

EXCURSIÓN POST-CONGRESO N° 2

Grandes deslizamientos gravitacionales en Tenerife

J.J. Coello Bravo¹ y M. Ferrer Gijón²

1 Consejo Insular de Aguas de Tenerife. Leoncio Rodríguez,
7 - 2ª Planta. 38003-Santa Cruz de Tenerife

2 Instituto Geológico y Minero de España. Rios Rosas, 23.
28003-Madrid

ÍNDICE

Introducción

Geología y geomorfología de Tenerife

Grandes deslizamientos gravitacionales en Tenerife

Itinerarios

Itinerario I

Parada 1: Estación de Adquisición de Datos (EAD) de Montaña Majúa

Parada 2: Mirador de la Ruleta (Roques de García)

Parada 3: Vértice Izaña

Itinerario II

Parada 4: Mirador de la Montaña de las Arenas

Parada 5: Mirador del Lance

Parada 6: Mirador de San Pedro-Punto del Guindaste-Rambla de Castro-Playa de la Fajana

Parada 7: Playa de Los Roques o del Burgado

Introducción

La excursión dedicada a los grandes deslizamientos gravitacionales de la isla de Tenerife, dentro de las actividades del VII Congreso Geológico de España, se ha programado en dos días, con los dos itinerarios descritos en el Apartado III de esta guía. Con la excursión se pretende dar una visión general de estos fenómenos de inestabilidad propios de islas oceánicas y otros grandes edificios volcánicos, así como varios detalles acerca de la morfología, la dinámica y los depósitos de algunos de los paleodeslizamientos ocurridos en Tenerife.

Geología y geomorfología de Tenerife

La isla de Tenerife ocupa una posición central en el Archipiélago Canario, una cadena de siete islas principales, tres islas más pequeñas y varios islotes, dispuestas formando una cadena de unos 500 km de longitud, alargada en dirección este-oeste, cuyo extremo oriental se sitúa a algo más de 100 km de la costa noroeste del continente africano, frente a Cabo Juby (Tarfaya), a unos 28° de latitud norte.

Con una extensión superficial de 2.034 km², Tenerife es la mayor isla del archipiélago. Su forma es aproximadamente triangular, y alcanza una altura máxima de 3.718 metros sobre el nivel del mar en el Pico del Teide. Es un volcán oceánico, el tercero del planeta en tamaño, cuya base submarina se apoya sobre la llanura abisal atlántica, a unos 4.000 metros de profundidad. La corteza oceánica que constituye el basamento de la isla forma parte de la Placa Africana y tiene unos 150 millones de años de antigüedad.

La construcción de la isla comenzó en el fondo del océano, creciendo por la acumulación e inyección sucesiva de materiales volcánicos, dando lugar en primer término a un monte submarino (*seamount*), que constituye más de la mitad del volumen total del edificio insular. En Tenerife, esta fase inicial de crecimiento submarino apenas ha podido estudiarse, pues no afloran en su superficie rocas formadas en dicho estadio; sí aparecen en unas formaciones denominadas Complejos Basales, elevadas sobre el nivel del mar y posteriormente exhumadas, en otras islas del archipiélago.

La actividad volcánica se ha concentrado, probablemente desde los estadios iniciales de crecimiento submarino de la isla, a lo largo de tres ejes estructurales o dorsales volcánicas, que confluyen en su actual centro geográfico. En la porción emergida, dicha actividad ha originado varios grandes edificios volcánicos de carácter poligénico, es decir, formados por los productos emitidos en múltiples erupciones, de las que la última media decena han ocurrido en época histórica, que en Canarias comprende desde finales del siglo XV en adelante. Estos edificios, que se corresponden aproximadamente con las unidades geológicas tradicionalmente denominadas

Series Volcánicas, comprenden los Macizos Antiguos (Anaga, Teno y Roque del Conde), la Dorsal Volcánica Noreste o Cordillera Dorsal y el Edificio Cañadas, que forma la parte central y de mayor altura de la isla (Fig.1).

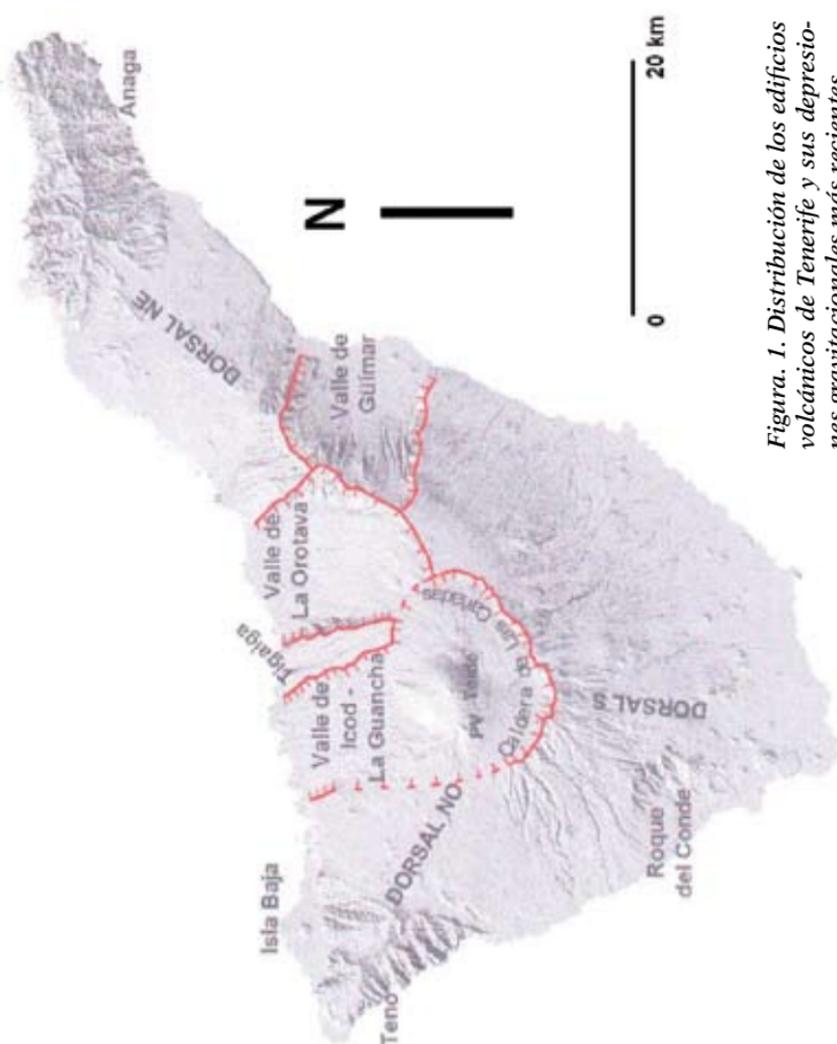


Figura. 1. Distribución de los edificios volcánicos de Tenerife y sus depresiones gravitacionales más recientes.

Los edificios antiguos son grandes volcanes en escudo, de composición predominantemente basáltica, que aparecen hoy en día como macizos volcánicos muy erosionados. Ocupan aproximadamente los tres vértices geográficos de la isla (ver figura 1), y crecieron solapándose en el tiempo formando islas independientes, aunque, según algunos autores, con periodos prolongados de inactividad volcánica a lo largo de su crecimiento. En conjunto su actividad en fase de escudo se extendió entre algo más de 11 y los 3,5 millones de años, es decir, entre el Mioceno superior y el Plioceno inferior.

El Edificio Cañadas forma la parte central de la isla. Se trata de un estratovolcán compuesto, de considerables dimensiones y gran complejidad estructural y composicional, que alcanzó más de

3.000 m de altura antes de que su región sumital resultara destruída hace aproximadamente 180.000 años en el proceso que dio lugar a la formación de una gran depresión, la Caldera de Las Cañadas, de la que recibe el nombre (ver figura 1). Posteriormente, en el interior de la caldera, se emplazaron múltiples focos de emisión de magmas basálticos o basaníticos y, por último, desde hace aproximadamente 30.000 años, surgió un gran aparato doble de tipo central y composición más diferenciada, el Teide-Pico Viejo, y sus edificios domáticos periféricos, cuya actividad se prolonga hasta la actualidad.

Las rocas de mayor edad datadas con precisión en el Edificio Cañadas son fonolitas periféricas de unos 4 Ma de antigüedad, sobre las que se disponen hialobasaltos de 3,5 Ma.

