (Mña. Chío, 3,620 ± 70 years BP). Although the volcanic activity during the past 20 Ka involved at least 7 voluminous phonolitic flank vents in the northern, more unstable slopes of Teide, it took place without any apparent response of the volcano; on the contrary, these eruptions seemed to progressively buttress and enhance the stability of Teide Volcano. Conversely, the occurrence of these flank eruptions, combined with the Pico Viejo and NW rift eruptions, poses a very high lava-flow risk to the now densely populated areas in north and west Tenerife, which have been almost entirely resurfaced during the past 20,000 years.

Key words: *Teide, Tenerife, C-14 and K/Ar dating, geological hazard, eruptive hazard.*

Introducción

El complejo volcánico del Teide está formado por dos estratovolcanes gemelos —el Teide, el más antiguo y desarrollado, y el Pico Viejo, adosado al flanco SO del Teide en sus etapas intermedias y finales de desarrollo—, y varios centros eruptivos adventicios, predominantemente fonolíticos, situados en el perímetro basal de ambos estratovolcanes. El conocimiento de la historia volcánica y la evolución estructural de este espectacular complejo volcánico, el único ejemplo de este tipo de volcán que existe actualmente en Canarias y uno de los pocos de su clase en el conjunto de las islas volcánicas oceánicas, es aún muy incompleto. Sin embargo, es la reconstrucción precisa, con edades exactas, de la historia eruptiva del edificio volcánico la única forma de aproximarse a una previsión de su evolución futura y una evaluación científica de los riesgos asociados. Es este un aspecto crucial, por estar este conjunto volcánico situado en uno de los escenarios de mayor riesgo en islas volcánicas oceánicas, habida cuenta de las características de este volcanismo, la elevada densidad de población de Tenerife y la zona potencialmente afectada.

El estudio de este complejo volcánico se está abordando en conjunción con el del rift noroeste, ya que ambos sistemas volcánicos parecen haber interaccionado, al menos en épocas recientes. El flujo de lavas de ambos sistemas ha recubierto casi totalmente el sector noroeste de la isla, en la actualidad densamente poblado, lo que evidencia claramente el interés de la reconstrucción de la historia volcánica de estos complejos volcánicos.

La evolución geológica de Tenerife en la etapa post-erosiva está caracterizada por la existencia de varios episodios, que, a su vez, han dado lugar a dos grandes conjuntos volcánicos, un edificio central —el Edificio Cañadas— y un sistema de rift triple similar al descrito en El Hierro (Carracedo, 1994; Carracedo *et al.*, 2001, 2002; Guillou *et al.*, 1996). El Edificio Cañadas se ha levantado sobre el escudo volcánico central de Tenerife (Carracedo 1979; Ancochea *et al.*, 1990; Guillou *et al.*, 2003) en los últimos 3-3,5 Ma (Ancochea *et al.*, 1999), pasando por sucesivos episodios en que alternan los colapsos gravitatorios y el relleno de las cuencas de deslizamiento. El último de estos episodios ha dado lugar a la actual caldera de Las Cañadas y el complejo volcánico del Teide y sus aparatos asociados (figs. 1 y 2). El conjunto del Teide forma, pues, un sistema volcánico anidado en una cuenca de deslizamiento. Este tipo de volcanes se caracteriza por una rápida construcción, especialmente en las fases iniciales, y una rápida y progresiva diferenciación de las lavas máficas iniciales hacia tipos félsicos. Esta evolución ha podido analizarse con detalle en otro estratovolcán anidado en una cuenca similar de deslizamiento —el estratovolcán Bejenado, en la isla de La Palma— con pautas de desarrollo y diferenciación similares (Carracedo *et al.*, 2001).

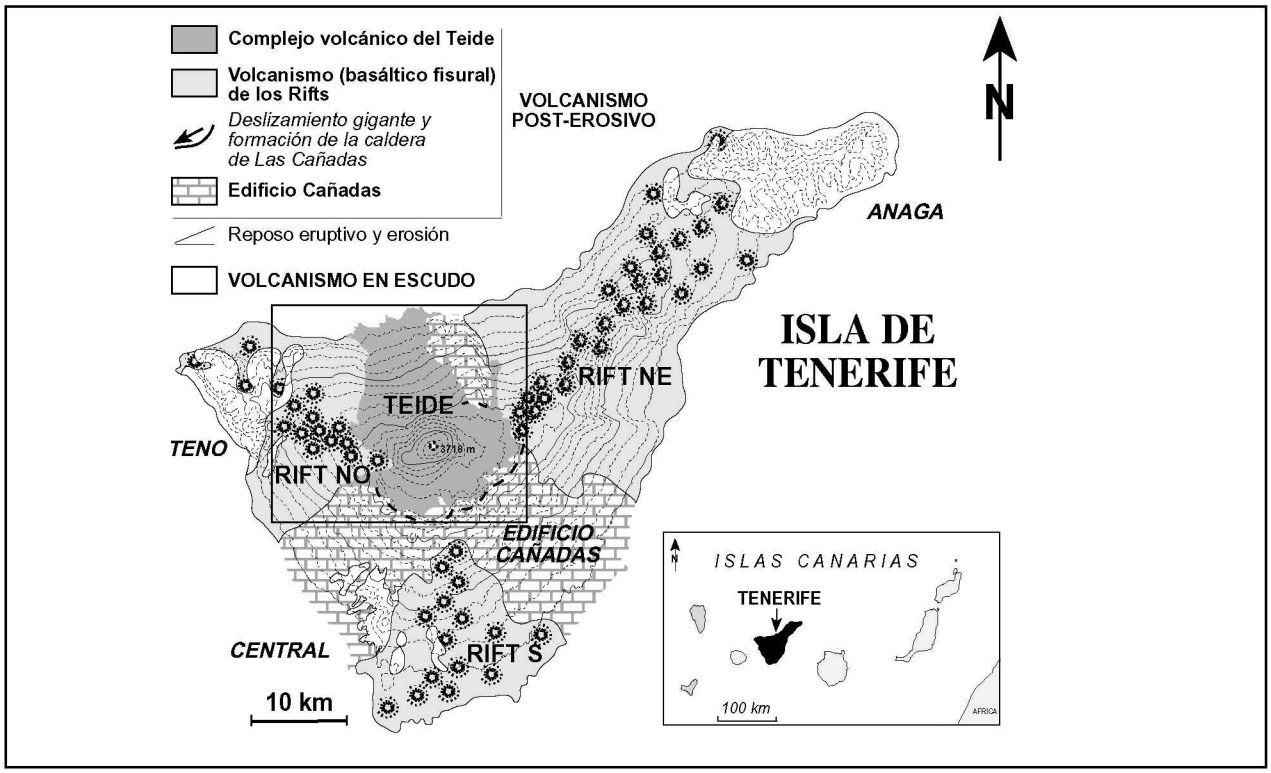

Figura 1.—Esquema geológico simplificado indicando las principales unidades geológicas de Tenerife. En el recuadro, la zona estudiada.

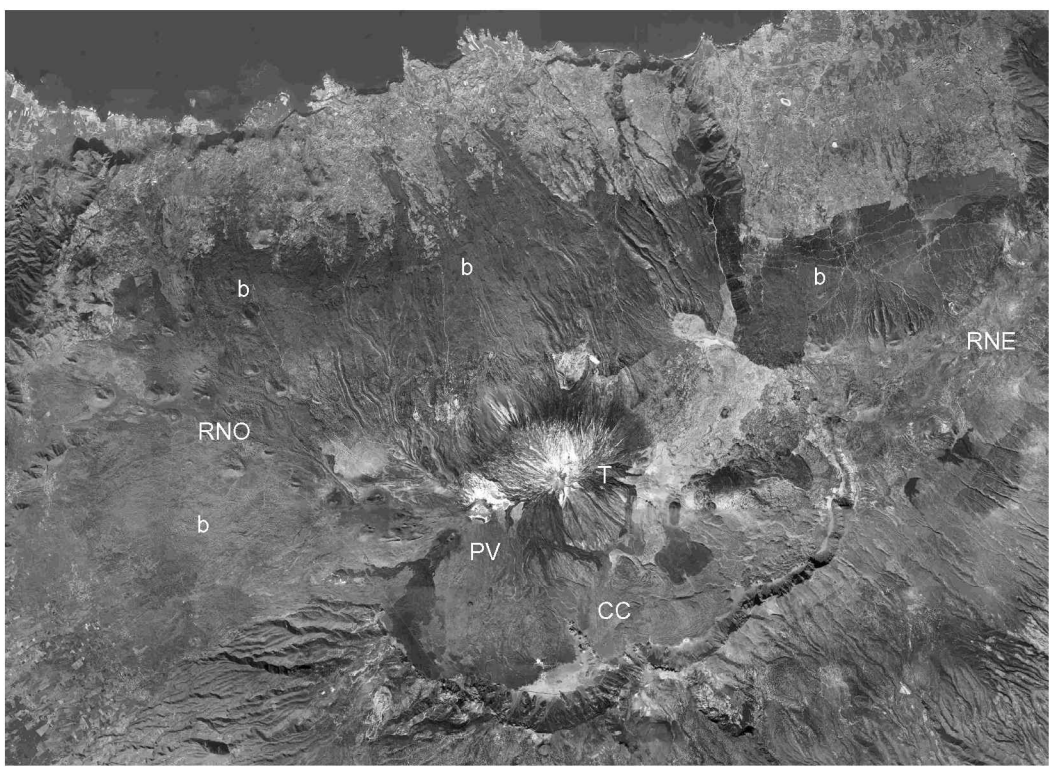

Figura 2.—Ortofotografía (GRAFCAN) del sector NO de la isla de Tenerife, donde se pueden observar claramente las principales estructuras volcánicas. T. Estratovolcán Teide, PV. Pico Viejo, CC. Caldera de Las Cañadas, RNO. Rift NO, RNE. Rift NE, b. Área de bosque de pinos.

