

Parque Nacional del Teide

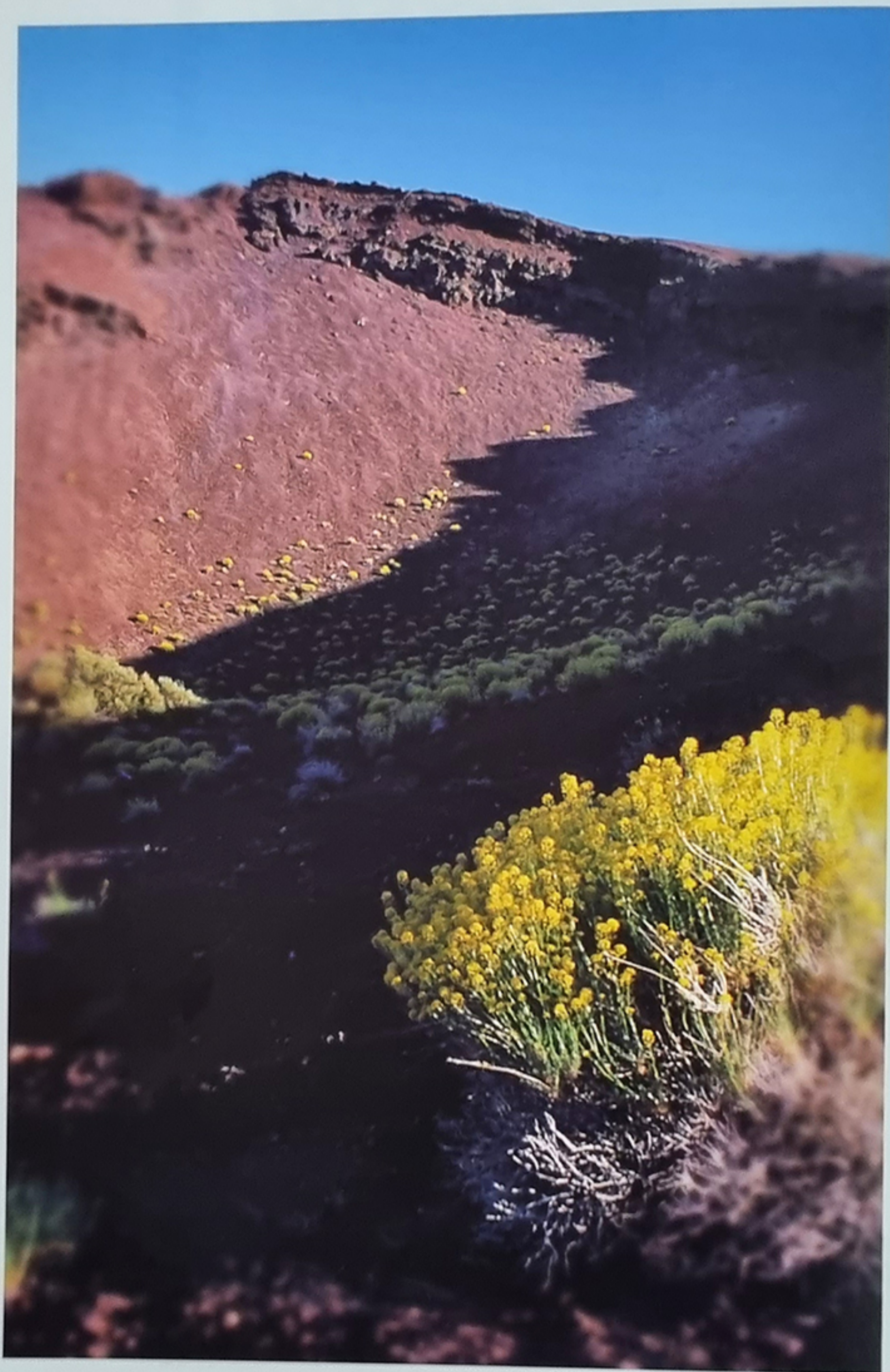


 esfagnos

Geología

José Manuel Navarro Latorre
Geólogo





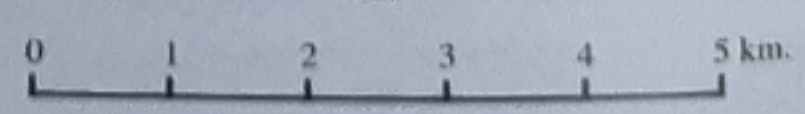
El Parque Nacional del Teide se alza por encima del mar de nubes del alisio húmedo. Las precipitaciones son escasas, el ambiente soleado y las temperaturas, suaves a lo largo del día, descienden mucho durante la noche e incluso bajan de cero grados en los meses invernales. El bosque de pinos termina a los 2.000 metros más o menos y es sustituido por una rala vegetación arbustiva rica en endemismos, adaptada al clima riguroso y a suelos poco o nada desarrollados. En esta atmósfera seca y transparente, la visibilidad es óptima durante la mayor parte del año y se pueden hacer observaciones precisas a gran distancia. Sin suelo ni apenas vegetación, la roca aparece desnuda y se tiene la impresión de estar en el reino de lo puramente mineral.

El elemento geográfico dominante es el Teide, grandioso edificio volcánico que durante largo tiempo fue considerado por los europeos como la montaña más alta del mundo. A su pie se extiende un mar de rocas volcánicas tan jóvenes que los agentes erosivos no han tenido tiempo de retocarlas y su aspecto es el mismo del día en que se formaron; en un espacio de coloración cambiante aparece un extenso catálogo de formas y materiales volcánicos: lavas de todos los tipos y formas imaginables, pómez blanca junto a escorias negras, volcánes de escala reducida o gigantes como el Teide.

Mitad oriental del anfiteatro de Las Cañadas y saliente de los Roques de García, en el cual predominan diques y pitones fonolíticos, que destacan en el relieve por ser más resistentes a la erosión. El interior del anfiteatro es un mar de lavas extremadamente jóvenes.