En lo que respecta a la Cordillera Dorsal o Dorsal Noreste, es un edificio volcánico lineal, alargado en dirección NE-SO, que une geográficamente el Macizo de Anaga en el extremo noreste de Tenerife con el Edificio Cañadas. Tiene forma de tejado a dos aguas, con una anchura de 14-15 km, y alcanza su máxima altura en el vértice Izaña (2.395 m s.n.m.). Como todas las dorsales volcánicas, también llamadas *rifts*, se formó por el apilamiento de coladas de lava y piroclastos originados en multitud de erupciones fisurales, cuyos centros de emisión (conos volcánicos) se concentran a lo largo de su franja central o línea de cumbres, denominada eje estructural. El eje estructural está definido además por la presencia en el subsuelo de una densa malla de diques en su mayoría verticales o subverticales, que sirvieron como conductos de ascenso y fuente de alimentación de las erupciones fisurales.

Las coladas procedentes de los conos, al fluir lateralmente hacia el mar, formaron dos flancos, cuya elevada pendiente media, unos 16°, refleja el crecimiento rápido del edificio. De hecho, las edades radiométricas disponibles, aunque escasamente coherentes en conjunto, parecen indicar que creció, al menos en lo que corresponde al grueso del mismo, en un periodo de tiempo relativamente corto, comprendido entre algo más de 1 Ma y 0,5 Ma, si bien la compleja sucesión de deslizamientos gravitacionales que han sufrido sus dos flancos dificulta en gran medida la interpretación volcanoestratigráfica de tales edades. De las tres dorsales identificadas en la isla (NE, NO y S; ver figura 1), es ésta la que tiene mayor volumen y una expresión morfológica más definida.

Los magmas emitidos en estos edificios son de la serie alcalina, típica de volcanismo oceánico en ambiente intraplaca. En todos ellos se observa una tendencia a una mayor acidez de los productos volcánicos con el tiempo. Sin embargo, la emisión de magmas sálicos sólo ha sido volumétricamente importante en el Edificio Cañadas. En este edificio se observa también una mayor tendencia a la alcalinidad de las rocas volcánicas que lo constituyen, tanto las básicas, como las intermedias y las ácidas.

Una particularidad de la isla de Tenerife es la densa red

de galerías para la captación de aguas subterráneas excavadas en su subsuelo (Fig. 2). En efecto, la estructura geológica y la propia forma de la isla, una pirámide con flancos de elevada pendiente, favorece la extracción de los recursos acuíferos mediante este tipo de captación hidráulica, en esencia túneles en fondo de saco de pequeña sección (entre 1,8 m² y 4 m²), ligera inclinación ascendente hacia el interior (pendientes del 5 a 7‰) y longitud variable, desde apenas unas decenas de metros hasta más de 6 km en el caso de las más largas. Su propósito es interceptar la zona saturada profunda y extraer las aguas alumbradas, las cuales son conducidas por gravedad, a través de un canal o tubería interior, hasta la bocamina de la galería. Comenzaron a perforarse de forma masiva a comienzos del siglo XX, y en la actualidad hay inventariadas 1.051, que suponen una longitud total excavada de 1.700 km. Estas captaciones horizontales son complementadas por una densa red de pozos costeros, perforaciones verticales de 3 m de diámetro libre y hasta 600 m de profundidad, y pozos-sondeo, en número total de 227. Aunque son labores mineras de titularidad privada y muchas presentan emanaciones gaseosas de origen volcánico, estas obras, con las dificultades y restricciones que los condicionantes citados imponen a su acceso y estudio, permiten la observación subterránea de materiales y estructuras geológicas no aflorantes en la superficie de la isla, incluyendo las originadas en los grandes deslizamientos gravitacionales.

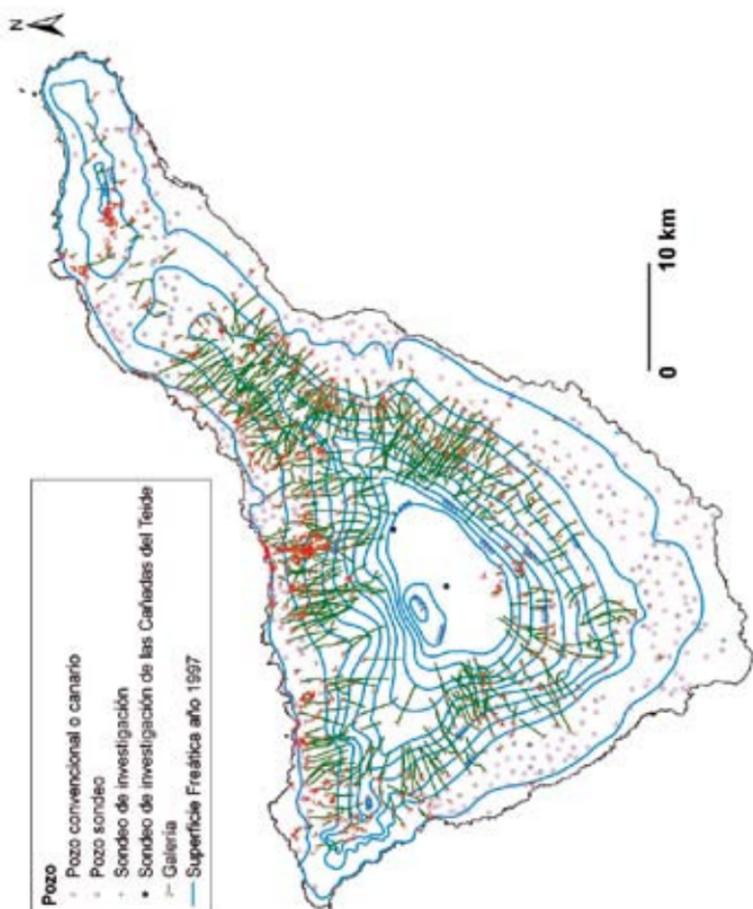


Figura 2. Red de obras de captación de aguas subterráneas y superficie freática, año 1997 (Consejo Insular de Aguas de Tenerife).

Grandes deslizamientos gravitacionales en Tenerife

Entre los rasgos geomorfológicos de la isla destacan tres grandes depresiones en forma de herradura o anfiteatro, limitadas por altos escarpes y abiertas por uno de sus lados hacia el mar, los Valles de la Orotava y Güímar, y la Caldera de las Cañadas (ver figura 1), cuyo origen ha sido objeto de una amplia controversia científica. El primero que aportó observaciones concretas, en su mayor parte realizadas en las galerías de agua del norte de la isla, que apoyaban el origen gravitacional de estas depresiones, fue Bravo (1962). Entre los datos que presentó, destaca la existencia de una antigua depresión, a la que bautizó como Valle de La Guancha-Icod, casi colmatada por materiales volcánicos más recientes, que conectaba la Caldera de Las Cañadas, en realidad una semi-caldera abierta al norte, con la costa norte de la isla. También identificó una formación brechoide muy potente y extensa en los subsuelos de los valles, denominada "mortalón" por los trabajadores de las galerías, que consiste en una brecha heterolitológica muy gruesa, de matriz limoso-arenosa. Bravo la interpretó como aglomerados de origen explosivo, sobre los cuales, y debido a su elevada plasticidad, se produjeron los deslizamientos.

Posteriormente, Navarro y Coello (1989) explicaron las depresiones antes citadas como el resultado de deslizamientos masivos, movimientos gravitacionales muy rápidos (instantáneos desde el punto de vista de la escala de tiempo geológico) de grandes porciones de los flancos de la isla. Como es propio de este tipo de fenómenos, denominados en la bibliografía al respecto avalanchas rocosas o de derrubios (*debris avalanches*), las masas deslizadas, con volúmenes del orden de cientos de kilómetros cúbicos, se rompieron durante el movimiento en una mezcla incoherente y caótica en la que abundan los fragmentos y bloques de roca. Parte de estas brechas se depositaron sobre la parte emergida de las laderas deslizadas, formando el mortalón.

El empleo de tecnologías modernas dedicadas a la investigación de los fondos marinos, como la batimetría de multihaz, el sonar de barrido lateral de gran profundidad y la sísmica de reflexión, ha permitido, a lo largo de los últimos veinte años, el estudio de la parte submarina (*offshore*) de los grandes fenómenos gravitacionales canarios. Estos estudios, que en el caso de Tenerife se iniciaron con el de Watts y Masson (1995), han confirmado definitivamente el origen gravitacional de las depresiones en forma de herradura reconocibles en tierra (*onshore*), mediante la identificación de los grandes corredores que constituyen la prolongación submarina de dichas estructuras, y también de grandes depósitos submarinos en forma de abanico que se abren al pie de los mismos, sobre la llanura abisal (Fig. 3), a distancias de hasta 150 km. Los abanicos corresponden a las partes intermedia y distal de los deslizamientos, donde predominan los procesos sedimentarios frente a los de erosión, y en algunos casos su extensión supera la propia superficie emergida de

la isla. Los depósitos submarinos de deslizamiento suelen dar lugar a relieves sobreelevados respecto a los fondos adyacentes, y a una suavización del perfil longitudinal de los flancos insulares. Dichos depósitos forman lóbulos salpicados de bloques, cuyos diámetros pueden alcanzar desde 1 km a decenas de kilómetros de diámetro según su posición sea distal o proximal, con un sector central donde se alcanzan las máximas potencias de depósito, las cuales disminuyen progresivamente tanto hacia los bordes del lóbulo como hacia la zona proximal del mismo.