La caldera de Las Cañadas y el Teide se encuentran en la conjunción del sistema triple de rifts (figs. 1 y 2), dos de los cuales (NE y NO) han debido originar esfuerzos distensivos (Carracedo, 1994) decisivos para los mencionados colapsos laterales, mientras que el tercero (S) ha actuado como contrafuerte.

Son numerosos los estudios dedicados al Edificio Cañadas, que incluyen abundantes dataciones radiométricas (Ancochea *et al.*, 1990, 1999; Mitjavila y Villa, 1993; Martí *et al.*, 1994). Sin embargo, los trabajos publicados sobre el Teide y el sistema de rifts, la actividad eruptiva más reciente de la isla, son escasos y apenas incluyen dataciones absolutas, especialmente en el caso del Teide. Este trabajo aborda precisamente tan importante aspecto, siendo una primera aportación del estudio que se está realizando, cuyo objetivo final es la elaboración de la cartografía y estratigrafía volcánicas de detalle de ambos conjuntos volcánicos y su datación por diversos métodos radiométricos (^{14}C, K/Ar y ^{39}Ar-^{40}Ar). En este trabajo se presentan las primeras dataciones de Carbono-14 obtenidas, así como unas primeras conclusiones sobre la evolución de estos volcanes recientes y una estimación preliminar de los riesgos asociados.

Trabajos previos en la geología y geocronología del Teide

En la cartografía de detalle realizada y la definición de las principales unidades volcano-estratigráficas, nos hemos basado en trabajos previos, fundamentalmente el mapa geológico del Teide realizado por Navarro (1980) con datos del Departamento de Petrología de la Universidad Complutense. Este mapa lo reproducen Ablay y Martí (2000), prácticamente sin modificaciones sustanciales.

De la escasa atención dedicada al estudio del propio Teide —a pesar de haber sido Volcán Laboratorio Europeo— da idea el hecho de que el volumen especial del *Journal of Volcanology and Geothermal Research* dedicado a Tenerife sólo aparecen dos trabajos sobre el Teide (Ablay y Martí, 2000; Araña *et al.*, 2000), lo que pone claramente de manifiesto las deficiencias sustanciales aún existentes en la comprensión de la geología de este edificio volcánico emblemático entre los volcanes oceánicos, de similar importancia por su altura (3.718 m asl), características geológicas y población potencialmente afectada al Mauna Loa y Mauna Kea, en la isla de Hawaii. Estas deficiencias son claramente expuestas en la introducción del trabajo de Araña *et al.* (2000) relacionado con la zonación de riesgos en Tenerife, aunque la pesimista impresión de estos autores de que «hay relativamente poca información y es poco probable que los datos existentes puedan aumentarse o mejorarse en futuros estudios» no parece justificada, como tratamos de demostrar en este trabajo, en el que se aportan datos preliminares pero significativos en la reconstrucción de la historia eruptiva y los riesgos asociados de las dos estructuras más activas de Tenerife en los últimos 20 Ka: El complejo Teide-Pico Viejo y la dorsal o rift Noroeste.

La datación de estas estructuras volcánicas ha descansado hasta la fecha casi exclusivamente en técnicas paleomagnéticas de datación de corto período. Estos métodos, potencialmente capaces de discriminar edades inferiores a unos pocos miles de años —fundamentalmente la deriva secular y la paleointensidad del campo geomagnético—, no han dado, sin embargo, resultados aceptables en muchos casos en la datación de lavas recientes, posiblemente por la superposición de procesos que originan dispersión de la remanencia magnética natural (RMN) de las lavas distintos a la propia deriva secular, como las variaciones observadas en una misma colada (*within-flow dispersion*), o los factores de dispersión aleatorios de la remanencia magnética que pueden inducir la sucesión de coladas (Doell y Cox, 1963). Estudios detallados en numerosas lavas datadas por Carbono-14 de la isla de Hawaii han demostrado la existencia de una dispersión muy significativa que pone en duda la aplicabilidad de estos métodos, especialmente en aquellos casos en que las erupciones se suceden rápidamente, lo que dificulta el registro de la variación secular en las lavas. Lo mismo parece ocurrir con las paleointensidades, que dan en la mayoría de los casos resultados poco reproducibles (Aitken *et al.*, 1988), posiblemente porque las variaciones observadas podrían deberse en muchos casos más a factores petrológicos que a la medición real de variaciones registradas en las lavas de la intensidad del campo magnético (Coe *et al.*, 1978).

En concreto, las determinaciones tanto de la variación secular como de las paleointensidades en lavas recientes de Canarias no han aportado datos concluyentes, ya que las estimaciones de edad realizadas con estos métodos (Carracedo y Rodríguez Badiola, 1991; Carracedo y Soler, 1995; Soler *et al.*, 1984; Soler y Carracedo, 1986) no se han mostrado consistentes cuando se han podido datar esas lavas por métodos radiométricos más fiables (Guillou *et al.*, 1996, 2001; Szeremeta *et al.*, 1999; Carracedo *et al.*, 2003a).

En lo que respecta a dataciones radiométricas del Teide, sólo se han publicado la de unos 2.000 años de Mña. Blanca (Ablay *et al.*, 1995), ya datada anteriormente por Navarro en 2.470 ± 110 años

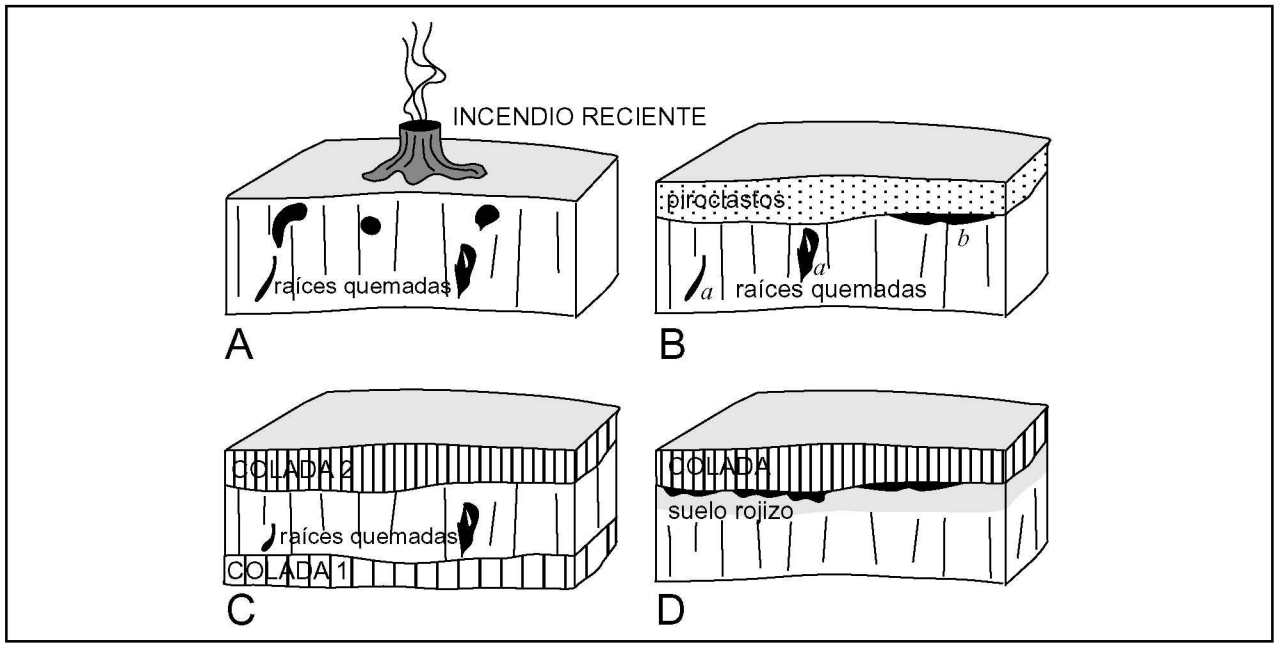

Figura 3.—Diversos tipos de restos carbonizados y su idoneidad y fiabilidad para su datación por C-14. En A, el carbón vegetal corresponde a raíces de pinos quemados en un incendio reciente (apenas unos años). En B, raíces quemadas recubiertas por piroclastos. En C, situación frecuente de raíces quemadas entre dos coladas. En D, la más favorable, restos carbonizados originados por la erupción que produjo la colada. Explicación en el texto.

