

EXCURSIÓN PRE-CONGRESO Nº 6

El Teide y las Dorsales de Tenerife: un sistema volcánico interactivo

J. C. Carracedo

Estación Volcanológica de Canarias, CSIC. 38206-La Laguna
(Tenerife). jcarracedo@ipna.csic.es

ÍNDICE

Introducción.....	156
Descripción General.....	156
La isla de Tenerife	156
El complejo volcánico anidado del Teide.....	157
El Rift Noroeste.....	159
El complejo volcánico central: Relleno de la depresión de colapso y construcción del estratovolcán Teide	161
El estratovolcán Pico Viejo.....	163
Domos periféricos del Teide y Pico Viejo.....	164
El Rift Noreste	166
Itinerarios.....	170
Itinerario I.....	173
Parada 1. Cima del volcán Teide.....	173
Parada 2. Volcán Pico Viejo	174
Parada 3. Volcán Chahorra (1798).....	174
Parada 4. Boca de Tauce	175
Itinerario II	176
Parada 5. Montaña Blanca.....	177
Parada 6. Volcán de Fasnía (1705).....	177
Parada 7. La Tarta	178
Parada 8. La Crucita. Rift NE.....	179
Parada 9. Mirador de La Esperanza. Rift NE (Parada 10. Almuerzo)	179
Parada 11. Alineación volcánica de Taoro, Valle de la Orotava	180
Agradecimientos	181

Introducción

El complejo volcánico formado por el Teide y los rifts NO y NE de Tenerife se ha formado, al igual que Tenerife y las restantes islas del Archipiélago Canario, por unas condiciones geodinámicas específicas que han propiciado procesos capaces de generar el volcanismo sostenido y voluminoso necesario para su construcción. Estas islas existen y son como son por la particular dinámica de su génesis y desarrollo, relacionado con un punto caliente activo al menos durante los últimos 60-70 millones de años (para una discusión más detallada del conjunto del Archipiélago Canario ver el capítulo de introducción en este mismo volumen).

Descripción General

La isla de Tenerife

Tenerife, en el apogeo de su desarrollo, ejemplifica perfectamente la evolución de este tipo de islas oceánicas. Como las restantes del archipiélago, Tenerife se ha formado por la yuxtaposición de varios volcanes en escudo; no aflora en esta isla la parte de construcción submarina (que sí lo hace en Fuerteventura y La Palma), que en conjunto forma más del 90% de estas islas. El edificio principal y núcleo de la isla de Tenerife es el Escudo Central (Fig. 1), que se formó hace unos 12 a 8 Ma; a este macizo central se adosaron los escudos volcánicos de Teno (6,5 a 5 Ma), al oeste, y Anaga (3,5 a 5 Ma), al este. La actividad eruptiva del Escudo Central parece que se interrumpió mientras se levantaban los macizos de Teno y Anaga.

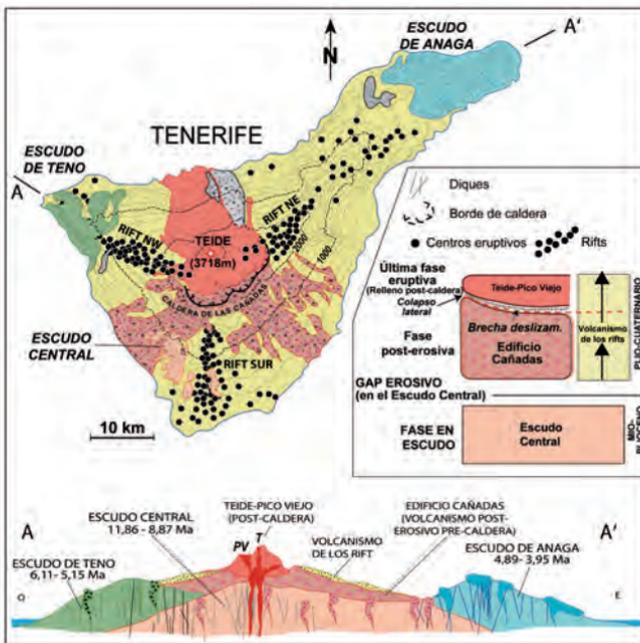


Figura 1. Mapa geológico simplificado de la isla de Tenerife, con una sección longitudinal de la isla (Modificado de Fúster et al., 1968d; Carracedo, 1979; Ancochea et al., 1990; Guillou et al., 2004).

Una vez construidos los tres escudos volcánicos la actividad eruptiva se reanudó hace unos 3,5 Ma, pero sólo en el edificio central, que tras unos 5 Ma de inactividad estaba muy desmantelado por la erosión y, probablemente, por deslizamientos gravitatorios. En esta fase final de rejuvenecimiento post-erosivo se levantó el Volcán Las Cañadas (ver figura 1), un volcán de unos 40 km de diámetro y unos 3000 m de altura, en el que alternaron erupciones basálticas fisurales con un volcanismo central muy explosivo (Ancochea *et al.*, 1990, 1999; Martí *et al.*, 1994).

Hace unos 200 ka el flanco norte de este edificio volcánico colapsó, generando una espectacular depresión calderiforme de 20 x 15 km y una altura de escarpe de casi 3000 m (la Caldera de Las Cañadas). Este colapso lateral marca el límite espacial y temporal del volcanismo que constituye la última fase eruptiva de Tenerife, en la que se levanta el complejo volcánico del Teide.

El complejo volcánico anidado del Teide

La definición del Teide es fácil si nos atenemos a criterios geográficos. Sin embargo es mucho más complejo definirlo en términos geológicos. El aparato volcánico del Teide está integrado por un sistema de dorsales o rifts (1 en Fig. 2) y el volcanismo central anidado en la caldera de colapso (2 en Fig. 2), formado por el propio Teide, el Pico Viejo y los domos periféricos (3 en Fig. 2). Todos estos elementos están relacionados y no es fácil establecer una separación clara entre ellos.

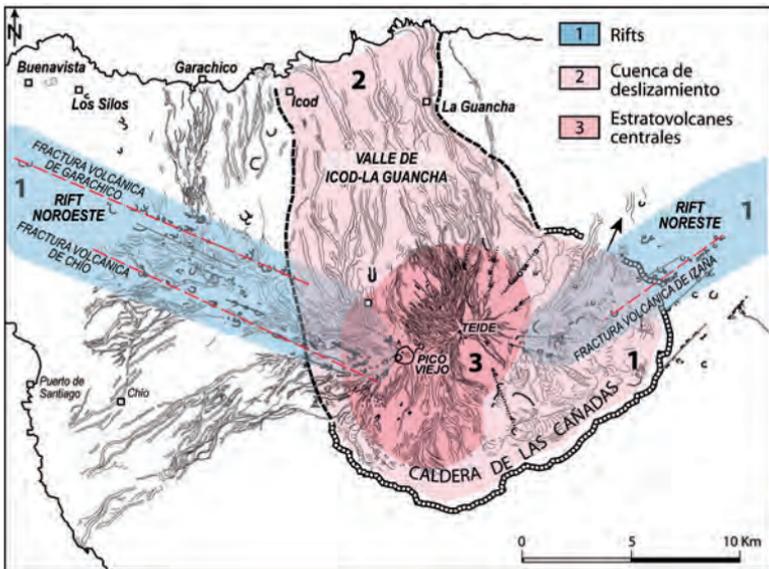


Figura 2. Elementos geológicos que integran el sistema volcánico Rifts-Complejo central del Teide (Modificado de Carracedo *et al.*, 2006).

Este especial tipo de volcanismo, posiblemente único en las islas volcánicas de intraplaca, se ha generado en cuatro procesos principales:

En el límite de estabilidad del volcán Las Cañadas, y posiblemente como consecuencia del efecto de cuña de las inyecciones de diques en los rifts NO y NE, se produjo el colapso de su flanco norte hace unos 200 ka (Fig. 3-1). Hay que imaginarse la espectacularidad de esa depresión inicial, doble en extensión que la Caldera de Taburiente (La Palma) y aún más profunda, antes de que el volcanismo posterior la rellenara en gran parte.