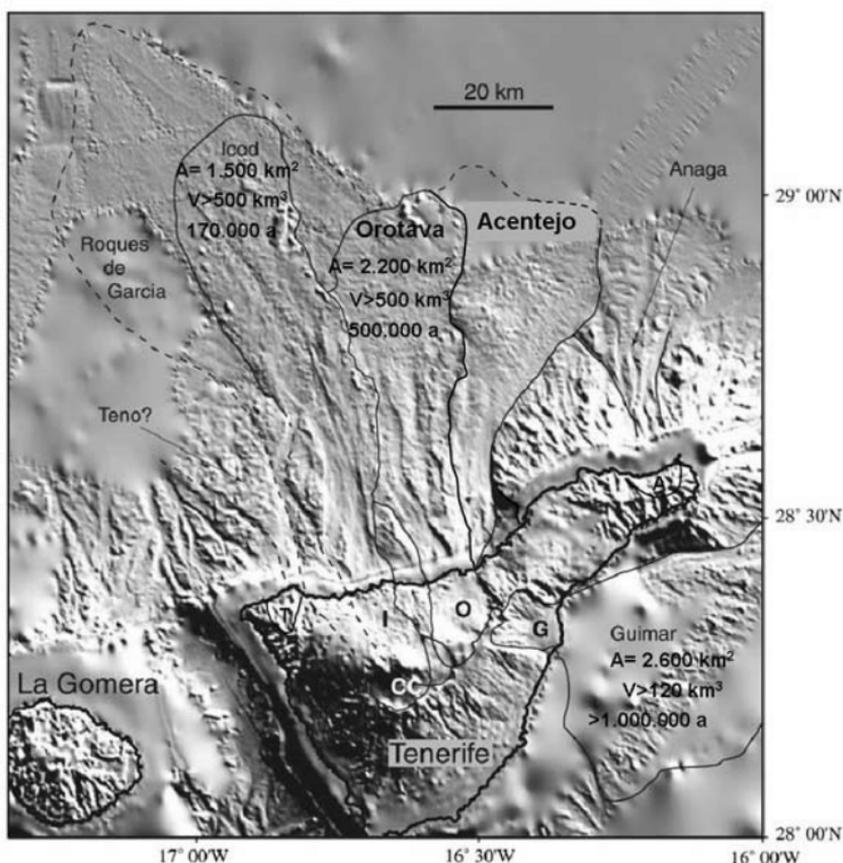


Figura 3. Mapa de relieve subaéreo-submarino de los grandes deslizamientos gravitacionales en Tenerife (modificado de Masson et al., 2002).

Los estudios submarinos han identificado también depósitos de avalancha rocosa provenientes de grandes deslizamientos gravitacionales más antiguos, cuyas zonas de cabecera y depósitos en tierra aparecen hoy en día enmascarados y cubiertos por procesos erosivos y volcánicos posteriores, aunque en muchos casos son todavía reconocibles.

En la actualidad, se sabe que estos procesos han afectado de forma más o menos recurrente a la totalidad de los edificios volcánicos poligénicos que forman no solo la isla de Tenerife, sino todas las islas del archipiélago canario. En el caso que nos ocupa, los más modernos son los que dieron lugar a las tres depresiones citadas al comienzo de este apartado; así, el deslizamiento de Güimar

se ha datado en aproximadamente 800.000 años, si bien algunas edades radiométricas ya publicadas, y otras aún inéditas, obtenidas recientemente por los autores de esta guía, apuntan a que su edad supera el millón de años. La edad del deslizamiento de La Orotava se cifra en 500.00 años (Ancochea *et al.*, 1990), y la del deslizamiento de Las Cañadas, el más moderno, se data en 180.000 años, que, como se ha indicado, es la edad de formación de la caldera central.

Itinerarios

A continuación se describen los dos itinerarios propuestos para la excursión, cada uno de un día de duración (Fig.4). La mayor parte de los traslados entre paradas se realizan en vehículo a motor. Sin embargo, en los dos itinerarios se han incluido algunos trayectos a pie, por lo que es muy recomendable llevar calzado cómodo y con buena sujeción. El tiempo en las cumbres de Tenerife es cambiante, especialmente en los meses de octubre a abril-mayo, por lo que, dependiendo del parte meteorológico, la ropa de abrigo puede resultar imprescindible si se pretende completar el primer itinerario durante esa época del año. Unos pequeños prismáticos pueden resultar también muy útiles.

El núcleo de población más cercano a los dos itinerarios propuestos, y el que ofrece mayores facilidades turísticas y de alojamiento, es el Puerto de la Cruz (Fig. 4). Por este motivo, se ha tomado esta ciudad, situada en la costa del Valle de la Orotava, como punto de partida de ambos trayectos.

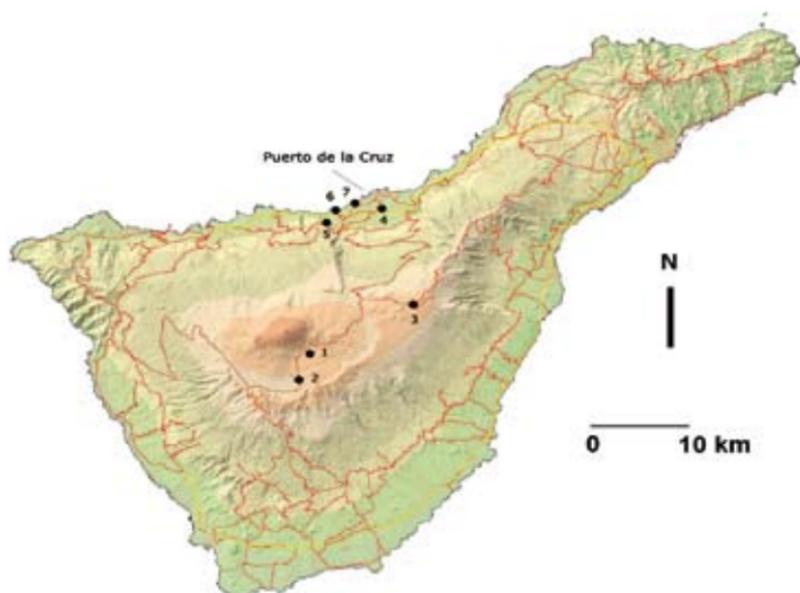


Figura 4. Situación de las paradas de los dos itinerarios que se describen en esta guía.

Por último, y como advertencia general, hay que apuntar el denso tráfico que soportan las carreteras de la isla, por lo que se recomienda encarecidamente mucha precaución, tanto a la hora de conducir, como de estacionar el vehículo y salir de él para complementar las paradas.

Itinerario I

Este itinerario se centra en la Caldera de Las Cañadas y los depósitos asociados a su formación

Parada 1

Estación de Adquisición de Datos (EAD) de Montaña Majúa

Indicaciones: Saliendo del Puerto de la Cruz, se toma la carretera TF-31 (Carretera del Botánico), la Autopista TF-5 (Autopista del Norte) y la carretera TF-211 (Carretera del Ramal) hasta La Orotava, y desde allí la carretera TF-21 (La Orotava-Granadilla por Las Cañadas) en dirección a Las Cañadas del Teide. Siempre por la misma carretera, se deja atrás el Portillo de la Villa (PK 32) y, circulando ya dentro del Parque Nacional del Teide, tras recorrer 10,8 km se alcanza el desvío que da acceso a la terminal del Teleférico Pico del Teide; 290 m más adelante de ese cruce, parte a la izquierda una pista de tierra cerrada con una barrera, junto al cono volcánico reciente de Montaña Majúa. La EAD se halla junto a dicha pista, a unos 670 m de su inicio, pero sus instalaciones son totalmente subterráneas, por lo que resulta casi invisible, debido a las exigencias ambientales y paisajísticas del Parque Nacional. De hecho, esta instalación no está acondicionada para visitas particulares, y para acceder a ella es necesario hacerlo en compañía de personal del Consejo Insular de Aguas de Tenerife, organismo responsable de la misma. Desde la cima de Montaña Majúa se tiene una buena vista de los segmentos occidental y central del Circo de Las Cañadas, vista que también puede obtenerse desde el mirador situado en la misma carretera TF-21, en el PK 41,275, antes de alcanzar la entrada del teleférico.