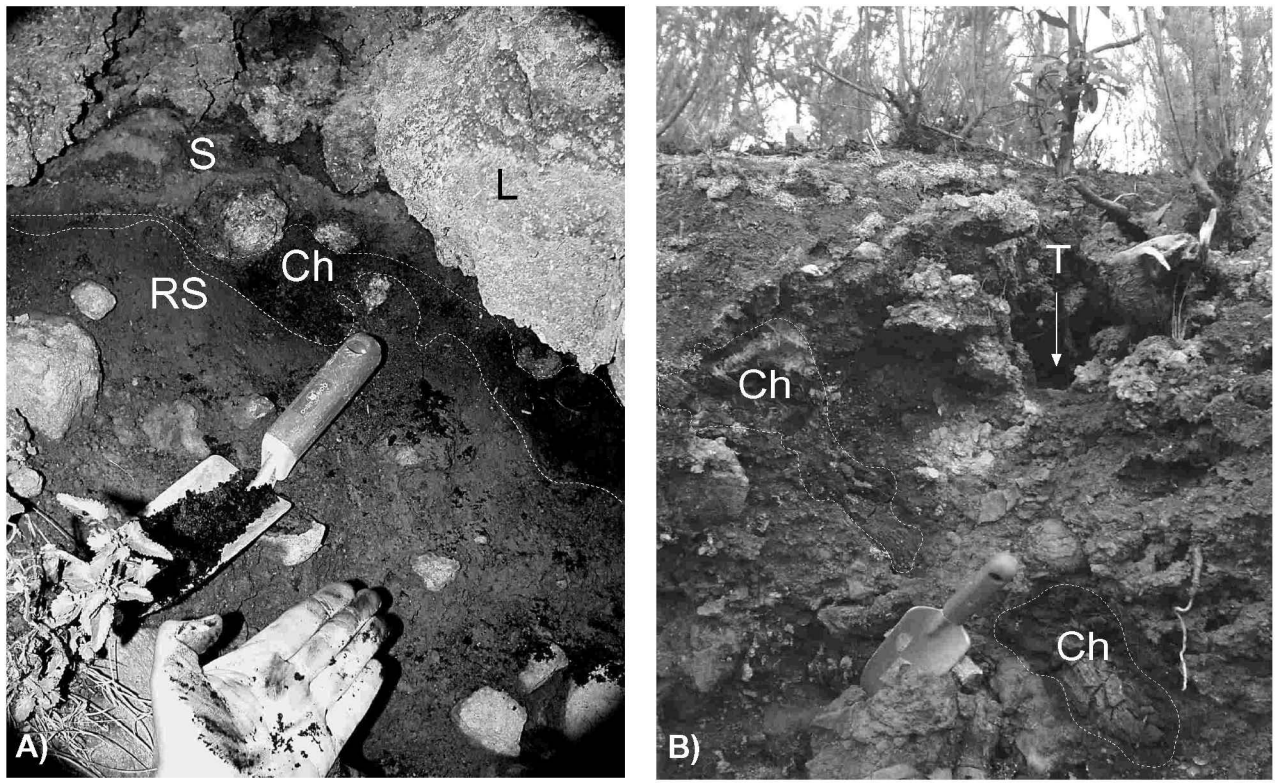

Figura 4.—Restos carbonizados en el flanco norte del Teide. El carbón vegetal se encuentra directamente debajo de una colada fonolítica de Mña. Abejera, proporcionando una edad fiable de la erupción que la produjo. S: Escoria. L: Colada fonolítica. RS: Suelo delgado recocido. Ch: Carbón. T: Tronco quemado. La combustión de estas raíces puede progresar hasta varios metros en terreno suelto y aireado.

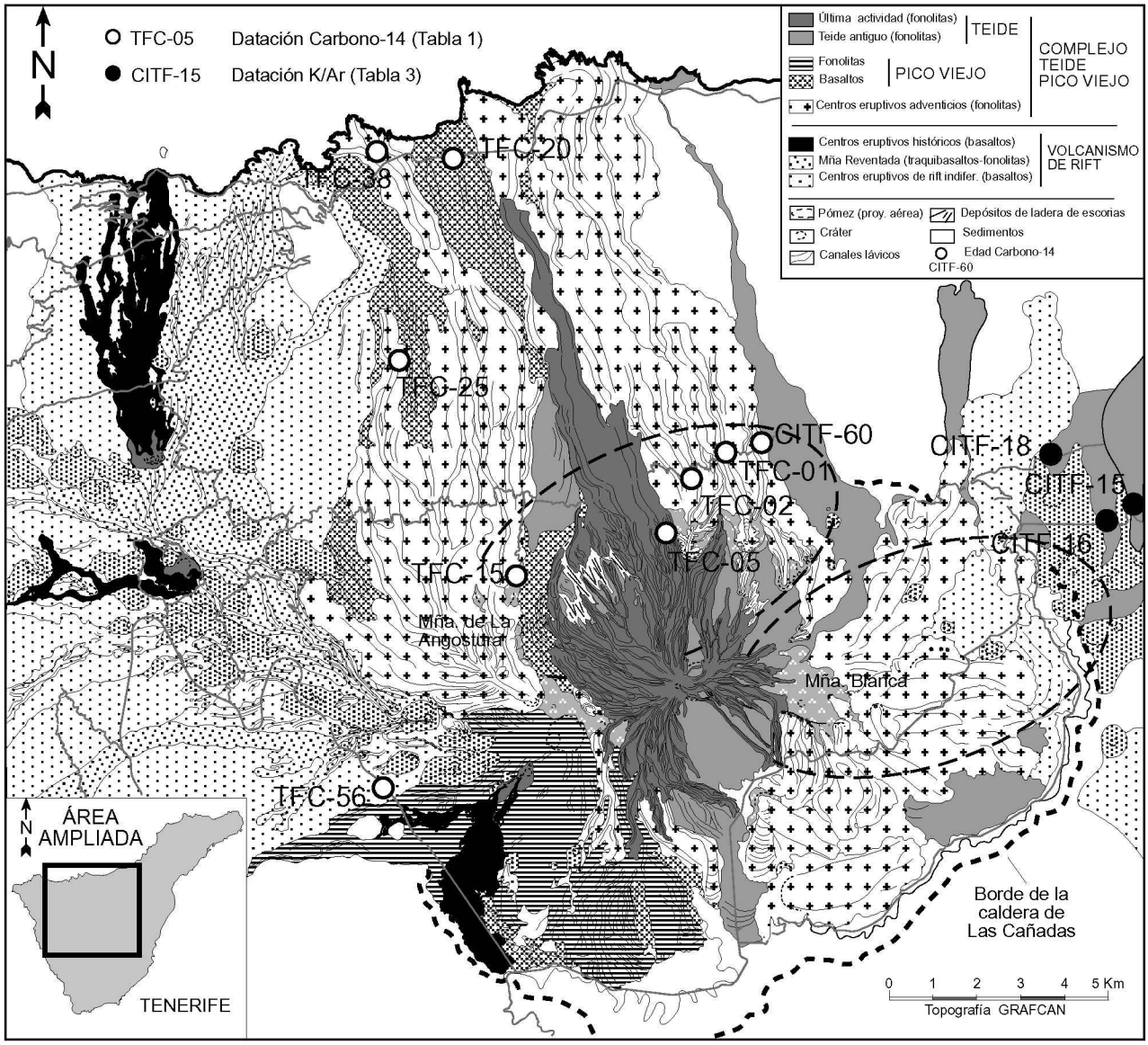

Figura 5.—Mapa geológico simplificado a partir del realizado a escala 10.000 del conjunto formado por el complejo volcánico del Teide y el rift NO. En la preparación de este mapa geológico se han utilizado datos e ideas del elaborado por Navarro (1980), donde están ya definidas claramente las principales unidades volcano-estratigráficas. Se indican las muestras datadas por C-14 (círculos blancos) y K/Ar (círculos negros).

(com. pers.), y una datación K/Ar de 150 ± 150 Ka (Araña *et al.,* 1989).

Sorprende constatar que se haya recurrido prácticamente de forma exclusiva a las técnicas paleomagnéticas de datación de corto período, de dudosa precisión y exactitud, sin optar por las radiométricas, usuales y de probada eficacia, como se ha demostrado en el estudio del volcanismo más reciente de La Palma y El Hierro (Carracedo *et al.,* 1999 a,b, 2001, 2002; Guillou *et al.,* 1996, 1998, 2001). En el caso del Teide, es esencial la datación de las lavas más recientes por medio del ^{14}C. En condiciones parecidas se ha venido desarrollando un programa de dataciones de erupciones recientes en la isla de Hawaii que abarca los últimos 38 Ka, dentro del cual se han publicado más de 355 edades ^{14}C del volcán Mauna Loa (Lockwood, 1995), y más de un centenar del Kilauea, Hualalai y Mauna Kea (Rubin *et al.,* 1987). En el caso del Teide esta ausencia de edades es aún más llamativa si tenemos en cuenta la relativa abundancia de restos carbonizados.