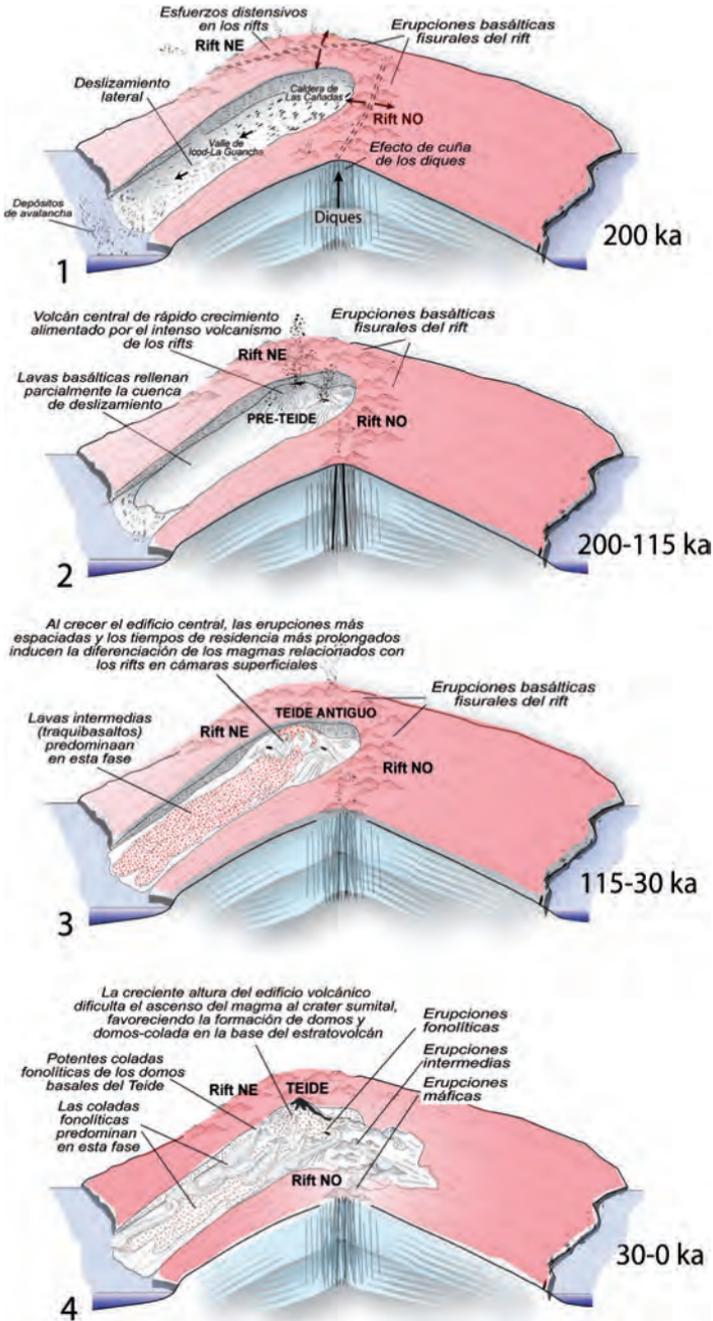


Figura 3. Etapas en la construcción de un complejo volcánico central anidado en una cuenca de deslizamiento, como el sistema volcánico del Teide (Carracedo et al., 2006).

La despresurización originada por el colapso favoreció la concentración del volcanismo en las etapas iniciales en el interior de la depresión, con magmas similares a los de los rifts (Fig. 3-2), pero que con el tiempo se fueron diferenciando por cristalización fraccionada al emplazarse el magma en cámaras más superficiales, levantándose entonces el estratovolcán Teide casi como lo conocemos hoy (Fig. 3-3). Finalmente, hace unos 30.000 años, el Teide llegó a su altura crítica y sólo tuvo una erupción sumital más (las Lavas Negras, 1150 años BP), produciéndose erupciones de flanco que dan lugar al Pico Viejo y, finalmente, a los domos periféricos (Fig. 3-4).

Esta interdependencia de los rifts, que son el motor del proceso, y los edificios centrales diferenciados, que son su consecuencia, establece un sistema bimodal, con magmas profundos y primitivos (basálticos) en el extremo distal (el más apartado de la cuenca de deslizamiento), y magmas de emplazamiento somero y diferenciados (fonolíticos) en el centro (Ablay y Martí 2000; Carracedo *et al.*, 2006, 2007). Su expresión son erupciones basálticas fisurales en los rifts fuera de la Caldera de Las Cañadas y erupciones fonolíticas dentro de ésta. Sin embargo, esta separación, evidente en los extremos, es mucho menos clara en las zonas intermedias, donde los magmas llegan incluso a mezclarse. Por estas razones es fácil delimitar el Teide como forma o paisaje, pero requiere un análisis mucho más profundo comprender sus límites y características desde la óptica geológica.

El Rift Noroeste

En este rift se han producido la mayoría de las erupciones holocenas de la isla, entre ellas 4 de las 5 históricas (Fig. 4). La configuración en tejado a dos aguas de esta dorsal no está tan marcada como las de La Palma (Cumbre Vieja) o El Hierro, ya que a diferencia de éstas, que están en el periodo juvenil de desarrollo, la dorsal NO de Tenerife corresponde a una etapa de rejuvenecimiento post-erosivo, de tasas eruptivas muy inferiores.

Las erupciones del rift no sólo forman la parte principal, entre el complejo central y el macizo de Teno, sino que se prolongan atravesando todo el macizo mioceno, lo que indica que esta estructura es muy anterior a la fase eruptiva post-caldera de Las Cañadas. Sin embargo, la mayoría de las erupciones post-colapso son holocenas, posteriores al relleno de la caldera y la formación del complejo central, donde se concentró la actividad eruptiva de las etapas posteriores al colapso gravitatorio, hasta que el excesivo crecimiento de los estratovolcanes forzó el desplazamiento del magma hacia el rift.

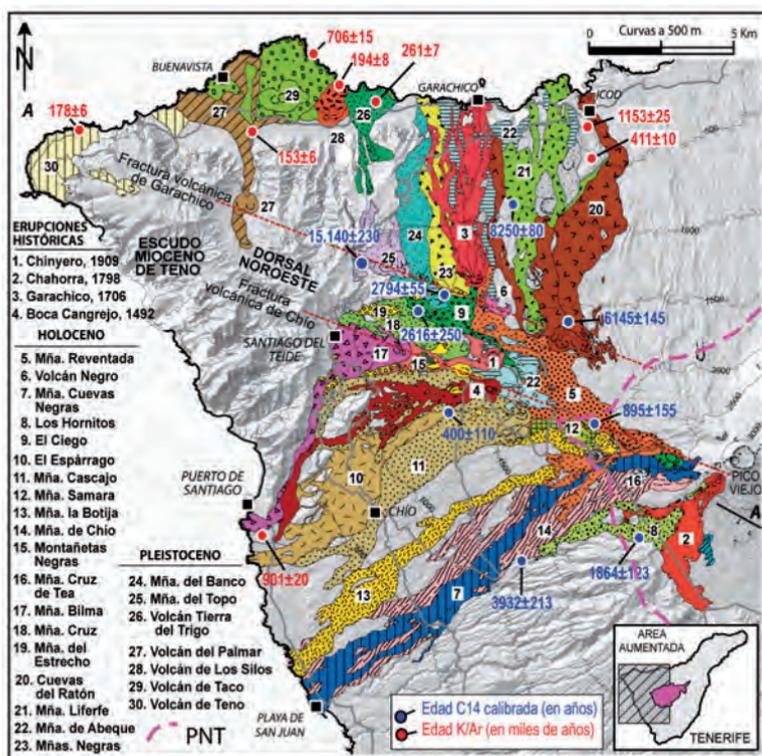


Figura 4. Erupciones y edades radioisotópicas del Rift NO de Tenerife (Caracado et al., 2006).

El Rift NO muestra una clara distribución bimodal de los magmas, que son básicos en el extremo occidental (distal) del rift, y félsicos (fonolíticas) en el extremo proximal, en el contacto con el complejo central. Entre ambos abundan las rocas intermedias (traquibasaltos), llegando a observarse ejemplos de mezcla de ambos tipos de magma (e.g., en Mña. Reventada). No se observan pautas en la distribución de edades, y los periodos inter-eruptivos son aleatorios.

Los centros eruptivos de este rift NO presentan dos alineaciones bien marcadas con una estructura parecida a una silla de montar, una al sur (alineación de Chío) y otra al norte (alineación de Garachico), con las correspondientes coladas fluyendo correlativamente hacia las costas sur y norte (ver figura 4). Entre ambas se ha formado una llanura intercolinar por donde las lavas discurren a lo largo del rift (por ejemplo, el Chinyero). A efectos de riesgo eruptivo puede deducirse el flujo de las lavas, salvo en este último caso, que presenta ambigüedad.