La Caldera de las Cañadas es una gran depresión elíptica, de unos 15 km de diámetro mayor, que ocupa la parte central de la isla de Tenerife (Fig. 5). Está delimitada por una pared acusadamente vertical con forma general de anfiteatro, que se prolonga en una semicircunferencia de unos 25 km de longitud, y alcanza en su punto de mayor desnivel una altura de aproximadamente 600 m (vértice Guajara, 2.712 m.)

Su origen ha sido objeto de una gran controversia, que se ha mantenido, desde las primeras hipótesis propuestas por los naturalistas que llegaron a la isla en el siglo XVIII, hasta la actualidad. Hoy en día, se propugnan dos mecanismos de formación: (1) un mecanismo puramente gravitacional, consistente en una o más avalanchas rocosas masivas que afectaron tanto al flanco norte (Valle de La Guancha-Icod) como a la zona sumital del Edificio Cañadas; (2), un mecanismo mixto, consistente en colapsos verticales sucesivos del techo de tres grandes cámaras magmáticas, el último de los cuales iría seguido por procesos de deslizamiento gravitacional en el

flanco norte. Los tres colapsos verticales habrían dado lugar a tres calderas contiguas, la más antigua de las cuales sería la occidental, y la más moderna la oriental.

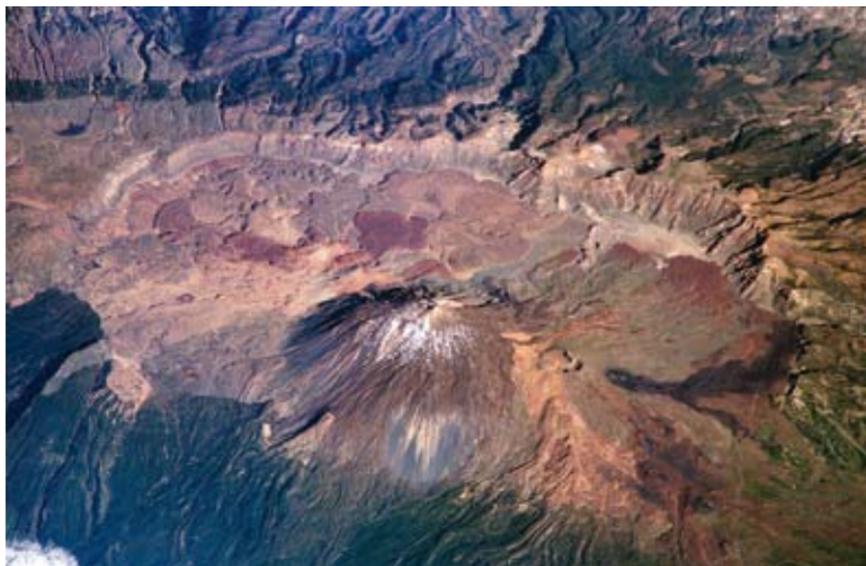


Figura 5. Vista aérea oblicua de la Caldera de Las Cañadas y del estratovolcán Teide-Pico Viejo, desde el NO (NASA).

Los datos y consideraciones que sirven para sustentar ambas teorías son múltiples y complejos. En el caso de la teoría que propugna el origen puramente gravitacional de la depresión, pueden citarse, por ejemplo, los siguientes:

- Ausencia de depósitos eruptivos con el volumen, la dispersión y las características litológicas necesarias para ser asignados de forma plausible a eventos de colapso vertical de tal magnitud.
- Geometría cóncava de la pared, tal y como se observa en las pocas galerías que han logrado acceder a los subsuelos del interior de la depresión desde el flanco occidental y suroccidental del Edificio Cañadas, lo que sugiere que la misma puede ser la cabecera de un deslizamiento (Navarro, 2000)
- Mecanismo mixto poco consistente desde el punto de vista geomecánico, ya que en principio el colapso vertical de la zona central del edificio aumentaría la estabilidad lateral del flanco norte, y no al contrario.

Sea cual sea su origen, desde finales de la década de los ochenta del siglo pasado se sabe que las lavas y piroclastos de edad reciente, muy permeables, que rellenan parcialmente la caldera, constituyen uno de los mayores acuíferos de la isla, lo que motivó que la Administración Hidráulica abordara la perforación de dos sondeos profundos a percusión, con el objeto de mejorar el conocimiento de su estructura y, sobre todo, la cuantificación y caracterización de las aguas allí almacenadas. El primero de los dos sondeos

es el emboquillado al sureste de Montaña Majúa, a cota 2.264 m. Esta perforación vertical, de 505 m de profundidad, conectó con la zona saturada a 445 m (cota del nivel freático: 1.819 m) y profundizó 50 m dentro de la misma. La secuencia de materiales de relleno de caldera que atravesó consiste en una sucesión de coladas y piroclastos sálicos procedentes del Edificio Teide-Pico Viejo y aparatos periféricos, con un espesor de 200 m, bajo los que se disponen multitud de coladas basálticas y basaníticas (Fig. 6). Esta secuencia es idéntica a la que se dispone sobre los depósitos de avalancha rocosa que constituyen el “mortalón” del Valle de la Guancha-Icod, donde los materiales basálticos y basaníticos forman el grueso del relleno de la depresión. Como ya se ha indicado, ese antiguo valle conectaba la Caldera de las Cañadas con la costa norte de la isla, antes de resultar colmatado por los materiales volcánicos que perfora el sondeo.

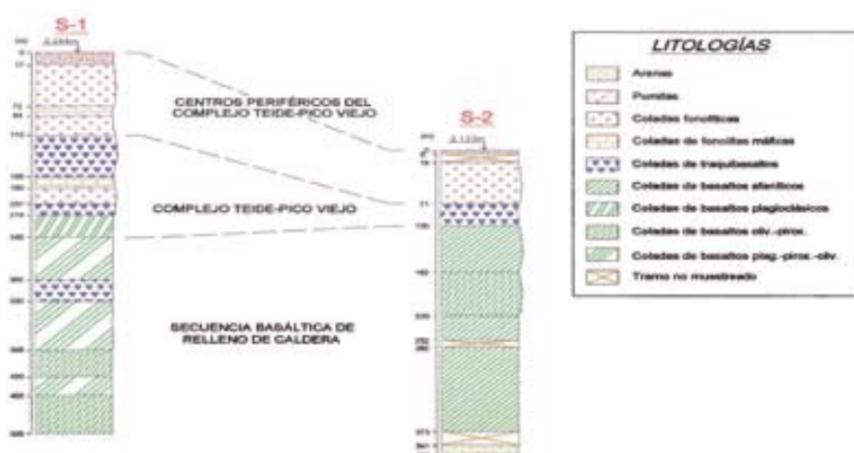


Figura 6. Columnas volcano-estratigráficas de los sondeos de investigación ejecutados por el Consejo Insular de Aguas de Tenerife en la Caldera de Las Cañadas. El de Montaña Majúa es el rotulado S-1 (Consejo Insular de Aguas de Tenerife).

La Estación de Adquisición de Datos (EAD) del sondeo de investigación de Montaña Majúa, operativa desde enero del 2000, permite, además de medir en continuo la posición del nivel freático, registrar la temperatura, conductividad eléctrica y pH del agua, a tres profundidades distintas, en la porción de zona saturada atravesada por el sondeo. De lo observado hasta la fecha, hay que destacar que el nivel freático ha mantenido en el sondeo una tendencia general descendente, del orden de -2 cm/mes como media. Sin embargo, en años lluviosos, con precipitaciones superiores a la media anual en la zona (368 mm) y dependiendo de la distribución de las lluvias, la recarga puede desacelerar el ritmo de estos descensos. Incluso tras lluvias excepcionalmente intensas (p.ej., los 493 mm registrados en diciembre de 2002) la recarga es capaz de invertir la evolución descendente del nivel, produciendo periodos de recuperación con máximos aparentes. Este comportamiento se debe a que el efecto de la extracción de agua del acuífero de Las Cañadas por las galerías es aún relativamente débil en esta zona central, ya que el frente de las más cercanas se halla a más de 5 km de distancia.

Parada 2

Mirador de la Ruleta (Roques de García)

Indicaciones: Se continúa por la carretera TF-21 unos 3,5 km en dirección al Parador de Turismo de Las Cañadas. Una vez frente a él, se toma el ancho desvío asfaltado a la derecha, que da acceso al Mirador de la Ruleta, en los Roques de García.