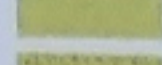



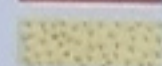



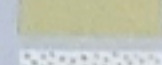




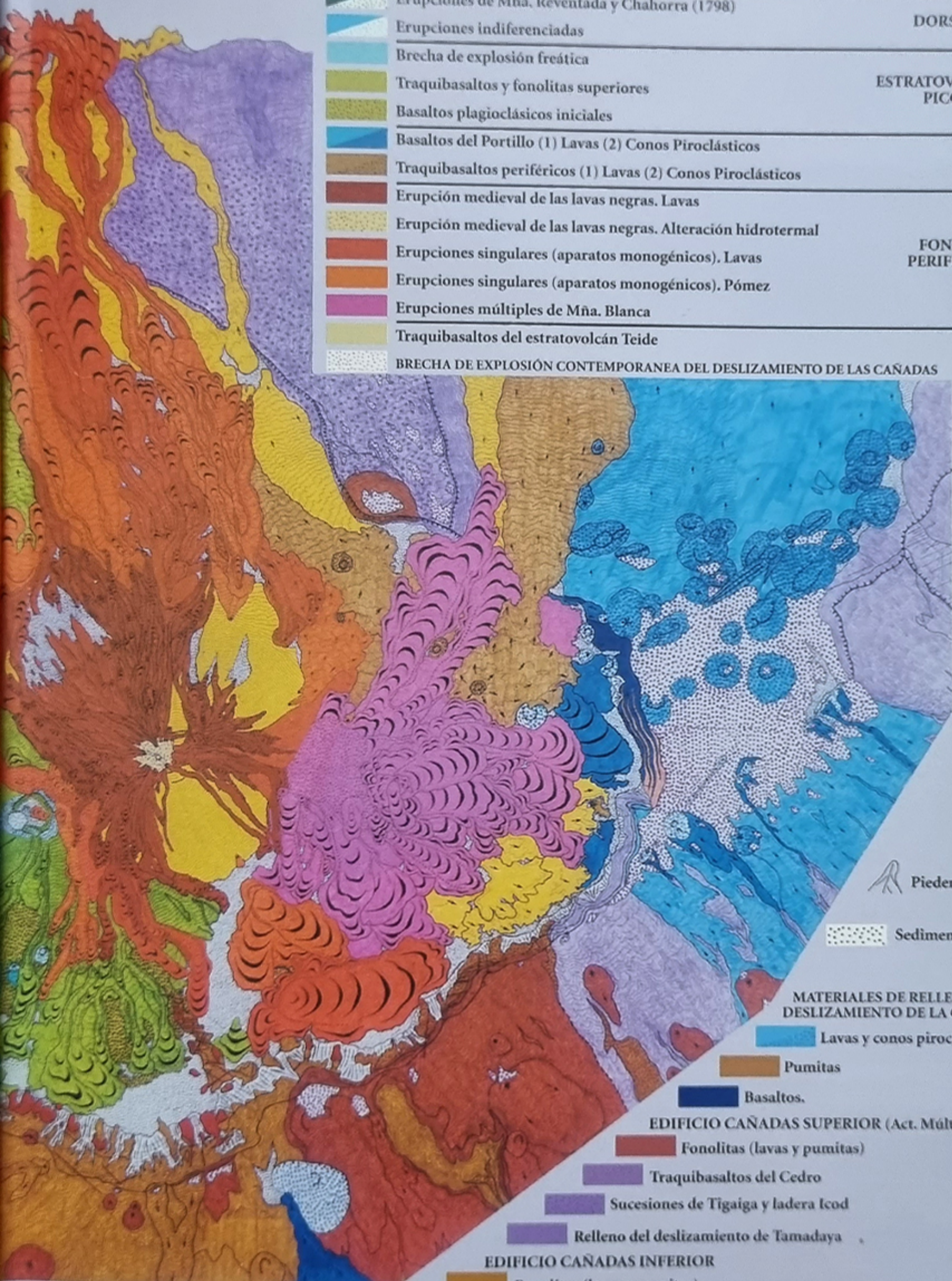
M A P A G E O L Ó G I C O D E L T E I D E





José Manuel Navarro Latorre

MATERIALES POSTERIORES AL DESLIZAMIENTO DE LAS CAÑADAS


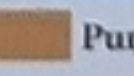
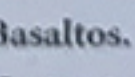
-  Erupciones de Mña, Reventada y Chahorra (1798) DORSAL NW
-  Erupciones indiferenciadas
-  Brecha de explosión freática
-  Traquibasaltos y fonolitas superiores ESTRATOVOLCÁN PICO VIEJO
-  Basaltos plagioclásicos iniciales
-  Basaltos del Portillo (1) Lavas (2) Conos Piroclásticos
-  Traquibasaltos periféricos (1) Lavas (2) Conos Piroclásticos
-  Erupción medieval de las lavas negras. Lavas
-  Erupción medieval de las lavas negras. Alteración hidrotermal FONOLITAS PERIFÉRICAS
-  Erupciones singulares (aparatos monogénicos). Lavas
-  Erupciones singulares (aparatos monogénicos). Pómez
-  Erupciones múltiples de Mña. Blanca
-  Traquibasaltos del estratovolcán Teide
-  BRECHA DE EXPLOSIÓN CONTEMPORANEA DEL DESLIZAMIENTO DE LAS CAÑADAS




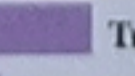
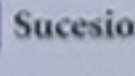
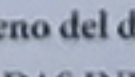
 Piedemontes

 Sedimentos


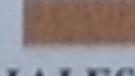
MATERIALES DE RELLENO DEL DESLIZAMIENTO DE LA OROTAV.


-  Lavas y conos piroclásticos
-  Pumitas
-  Basaltos.

EDIFICIO CAÑADAS SUPERIOR (Act. Múltiple)

-  Fonolitas (lavas y pumitas)
-  Traquibasaltos del Cedro
-  Sucesiones de Tigaiga y ladera Icod
-  Relleno del deslizamiento de Tamadaya

EDIFICIO CAÑADAS INFERIOR

-  Fonolitas (lavas y pumitas)
-  Basaltos y Traquibasaltos

 Pitones y diques múltiples

MATERIALES ANTERIORES AL DESLIZAMIENTO DE LAS CAÑADAS



Los terrenos recientes están contenidos en un vasto anfiteatro delimitado por la pared vertical de Las Cañadas, que se prolonga a lo largo de 25 km con alturas de hasta 600 metros. Este infrecuente corte natural es lo que queda de un edificio volcánico que desapareció en parte cuando, hace unos 170.000 años, se formó la depresión de Las Cañadas por un fenómeno geológico extremadamente violento. Como en una disección, el viejo edificio deja ver los detalles de su estructura interna y muestra hasta las raíces, representadas por conductos y chimeneas que alimentaron erupciones pasadas. A la vista se despliegan tres millones de años de agitada historia geológica, con periodos de crecimiento lento y progresivo en que, erupción tras erupción, se fueron apilando lavas y otros materiales volcánicos, y episodios de destrucción durante los cuáles desapareció una parte de lo acumulado.