El complejo volcánico central: Relleno de la depresión de colapso y construcción del estratovolcán Teide

Hay que tener en cuenta que la mayor parte del Teide –toda su base– está oculta en el fondo de la depresión de colapso, recubierta por las formaciones más jóvenes (Fig. 5-A). Afortunadamente se cuenta en Tenerife con otra circunstancia única en todo el mundo, la existencia de cientos de kilómetros de galerías de agua que penetran profundamente en la parte más profunda de esa formación volcánica inicial, llegando incluso a su propia base, constituida por una brecha de deslizamiento (Fig. 5-B).

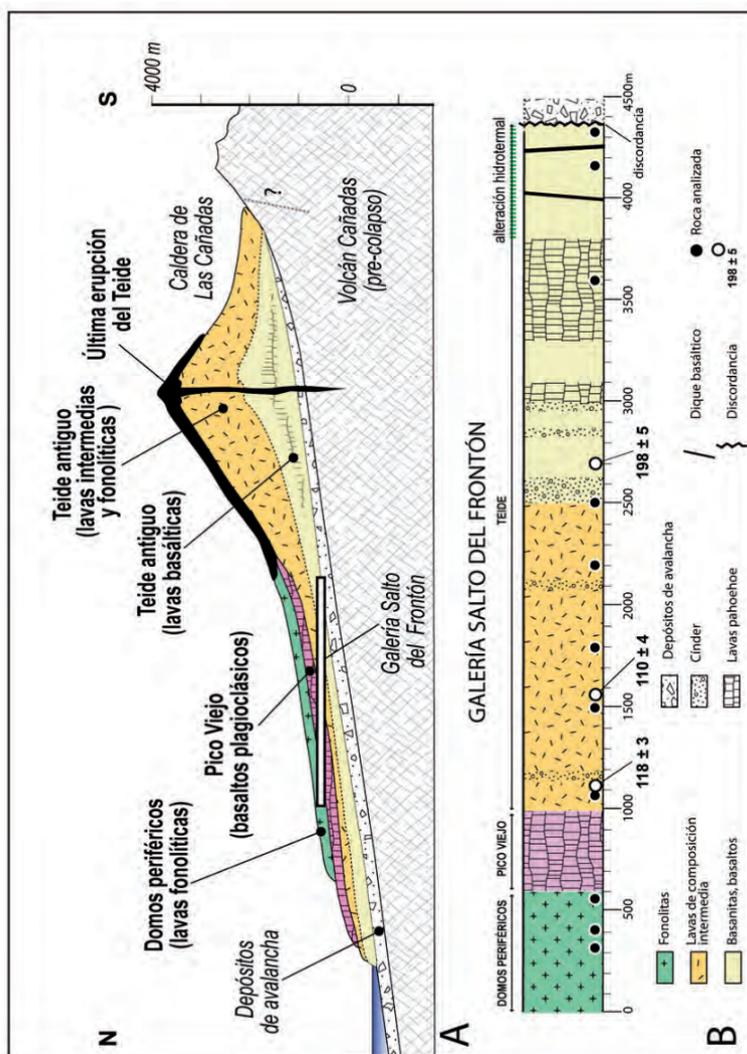


Figura 5. A) Sección mostrando las formaciones de relleno inicial de la depresión de colapso y el posterior crecimiento del estratovolcán diferenciado del Teide. B) Formaciones y edades en la galería Salto del Frontón (Carracedo et al., 2006).

Para el estudio y la datación de estas formaciones iniciales se eligió la galería Salto del Frontón, de 4500 m, situada cerca de La Guancha, por estar centrada en la depresión, a una cota favorable, y atravesar toda la formación volcánica hasta alcanzar la brecha de deslizamiento que marca el inicio de la construcción del Teide.

Como puede observarse en la figura 6, los afloramientos de las formaciones de relleno de la cuenca de deslizamiento, correspondientes a las fases iniciales de la construcción del Teide, tienen una extensión reducida, limitándose fundamentalmente a los cantiles de la costa norte. Estas lavas son de composición básica e intermedia y tienen edades comprendidas entre 124 y 88 ka, aunque en la galería Salto del Frontón se han datado lavas cerca de la brecha de colapso en 198 ka (ver figura 5-B).

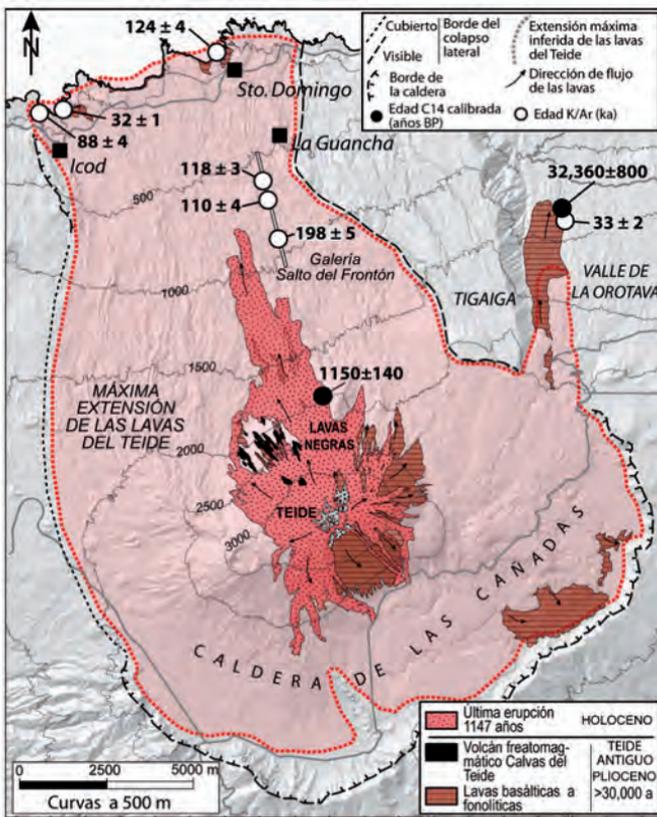


Figura 6. Afloramientos y extensión máxima inferida de los productos volcánicos del Teide (Carracedo et al., 2006, 2007).

Las lavas que forman los flancos del estratovolcán y llegan al interior de la Caldera de Las Cañadas y la parte alta del Valle de La Orotava son fonolitas de las fases finales de construcción del estratovolcán, con edades de 35 a 30 ka. La actividad del Teide culmina con la erupción sumital de fonolitas obsidiánicas de 1.150 BP.

Hace unos 30.000 años el estratovolcán superó los 3500 m de altura, momento que parece coincidir con la reorganización del sistema volcánico, culminando aparentemente el Teide su etapa principal de desarrollo. La actividad eruptiva principal se desvía hacia la formación del estratovolcán Pico Viejo, la reanudación de las erupciones en los rifts NO y NE, y a la formación de domos en el perímetro basal del complejo central.

El crecimiento del estratovolcán es el factor decisivo en esta reorganización, por la progresiva dificultad en la alimentación al cráter sumital del volcán, ya que el magma, material fluido y muy pesado, requiere para su ascenso un empuje correlativo a la altura de la columna del conducto eruptivo. Cuando el magma asciende por el interior del estratovolcán la presión confinante disminuye con la altura, por la geometría cónica del edificio volcánico, mientras que su peso aumenta progresivamente. Por esta causa las erupciones sumitales van variando progresivamente hacia las de magmas más ligeros y gasificados, alcanzándose un límite crítico incluso para estas erupciones que se ha estimado empíricamente en 3000-3500 m, que coincide con el apogeo en la construcción del Teide.

El estratovolcán Pico Viejo

La intensa actividad eruptiva del Rift NO durante el Holoceno recubrió gran parte de las lavas correspondientes al estratovolcán Pico Viejo, por lo que éstas tienen una reducida extensión en afloramiento (Fig. 7). Se reconocen tres formaciones principales de evolución progresiva de este edificio volcánico de edad decreciente: 1. Basaltos plagioclásicos pahoehoe, 2. Lavas de composición intermedia (tefritas y tefrifonolitas), y 3. Fonolitas (ver figura 7).

Se han obtenido tres edades ^{14}C que datan estas tres fases: una edad de 27.030 ± 430 años, de una colada de basaltos pahoehoe de la zona de Icod de Los Vinos; otra de 20.775 ± 320 años, en la zona de Sto. Domingo, y una tercera de 17.525 ± 365 años, de unas lavas diferenciadas discurriendo hacia el sur por la zona de Chío (Carracedo *et al.*, 2004, 2006, 2007). Estas edades parecen apoyar que el inicio de la formación del estratovolcán Pico Viejo coincide con el final de la fase principal de construcción del Teide, lo que se observa asimismo en la disposición estratigráfica de las correspondientes formaciones volcánicas, tanto en superficie como en las galerías (ver figuras 5 a 7).