Datación Carbono-14 de las lavas

Metodología: Técnicas de campo y criterios de selección de las muestras

De las observaciones de campo hemos podido definir diversos escenarios de fiabilidad de las muestras, que se indican de forma simplificada en las figuras 3 y 4. La frecuencia de incendios forestales en las Canarias occidentales, provistas de una densa masa forestal de coníferas, hace que sea muy corriente encontrar restos de raíces carbonizadas, que a veces se pueden relacionar directamente con los pinos quemados y con un incendio forestal reciente (fig. 3 A). Aunque este caso no ofrece dudas, se puede complicar si las raíces quemadas aparecen recubiertas por piroclastos (fig. 3 B). En este caso puede tratarse de un incendio antiguo, que daría una edad mínima para el nivel piroclástico, o simplemente de un incendio de edad indeterminable, posterior al depósito. El escenario concreto indicado por *b* en la figura 3 B es el que más probablemente data el depósito piroclástico, posiblemente relacionado con la erupción que produjo el incendio forestal y los restos carbonizados. El escenario de la figura 3 C, muy común, sirve para dar una edad mínima para la colada 1 y máxima para la 2. Finalmente, el escenario D de la figura 3 es el más favorable, ya que con toda probabilidad data los restos originados por la erupción que produjo la colada. Estos escenarios están claramente representados en las fotografías A y B de la figura 4.

Técnicas de laboratorio

Las muestras analizadas, formadas por unos 5 mg de carbón, han sido pretratadas siguiendo el método clásico *AAA* (*Acid-Alkali-Acid*), con tratamientos químicos sucesivos con HCl (0.1N), NaOH (0.1N) y HCl (0,1N) a 65 °C durante una hora, y lavado de las muestras en cada paso hasta alcanzar un pH = 7. Unos 3 mg de la muestra pretratada se introdujo en un tubo de cuarzo conteniendo unos 500 mg de recortes de CuO_2 y un filamento de plata de aproximadamente 1 cm, sellado y calentado a 850 °C durante 5 horas. El CO_2 resultante se transfirió a la célula de grafitización, donde el gas es reducido catalíticamente mediante H_2 puro sobre polvo de hierro a 600 °C. El polvo resultante de Fe-C, comprimido en envases de Al (*target holders*), se guardó en tubos de vidrio llenos de un gas inerte (Argon). La datación AMS ^{14}C se realizó con el sistema Gif-Tandétron (UMS2004), descrito por Arnold *et al.* (1987, 1989).

Con objeto de analizar la contaminación ^{14}C durante el proceso de datación AMS ^{14}C se aplicó este mismo procedimiento a un carbón antiguo de Border Cave, South Africa (blanco 0,15 ± 0,05 pMC) (n = 60; edad aparente: 52.000 ± 2.800 años BP).

Resultados

La localización de las muestras datadas se indica en el mapa geológico simplificado de la figura 5, y las edades obtenidas, en la figura 6 y la tabla 1.

Las muestras CITF-60, TFC-01, TFC-38 y TFC-25, con edades de 5.170 ± 110, 4.790 ± 70, 2.010 ± 60 y 1.790 ± 60 años, respectivamente, corresponden a los aparatos adventicios fonolíticos situados en la base del estratovolcán. Las edades de 5.170 ± 110 y 4.790 ± 70 pertenecen posiblemente a dos episodios eruptivos de Mña. Abejera, lo que evidenciaría que, al igual que parece ocurrir con Mña. Blanca, las distintas bocas de estos centros eruptivos fonolíticos pueden tener erupciones considerablemente distanciadas en el tiempo, del orden de varios cientos de años, tiempo por otra parte suficiente para la reimplantación del bosque, como puede observarse actualmente, por ejemplo, en las lavas de la erupción de 1706 (Mña. de Garachico).

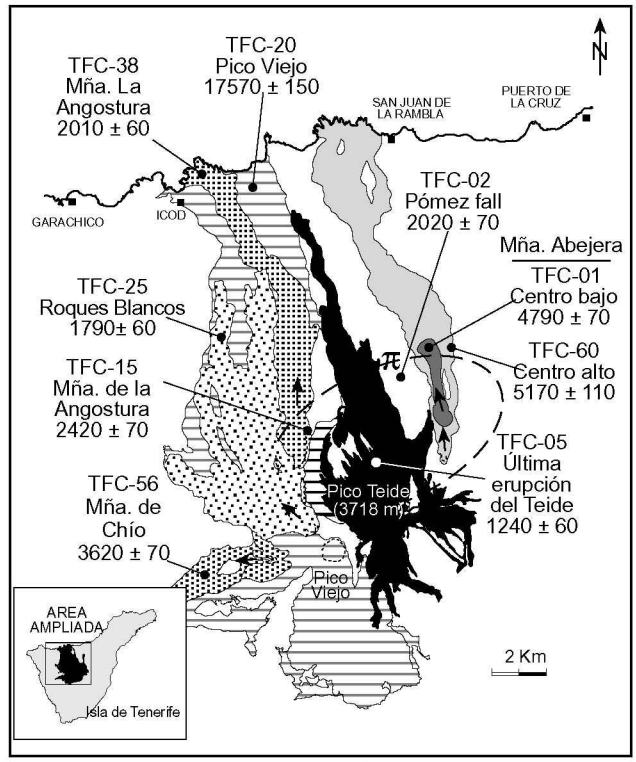

Figura 6.—Erupciones datadas por C-14 (ver tablas 1, 2 y 3).

La muestra TFC-20 data en 17.570 ± 150 años las coladas superiores del Pico Viejo que discurren hacia la costa norte, formando un acantilado costero de 150-175 m (varias dataciones K/Ar en curso de las coladas de la base de este acantilado podrían dar una estimación de la duración de las emisiones del Pico Viejo).

La muestra TFC-05, formada por restos carbonizados encontrados debajo de las coladas negras (obsidiánicas) de la última erupción del Teide que rodean el centro eruptivo de Pico Cabras, ha dado una edad de 1.240 ± 60 años, lo que parece descartar la existencia de erupciones posteriores al siglo VIII, especialmente la datación paleomagnética de estas mismas coladas que situaría esa erupción terminal del Teide entre los años 1470 y 1490 (Soler *et al.*, 1984), como se argumenta más adelante.

La muestra TFC-56 corresponde al volcán de la Mña. de Chío, un centro eruptivo basáltico situado en el flanco del Pico Viejo, en el extremo más oriental del Rift NO. La edad de 3.620 ± 70 años da

Tabla 1.—**Dataciones 14C de lavas del complejo volcánico del Teide (*Campo, **LSCE).**

Muestra	UTM	m asl	Tipo de muestra	Erupción o unidad	Edad (BP)
TFC-05* (102522)**	3.132.42/338.330 (Cara norte del Teide)	1.790	Carbón debajo de colada fonolítica.	Última actividad eruptiva (sumital) del Teide (Lavas Negras)	1.240 ± 60
TFC-25 (102525)	3.135.64/332.782 (Cueva del Viento, por encima de Icod)	930	Carbón debajo de colada fonolítica.	Roques Blancos. Centro adventicio de Pico Viejo (flanco NO).	1.790 ± 60
TFC-38 (102526)	3.140.54/332.498 (En la costa, C-820 km. 54, cerca de Icod)	45	Carbón debajo de colada fonolítica.	Mña. La Angostura. Centro adventicio de Pico Viejo (cara NO). Al este y debajo de Roques Blancos.	2.010 ± 60
TFC-02 (102521)	3.133.18/339.305 (pista sin salida, sobre lavas de PicoCabras)	1.670	Carbón debajo de manto de pómez de proyección aérea.	Extenso manto de pómez de proyección aéra, posiblemente asociado a erupciones de Mña. de La Angostura.	2.020 ± 70
TFC-15 (102523)	3.131.44/335.220 (Este de Roques Blancos)	1.820	Carbón en suelo rojizo debajo de manto de pómez de proyección aérea.	Mña. de La Angostura inicial? Pómez estromboliana y escorias pumíticas (cono volcánico y mantos de proyección aérea en facies proximal).	2.420 ± 70
TFC-56 (102527)	3.125.92/332.526 (C-823, km. 4.9, al SO en la base de Pico Viejo)	1.987	Carbón en pómez debajo de colada basáltica.	Mña. de Chío. Flanco este de Pico Viejo.	3.620 ± 70
TFC-01 (102520)	3.133.51/339.981 (pista El Agujero)	1.640	Carbón debajo de colada fonolítica.	Centro bajo de Mña. Abejera (encima de lavas del centro alto).	4.790 ± 70
CITF-60 (102528)	3.133.78/340.596 (pista El Agujero)	1.660	Carbón debajo de colada fonolítica.	Centro alto de Mña. Abejera, Centro adventicio del Teide (flanco norte).	5.170 ± 110
TFC-20 (102524)	3.140.51/334.373 (C-820, Km. 52, al E de Icod)	220	Carbón debajo de colada basáltica.	Pico Viejo	17.570 ± 150

idea de la juventud del Rift NO, ya que muchos centros eruptivos del rift son evidentemente más recientes.