Se denomina Roques de García a un espolón rocoso que se prolonga unos 2 km en dirección NO desde la base de la pared, bajo el vértice Guajara, hacia el interior de la caldera, en donde queda cubierto por el flanco meridional del estratovolcán Teide-Pico Viejo (Fig. 7). Divide la depresión en dos calderas más pequeñas: la occidental y la oriental. Es una formación geológica muy compleja, constituida en su base por depósitos de avalancha rocosa, sobre los que se disponen depósitos de flujo de derrubios (*debris-flow*) y tobas sálicas (Fig. 8). Esta secuencia está atravesada por un conjunto de diques, *sills*, diques-brecha y diques-domo de composición sálica, y afectada por una alteración producida por fluidos hidrotermales cuya temperatura pudo alcanzar los 300-400°C. Las paragénesis minerales en equilibrio con dichos fluidos (cloritas, zeolitas, óxidos, etc.), son las causantes de los tonos verdosos, rojizos, morados y azulados que muestran estas rocas en el sector conocido por Los Azulejos.

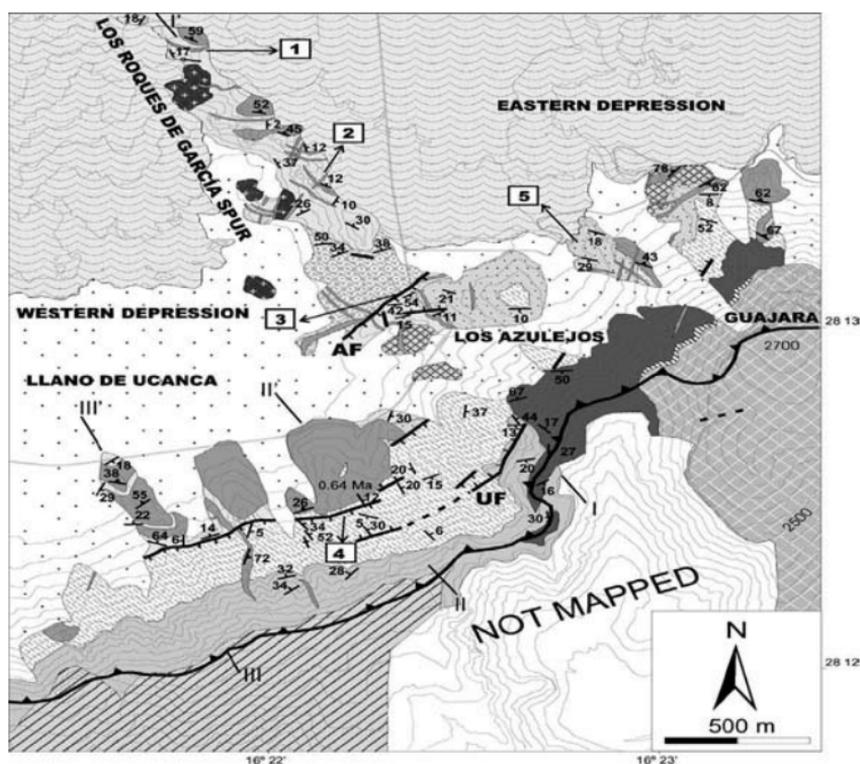


Figura 7. Mapa geológico de los Roques de García y el sistema de fallas que los afecta. Los depósitos de avalancha rocosa y flujos de escombros (debris-flow) son los señalados con una trama de aros y líneas onduladas blancas (Galindo et al., 2005).



Figura 8. El espolón de Los Roques de García desde el Llano de Ucanca.

La edad de los depósitos de avalancha no está bien determinada, pero se cree comprendida entre 1,4 y 0,90 Ma. Podrían corresponder a un deslizamiento masivo del Edificio Cañadas hacia el norte, previo al que dio lugar a la actual depresión. Además, la formación está afectada por una serie de fallas normales, de dirección aproximada NE-SO, que se extienden hasta la pared occidental de la caldera, la Pared del Llano de Ucanca (ver figura 7). Los criterios cinéticos parecen mostrar que en cada plano de movimiento, al menos en lo que se refiere a los localizados en el espolón de Los Roques de García, el bloque hundido es del sur. Este conjunto de fallas ha sido interpretado como un graben producido por la propagación hacia el Edificio Cañadas de la Dorsal NE (Galindo *et al.*, 2005), si bien podría reflejar también una desestabilización gravitacional del flanco sur del Edificio Cañadas. Frente a la costa meridional de la isla se han identificado extensos depósitos submarinos de avalancha rocosa, a los que se atribuye una edad de aproximadamente 1 Ma, que podrían provenir de deslizamientos producidos en esta fase de desestabilización del flanco. Además, recientemente se ha descrito una unidad de avalancha rocosa que muestra una extensión de afloramiento de 70 km² en la porción emergida de dicho flanco, pero al este de los anteriores (Dávila-Harris *et al.*, 2007). Su edad es de 0,7 Ma, equivalente al de las potentes lavas-domo fonolíticas que forman la parte superior de Guajara, y se formó por el deslizamiento gravitacional de un domo o criptodomo fonolítico en crecimiento. Por tanto, con respecto a los que pudieron sufrir los materiales presentes en la base de la Pared de Ucanca y en los Roques de García, este deslizamiento es más tardío, y parece que afectó a una porción más superficial y reducida del flanco sur del edificio. En todo caso, estos estudios indican que la secuencia de inestabilidades de flanco y movimientos gravitacionales ocurridos en el Edificio Cañadas es aún más larga y compleja de lo que se conocía hasta ahora.

Parada 3

Vértice Izaña

Indicaciones: Se regresa por la misma carretera TF-21 hasta el cruce de El Portillo (PK 32) y se toma la carretera TF-24 en dirección a La Esperanza-La Laguna. Tras circular casi 6 km por dicha carretera, se alcanza el amplio cruce con la carretera asfaltada que parte a la derecha y sube al Observatorio Astrofísico de Izaña. Del mismo cruce sale una pista de tierra: se desciende por ella a pie aproximadamente 1km para observar, en los taludes de la pista, un depósito piroclástico de color gris claro.

Este depósito, cuya edad se ha datado en 179.000 años, representa un episodio volcánico explosivo asociado a la formación de la Caldera de Las Cañadas. Cubre amplias zonas anejas a la pared de la misma, y se extiende por casi la totalidad de la superficie de la isla, incluso por Anaga y Teno, con espesores que pueden alcanzar hasta los 10-12 m. Está formado por clastos líticos subredondeados de diversa litología, muchos de los cuales presentan alteración hidrotermal, entre los que destacan fragmentos, en este caso muy frescos de sienitas nefelínicas con textura miarolítica. La escasez de material juvenil y la abundancia de líticos ha llevado a algunos autores (Schmincke *et al.*, 1999) a postular que su origen fue la brusca despresurización de un sistema hidrotermal emplazado sobre una cámara magmática activa (a alta temperatura) en la zona central del Edificio Cañadas. La causa de esta despresurización se atribuye al deslizamiento gravitacional masivo que dio lugar a la actual caldera. La gigantesca explosión resultante, que tenía una componente horizontal o lateral muy acusada (*blast*) fragmentó las rocas que formaban el techo del reservorio, y también parte del mismo, a juzgar por la ubicua presencia de los fragmentos comagmáticos de sienita fresca, así como la ocasional de fragmentos juveniles, ligeramente vítreos y pumíticos, de fonolitas muy porfídicas.

Los flujos piroclásticos resultantes de la explosión, muy turbulentos, se expandieron radial y concéntricamente por toda la isla desde su zona central, en lo que debió ser una catástrofe ecológica de considerables efectos para su flora y fauna. La capa basal del depósito suele mostrar cierta estratificación, mientras que el cuerpo principal, no siempre presente, es más potente y masivo, aunque siempre muestra gradación inversa.

En esta parada también se puede observar parte de la pared de cabecera del Valle de La Orotava, para lo que se deberá regresar a la carretera TF-24. Inmediatamente al este del punto de observación, dicho eskarpe se muestra como un talud rectilíneo, que en el subsuelo, como se observa en las galerías que acceden a él desde el fondo del valle a cotas más bajas, se prolonga dentro de los materiales previos al deslizamiento en una falla normal, en la que ambos

bloques permanecen en contacto. Esto sugiere que los movimientos gravitacionales con origen en la cabecera del valle, especialmente en su zona central, pudieron iniciarse como deslizamientos rotacionales, en los que una parte proximal de la masa deslizada se movió de forma limitada a favor de planos de cizalla, sin llegar a fragmentarse completamente y desplazarse hacia el mar en forma de avalanchas rocosas. Además, bajo las instalaciones del Observatorio de Izaña, el escarpe de cabecera del valle se incurva y sufre un cambio de dirección de 90°, para dirigirse al sur. Esta cuestión se tratará en la primera parada del segundo itinerario (parada 4).