El parque se prolonga hacia el noroeste y abarca las cabeceras de los "valles" de La Orotava y Güímar, que en realidad son enormes depresiones en forma de herradura abierta hacia el mar. Tras dos siglos de dudas y discusiones, su origen y significado ha quedado definitivamente desvelado cuando, en el último decenio, han comenzado a obtenerse datos sobre la naturaleza de los fondos marinos. Al igual que los "valles", la caldera de Las Cañadas se ha formado, verosíblemente, por un gigantesco deslizamiento en masa. Este tipo de acontecimientos, mucho más frecuentes de lo que se pensaba, no pueden considerarse algo accidental. Son un factor decisivo en el modelado del relieve y modifican hasta tal punto el sistema de alimentación magmática que, fuera de su contexto, no puede entenderse la evolución del volcanismo insular. En consecuencia, antes de abordar la descripción geológica del Parque se relata, a

Montaña Guajara es el relieve más destacado de la Pared de Las Cañadas. Está constituido por dos conjuntos de rocas fonolíticas: la mitad inferior, fuertemente alterada y de coloración oscura, tiene más de 1.4 millones de años, mientras que la mitad superior, de tonos claros y perfil escalonado, fue emitida hace 700-900 mil años.

grandes rasgos, cómo han evolucionado las ideas sobre el origen y significado de estas grandes depresiones, entre las que ya es inevitable incluir a Las Cañadas.

ORIGEN DE ALGUNAS DEPRESIONES ANÓMALAS

Existen en Tenerife algunos grandes "valles", como La Orotava y Güímar (Figura 1), dotados de una morfología muy peculiar que se aparta considerablemente del modelado erosivo habitual: su fondo tiene 7 u 8 kilómetros de anchura y es un

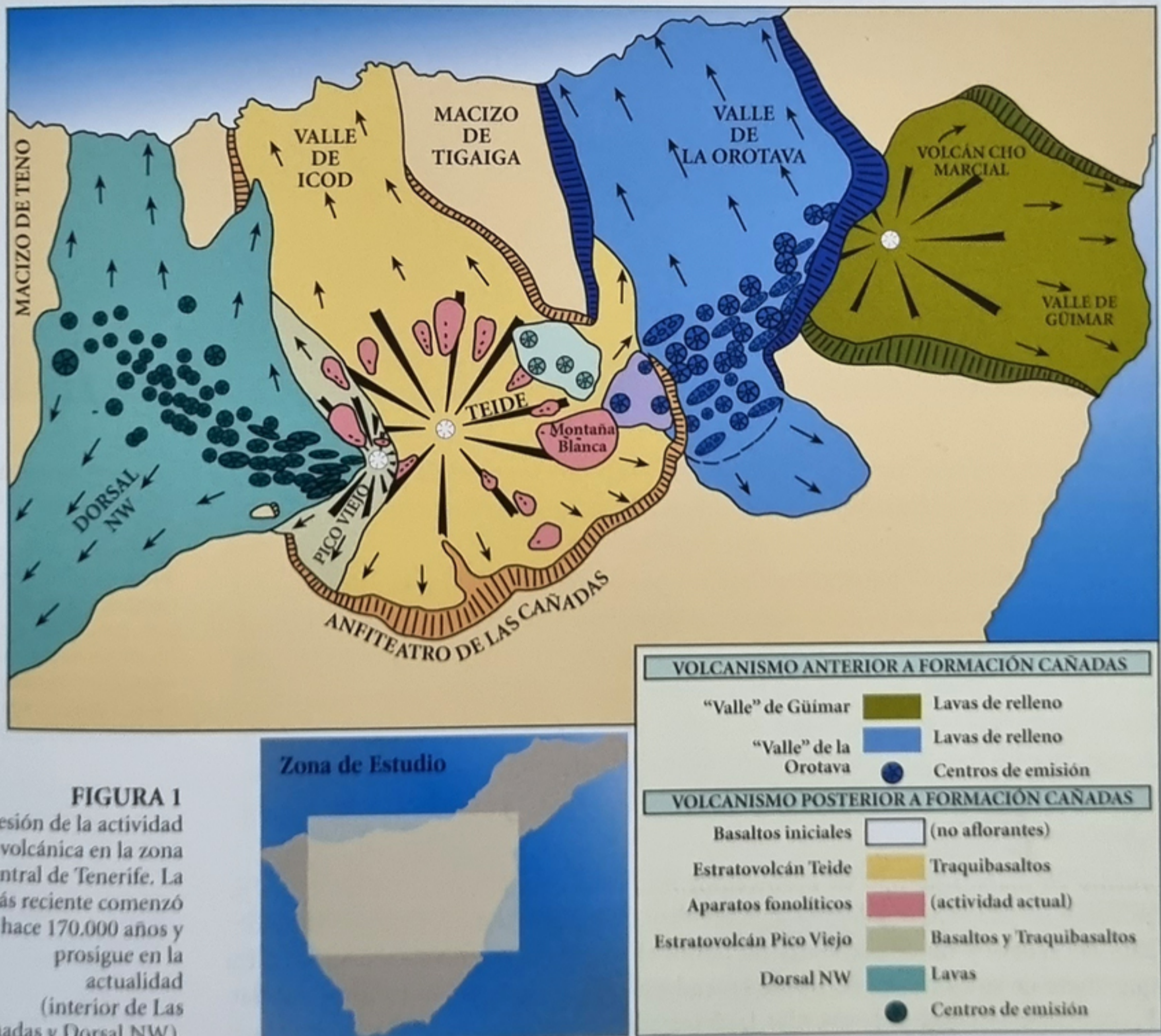


FIGURA 1
Sucesión de la actividad volcánica en la zona central de Tenerife. La más reciente comenzó hace 170.000 años y prosigue en la actualidad (interior de Las Cañadas y Dorsal NW).



plano inclinado suavemente hacia el mar, mientras que las paredes forman bruscos escarpes de traza rectilínea que se van separando progresivamente hacia la cabecera, la cual se dispone como un amplio anfiteatro.

Muy llamativos por tamaño y geometría, para explicarlos han sido invocados los más diversos mecanismos. Para algunos autores han sido **depresiones erosivas** en donde, por debilidad de los materiales, la destrucción ha podido progresar más que en los terrenos contiguos. Otros las han interpretado como **valles intercolinarios**, es decir, franjas que han recibido menos aporte de materiales volcánicos que los dos macizos que los flanquean, los cuáles han tenido por tanto mayor crecimiento. Unos pocos, finalmente, han pensado que se trataba de **zonas de hundimiento vertical**, delimitadas por fallas.

El enigma de estos "valles" comenzó a desvelarse cuando las observaciones de superficie fueron ampliadas con investigaciones del subsuelo, y en este sentido Tenerife ofrece circunstancias excepcionales. La isla, carente de cursos de agua superficiales pero con clima y suelo muy favorables para la agricultura, ha sido perforada desde comienzos de siglo por una infinidad de galerías horizontales que extraen agua

Cúpula de Montaña Rajada, formada por acumulación de aglutinados. Al fondo, tramo de la Pared de Las Cañadas en donde es puesto al descubierto el relleno volcánico del valle de La Orotava (tramo Risco Verde-Portillo de la Figura 9).

subterránea. Con una sección de 2x2 metros que permite la observación directa del subsuelo, centenares de estas perforaciones tienen más de 4 km de longitud y en algunos casos superan los 6 km (Figura 2).