Por otra parte, parece que el Pico Viejo no ha tenido mucha actividad en los últimos 17-15 ka, lo que podría explicar la mayor profundidad de la semicaldera occidental de Las Cañadas respecto a la oriental, con mucha actividad holocena de los domos colada basales del Teide (esta diferencia de altura en el suelo de ambas semicalderas, de unos 100 m, se ha aducido como prueba de colapso vertical).

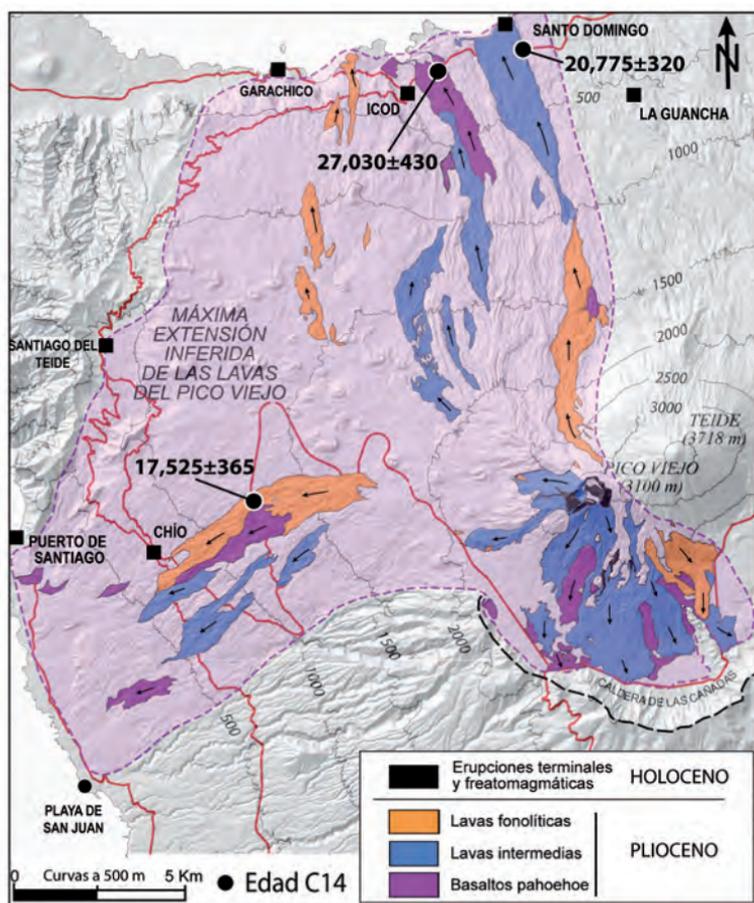


Figura 7. Afloramientos y extensión máxima inferida de los productos volcánicos del Pico Viejo (Carracedo et al., 2006, 2007).

Las pequeñas erupciones holocenas localizadas en la cima y en el interior del cráter del Pico Viejo podrían corresponder a la actividad del rift noroeste, al igual que la erupción del Chahorra de 1.798. En ese caso, el Pico Viejo, al igual que el Teide, serían volcanes en franco declive eruptivo.

Domos periféricos del Teide y Pico Viejo

Los domos y domos-colada fonolíticos asociados al complejo volcánico central son espectaculares por sus características, particularmente el espesor y longitud de las coladas, que llegan frecuentemente al mar con recorridos que superan los 15 km (Fig. 8). Estos domos son posiblemente excepcionales, al menos en este número y dimensiones, en Canarias y en las islas volcánicas oceánicas de intraplaca.

Aunque estas estructuras volcánicas son abundantes en el volcanismo andesítico (volcanismo de bordes compresivos de placa,

como los márgenes continentales activos, arcos islas, etc.), son extraordinariamente escasas en el volcanismo oceánico de intraplaca. En el primero abundan las lavas muy viscosas (riolitas, dacitas y traquitas), que se emiten a temperaturas relativamente bajas (700-900°C), solidificándose en la misma boca eruptiva o cerca de ella, formando masas bulbosas de diversa morfología: agujas, domos, etc. Incluso en estos escenarios geológicos los domos son muy raros (se han documentado poco más de 200 formados en los últimos 10.000 años). Son, además, estructuras efímeras, erosionándose muy rápidamente, aunque permanecen los conductos de emisión que, más resistentes a la erosión, suelen quedar como roques o pitones en inversión de relieve.

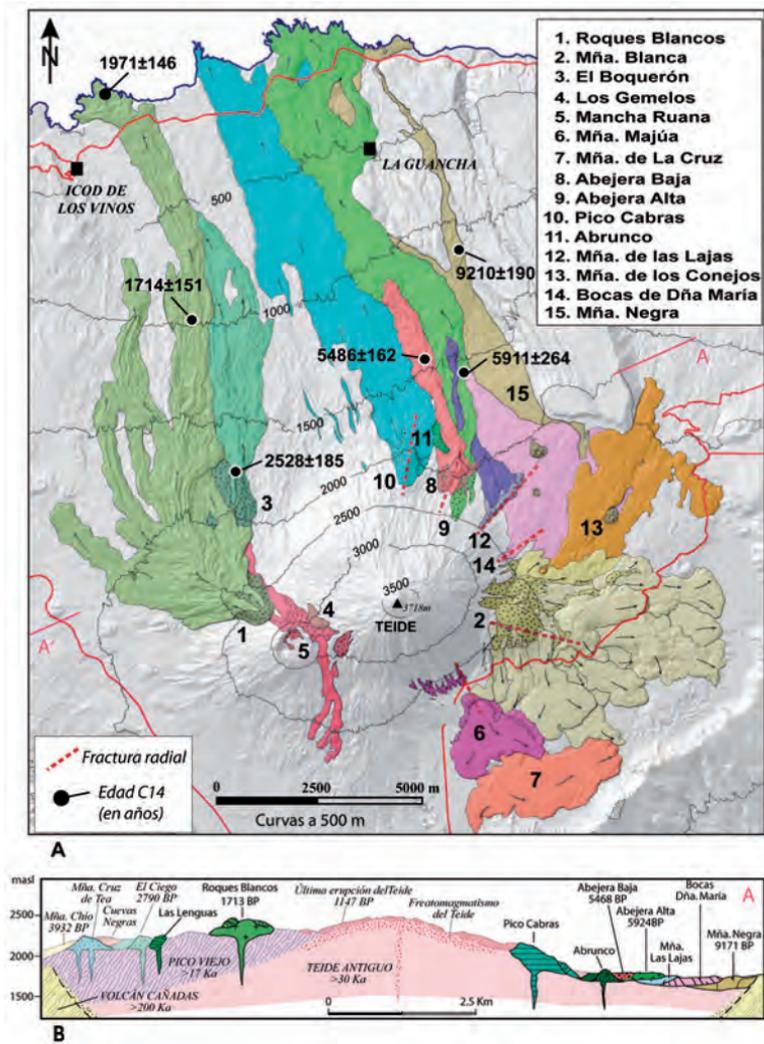


Figura 8. Domos periféricos del complejo volcánico central del Teide (Carracedo et al., 2006, 2007). Mapa geológico (A) y corte SO-NE representativo de su disposición interna (B).

Incluso dentro de las Canarias, estos domos y domos-colada del centro de Tenerife son excepcionales por su estado de conservación, número y dimensiones. Este tipo de erupciones han sido también frecuentes en las islas más antiguas (actualmente en el estadio post-escudo), donde hoy sólo permanecen sus conductos formando los típicos roques (particularmente espectaculares en La Gomera). En las que están en fase de desarrollo juvenil, domos similares son particularmente abundantes en La Palma (Teneguía, Niquiomo, Nambroque, El Cabrito, etc.), así como raros ejemplos de agujas fonolíticas juveniles, similares, aunque a escala reducida, a la del Mt. Pelée, incluso con colapso de domo y generación de pequeñas nubes ardientes, como la erupción de Jedey de 1.585.

Domos perfectos, con la forma de cúpula de media esfera que les da el nombre, son raros. Generalmente aparecen con formas irregulares, desde agujas de grosor similar al propio conducto de emisión, o como masas bulbosas más o menos deformadas y desplazadas. La forma y características de los domos dependen de varios parámetros, principalmente de la viscosidad de las lavas (que a su vez dependen de factores complejos, como la composición química, contenido en gases, cristalinidad, temperatura, etc.) y la pendiente del terreno. Los domos localizados en superficies inclinadas se deforman a favor de la pendiente, dando lugar a coladas, de donde el nombre de domos-colada o coulées (por ejemplo, Roques Blancos). En los volcanes andesíticos, con lavas aún mucho más viscosas que las de los domos adventicios del Teide, los recorridos suelen ser muy cortos. Sin embargo no es éste el caso de los domos-colada fonolíticos asociados al complejo volcánico del Teide, con recorridos que superan frecuentemente la decena de kilómetros.