Todas estas muestras corresponden a restos de madera carbonizada situados directamente debajo de las correspondientes coladas, excepto la TFC-15 y TFC-02 (2.420 ± 70 y 2.020 ± 70), que corresponden a restos situados bajo mantos de pómez de proyección aérea. La edad de 2.020 ± 70 está asociada aparentemente a un extenso manto de pómez que recubre todas las formaciones volcánicas el sector N y NO del estratovolcán, excepto las coladas de los Roques Blancos y la última erupción del Teide (elipse en las figuras 4 y 5). La edad de 2.420 ± 70 se ha obtenido de restos carbonizados encontrados bajo una capa de bombas y escorias pumíticas formando aparentemente un cono estromboliano similar al de Mña. Blanca —la Mña. de La Angostura—, que como ocurre con Mña. Abejera y Mña. Blanca, habría podido tener un período relativamente dilatado de actividad, desde las fases estrombolianas iniciales (2.420 a 2.020 años) y coladas lávicas alrededor de 2.010 años.

Calibración de las edades C-14

Para una mayor exactitud de las edades determinadas es preciso calibrarlas, es decir, convertir las edades AMS ^{14}C absolutas en edades de calendario calibradas (*CAL yr BP*), mediante el *INTCAL98 radiocarbon calibration record* de Stuiver *et al.* (1998).

Las nueve edades calibradas, expresadas en intervalos a 2σ (Tabla 2), se pueden agrupar en seis episodios volcánicos. La última actividad eruptiva del Teide habría ocurrido en el intervalo entre 1.287 y 1.007 años, que corresponde al periodo entre los siglos VII a X (663 a 943 AD).

Las tres muestras TFC-25, TFC-38 y TFC-02, indicadas en el mapa de la figura 6 como correspondientes a erupciones de Roques Blancos y Mña. de La Angostura, dan edades calibradas indistinguibles, comprendidas en el intervalo entre 1.559 a 2.150 años. Este hecho parece confirmar las observaciones de campo anteriormente indicadas, que apuntan a que estos episodios eruptivos corresponden bien a centros muy próximos en el tiempo, o a sucesivas erupciones

Tabla 2.— **Edades calibradas del Teide y del Rift NO (Stuiver *et al.*, 1998)**

Muestra (Campo-LSCE)	AMS 14C	1σ	Edad CAL (años BP) intervalo a 2σ	
TFC-05 (102522)	1.240	60	1.287	1.007
TFC-25 (102525)	1.790	60	1.866	1.559
TFC-38 (102526)	2.010	60	2.117	1.825
TFC-02 (102521)	2.020	70	2.150	1.820
TFC-15 (102523)	2.420	70	2.713	2.342
TFC-56 (102527)	3.620	70	4.145	3.719
TFC-01 (102520)	4.790	70	5.648	5.324
CITF-60 (102528)	5.170	110	6.188	5.660
TFC-20 (102524)	17.570	150	21.613	20.197

de un mismo centro eruptivo, el de Roques Blancos. El centro de Mña. de La Angostura correspondería en este supuesto a la edad definida por el intervalo calibrado de 2.342 a 2.713 años.

Las edades ^{14}C calibradas de las muestras TFC-01 y CITF-60 se pueden agrupar, de forma similar, en el intervalo comprendido entre 5.324 y 6.188 años, período en el que queda enmarcada la actividad eruptiva de Mña. Abejera.

La edad AMS ^{14}C de las lavas de Pico Viejo (17.570 ± 150), quedaría comprendida en el intervalo calibrado de 20.197 a 21.613 años.

Discusión

Las observaciones de campo y las edades obtenidas parecen suficientes para dibujar algunas líneas generales en la evolución del complejo volcánico del Teide.

El propio estratovolcán no parece haber tenido otra actividad en los últimos 18 Ka que la erupción sumital de lavas de fonolitas obsidiánicas (las conocidas como Lavas Negras) de hace 1.240 ± 60 años, ya que las lavas inmediatamente más antiguas que forman el estratovolcán y vierten hacia la caldera de Las Cañadas y hacia la costa norte aparecen debajo de las coladas del Pico Viejo, datadas en 17.570 ± 150 años.

La mayor parte de la actividad eruptiva del complejo volcánico se centra en la formación de domos colada, con potentes coladas fonolíticas que recubren prácticamente todo el perímetro del estratovolcán, derramándose hacia la caldera de Las Cañadas, que rellenan parcialmente, o hacia la costa norte, donde llegan al mar formando plataformas y salientes costeros. La disposición de estos centros eruptivos en el perímetro basal del estratovolcán parecen sugerir dificultades en el sistema de alimentación para alcanzar el cráter sumital, favoreciendo por el contrario las emisiones de flanco.

Esta pauta de evolución podría ser característica de los aparatos volcánicos anidados en cuencas de deslizamiento. Como se ha descrito en La Palma y El Hierro (Ancochea *et al.*, 1994; Carracedo, 1994, 1999; Carracedo *et al.*, 1998, 1999 a,b, 2001), son abundantes los ejemplos de deslizamientos recurrentes, en que un edificio volcánico experimenta sucesivos episodios de deslizamiento, cada uno de los cuales genera una cuenca que se rellena por la actividad eruptiva posterior a partir de centros de emisión anidados en las depresiones de deslizamiento. Los procesos de colapso se producen cuando el edificio volcánico se ha vuelto inestable por un crecimiento excesivo, fase que debe coincidir posiblemente con el momento de máxima actividad eruptiva en los rifts, cuando los esfuerzos gravitacionales (por el crecimiento del edificio) y extensionales (por la tasa de inyección de diques) alcanzan un nivel máximo. El deslizamiento produce la súbita despresurización de los conductos eruptivos, iniciándose la formación del edificio volcánico anidado con una fase inicial muy productiva, en realidad la continuación del volcanismo anterior al colapso, pero con mayores facilidades para las emisiones volcánicas. En estas circunstancias el vaciado de las cámaras magmáticas es rápido y violento, y la diferenciación magmática acelerada, con una rápida transición desde términos basaníticos y basálticos —que forman el grueso del edificio volcánico— hasta lavas diferenciadas, generalmente fonolitas. Paralelamente a esta evolución del edificio volcánico se produce un rápido crecimiento en altura y la emisión de lavas terminales muy diferenciadas. En las fases finales se producen erupciones félsicas de flanco, formando centros adventicios repartidos en el perímetro basal del edificio principal. El panorama se completa con la intercalación de centros eruptivos fisurales dispersos asociados a los rifts, éstos de naturaleza basáltica.

Este escenario, en el que parece encontrarse ahora el Teide en fase avanzada o terminal, ha podido observarse hasta su culminación en El Golfo, en El

Tabla 3.—**Edades K-Ar de lavas de los rift NE y Sur de Tenerife. Cálculos basados en las constants de Steiger and Jäger (1977)**

Muestra	Localidad	UTM	m asl	K* (wt.%)	Peso fundido (g)	$^{40}Ar^*$ (%)	$^{40}Ar^*$ (10^{-12} moles/g)	Edades replicadas (±2σ)Ka	Edad media Ka
RIFT NE									
CI TF-15	Mña. de Enmedio	3.131.9/349.94	2.200	1.577 ± 0.016	1.38104	0.656	8.292	30 ± 4	
CI TF-15				" "	2.09397	0.917	8.888	32 ± 3	31 ± 1
CI TF-18	Mña. Guamasa	3.133.3/346.68	1.750	1.527 ± 0.015	1.98317	0.405	8.757	33 ± 3	
CI TF-18				" "	2.14727	0.778	8.842	33 ± 3	33 ± 2
CI TF-16	Mña. del Cerrillar	3.132.1/348.47	2.110	1.395 ± 0.014	1.7942	0.671	8.483	35 ± 5	
CI TF-16				" "	1.9006	0.595	9.295	38 ± 4	37 ± 3
CI TF-26	Autopista Sur, km 30	3.127.1/362.30	60	1.262 ± 0.013	1.52818	2.547	0.671	307 ± 8	
CI TF-26				" "	1.48840	1.840	0.690	315 ± 10	311 ± 6
CI TF-23	Autopista Sur, km 10	3.110.1/353.77	120	1.810 ± 0.018	1.98025	9.883	2.480	790 ± 17	
CI TF-23				" "	2.03956	12.606	2.484	791 ± 16	791 ± 12
RIFT SUR									
CI TF-28	La Buzanada	3.108.2/327.10	290	1.237 ± 0.012	1.88896	1.505	19.511	91 ± 9	
CI TF-28				" "	2.15493	1.014	21.173	99 ± 6	95 ± 5
CI TF-30	Mña. Gorda	3.100.9/333.44	40	1.004 ± 0.010	2.18102	3.610	0.554	318 ± 8	
CI TF-30				" "	2.14499	2.992	0.570	327 ± 8	323 ± 6
CI TF-29	Mña. Guaza	3.101.6/332.33	10	4.118 ± 0.041	1.60821	24.483	6.658	932 ± 19	
CI TF-29				" "	1.51517	21.805	6.600	924 ± 19	928 ± 13

Hierro, y El Bejenado, en La Palma, en ambos casos con edificios volcánicos que pasaron por todas las etapas de desarrollo y están hace tiempo inactivos (Carracedo *et al.*, 2001). El caso de El Bejenado es especialmente ilustrativo, ya que se conoce con bastante exactitud su período de desarrollo, de apenas unas decenas de miles de años, pero muy semejante al descrito para El Teide, aunque con magnitudes (volumen, altura, duración, etc.) considerablemente más reducidas. Hay que destacar que El Bejenado culminó su desarrollo sin colapsar, aunque la erosión y desplomes hacia el interior de la Caldera de Taburiente han desmantelado la parte superior del edificio.