El problema de estas excelentes ventanas de observación al interior es que en ellas reinan condiciones poco saludables: bajos niveles de oxígeno si los terrenos son demasiado compactos, presencia de CO_2 en áreas de volcanismo activo y, con mayor frecuencia de lo deseable, temperaturas de sauna. Para agravar la situación, las cantidades de oxígeno y CO_2 no son constantes, sino que experimentan variaciones tanto a lo largo del día como de un día para otro, por lo que conviene entrar con alguien que conozca bien la galería y sepa cuándo y dónde "se pone mal". Así pues, aun siendo apasionantes por los hallazgos geológicos que deparan, no resulta fácil investigar este tipo de perforaciones y son pocos los geólogos que han realizado trabajos sistemáticos en ellas, siempre en relación con las aguas subterráneas (por ejemplo, Bravo, 1962; Coello, 1973; Navarro y Farrujia, 1989).

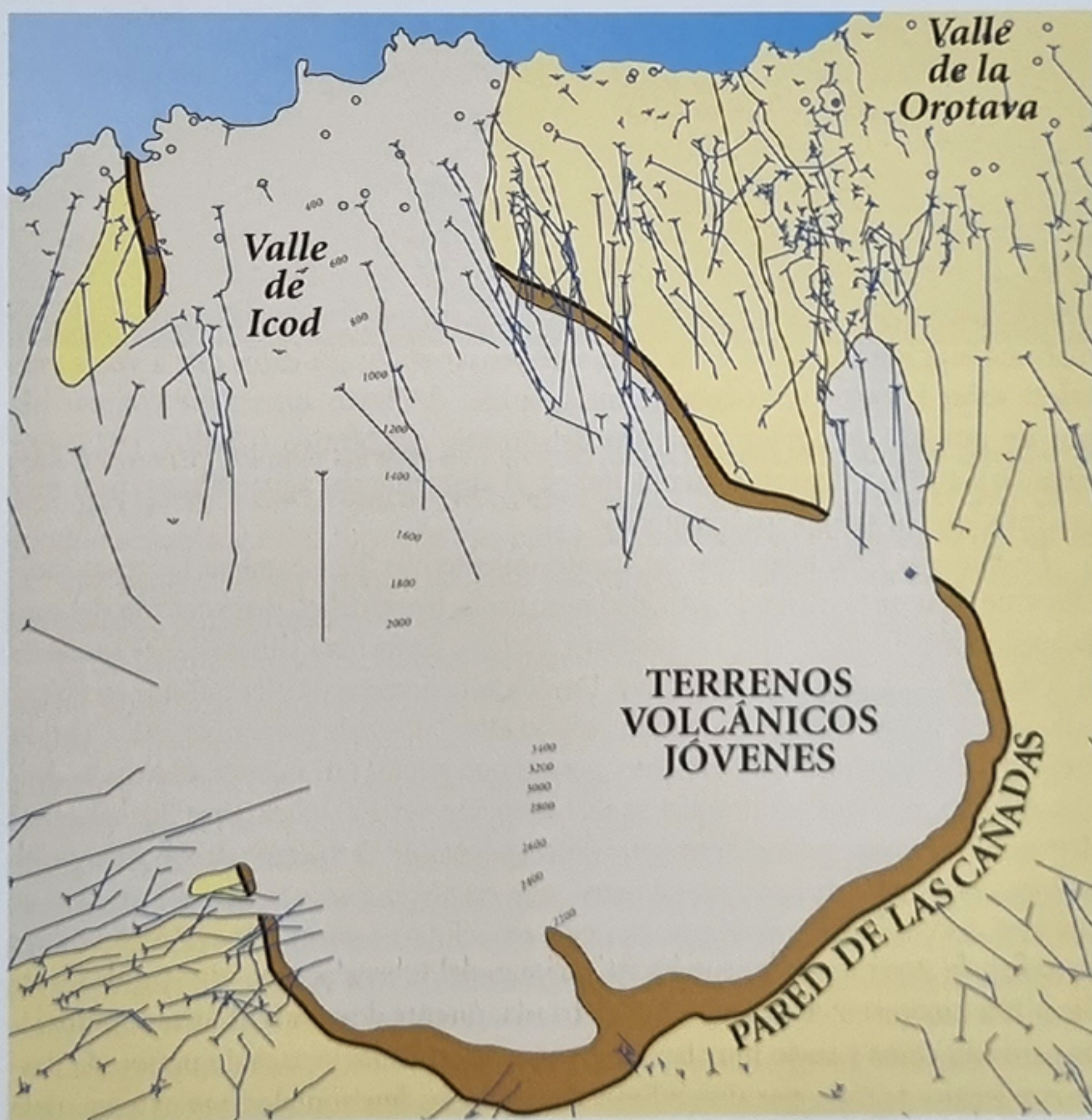


FIGURA 2
Galerías horizontales y pozos verticales perforados para extracción de agua subterránea.

Utilizando las galerías, Telesforo Bravo comprobó a comienzos de los años 60 que las paredes de los "valles" no se correspondían con fallas, así que podían excluirse las hipótesis que implicaban hundimiento, que en esas fechas eran las más aceptadas. Más importante todavía: encontró que, bajo la cubierta de lavas recientes, existía una extensa y potente formación de carácter fragmentario, a la que atribuyó carácter explosivo, que en el argot de los perforadores de galerías es conocida como **mortalón**, tal vez por su semejanza con el mortero de albañilería. Se trata de una brecha caótica formada por fragmentos de roca de todos los tipos y tamaños, englobados en una matriz arcillo-arenosa que se comporta de modo plástico, lo cual dificulta la perforación; dentro de esta masa hay con frecuencia planos de fricción con estrías, y ello indica que la masa ha experimentado desplazamientos y roturas.

La presencia sistemática bajo los valles anómalos de mortalón plástico con estrías de fricción, condujo a Bravo a una conclusión de lógica impecable: cada "valle" se habría formado por **deslizamiento hacia el mar** de una gran masa de la ladera insular, la cual resbalaría sobre la superficie inclinada del mortalón arcilloso, lubricado además por la presencia de agua subterránea.

La hipótesis de Bravo, tan sencilla como coherente, era difícilmente admisible por la comunidad geológica en el momento en que fue formulada (1962). Pensar que masas de tal volumen (más de 100 km³) pudiesen deslizarse en un instante implicaba sacar del armario el viejo fantasma del catastrofismo, ya enterrado por Lyell en el siglo XIX con su Principio del Actualismo, según el cual, procesos como los que operan hoy en día, actuando de modo lento y gradual, pueden ocasionar grandes cambios si se ejercen durante dilatados periodos de tiempo. El Actualismo está tan arraigado en la forma de pensar de los geólogos que a veces prevalece sobre la razón y, en consecuencia, la idea de Bravo apenas fue compartida por un puñado de personas dentro del mundo académico (Coello, 1973, por ejemplo), aunque tuvo más aceptación en el ambiente del agua subterránea, menos influido por prejuicios "científicos".