Las erupciones que formaron los domos periféricos del conjunto Teide-Pico Viejo son las que más fácilmente han podido datarse con ^{14}C , por la abundancia de restos de carbón, siendo la mayoría del Holoceno. La edad más antigua obtenida, de 9.210 ± 190 años, corresponde al centro eruptivo Bocas de Dña. María, cuyas lavas, de composición intermedia, alcanzan la costa por San Juan de La Rambla. Los restantes se distribuyen a lo largo del Holoceno, siendo el más reciente (1.714 ± 150 años) el enorme domo-colada de Roques Blancos (ver figura 8). Se dató asimismo un extenso manto de pómez de proyección aérea, que recubre todo el flanco norte del Teide, excepto las coladas de Roques Blancos y las de la última erupción del Teide. Por su edad, de 2.020 ± 140 años, puede corresponder a las erupciones de Mña. Blanca o a las fases iniciales de la erupción de Los Roques Blancos.

El Rift Noreste

Los rifts son posiblemente las estructuras más relevantes en la geología de las islas volcánicas oceánicas: 1. Controlan, tal

vez desde su inicio, la construcción de los edificios insulares; 2. Son elementos sustanciales en la configuración (forma y topografía) de estas islas; 3. Dan origen a sus principales formas del relieve y el paisaje; 4. Al concentrar la actividad eruptiva, son asimismo estructuras cruciales en la distribución del riesgo volcánico; y 5. Condicionan la distribución de recursos naturales básicos, como el agua subterránea.

Los rifts o zonas de rift son estructuras que se forman en las islas volcánicas oceánicas por la emisión preferente a través de fisuras tecto-volcánicas de larga persistencia. Se forman así crestas topográficas construidas por la acumulación de materiales volcánicos a partir de centros eruptivos emplazados de forma preferente en la vertical de estas fisuras. La acumulación de centros eruptivos se corresponde en el subsuelo con enjambres de diques, los conductos de alimentación de los centros de emisión correspondientes. Tanto los centros eruptivos como el enjambre de diques se orientan paralelamente al eje del rift.

A partir de estudios en las islas de La Palma, El Hierro y Tenerife se elaboró un modelo que explica la configuración de estos en varios brazos, presentando frecuentemente una geometría inicial regular en tres ramas a 120° . Esta disposición es consecuencia de la fracturación de mínimo esfuerzo –definida matemáticamente por fracturas radiales a 120° – producida en una corteza fundamentalmente isótropa por el empuje ascensional del magma asociado a una pluma del manto (Carracedo, 1994).

El origen último de estos rifts es objeto de debate, centrado principalmente en si los rifts se forman por la presencia de unas fracturas iniciales de la corteza oceánica, o si son consecuencia de esfuerzos gravitacionales impuestos en los edificios volcánicos muy desarrollados e inestables. Es casi una cuestión escolástica: ¿son las fracturas las que permiten la concentración del volcanismo y la formación de los rifts (Carracedo, 1994), o es la concentración del volcanismo la que forma edificios altos e inestables que, al fracturarse, favorece la intrusión que forma los rifts? (Walter y Troll, 2003).

Un aspecto interesante del rift NE de Tenerife es que parece haberse formado por la extensión hacia el NE del escudo central mioceno de Tenerife. En efecto, formaciones volcánicas con abundantes diques paralelos a los del Rift NE y datadas en 8,05 Ma (Thirwall *et al.*, 2000) subyacen en discordancia erosiva y angular (con diques cortados, Carracedo 1979) las formaciones basales de Anaga, datadas en 4,23 Ma (Guillou *et al.*, 2004). Este rift antiguo se corta asimismo en algunas galerías, evidenciándose por la presencia de una malla de diques particularmente densa, que llega a sustituir casi totalmente a la roca caja y delinea perfectamente el ámbito del rift (Fig. 9). En un proceso similar, el escudo plioceno de Taburiente (La Palma) prolongó progresiva y constantemente uno de sus rifts hacia el sur, formando los edificios de Cumbre Nueva y

Cumbre Vieja (Kluegel *et al.*, 1999; Carracedo *et al.*, 2001).

A pesar de su indudable complejidad e interés, el Rift NE es una de las zonas de Tenerife más deficientemente conocidas geológicamente. La explicación puede estribar en su configuración en tejado a dos aguas (de unos 30x10 km) con flancos muy escarpados, y con una sola carretera dorsal que recorre la cresta del rift, siendo el resto del territorio sólo accesible a través de senderos y pistas, muchas abiertas sólo para acceder a las numerosas galerías de la zona. El reconocimiento es difícil y la cartografía laboriosa, tanto de las formaciones volcánicas como de los diques.

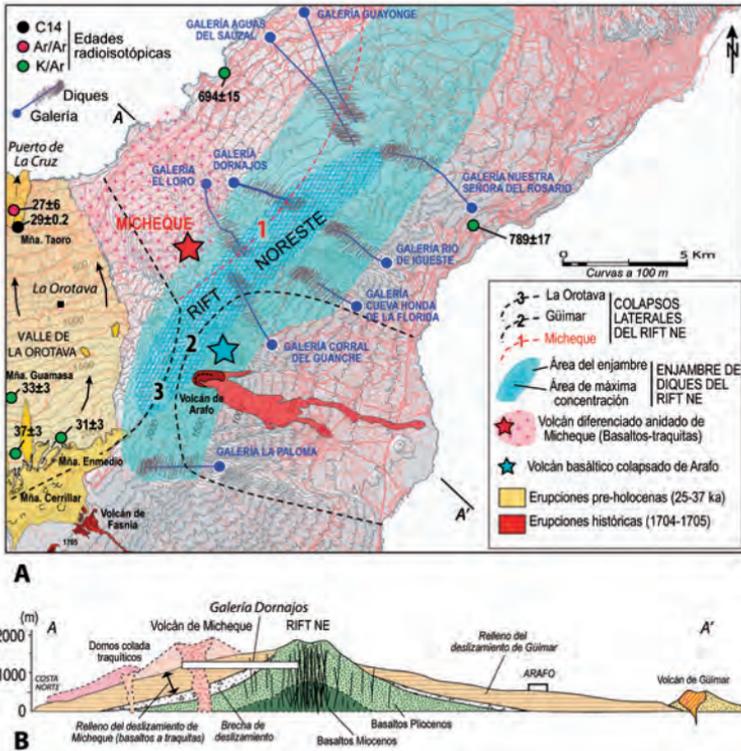


Figura 9. Mapa (A) y corte geológico (B) simplificado del Rift NE de Tenerife.

Los trabajos iniciales en el Rift NE parecen evidenciar la presencia de un nuevo ejemplo de los volcanes centrales diferenciados anidados en cuencas de deslizamiento (como el Bejenado en La Palma o el propio complejo central del Teide). Este nuevo tipo de volcán fue expuesto por primera vez en la Asamblea General de la IAVCEI de 2004, en Pucón, Chile.

En el flanco norte del Rift NE de Tenerife se ha inferido una depresión, ahora totalmente colmatada por lavas basálticas provenientes de centros de emisión localizados preferentemente en la cresta del rift (Carracedo *et al.*, en prensa). Anidado en el centro de la depresión se sitúa un estratovolcán traquítico (el estratovolcán

de Micheque), parcialmente fosilizado por las lavas basálticas y en avanzado estado de desmantelamiento erosivo (ver figura 9). La depresión parece haberse formado por un deslizamiento gravitatorio del flanco norte del rift, como evidencia la existencia de depósitos de avalancha en su fondo, cortados en varias galerías (ver corte en la figura 9); esta brecha separa nítidamente dos formaciones, aparentemente con una gran diferencia en edad y densidad de diques: al cruzar la brecha se entra consistentemente en materiales con una espectacular densidad filoniana, a veces superior al 95%, lo que parece indicar que la brecha separa el volcán colapsado de la formación de relleno.

Esta secuencia geológica explica además coherentemente la presencia de un volcán central traquítico en un escenario en principio poco apropiado, en un proceso similar al ya conocido en otros estratovolcanes diferenciados anidados en cuencas de deslizamiento, como el Bejenado o el Teide. La despresurización post-colapso concentra la actividad eruptiva en la cuenca de deslizamiento, colmatándola progresivamente con lavas basálticas. Por otra parte, el emplazamiento de porciones de estos magmas profundos del rift en cámaras someras favorece procesos de diferenciación hacia materiales traquibasálticos y finalmente traquíticos, dando lugar a los mencionados estratovolcanes anidados, como éste de Micheque (ver figura 9).