En cuanto a la distribución espacial y temporal de los centros eruptivos en el complejo volcánico del Teide, las edades obtenidas sugieren una progresiva tendencia a emigrar hacia el oeste, interaccionando posiblemente con el rift NO en las fases más recientes. En este sentido, no sólo parece haber una clara disminución de la alcalinidad hacia el extremo más distante del rift, sino que en el extremo próximo al estratovolcán se producen fenómenos de hibridación, como en el caso de Mña. Reventada (Araña *et al.*, 1989).

Desde el punto de vista estructural, y a pesar de la apariencia inestable del edificio, particularmente en su cara norte, el edificio principal del Teide parece presentar signos de una progresiva estabilización. En efecto, la actividad eruptiva del propio estratovolcán ha sido tan reducida en los últimos 20 Ka que apenas ha aumentado la altura del edificio, mientras que los abundantes domos coladas y el edificio Pico Viejo actúan como contrafuertes por el norte y oeste, estabilizando el edificio volcánico. Por otra parte, la actividad eruptiva general de la isla parece estar emigrando asimismo hacia el oeste en la época reciente, como parecen indicar las acusadas diferencias en edad de los rifts. Los centros eruptivos más recientes en el rift sur, datados por K/Ar (fig. 5 y tabla 3) en lavas de los volcanes de La Buzanada, dan una edad de 95 ± 5 Ka, mientras que los centros eruptivos más recientes del rift NE (excluidos los pequeños centros eruptivos históricos) han dado edades de 31 ± 1 (Mña. de Enmedio), 33 ± 2 (Mña. Guamasa) y 37 ± 3 (Mña. del Cerrillar). Por el contrario, gran parte de los centros eruptivos del rift NO son muy recientes, varios de ellos recubriendo las lavas de Mña. de Chío, datada en 3.620 ± 70 años.

Significado de la edad de la última erupción del Teide

La ausencia de edades absolutas de la actividad eruptiva reciente del Teide ha hecho que se citen

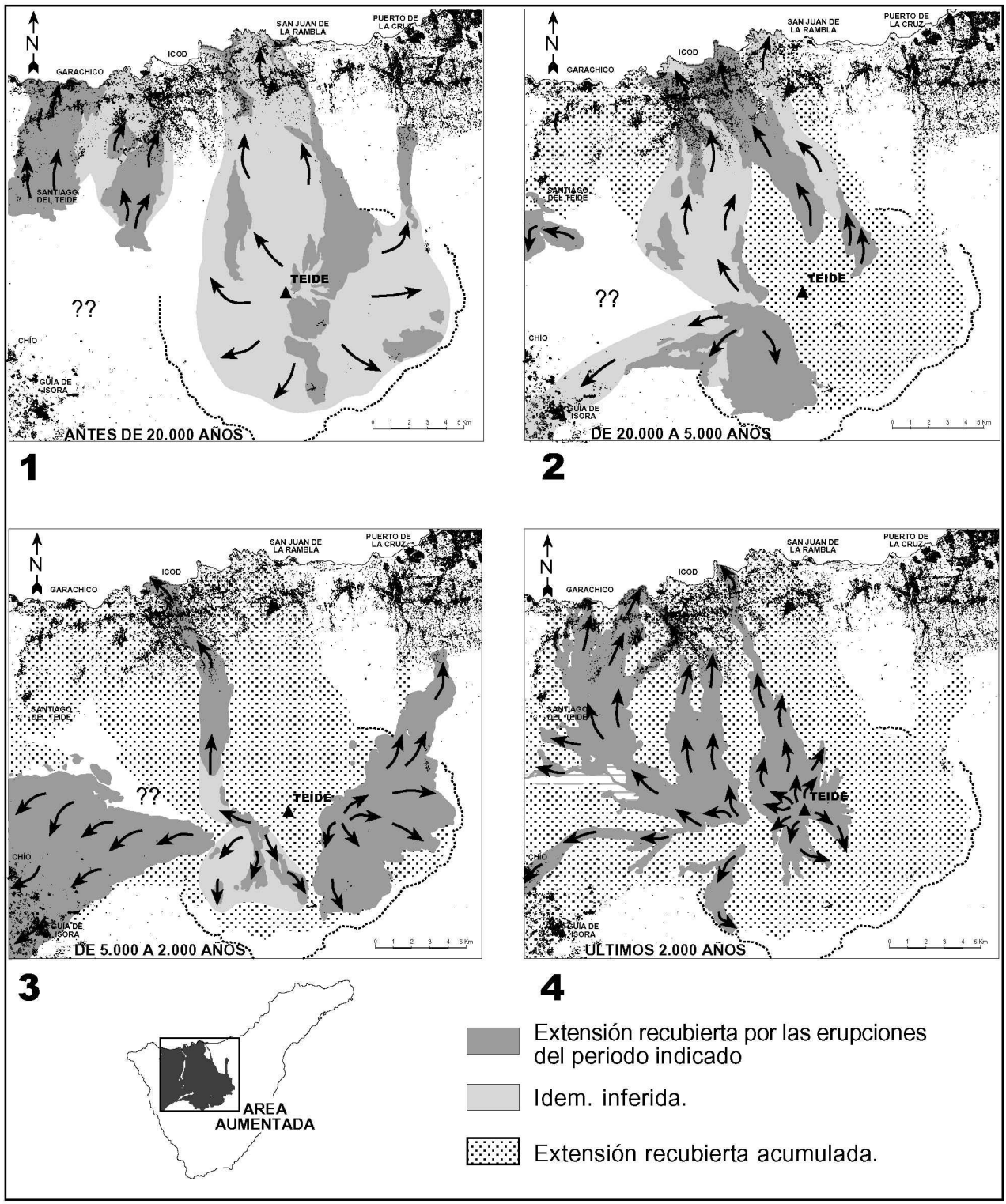

Figura 7.—Secuencia que ilustra el progresivo recubrimiento del sector NO de la isla de Tenerife por las erupciones volcánicas ocurridas en los intervalos de tiempo indicados.

como posibles erupciones numerosas referencias de navegantes en los siglos XIV y XV, como la del viaje de Recco en 1341 (Santiago, 1948), que menciona «que salía humo del Pico»; el de navegantes andaluces de 1393 (o 1399), mencionado por Webb y Berthelot (1939), que relatan «al acercarse a la isla vieron salir de la cumbre llamas y humo»; el de Cadamosto, de fecha imprecisa de mediados del siglo XV, que relata «[...] el monte de Tenerife ardía continuamente [...]» (Viera y Clavijo, 1766), o el del diario de a bordo de Cristóbal Colón del regreso de su primer viaje a América, que, en versión de Fernando Colón en su Historias del Almirante (1571), relata «... pasaron cerca de Tenerife, de cuya montaña se veían salir grandísimas llamas... comprobándolo todo con el ejemplo del Etna en Sicilia y de otros muchos montes donde se veía lo mismo» (Cioranescu, 1978).

De todas estas referencias, la mayoría se asocian bien a incendios forestales, bien a actividad fumaroliana del cráter sumital del Teide o a fenómenos meteorológicos. Solamente la de 1393/1399 se daba como confirmada por medio de una datación paleomagnética (Soler y Carracedo, 1986). Sin embargo hay que descartar asimismo esta última como una erupción del Teide, teniendo en cuenta, como se ha mencionado, la escasa precisión y exactitud de esta técnica paleomagnética frente a las dataciones por ^{14}C. Por otra parte, la edad de 1.240 ± 60 años parece mucho más coherente, al ubicar la erupción en la época pre-Hispánica, ya que en la fecha obtenida mediante paleomagnetismo las islas vecinas de Gran Canaria y la Gomera estaban colonizadas, por lo que una erupción de estas características difícilmente hubiera pasado sin alguna referencia.

Se puede obtener una mayor exactitud en la definición de la fecha de ocurrencia de la última erupción del Teide si la edad AMS ^{14}C, expresada en la tabla 1 en años antes del actual, se convierte a años calibrados (CAL yr BP) mediante el *INTCAL98 radiocarbon calibration record* de Stuiver *et al.* (1998). La edad calibrada (tabla 2) correspondería así al intervalo entre 1.287 y 1.007 años antes del actual, es decir, al periodo entre los siglos VII a X (663 a 943 AD).

Es posible, sin embargo, que alguna de las referencias citadas corresponda a algún centro eruptivo del extremo oriental del Rift NO, como Mña. Reventada (una muestra de esta erupción está actualmente en proceso de datación por ^{14}C). Aunque no hemos encontrado relaciones de campo directas entre este centro eruptivo y la última erupción del Teide, la erupción de Mña. Reventada es posterior a la de los Roques Blancos, datada en 1.790 ± 60 años.