En mayo de 1980 tuvo lugar un acontecimiento que iba a cambiar las cosas radicalmente. Tras unos meses de actividad precursora (sismicidad, deformación del suelo, explosiones freáticas, etc.), el volcán St. Helens, de forma y dimensiones similares al Teide, entró en erupción en Estados Unidos ante decenas de especialistas en volcanología que aguardaban el momento culminante, tal vez de gran violencia. Cuando éste llegó, fue en efecto muy violento, pero siguió pautas tan inesperadas como desconcertantes. En lugar de producirse una erupción vertical, la cumbre del volcán se derrumbó en masa instantáneamente, desencadenando al mismo tiempo una poderosísima explosión, dirigida lateralmente, que en pocos minutos devastó un área de 600 km². La cumbre derrumbada, por su parte, fluyó en forma de avalancha de escombros -es decir, como una masa de fragmentos de roca sueltos- a velocidades de hasta 270 km/hora y se extendió hasta 60 km del volcán. Estos hechos fueron seguidos de la erupción "normal", con proyección vertical de un penacho eruptivo, formado por gases y pómez, que alcanzó más de 20 km de altura. Cuando unas horas des-



Flanco NW de Pico Viejo, afectado por innumerables erupciones fisurales de carácter basáltico o traquíbasáltico, entre ellas la de 1798 (mancha oscura a la derecha). El resultado de esta actividad (acumulación de conos de escorias) contrasta con el aparato fonolítico de Roques Blancos (bajo el gran cráter y a la izquierda), que en una sola erupción derramó 3 Km³ de lavas muy viscosas que llegan hasta el mar cerca de Icod.

pués todo terminó, ante los ojos de los observadores apareció la imagen asombrosa de lo que quedaba del volcán: los 400 metros superiores habían desaparecido y en la porción restante se había formado una profunda depresión en forma de herradura de 2x3 km, delimitada por paredes de hasta 700 metros. En total habían desaparecido 3 km³ de roca, transformados en la masa de escombros de la avalancha.

El deslizamiento del St. Helens sorprendió a los volcanólogos, pero sirvió para iniciar un movimiento de revisión sobre el origen de las depresiones abiertas que con tanta frecuencia se encuentran en los terrenos volcánicos, y a las que, tradicionalmente, se les había asignado otro origen. En Tenerife, en concreto, resultaba evidente que la forma en herradura de los valles de La Orotava y Güímar era muy similar a la depresión del St. Helens, de modo que la tesis anticipada de Bravo dejaba de pertenecer al mundo de la fantasía. Pero no sólo eso: el depósito resultante de la avalancha era una masa caótica formada por fragmentos de roca de todos los tamaños que, para el que ha visto ambos materiales, resulta enteramente similar al mortalón de Tenerife.

Con estos antecedentes y nuevos datos de las galerías, considerablemente más largas que en los años 60, Navarro y Coello (1989) modificaron ligeramente el es-

quema de Bravo, postulando que el mortalón no era la causa del deslizamiento sino la consecuencia, es decir, la parte de la avalancha rocosa que había quedado sobre el plano de rotura, que es un tajo limpio visible en ciertas galerías; el resto, naturalmente, habría ido a parar al mar, aun cuando no hubiera constancia de ello por falta de información del fondo oceánico.

Según estos autores, los deslizamientos en masa de La Orotava y Güímar habían decapitado parcialmente, y en distintos momentos, un gran edificio volcánico que había alcanzado una altura crítica (estratovolcán Arafo, Figura 3). En cada caso, la descompresión inducida por la desaparición de más de mil metros de roca, facilitó el ascenso del magma estacionado en algún nivel profundo del subsuelo, y al deslizamiento siguió un periodo de intenso volcanismo durante el cual se rellenó en parte la depresión generada por aquel. Con este modelo, los "valles" dejaban de ser simples elementos morfológicos o accidentes del relieve y pasaban a intervenir en el proceso volcánico, ya que, como al magma le resulta más fácil abrirse paso hasta el fondo de la nueva depresión, las zonas contiguas quedan desactivadas.