Itinerarios

Para los itinerarios (Fig. 10) conviene tener una visión del conjunto formado por los rifts NO y NE y el complejo central del Teide (Figs. 11 y 12), a cuya observación se van a dedicar dos días en dos itinerarios diferentes.

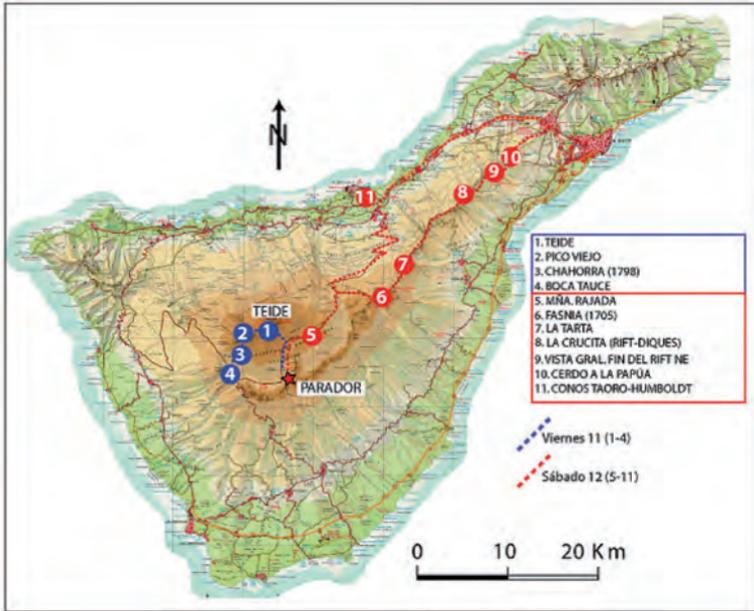


Figura 10: Itinerarios y paradas previstas en esta excursión. Azul, primer día; rojo, segundo día.

El primero incluye el ascenso al pico del Teide, la tercera estructura volcánica más alta del planeta, e incluye la observación del estratovolcán Pico Viejo y una visión del Rift NO. Durante todo el recorrido se dispone de una atalaya privilegiada para observar la Caldera de Las Cañadas.

En el segundo día el itinerario recorre el Rift NE, que al ser más antiguo y estar más erosionado ofrece una visión del enjambre de diques que forman su estructura interna. En este segundo itinerario podrán observarse asimismo los deslizamientos gravitatorios masivos que han formado los valles de La Orotava y Güímar, para finalizar observando los conos volcánicos que recorren el Valle de La Orotava, analizando los criterios que han permitido asegurar que esta erupción, supuestamente de 1.430, es en realidad pre-Holocena.

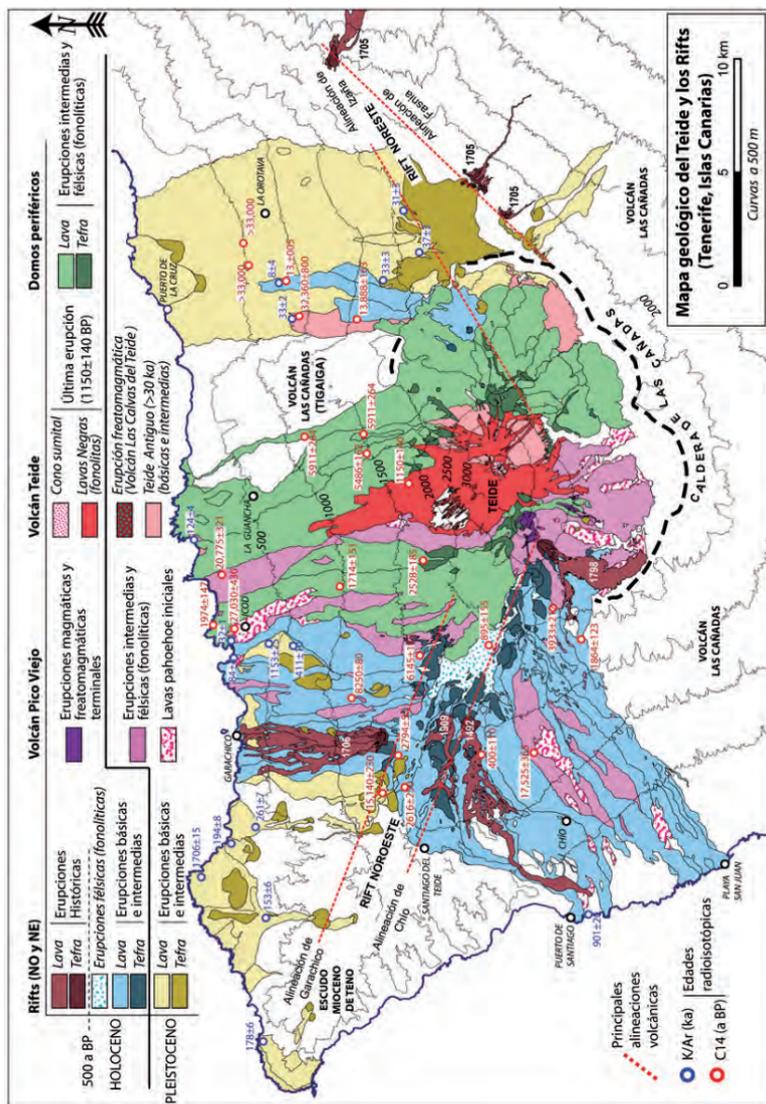


Figura 11. Mapa geológico simplificado del conjunto formado por los rifts NO y NE y el complejo central, que incluye los estratovolcanes Teide y Pico Viejo y los domos periféricos.



Figura 12. Vista vertical de la zona central de Tenerife. Se indican los principales elementos volcánológicos y estructurales. Comparar con el mapa geológico de la figura anterior (Imagen GRAFCAN-Google).

Itinerario I

Este itinerario está dedicado a la observación de los volcanes Teide y Pico Viejo, la Caldera de Las Cañadas y el Rift NO.

Parada 1

Cima del volcán Teide

Partiendo del Parador Nacional se toma el teleférico para subir al cono sumital del Teide. La estación del teleférico se encuentra a 2356 m en uno de los conos alineados en una fractura radial, siendo el inferior Mña. Majúa, que ha formado un cono de pómez estromboliano y una gruesa y corta colada que fluye hacia el interior de la Caldera de Las Cañadas. El ascenso hasta la terminal (3555 m) es rápido (unos 10 min). Desde allí se asciende a pie hasta la cima, en un recorrido de media hora y 163 m de desnivel.

El cráter, antes más estrecho y profundo, está muy modificado por las excavaciones efectuadas para obtener azufre en la 1ª Guerra Mundial. En el interior del cráter se observan cristales sublimados de azufre tapizando los salideros de gases de las fumarolas, cuya intensidad es muy variable. La mayoría de estos salideros emanan sólo vapor de agua y CO₂, en algunos con vestigios de compuestos de azufre. La temperatura es variable, siendo la máxima la de ebullición del agua a esa altura (84 °C).

Desde la cima se disfruta de una espectacular panorámica. Al norte, la continuación de la depresión de deslizamiento (Valle de Icod-La Guancha), en la actualidad completamente rellena con lavas del Teide y de los domos fonolíticos periféricos. Al noreste, el Rift NE con el macizo plioceno de Anaga al fondo. Al este, el borde de la Caldera de Las Cañadas y en su cantil, las formaciones (coladas fonolíticas, ignimbritas, mantos de pómez, etc.) del Volcán Cañadas. Al oeste, el Pico Viejo en primer término, y al fondo, el macizo mioceno de Teno.

Parada 2

Volcán Pico Viejo

Desde la terminal superior del teleférico se toma un sendero que desciende hasta el Pico Viejo. Este sendero discurre por las lavas de la última erupción del Teide (1.150 BP), en este tramo una gruesa colada en bloques de fonolita obsidiánica (precaución, algunos bloques están sueltos y son inestables). Al final de la colada se observa su frente y cómo discurre sobre pómez de proyección aérea de Los Gemelos y la Mancha Ruana (ver figura 11).