Evaluación preliminar de los riesgos geológicos

Una evaluación más exacta de los riesgos asociados al sistema formado por el complejo volcánico del Teide y el rift NO podrá realizarse cuando se complete el trabajo en curso, que incluye la datación radiométrica y la reconstrucción de la historia eruptiva de ambos sistemas volcánicos. Sin embargo, pueden deducirse de los datos y observaciones anteriormente expuestos algunas consideraciones preliminares (Carracedo y Tilling, 2003; Carracedo *et al.*, 2003b).

En relación con el edificio principal del Teide, su historia eruptiva y evolución estructural en los últimos 20 Ka indican, como se ha mencionado, una progresiva estabilización del conjunto. Por otra parte, aunque en los últimos 5.000 años se han producido numerosas erupciones tanto basálticas como félsicas, con la formación de domos y voluminosos domos-colada en los flancos del estratovolcán, esto no ha originado respuesta alguna del edificio volcánico, aunque en realidad este debía tener una configuración más inestable antes de estas erupciones e intrusiones de flanco, que en todo caso han reforzado como contrafuertes la estabilidad del edificio. Abundando en este aspecto, es de suponer que estas erupciones e intrusiones hayan estado acompañadas de una fuerte sismicidad, que tampoco ha generado como respuesta el colapso del flanco norte del edificio.

Los gráficos de la figura 7 indican el progresivo recubrimiento con lavas provenientes tanto del Teide y de sus aparatos adventicios, como por erupciones basálticas fisurales del Rift NO.

Este escenario de riesgo eruptivo se indica de forma simplificada en la figura 8, donde queda claramente señalado el elevado riesgo de flujo de lavas que afecta a todo el sector NO de la isla de Tenerife, desde la zona de San Juan de La Rambla hasta Playa de San Juan. Esta es una parte de la isla muy densamente poblada (> 200.000), especialmente en las zonas turísticas de las costas. En cambio, está relativamente protegida topográficamente la zona del valle de La Orotava y totalmente, por el borde de la caldera de Las Cañadas, la zona sur a partir de Playa de San Juan.

Conclusiones

La relativa abundancia de restos carbonizados por coladas del complejo volcánico formado por el Teide y sus centros eruptivos adventicios, predominantemente félsicos, y por las actividad eruptiva fisural del rift NO, basáltica, ha permitido obtener 9 dataciones ^{14}C y la reconstrucción preliminar de la

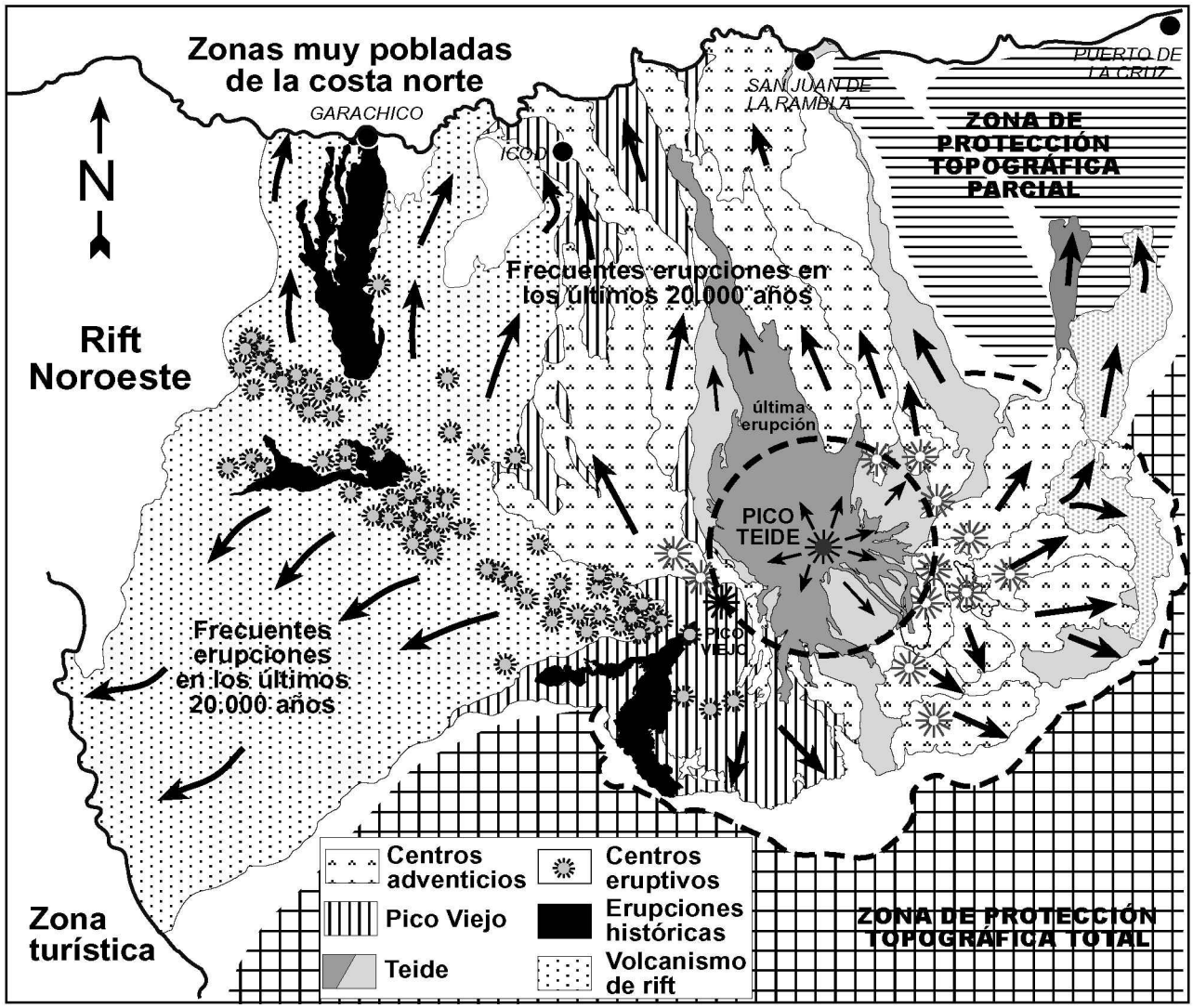

Figura 8.—Esquema muy simplificado de los elementos que definen el riesgo eruptivo en el sector NO de la isla de Tenerife. Obsérvese que esta zona densamente poblada ha sido totalmente recubierta por lavas en los últimos 20.000 años.

historia eruptiva de estos sistemas volcánicos. Esta reconstrucción se completará con unas 20 dataciones adicionales ^{14}C y un número similar de dataciones K/Ar, en curso.

Las conclusiones preliminares indican una escasa actividad del edificio principal del Teide, que no parece haber tenido otra erupción en los últimos 20 Ka que la de las Lavas Negras, del cráter sumital, hace unos 1.240 años (edad, que una vez calibrada, corresponde al intervalo 663 a 943 AD). Esta datación descarta la existencia de erupciones en los siglos XIV y XV, y las referencias a tales erupciones hay que relacionarlas con incendios forestales, fenómenos meteorológicos u erupciones reales pero de centros eruptivos del Rift NO, como Mña. Reventada o alguno similar.

Aunque se ha descrito reiteradamente el Teide como un volcán inestable, proclive a un deslizamiento masivo de su flanco norte, la historia volcánica del estratovolcán indica una clara disminución de su actividad y una creciente estabilidad del edificio volcánico, ya que ha crecido muy poco en altura en los últimos 20 Ka, mientras que ha aumentado su base con intrusiones y centros eruptivos situados en su perímetro basal, que deben actuar efectivamente como contrafuertes.

El escenario más probable de riesgo eruptivo, que puede considerarse entre los más elevados en islas volcánicas oceánicas, se asocia claramente al flujo de coladas, tanto basálticas como fonolíticas, que llegan generalmente hasta el mar y han recubierto en el período indicado de 20.000 años todo el sector

NO de la isla de Tenerife, con una población de alrededor de 200.000 habitantes. A pesar de ello, no existe en la actualidad ni mapas de riesgo, ni medidas eficaces de estudio y vigilancia, ni planes adecuados de actuación para hacer frente a un riesgo natural de estas características.

AGRADECIMIENTOS

El haber podido encontrar muestras de restos carbonizados datables por C-14 en Tenerife se debe fundamentalmente a las enseñanzas de Jack Lockwood, del Hawaiian Volcano Observatory (US Geological Survey), a uno de los autores (JCC) de la técnica de cómo buscar partículas de carbón, a veces minúsculas, debajo de las lavas en las faldas del Mauna Loa. Las fotografías aéreas y mapas topográficos utilizados en la cartografía geológica —de excelente precisión—, son de GRAFCAN. Este proyecto ha sido financiado fundamentalmente por el Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (CEA-CNRS), Francia y la Caja General de Ahorros de Canarias.

Referencias

Ablay, G. J., Ernst, G. G. J., Martí, J. y Sparks, R. S. J. (1995). The 2 ka subplinian eruption of Mña. Blanca, Tenerife. *Bull. Volcanol.* 57: 337-355.

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.

Aitken, M. J., Alsop, A. L. Bussel, G. D. y Winter, M. B. (1988). Determination of the Earth's magnetic field during archaeological times: Reliability of the Thellier technique. *Review of Geophysics* 26: 3-12.