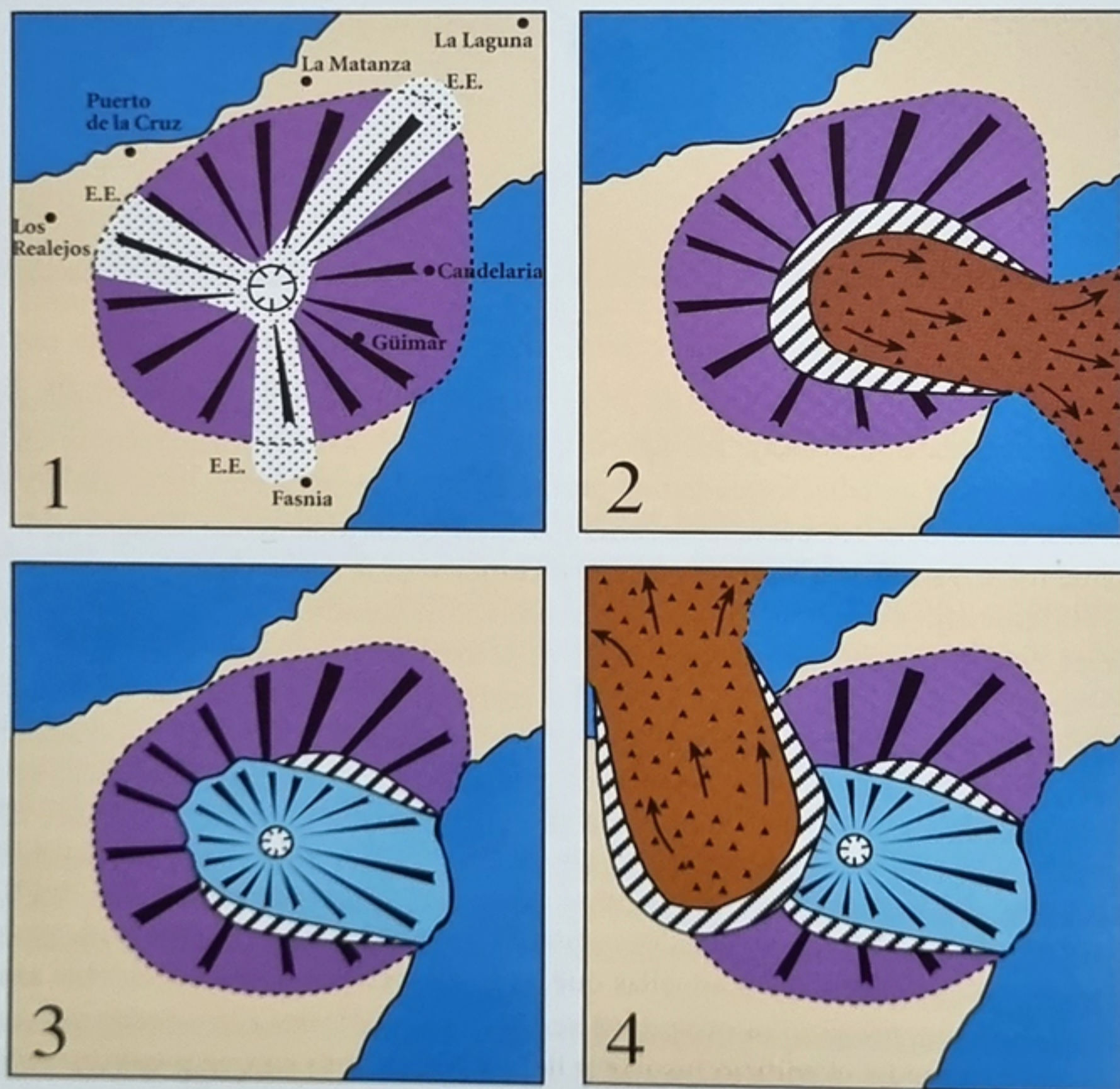


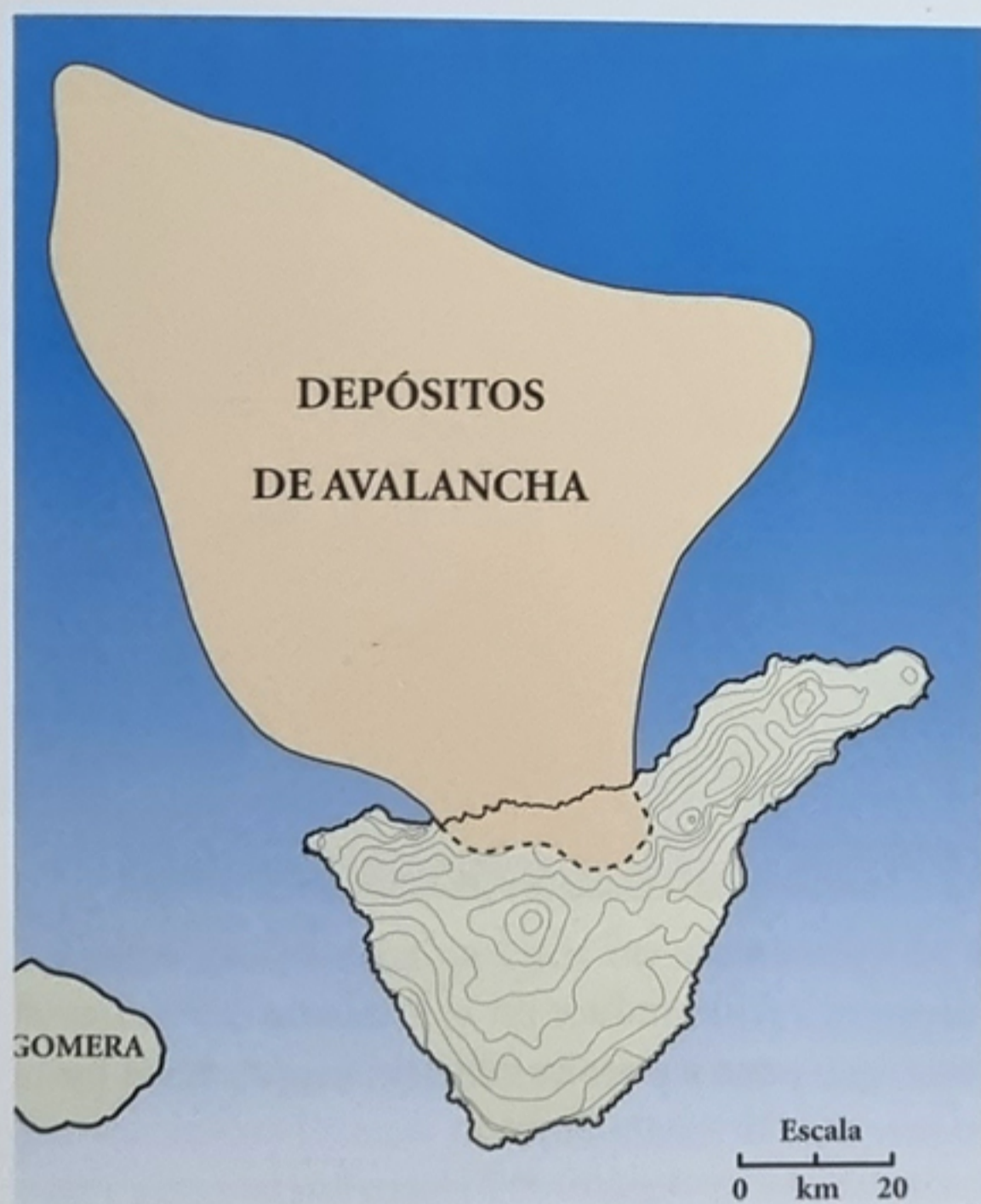
FIGURA 3

Origen de los valles de Güímar y La Orotava.
 1 Estratovolcán Arafo: crece excesivamente en altura y sobrepasa el límite de estabilidad.
 2 Formación del "valle" de Güímar por deslizamiento en masa y avalancha de rocas.
 3 Fase de volcanismo intenso (estratovolcán Cho Marcial) que inunda parcialmente la depresión.
 4 Nueva desestabilización y formación del "valle" de La Orotava por deslizamiento en masa; el volcanismo (no representado) se traslada a esta nueva depresión y deja desactivado el "Valle" de Güímar.

Aunque poco a poco fue aumentando el número de investigadores que pasaron a considerar en serio este proceso (por ejemplo, Ancochea et al. 1990), hubo que esperar a que se estudiaran los fondos marinos para que la intuición de Telesforo Bravo fuera aceptada definitivamente. En Tenerife, los primeros datos fueron proporcionados por un grupo británico (Watts and Masson, 1995) y revelaron que al norte de de la Isla, entre las prolongaciones submarinas de los macizos antiguos de Anaga y Teno, existe una vasta extensión de materiales fragmentarios que presentan la morfología característica de los **depósitos de avalancha** (Fig. 4). Según los autores, esta acumulación procedía del deslizamiento de la porción emergida de la Isla, con varios episodios de derrumbamiento en masa que totalizaban el prodigioso volumen de más de 1000 km³. Posteriormente, un grupo español (Teide Group, 1997) confirmó esta interpretación de los fondos marinos del Norte e investigó los del Sur, encontrando también depósitos similares en relación con el valle de Güímar.