Rodeando el borde del cráter de Pico Viejo hacia el sur y oeste se pueden ver depósitos de erupciones explosivas (freatomagmáticas), incluyendo explosiones laterales (*surges*). El embudo asociado a estas explosiones puede verse al oeste del cráter (ver figura 7). Rodeando el cráter por el norte y oeste se tiene una espectacular vista del domo colada de Roques Blancos (ver figura 8) y del Rift NO (ver figura 4).

Parada 3

Volcán Chahorra (1798)

El descenso por el flanco sur del Pico Viejo discurre por una pendiente muy pronunciada en las lavas de composición intermedia (tefrifonolitas) hasta llegar al centro eruptivo del Chahorra, de 1798. Esta erupción, también de tefrifonolitas, formó una alineación de conos de piroclastos muy oscuros a lo largo de una fractura radial. Las coladas discurren hacia el interior de la Caldera de Las Cañadas. Se observan grandes bolas de acreción desprendidas de una de estas coladas.

El final del recorrido, hasta llegar a la carretera de Boca Tauce, es progresivamente más llano, al entrar en las lavas del Pico Viejo que rellenan la Caldera. Cerca ya de la carretera se cruza un lago de lavas pahoehoe que forman grandes planchas fracturadas y levantadas por la presión hidrostática de la lava.

Aunque sobre el papel puede parecer una “corta excursión”, es en realidad un recorrido de alta montaña que exige un considerable esfuerzo, incluso en descenso. Las posibles agujetas se verán recompensadas con creces por uno de los recorridos más espectaculares que puedan hacerse en un ambiente volcánico. El conjunto del Teide-Pico Viejo tiene el tamaño justo para poder ser observado y captado en su totalidad, a diferencia de otros volcanes, como el Mauna Loa, Mauna Kea, etc., tan excesivamente grandes que sólo pueden abarcarse parcialmente o desde grandes distancias, en cuyo caso se pierde el detalle. Las mejores fotos se obtienen por la mañana, del Valle de Icod-La Guancha y del Pico Viejo. A partir del mediodía, del cantil del borde de la Caldera de Las Cañadas. Más avanzado el día y desde el borde del cráter de Pico Viejo, del Rift NO.

Parada 4

Boca de Tauce

Al llegar a la carretera se toma el autobús. En el cruce de Boca de Tauce se pueden ver diques inclinados y aparentemente concéntricos, que han sido interpretados como pertenecientes a un complejo de diques cónicos del Volcán Las Cañadas.

En el tramo hasta el Parador Nacional la carretera atraviesa el campo de lavas del Chahorra (de color negro intenso) y las lavas intermedias del Pico Viejo (de colores marrones y ocres), entrando luego en el Llano de Ucanca, llanura endorreica en la que se han acumulado sedimentos arrastrados por las lluvias desde la pared de la Caldera. En esta zona se suelen formar lagos efímeros en invierno.

Desde la carretera se tiene una excelente perspectiva de los Roques de García, una alineación de restos de coladas, brechas y rocas intrusivas (diques y domos) en inversión del relieve. Estos restos erosivos dividen la Caldera de Las Cañadas en dos subcalderas (oriental y occidental, la primera con el fondo 100 m más alto).

Aún está en debate el origen de la Caldera, y algunos defienden que la presencia de estas dos semicalderas a diferente elevación apoya su modelo de colapso vertical. Sin embargo, es evidente que esta depresión está relacionada con un colapso lateral, por la presencia de depósitos de avalancha observables en galerías y en el mar, en la continuación del valle de Icod-La Guancha.

Por otra parte, la diferente altitud del fondo de las semicalderas podría estar en relación con el diferente aporte de lavas, mayor en la oriental por las numerosas erupciones en esa zona en los últimos 15 ka, periodo en que sólo ha habido una erupción en la semicaldera occidental, la del Chahorra de 1.798.

Cerca ya del Parador se corta una formación de colores abigarrados (Los Azulejos), al parecer originados por la alteración hidrotermal de una formación piroclástica correspondiente al Volcán Las Cañadas.

Itinerario II

Es un itinerario más largo, en autobús y con paradas que abarcan una temática mucho más diversa. Está dedicado fundamentalmente a la observación de un rift, mucho más antiguo (Plio-Pleistoceno) que el NO, que es fundamentalmente del Holoceno. En consecuencia está muy erosionado y muestra su estructura interna formada por un enjambre de diques.

El itinerario termina en la alineación del Valle de La Orotava, pretendidamente de una erupción de 1.430, pero que en realidad tiene unos 30.000 años. En este escenario se analizarán las evidencias de su antigüedad y la escasa precisión en la interpretación de los relatos de testigos oculares, incluso en las erupciones históricas.

Parada 5

Montaña Blanca

La carretera que parte del Parador Nacional en dirección norte (hacia El Portillo) atraviesa unos frentes de las Lavas Negras del Teide (la última erupción) y algunos domos colada fonolíticos espectaculares: Mña. Majúa, Mña. Blanca, Mña. Rajada, etc. (Fig. 13). Parada en las Minas de San José, donde se extraía la pómez para corrección de suelos y la fabricación de abrasivos.

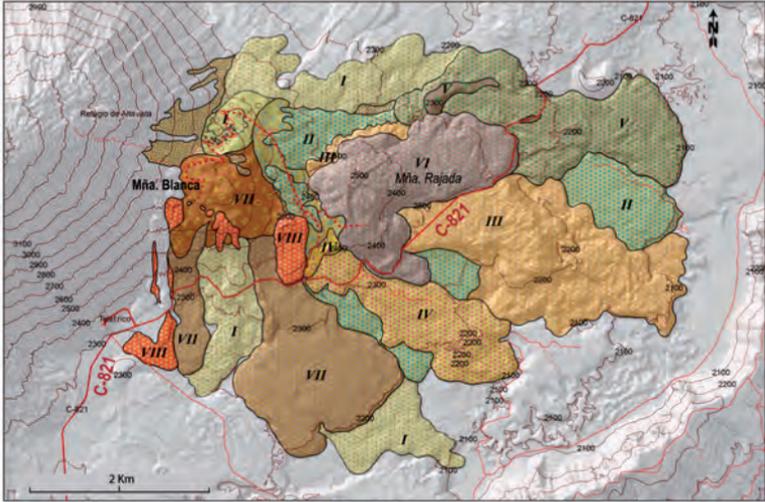


Figura 13. Domos colada formando el conjunto de Mña. Blanca (Carracedo et al., 2006, 2007).

Parada 6

Volcán de Fasnía (1705)

Parada en El Corral del Niño (2300 m), cerca de Izaña. Excelentes vistas del Teide, del que se puede diferenciar desde este punto el contorno del cráter del Teide Antiguo, y el cono anidado de la última erupción. Hacia el este se aprecia la alineación de conos del Rift NE y al sur los conos intensamente negros del Volcán de Fasnía, uno de los centros eruptivos de la erupción de 1705.

A esta parada se llega por la mañana, en excelentes condiciones para fotografiar el Teide. Subida hasta el aparcamiento del observatorio astronómico para una vista panorámica del Teide, el Valle de La Orotava y el Rift NE.

Parada 7

La Tarta

Formación bastante rara de capas alternantes de lapilli basáltico y pómez fonolítica. Supone la coexistencia de erupciones de magmas muy primitivos y otros muy evolucionados, circunstancia poco común.

Esta formación, que corresponde al Volcán Las Cañadas, anterior a la última fase volcánica de Tenerife, indica que entre dos episodios de una erupción basáltica fisural del Rift NE (o dos erupciones muy cercanas en el tiempo) se intercala una erupción más explosiva de carácter fonolítico (Fig. 14).