La descompresión inducida por el deslizamiento favoreció la reanudación del volcanismo basáltico en el segmento del eje estructural de la Dorsal NE comprendido dentro de la depresión, en zona de cabecera, donde creció un nuevo edificio volcánico, cuya expresión superficial es la alineación NE-SO de conos que se observa desde este punto hasta la Caldera de las Cañadas (Fig. 9).

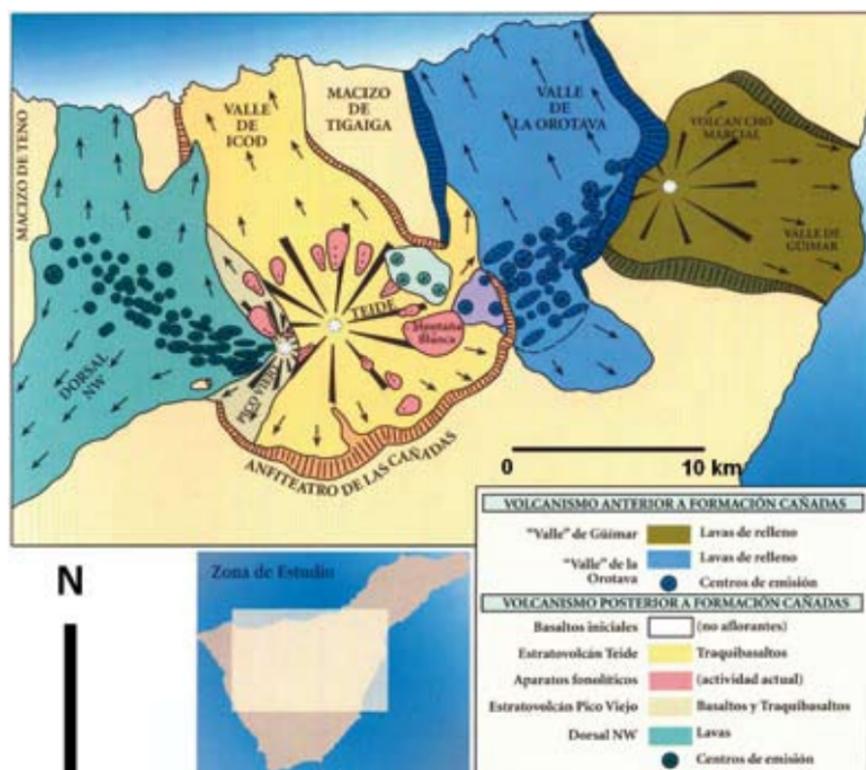


Figura 9. Esquema geológico de la zona central de Tenerife. Se observa la alineación NE-SO de conos volcánicos que creció en la zona de cabecera del Valle de la Orotava posteriormente a su formación (Navarro, 2000).

Itinerario II

Este itinerario discurre por entero en el interior del Valle de la Orotava.

Parada 4

Mirador de la Montaña de las Arenas

Indicaciones: Desde el Puerto de la Cruz, se toma la carretera TF-312 a La Orotava por Las Arenas. En la rotonda de Las Arenas, junto a la estación de servicio, se cambia de sentido y se regresa por la misma carretera. A unos 50 m de la rotonda, frente a la estación de servicio, sale un ancho camino asfaltado a la derecha. Se asciende por él hasta el mirador del Hotel Las Águilas, situado sobre un cono volcánico, la Montaña de la Horca o de las Arenas, de edad muy reciente. Desde él, si el tiempo está despejado, hay una excelente vista frontal del Valle de la Orotava, en sentido mar-cumbre. Aunque esta parada se ha incluido como la primera del itinerario por motivos de orden en la explicación geológica, para obtener buenas fotos desde este mirador, el mejor momento de visita es por la tarde.

El Valle de la Orotava es una depresión abierta al mar de unos 9 km de anchura media, de fondo más o menos plano e inclinado hacia la costa, que desciende desde los 2.400 m del Observatorio de Izaña hasta la costa, con una pendiente media de 10°. Está limitada lateralmente por escarpes perpendiculares al litoral, de gran desnivel y acusadamente rectilíneos. Denominadas Pared de La Resbala-Aguamansa (al este) y Pared de Tigaiga (al oeste), miden unos 7 km de longitud, y alcanzan alturas de hasta 500 m. La cabecera de la depresión es también muy escarpada en la porción oriental, y de tendencia rectilínea, aunque, como se vio en la parada 3 del primer itinerario, de forma más irregular.

Destaca en la zona central del fondo de la depresión una banda transversal en forma de rampa o escalón con pendientes que superan los 20° (Figs. 10 y 11). En el subsuelo, la rampa demuestra ser un escarpe vertical, con coluviones, piedemontes y grandes bloques desprendidos depositados en su base, que se disponen con ángulos de reposo de unos 45-50°. Este escarpe pudo corresponder a la cabecera de un primer deslizamiento, que afectaría a la parte sumergida del flanco y a la parte inferior de su zona emergida. Los depósitos de este primer deslizamiento no han sido perforados por los pozos y galerías del valle, aunque quizá sí por algún sondeo profundo de su zona costera oriental, al hallarse su techo bastante por debajo del nivel del mar.



Figura 10. Vista frontal del Valle de la Orotava desde la Montaña de las Arenas.

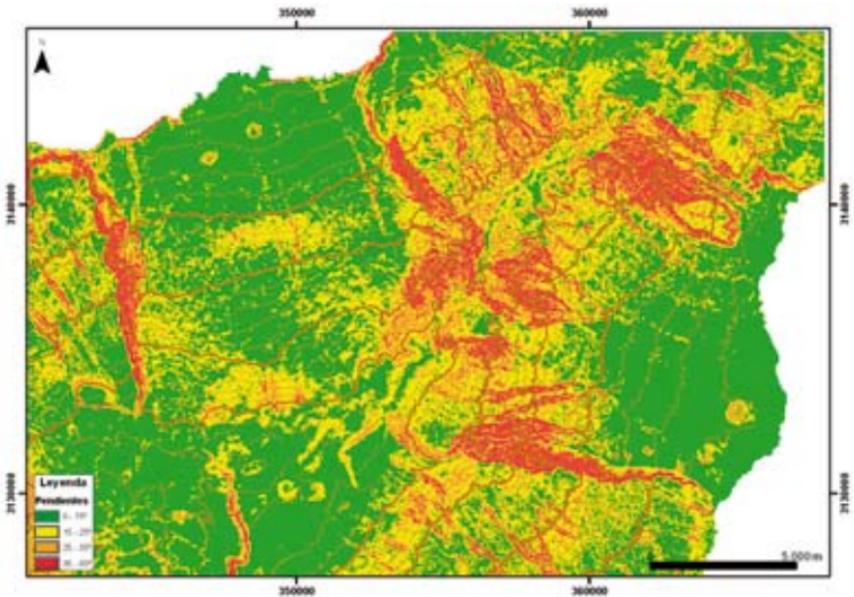


Figura 11. Mapa de pendientes del Valle de la Orotava y el Valle de Güímar (Ferrer et al., 2007).

Sobre los piedemontes, disectando los materiales de ese antiguo acantilado, aparecen en el subsuelo depósitos de avalanchas rocosas cuya zona de cabecera parece situarse más arriba, en el escarpe que constituye la actual línea de cumbres. Estos depósitos, que forman el “mortalón”, están presentes en la gran mayoría de las captaciones profundas (pozos y galerías) emboquilladas en la porción inferior y media del valle, entre la cota 0 y la 1.300 aproximadamente. Corresponderían a una segunda generación de deslizamientos, exclusivamente subaéreos en lo que se refiere a su zona de rotura, que destruyeron la porción superior del flanco emergido. Aunque en algunas galerías han podido diferenciarse hasta dos de estas unidades de avalancha, no resulta posible establecer con exactitud el número total ni la extensión lateral de cada una de ellas. La morfología de la depresión y de su cabecera, permite, sin embargo, suponer al menos tres: una que correspondería a su zona oriental,

otra a la zona central, y una tercera más grande en el sector occidental, donde el escarpe de cabecera, como ya se explicó en la parada 3 del itinerario anterior, sufre una indentación bajo el vértice Izaña y se retira hacia el sur. El volumen de estos deslizamientos sería muy grande, del orden de varias decenas de kilómetros cúbicos.

En el sector más occidental de cumbres del valle destaca también una prominente abertura, el Portillo de la Villa (ver figura 10). Esta abertura parece haberse originado por un deslizamiento perteneciente a una tercera y última fase de movimientos gravitacionales, algo más pequeños que los anteriores, que afectaron al relieve volcánico edificado por la reanudación de la actividad de la Dorsal NE, dentro de la depresión originada por la primera y segunda generación de deslizamientos.