FIGURA 4

La primera investigación de los fondos oceánicos realizada en Tenerife (WATTS and MASSON, 1995) descubrió una extensión de 5.000 km² con la morfología característica de los depósitos de avalancha. Esta enorme masa (más de 1.000 km³) no podía ser otra cosa que el resultado de episodios de deslizamiento en masa que han afectado a la porción emergida de la Isla durante su historia geológica.



con varios episodios de derrumbamiento en masa que totalizaban el prodigioso volumen de más de 1000 km³. Posteriormente, un grupo español (Teide Group, 1997) confirmó esta interpretación de los fondos marinos del Norte e investigó los del Sur, encontrando también depósitos similares en relación con el valle de Güímar.

Había aparecido, por tanto, la prolongación submarina de los mortales del interior de Tenerife, disipando las pocas dudas que pudieran quedar sobre el origen de los "valles", pero se había creado un problema aún mayor, ya que, tanto en el norte como en el sur, el volumen de materiales

de avalancha es muy superior al que puede haberse generado en los episodios de La Orotava y Güímar. ¿De dónde procede el resto?.

Las últimas investigaciones revelan que en Tenerife se han producido no menos de nueve o diez grandes deslizamientos en masa (Fig. 5), y seis de ellos han tenido lugar en los últimos 2 millones de años. Acontecimientos semejantes son comunes en islas volcánicas de todo el mundo, como se está viendo en la última década, pero se dan con más frecuencia en aquellas que, como Tenerife, tienen una elevada tasa de producción de magma. La progresiva acumulación de materiales volcánicos hace crecer excesivamente el edificio insular, y llega un momento en que pierde estabili-

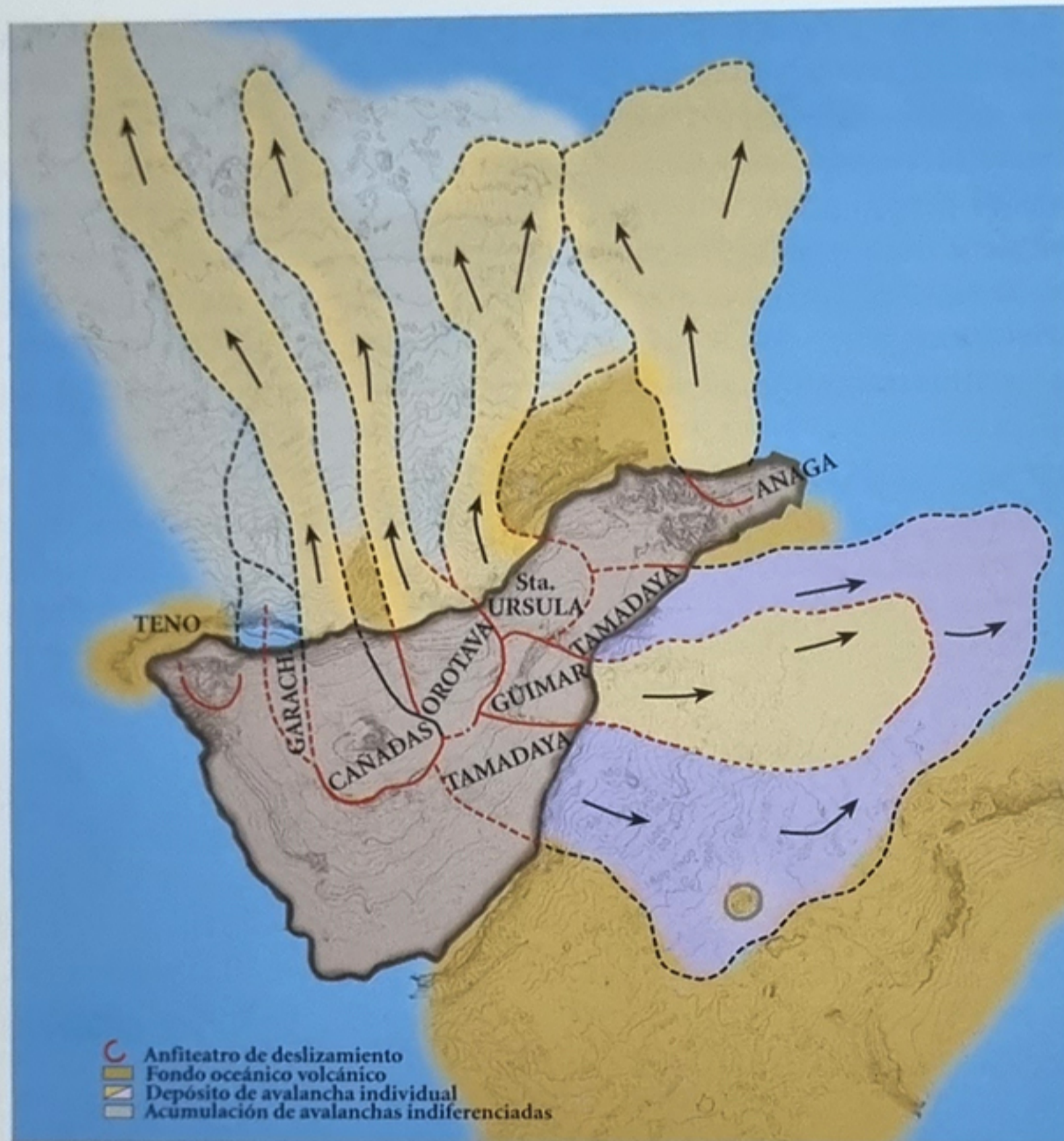


FIGURA 5
 Anfiteatros de deslizamiento (visibles y ocultos) identificados en la porción emergida de Tenerife y depósitos de avalancha individualizados en los fondos marinos. Topografía del fondo oceánico: Teide Group (1997); depósitos de avalancha de Las Cañadas y Anaga tomados de Watts and Masson (en prensa).

dad y se derrumba en parte. La depresurización induce un volcanismo intenso en el interior de la depresión así formada, que poco a poco va rellenándose de lavas hasta que se colmata, y de nuevo se produce otro deslizamiento.

Podría decirse, por tanto, que ciertas islas se rigen por el **efecto Sísifo** y que, una y otra vez -al igual que el personaje del mito condenado eternamente a empujar una roca hasta la cima de una montaña para que, nada más llegar arriba, vuelva a caer hasta el pie- cada fase de crecimiento lento irá seguida inevitablemente de un derrumbamiento, al menos mientras no cese la generación de magma en las profundidades.

UNA DEPRESIÓN CONTROVERTIDA: LAS CAÑADAS

Al contrario de los "valles", cuyo origen ha sido clarificado más allá de toda duda razonable, en el caso de la depresión de Las Cañadas todavía se prolonga la discusión entre los que invocan un origen por **colapso** (hundimiento vertical del techo de una o varias cámaras magmáticas de grandes dimensiones) y el de



Estratovolcán Teide visto desde el Sur, con huellas evidentes de erosión.

aquéllos que se decantan por un mecanismo de **deslizamiento** análogo al de La Orotava y Güímar.