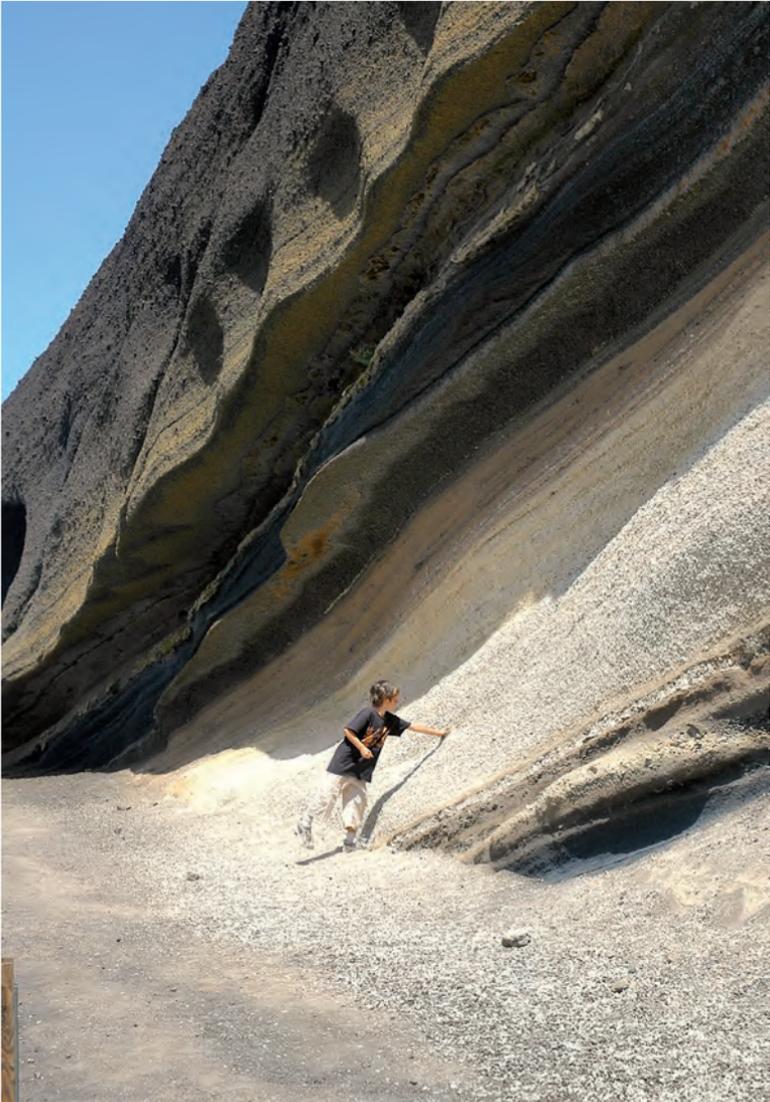


Figura 14. Alternancia de capas de pómez fonolítica de proyección aérea y capas oscuras de lapilli basáltico. La Tarta, Tenerife (Foto J.C. Carracedo).

Es posible que el conducto en forma de dique de magma basáltico interaccionara con la cámara fonolítica central más somera, disparando una erupción bastante explosiva. También parece que hubo contacto del magma con el agua del subsuelo, generando explosiones freatomagmáticas.

El nivel inferior de color más rojizo es más antiguo, alterado e impermeable que el resto, lo que ha propiciado un pequeño acuífero colgado con pequeños manantiales en la época de lluvias.

Parada 8

La Crucita. Rift NE

Desde el mirador de La Crucita se puede observar el valle de deslizamiento de Gúimar y la Mña. de Arafo, el centro eruptivo más oriental de la alineación de 1705.

Desde el mirador de Ayosa se tiene una vista panorámica del valle de deslizamiento de La Orotava y del edificio central anidado de Micheque.

Parada 9

Mirador de La Esperanza. Rift NE

Mirador de La Esperanza. Vista del extremo distal del Rift NE y del Macizo de Anaga.

Después de esta parada, se continúa por la carretera TF-24 hasta llegar a La Esperanza donde se almorzará (**Parada 10**).

Parada 11

Alineación volcánica de Taoro, Valle de La Orotava

La alineación de conos de la zona baja del Valle de La Orotava, supuestamente de una erupción de 1.430, nos sirve de ejemplo de las deficiencias en la reconstrucción de la historia volcánica reciente de Tenerife.

La Mña. de Taoro es un cono de cinder de unos 100 m del que parte una gruesa colada traquibasáltica que forma una extensa plataforma costera sobre la que se asienta la parte principal del Puerto de la Cruz (Fig. 15). La colada discurre sobre coladas basálticas de más de 30 ka, recubiertas por mantos de pómez; entre el borde de la colada de Mña. Taoro y las formaciones subyacentes se ha excavado un barranco bien desarrollado. Por otra parte, la colada penetra en el mar unos cientos de metros, sin que se aprecie la presencia de cantil alguno en la actual línea de costa.

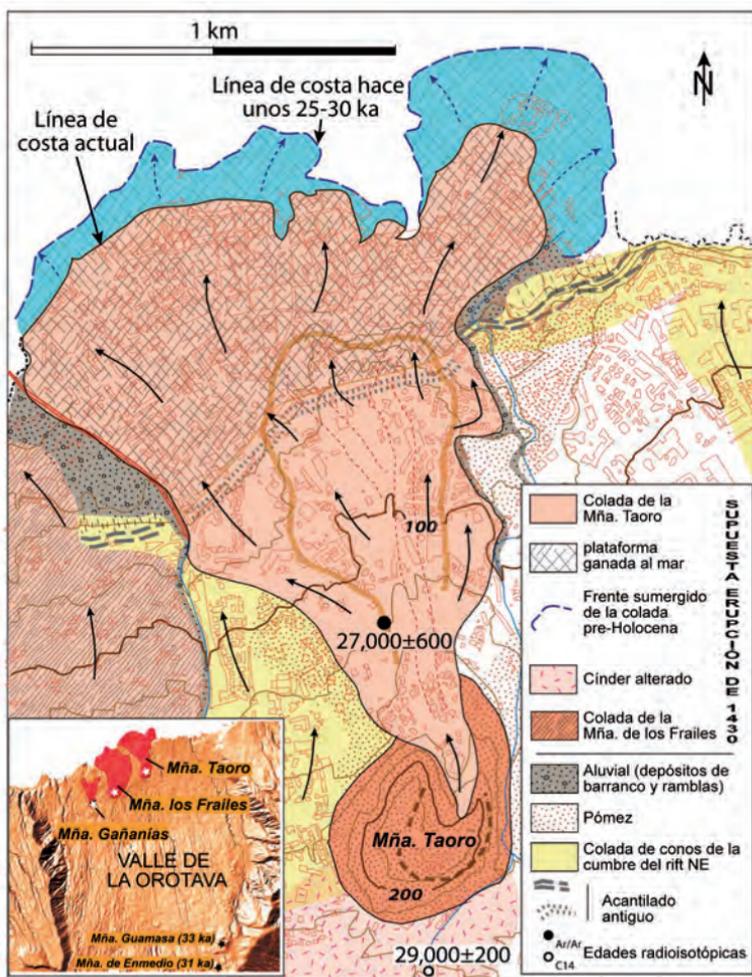


Figura 15. Erupción de la Mña. Taoro, supuestamente de 1430 y en realidad pre-holocena.

Al suroeste del cono aparece una capa de lapilli de proyección aérea con claras muestras de edafización (también visible en el propio cono volcánico), fácilmente observable en cortes producidos por la reciente urbanización de la zona.

Todas estas características son claras indicaciones de una erupción pre-holocena, posiblemente ocurrida en una época con el nivel del mar a varias decenas de metros por debajo del actual. En efecto, restos carbonizados en el suelo bajo la capa de lapilli próxima al cono han dado una edad de 29 ka. Otra edad coincidente de 28 ka, obtenida por Ar/Ar de la propia colada, parece indicar, sin ambigüedad, que se trata de una erupción de 25-30 ka. Sería pues una erupción en la parte baja del valle similar en edad a las situadas en la cabecera, que forman la parte proximal del Rift NE: Mñas. Enmedio, Guamasa y Cerrillar, datadas por K/Ar en 31 ± 3 , 33 ± 3 y 37 ± 3 (ver figuras 9 y 11). Esta edad es mucho más coherente con la alteración de los piroclastos, la erosión de la colada y su penetración en el mar más allá de la actual línea de costa, muy difícil si se tratara de una erupción de sólo unos cientos de años.

Un aspecto digno de analizar es el de las consecuencias de estas imprecisiones y falta de rigor en el tratamiento de las erupciones volcánicas, particularmente en lo que se refiere a su utilización en la evaluación del riesgo volcánico. En el año 2004 la exageración en la interpretación de algunos terremotos y la predicción de una erupción en Tenerife, para la que incluso se puso fecha (octubre de 2004), generó una falsa alarma que adquirió dimensión internacional (se llegó a llamar Terrorife a Tenerife). Sin duda influidos por la errónea creencia de actividad eruptiva reciente en el Valle de La Orotava se publicaron como fumarolas volcánicas vapores emanados de un pozo de recogida de lixiviados del lavado con vapor de las cubas de una fábrica de quesos situada cerca de esta alineación (Carracedo *et al.*, 2005).

Agradecimientos

El estudio de los rifts y el Teide se pudo hacer gracias al apoyo económico de la Caja General de Ahorros de Canarias y el Proyecto CGL2005-00239/BTE. Nuestro agradecimiento a GRAFCAN, por los excelentes mapas e imágenes y al personal del Parque Nacional del Teide por su ayuda y colaboración durante los trabajos de campo.