Esta secuencia de varios deslizamientos sucesivos en la formación del Valle de La Orotava, y posiblemente también en el de Güímar, cuyos depósitos de avalancha rocosa son muy similares, deducida a partir de los datos geológicos del subsuelo, es coherente con lo que parece indicar la sedimentología de las turbiditas de la llanura abisal de Madeira, a unos 500 km al norte de Canarias. Estas turbiditas, que se han relacionado con el emplazamiento submarino de los materiales originados en deslizamientos concretos de los flancos insulares de Canarias (Las Cañadas en Tenerife, El Golfo en El Hierro, etc.); muestran numerosas sub-unidades de flujo apiladas dentro de cada capa turbidítica individual (Wynn y Masson, 2003).

Por otro lado, este marco evolutivo deducido de los datos geológicos está siendo contrastado en la actualidad con los resultados de los análisis de estabilidad a gran escala que se están aplicando, dentro del proyecto denominado “Peligrosidad de los grandes deslizamientos en masa de la isla de Tenerife” (GRANDETEN), a un modelo geomecánico detallado del flanco insular (Ferrer *et al.*, 2007).

Parada 5

Mirador del Lance

Indicaciones: Esta parada es complementaria de la anterior, y permite obtener una buena vista de conjunto del Valle de la Orotava, especialmente de su zona costera. Para acceder al mirador, desde la rotonda de Las Arenas se toma a la derecha en dirección a Los Realejos. En la siguiente rotonda se toma la autopista TF-5 y se abandona en la salida de Los Realejos. Una vez en el pueblo, se sube por la Avenida de Canarias y por la Avenida Tres de Mayo hasta la Plaza Viera y Clavijo, se rodea la plaza y la iglesia de Santiago Apóstol por la derecha y se continúa hasta el cruce con la Carretera TF-342 a Icod el Alto. Al mirador se accede por dicha carretera, tras recorrer 5,1 km desde el cruce. De camino al mirador, en su ascenso por la Pared de Tigaiga, la ruta atraviesa el circo de avalancha rocosa del Caserío de la Azadilla Alta y los depósitos originados en esa cicatriz de deslizamiento. De nuevo, el mejor momento del día para obtener fotos en esta parada es por la tarde.

En la base del acantilado costero que forma la costa occidental del valle, desde la Punta del Guindaste, la más cercana al mirador, hasta la Playa de los Roques (situada bajo un gran edificio camuflado en tonos azules, el Hotel Maritim) aflora una formación brechoide, que ha sido interpretada por algunos autores como originada por flujos acusosos con gran concentración de sólidos (flujos de derrubios o *debris-flow*), y por otros como el resultado de avalanchas rocosas. Sin embargo, la posición superficial de estos depósitos de avalancha, de hecho el único “mortalón” aflorante en el Valle de La Orotava, llevó a algunos de los partidarios de la última opción a considerar que provenían de deslizamientos menores en la pared de Tigaiga, en concreto del circo de La Azadilla Alta, que se halla justo al sur del mirador, y de otros más antiguos y erosionados, situados más arriba en la misma pared.

No obstante, si se considera la morfología y la pendiente del sustrato sobre el que tales avalanchas tuvieron que desplazarse, la extensión lateral del afloramiento, cuyo límite oriental se halla a 4 km al NE de los circos, se muestra a simple vista demasiado amplia para que puedan proceder de la Pared de Tigaiga. De hecho, los derrubios más recientes procedentes de esos circos forman solo los lóbulos de avalancha que se disponen entre la base de dicha pared, al pie del mirador, y el Barranco de Palo Blanco o de Godínez, cuya traza viene marcada por una larga fila de casas y edificios que parte desde el núcleo de Los Realejos hacia la costa.

Gracias a observaciones recientes realizadas en las galerías del sector occidental del valle, se ha conseguido identificar en el subsuelo un depósito de avalancha rocosa, cuya litología y estructura coinciden con las de la brecha costera. Dicha unidad, a la que deno-

minaremos “Mortalón Occidental del Valle de la Orotava” (MOVO), aparece estratificada entre las lavas y piroclastos que forman el relleno de la depresión, en una posición mucho más superficial que la que ocupan otros depósitos de avalancha rocosa más profundos observados en esas mismas captaciones. Parece formar una capa continua de unos 2 km de anchura, cuya extensión lateral está comprendida entre la pared de Tigaiga al oeste, y una línea subparalela a dicha pared al este, que uniría la Playa de los Roques al norte con la Montaña del Alto, el collado oriental de la abertura de El Portillo, al sur. En las galerías, muestra un espesor de entre 65 y 150 m, aunque el original debió ser mayor porque el techo muestra siempre un cierto grado de erosión. Se identifica en galerías emboquilladas desde la cota 15 m, directamente en la formación brechoide que aflora en la costa, hasta la cota 1.250 m, y también en algunos sondeos profundos perforados en la zona costera occidental del valle, inclusive un sondeo de investigación hidrogeológica ejecutado por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) en 1980, donde muestra un espesor muy similar al máximo observado en galerías. Según estos números, la extensión del depósito en tierra es de un mínimo de 20 km², y su volumen, considerando una potencia media de 100m, es de 2 km³. La extensión y volumen de la parte submarina se desconoce. En la actual línea de costa, su base se dispone a 100 m o más por debajo del nivel del mar.

Este depósito de avalancha rocosa se interpreta como originado por un deslizamiento gravitacional de tercera generación que afectó tanto al extremo occidental del espolón volcánico producto de la reanudación de las erupciones basálticas de la Dorsal NE, como probablemente también al flanco oriental de un estratovolcán sálico, que se disponía sobre el anterior en la zona nororiental de Las Cañadas, antes de la formación de la caldera del mismo nombre. Como ya se ha indicado, la abertura de El Portillo de la Villa pudo ser resultado de este deslizamiento.

Las siguientes dos paradas se destinarán a la observación y descripción de los depósitos de esta avalancha rocosa, la más grande de las que forman la tercera y última generación de movimientos en el Valle de la Orotava, y de las avalanchas de la Pared de Tigaiga.

Parada 6

Mirador de San Pedro-Punta del Guindaste-Rambla de Castro-Playa de Castro-Playa de la Fajana

Indicaciones: Más que una parada, se propone un itinerario a pie de un par de horas de duración por la costa occidental del Valle de la Orotava, un paraje de notable interés natural, para observar las características morfológicas y sedimentológicas de los depósitos de avalanchas rocosas descritas en la parada anterior. Si no se desea completar esta parada, dichas características, bastante similares a las que presentan el resto de los depósitos de avalancha rocosa del valle, no aflorantes en superficie, pueden observarse también en la siguiente y última parada de este itinerario, que es mucho más corta. Para acceder al Mirador de San Pedro, se regresa por la misma carretera TF-232 desde el Mirador del Lance hasta Los Realejos, se desciende hasta el cruce de la autopista TF-5 y se toma a la izquierda por la carretera TF-5, continuación de la anterior, en dirección Icod. Después de atravesar el Barranco de Godínez y un túnel en la carretera, se accede al aparcamiento del mirador, situado a unos 1.900 m de la incorporación a la misma.

La Rambla de Castro es un abanico aluvial desarrollado en la zona de desembocadura de los barrancos de Castro y de Godínez, sobre una antigua plataforma de abrasión marina excavada en los depósitos del MOVO y de las avalanchas rocosas procedentes de la Pared de Tigaiga. La plataforma sufrió posteriormente una elevación sobre el nivel del mar.

Se toma el camino a pie que parte junto a una pequeña edificación unos metros antes de la plataforma situada frente al restaurante del mirador. Tras descender un trecho y hacer una curva a la izquierda, se continúa por el camino, sin desviarse a la derecha, hasta encontrar un camino asfaltado que se dirige hacia la costa entre fincas de plataneras. Se continúa por él hasta llegar a una urbanización al borde del mar y sin desviarse a la derecha se toma el camino que bordea la costa y se inicia con una rampa empedrada. Desde ese punto se da vista a la Punta del Guindaste.

En la base del cantil costero de la Punta del Guindaste se observan materiales de avalancha rocosa, que consisten en brechas poligénicas con grandes bloques de lavas masivas englobados en una matriz oscura de gran compacidad y resistencia, y carácter impermeable. El techo plano de estos depósitos corresponde a la antigua plataforma de abrasión antes citada, sobre la que se disponen los sedimentos recientes del abanico aluvial.

Se continúa por el camino en dirección este, hasta que se alcanza un gran caserón amarillo, la Casona de Castro. Desde aquí, se toma alguno de los caminos que se dirigen cruzando el palmeral

a la Playa de Castro, en la desembocadura de la barranquera que discurre inmediatamente al este del caserón. En la base de los acantilados que limitan esta playa afloran las brechas de avalancha.