Ancochea, E., Fuster, J. M., Ibarrola, E., Cendrero, A., Coello, J., Hernán, F., Cantagrel, J. M. 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.

Ancochea, E., Hernán, F., Cendrero, A., Cantagrel, J. M., Fúster, J. M., Ibarrola, E. y Coello, J. (1994). Constructive and destructive episodes in the building of a young oceanic island, La Palma, Canary Islands, and genesis of the Caldera de Taburiente. *J. Volcanol. & Geotherm. Res.* 60: 243-262.

Ancochea, E., Huertas, M. J., Cantagrel, J. M., Coello, J., Fúster, J. M., Arnaud, N., y Ibarrola, E. (1999). Evolution of the Cañadas edifice and its implications for the origin of the Cañadas Caldera (Tenerife, Canary Islands). *J. Volcanol. & Geotherm. Res.* 88: 177-199.

Araña, V., Barberi, F. y Ferrara, G. (1989). El complejo volcánico del Teide-Pico Viejo. En: *Los Volcanes y La Caldera del Parque Nacional del Teide (Tenerife, Islas Canarias).* V. Araña y J. Coello, editores, Serie Técnica, ICONA: 85-101.

Araña, V., Felpeto, A., Astiz, M., García, A., Ortiz, R. y Abella, R. (2000). Zonation of the main volcanic hazards (lava flows and ash falls) in Tenerife, CI. A proposal for a surveillance network. *J. Volcanol. & Geotherm. Res.* 103: 377-391.

Arnold, M., Bard, E., Maurice, P. y Duplessy, J. C. (1987). C-14 dating with the Gif sur Yvette Tandetron accelerator: status report. *Nuclear Inst. & Methods in Phys. Res.* B29: 120-123.

Arnold, M., Bard, E., Maurice, P., Valladas, H. y Duplessy, J. C. (1989). 14C dating with the Gif-sur-Yvette Tandetron accelerator: status report and study of isotopic fractionation in the sputter ion source. *Radiocarbon* 31: 284-291.

Carracedo, J. C. (1979). *Paleomagnetismo e Historia Volcánica de Tenerife.* Aula Cultura de Tenerife, 82 pp.

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: 225-242.

Carracedo, J. C. (1999). Growth, structure, instability and collapse of Canarian volcanoes and comparisons with Hawaiian volcanoes. *J. Volcanol. & Geotherm. Res.*, Special Issue, 94: 1-19.

Carracedo, J. C. y Rodríguez Badiola, E. (1991). *Lanzarote: La erupción volcánica de 1730.* Cabildo Insular de Lanzarote (Servicio de Publicaciones), 184 pp.

Carracedo, J. C. y Soler, V. (1995). Anomalously shallow paleomagnetic inclinations and the question of the age of the Canarian Archipelago. *Geophys. J. Internat.*, 122/2: 393-406.

Carracedo, J. C., Day, S., Guillou, H., Rodríguez Badiola, E., Canas, J. A. y Pérez Torrado, F. J. (1998). Hotspot volcanism close to a passive continental margin: the Canary Islands. *Geological Magazine* (Cambridge University Press), 135: 591-604

Carracedo, J. C., Day, S., Guillou, H. y Gravestock, P. (1999). 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., Day, S., Guillou, H. y Pérez Torrado, F. J. (1999). Giant Quaternary landslides in the evolution of La Palma and El Hierro, Canary Islands. *J. Volcanol. & Geotherm. Res* 94: 169-190.

Carracedo, J. C., Rodríguez Badiola, E., Guillou, S., La Nuez, H. J. de y Pérez Torrado, F. J. (2001). Geology and Volcanology of the Western Canaries: La Palma and El Hierro. *Estudios Geol.*, 57: 171-295.

Carracedo, J. C., Pérez Torrado, F. J., Ancochea, E., Meco, J., Hernán, F., Cubas, C. R., Casillas, R. y Rodríguez Badiola, E. (2002). *Cenozoic Volcanism II: The Canary Islands.* In: Gibbons, W. y Moreno, T. (eds.). The Geology of Spain. The Geol. Soc, London, 649 pp.

Carracedo, J. C. y Tilling, R. I., (2003). *Geología y volcanología de islas volcánicas oceánicas, Canarias-Hawaii.* Serv. Pub. Caja Gral. Ahorros Sta. Cruz Tenerife, 293-15: 73.

Carracedo, J. C., Guillou, H., Singer, B., Jicha, B., Rodríguez Badiola, E., Meco, J. y Socorro, S. (2003a). The eruption and lava tube of the Corona Volcano (Lanzarote, Canary Islands): Radiometric dating and climatic (sea level change) implications (submitted).

Carracedo, J. C., Guillou, H., Paterne, M., Pérez Torrado, F. J., París, R. y Badiola, E. R. (2003b). Carbon-14 ages of the past 20 Ka of eruptive activity of Teide volcano, CI. EGS-AGU-EUG Joint As., Nice (France), *Geophys. Res. Abst.* 5, 02627.

Cioranescu, A., (1978). *Colón y Canarias.* Aula de Cultura de Tenerife, Santa Cruz de Tenerife.

Coe, R.S., Gromme, S. y Mankinen, E.A. (1978). Geomagnetic paleointensities from radiocarbon-dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific nondipole low. *J. Geophys. Res.* 83-B4: 1740-1756.

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: 135-167.

Doell, R. R. y Cox, A. V. (1963). The accuracy of the paleomagnetic method as evaluated from historic Hawaiian lava flows. *J. Geophys. Res.* 68: 1997.

Guillou, H., Carracedo, J. C. y Duncan, R. (2001). K-Ar, 40Ar/39Ar Ages and Magnetostratigraphy of Brunhes and Matuyama Lava Sequences from La Palma Island. *J. Volcanol. & Geotherm. Res.* 106: 175-194.

Guillou, H., Carracedo, J. C. y Day, S. J. (1998). Dating of the Upper Pleistocene-Holocene volcanic activity of La Palma using the Unspiked K-Ar technique. *J. Volcanol. & Geotherm. Res.*, 86: 137-149.

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., Paris, R. y Pérez Torrado, F. J. (2003). Implications for the early, shieldstage evolution of Tenerife from K-Ar ages and magnetic stratigraphy. *Earth & Planet. Sc. Letters* (submitted).

Lockwood, J.P. (1995). *Mauna Loa Eruptive History. The preliminary radiocarbon record.* In: Mauna Loa revealed. Structure, composition, history and hazards. AGU Geophys. Monograph 92, J. M. Rodees and J. P. Lockwood, eds.: 8194.

Martí, J., Mitjavila, J. y V. Araña, 1994. Stratigraphy, structure and geochronology of the Las Cañadas Caldera (Tenerife, Canary Islands). *Geol. Mag.* 131: 715-727.

Mitjavila, J. y Villa, I. M. (1993). Temporal evolution of the Diego Hernández Formation (Las Cañadas, Tenerife) and confirmation of the age of the caldera using the 40Ar/39Ar method. *Rev. Soc. Geol. de España* 6: 61-65.

Navarro, J. M. (1980). Plano geológico del Complejo Teide-Pico Viejo. En: Islas Canarias, Excursión 121 A+C, Vol. Esp. dedicado al 26 Congreso Geológico Internacional, París, 1980. *Bol. Geol. y Minero* 91-2.

Rubin, M., Gargulinski, L. K. y McGeehin, J.P. (1987). *Hawaiian radiocarbon dates.* In: Decker, R. W., Wright, T. L. y Stauffer, P. H. eds., Volcanism in Hawaii, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1350, 1, 10: 213-242.

Santiago, M. 1948. *Edición crítica y estudio bibliográfico de la obra de Agustín del Castillo Descripción histórica y geográfica de las Islas Canarias*, Edit. El Gabinete Literario, Madrid.

Soler, V. y Carracedo, J. C., (1986). Aplicación de técnicas paleomagnéticas de corto período a la datación del volcanismo subhistórico de la isla de Tenerife. *Geogaceta*, 1: 33-35.

Soler, V., Carracedo, J. C. y Heller F., (1984). Geomagnetic secular variation in historical lavas from the Canary Islands. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 78: 313-318.

Stuiver, M., Reimer, P. J., Bard, E., Beck, W. J., Burr, G. S., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, G., van der Plicht, J. y Spurk, M. (1998). INTCAL 98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. Radiocarbon 40: 1041-1083.

Szeremeta, N., Laj, C., Guillou, H., Kissel, C., Mazaud, A. y Carracedo, J. C. (1999). Geomagnetic paleosecular variations in the Brunhes period from the island of El Hierro (Canary Islands). *Earth & Planet. Sc. Lett.*, 165: 241-253.

Viera y Clavijo, J. (1982) Noticias de la historia general de las Islas Canarias (2 tomos). Goya Ed. Sta. Cruz de Tenerife, 1982, 1192 pp. (cada tomo).

Webb, B. y Berthelot, S. (1939). *Histoire naturelle des Iles Canaries.* París, 2 tomos.

Recibido el 1 de abril de 2003.
Aceptado el 7 de junio de 2003.