En el acantilado al este de la playa (Fig. 12), denominado Punta del Camello, los depósitos presentan un aspecto en bandas o parches de color difusos, que indican la presencia de megabloques muy fragmentados, intensamente deformados y desagregados por la inyección clástica de la matriz. También aparecen planos netos de cizalla que afectan tanto a los clastos como a la matriz. Algunos de estos planos presentan fuertes buzamientos, pero otros son más tendidos y asemejan estructuras compresionales tipo rampa. Es posible que estas estructuras se desarrollaran por la compresión de la avalancha al sufrir una desaceleración en la zona costera, de menor pendiente, en un estadio ya algo distal y deflacionario del flujo.



Figura 12. Acantilado de la Punta del Camello, al E de la Playa de Castro. Los depósitos de avalancha rocosa forman la base del mismo.

Otras estructuras presentes son grandes clastos con fragmentación en puzzle (*jig-saw*), y clastos muy estirados en la dirección del flujo, que parecen ser más abundantes en el tramo inferior del afloramiento (Fig. 13). La presencia de estos clastos no parece compatible con un movimiento en bloque (*plug-flow*) de la masa principal del depósito, ya que indica altas tasas de cizallamiento y deformación internas.

El techo de la unidad es una superficie erosiva más o menos plana y horizontal, que corresponde a la plataforma de abrasión marina levantada que se ha citado previamente. Sobre ella, en el

cantil oriental de la playa se disponen conglomerados y arenas de una playa fósil, situada a unos 15 m sobre el actual nivel del mar, cineritas sálicas y aluviones y coluviones del abanico de La Rambla de Castro.

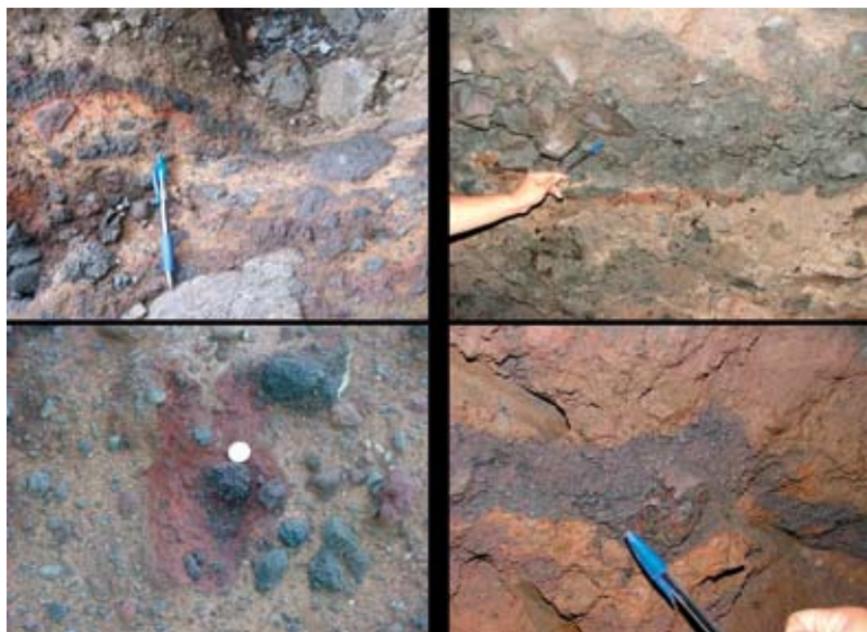


Figura 13. Estructuras internas en los depósitos del MOVO. Las dos fotos de la columna izquierda corresponden al afloramiento costero de esta unidad; las dos de la derecha se obtuvieron en galerías.

Debido a la gran similitud sedimentológica y el carácter poligénico y heterogéneo de estas formaciones, los depósitos de avalancha localizados entre la Punta del Guindaste y la Punta del Camello no han podido ser asignados con total seguridad al MOVO, ya que podrían proceder de las avalanchas más antiguas de la Pared de Tigaiga. A falta de datos más concluyentes, para observar depósitos que, por su posición de afloramiento, pertenecen claramente a la primera unidad citada, hay que desplazarse hasta la Playa de la Fajana.

Se asciende de nuevo hasta la Rambla de Castro y se toma el camino que cruza la Punta del Camello, sobre el pequeño fortín asomado a su borde, y desciende después hasta la elevación de agua de La Fajana al otro lado. Una vez en la playa, de callao muy grueso, se camina por ella hasta su extremo este.

En la base del acantilado situado tras la playa afloran las brechas de avalancha del MOVO, formando la antigua plataforma de abrasión levantada. Sobre ella se disponen potentes depósitos claros de flujos de derrubios (*debris-flow*), Éstos últimos también están constituidos por brechas muy gruesas, aunque no muestran las estructuras de deformación y fragmentación mecánica propias

de las anteriores. El contacto entre ambas unidades, una paraconformidad que corresponde al techo erosivo y subhorizontal de la plataforma de abrasión, está marcado en algunos puntos por un nivel de origen sedimentario de cantos y bloques subredondeados.

Para regresar al Mirador de San Pedro, se asciende por la pista empedrada que parte al este de la Casona de Castro (a la izquierda de la casa subiendo).

Cerca ya del mirador, pueden observarse los depósitos de avalanchas rocosas más recientes de la Pared de Tigaiga. A diferencia de los anteriores, los megabloques con fracturación en puzzle de estos depósitos, quizá por su carácter más proximal, mantienen una textura abierta. Gracias a ello, conservan cierta permeabilidad, inexistente en los del MOVO.

Parada 7

Playa de Los Roques o del Burgado

Indicaciones: Desde el Mirador de San Pedro, se toma la carretera TF-5 en dirección a Icod, pero se abandona la misma unos 300 m más adelante, en la salida de la Playa del Socorro. Después de hacer el *stop* 80 m más adelante, se gira a la derecha por una vía que cruza bajo la carretera que se acaba de abandonar, y después a la izquierda para incorporarse de nuevo a la TF-5, esta vez en sentido contrario. Se abandona la TF-5 en el cruce de Los Realejos, se hace la rotonda, se cruza el puente sobre la autopista, se hace una nueva rotonda y se toma en ella la salida señalizada TF-320 (La Vera). A unos 200 m de esta segunda rotonda, hay que desviarse a la izquierda por la carretera TF-315 (Puerto de la Cruz por El Toscal-Longueira-Las Dehesas). Se recorren 2,25 km por esa carretera, atravesando el barrio de El Toscal, siempre hacia el este, y se alcanza más adelante un cruce a la izquierda señalizado “Punta Brava”. Se toma dicha carretera y se circula por ella descendiendo 500 m hasta llegar a un nuevo cruce a la izquierda, la entrada al Hotel Maritim. Se continúa por esa calle sin salida, sin desviarse, hasta su final. Desde el aparcamiento situado en ese punto se da vista a la derecha a la Playa de los Roques. Para observar en detalle las características de los depósitos del MOVO, se toma el camino que desciende hasta la playa, o bien se sigue por el que trascurre sobre la misma, en dirección a la punta que se ve tras ella, la Punta de Peje Reyes.



Figura 14. Playa de los Roques. Las brechas del MOVO afloran en el escarpe visible a la izquierda de la fotografía.

La brecha de avalancha rocosa del MOVO, de color claro, aparece en el escarpe situado al sur de la playa (Fig. 14). El escarpe se incurva tierra adentro hacia el oeste, donde los materiales del MOVO están recubiertos por coladas basálticas que descolgaron sobre ellos, disponiéndose subhorizontalmente sobre la plataforma de abrasión antes descrita. Estas coladas basálticas, y otras que fluyeron desde el este, forman los roques situados frente a la playa. La plataforma de abrasión excavada en los depósitos del MOVO no es visible en este punto de la costa frente al cantil, al hallarse sumergida unos pocos metros bajo el nivel del mar, bajo las coladas de los roques; si lo es, por contra, inmediatamente al oeste de la playa, tras la Punta de Peje Reyes. El hecho de que precisamente aquí, en el límite oriental del afloramiento litoral del MOVO, el techo de la unidad muestre la máxima elevación, y no fuera recubierto por los primeros materiales de relleno emplazados tras su formación, que se vieron obligados a flanquearlo por ambos lados, podría deberse a que la avalancha rocosa que lo originó desarrolló en su borde oriental una elevación o cresta longitudinal, es decir un dique lateral o *levée*.

Sobre la brecha del MOVO aflora un potente depósito de *debris-flow*, más moderno, que forma parte de la secuencia de materiales de relleno dispuesta sobre ella. Aunque a primera vista puede confundirse con los depósitos de avalancha, criterios texturales y estratigráficos permiten establecer una clara distinción entre ambos.