Las discrepancias están causadas por el gran espesor y extensión de los materiales volcánicos jóvenes que inundan e incluso desbordan la depresión (Fig 1). Con este enmascaramiento -y si únicamente se cuenta con los datos de superficie- son admisibles dos configuraciones geométricas: 1) la pared del anfiteatro se continúa por el norte bajo el Edificio Teide y, en consecuencia, es una depresión cerrada, lo cual implicaría inevitablemente un origen por colapso (Fig 6), y 2) el anfiteatro se prolonga hasta el mar por medio de la pared occidental de Tigaiga y el acantilado de Icod, de modo que Las Cañadas sería una depresión abierta, análoga en forma y origen a los valles de deslizamiento.

HIPÓTESIS DE COLAPSO

A priori, esta hipótesis encaja bien en el contexto del Edificio Cañadas, pues, a lo largo de su dilatada historia, ha proyectado un considerable volumen de materiales pumíticos que se acumulan, sobre todo, en las Bandas del Sur de la Isla. Productos

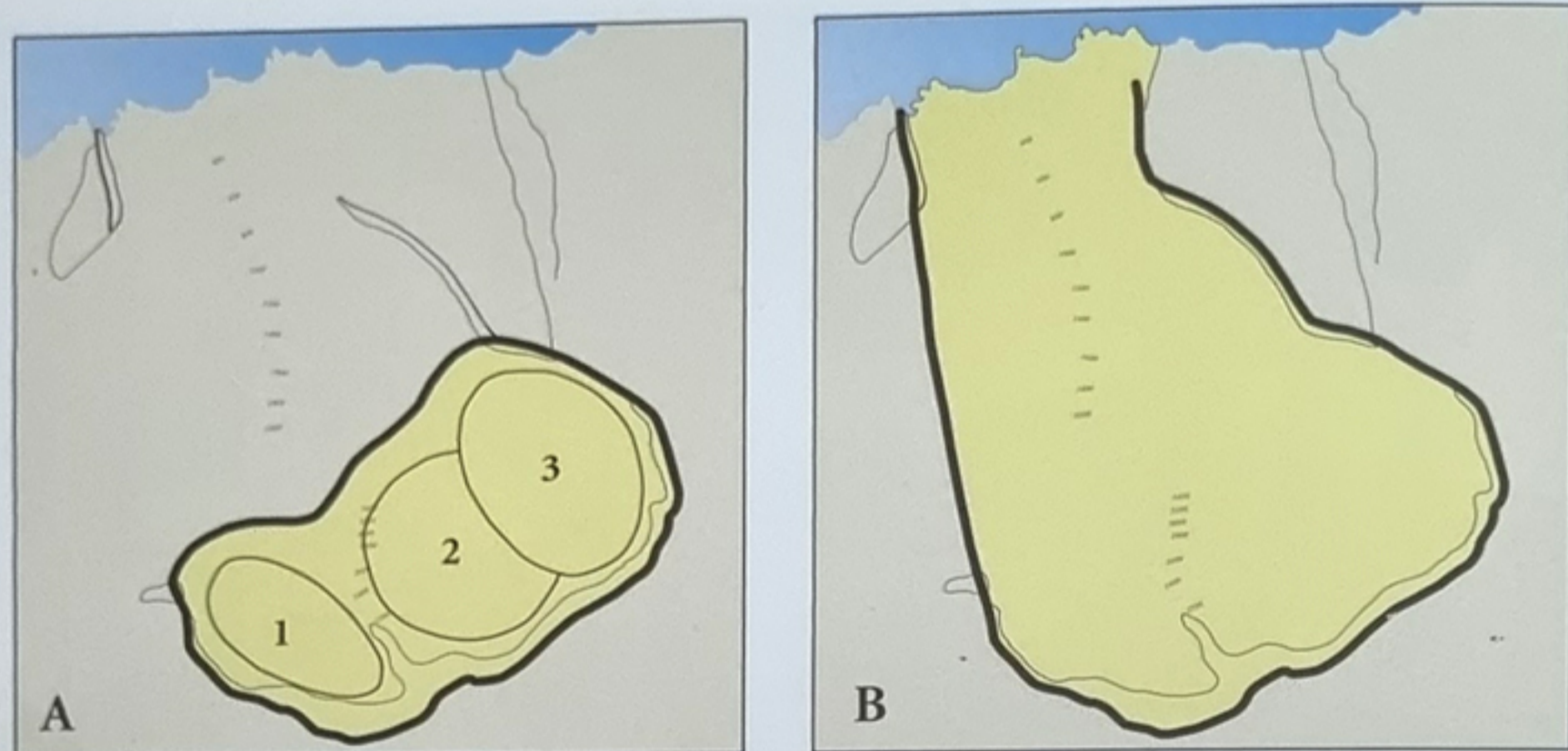


FIGURA 6
La forma real de la depresión de Las Cañadas bajo las rocas volcánicas recientes (cerrada A o abierta B) resulta decisiva para averiguar su origen.

análogos se generan durante las raras pero colosales erupciones explosivas en que, tras ser arrojados decenas de kilómetros cúbicos de magma, se hunde el techo del reservorio o cámara que lo alojaba.

Sin embargo, pumitas como las del Sur son también emitidas -y con muchísima mayor frecuencia- en erupciones explosivas (plinianas o subplinianas) que no finalizan en colapso porque el volumen de magma extraído no es tan enorme. En relación con esto, es conveniente aclarar que la pómez acumulada en el Sur tiene un volumen considerable, pero no ha sido proyectada en un solo episodio explosivo; por el contrario, es el resultado de más de cincuenta erupciones individuales que, con intervalos de calma entre ellas, se han sucedido a lo largo de medio millón de años aproximadamente.

Los partidarios de esta hipótesis (Martí, Mitjavila y Araña 1994) sugieren que Las Cañadas es la resultante de tres episodios de colapso diferentes (Figura 6A); el primero se habría producido hace 1.18 millones de años y el último hace 179.000 años. Los argumentos esgrimidos son:

- el volumen de magma representado por todas las pumitas que hay en la Isla (130 Km^3) es equivalente al que puede tener el anfiteatro de Las Cañadas.
- en la pared hay diques y fallas cuya configuración es típica, según estos autores, de depresiones de colapso.

Con posterioridad a la aparición en el fondo oceánico de más de 1000 Km^3 de material fragmentario, Martí et al. (1997) han modificado parcialmente su hipótesis y postulan que Güímar, La Orotava y el valle de Icod son deslizamientos en masa desencadenados por cada uno de sus tres episodios de colapso vertical.



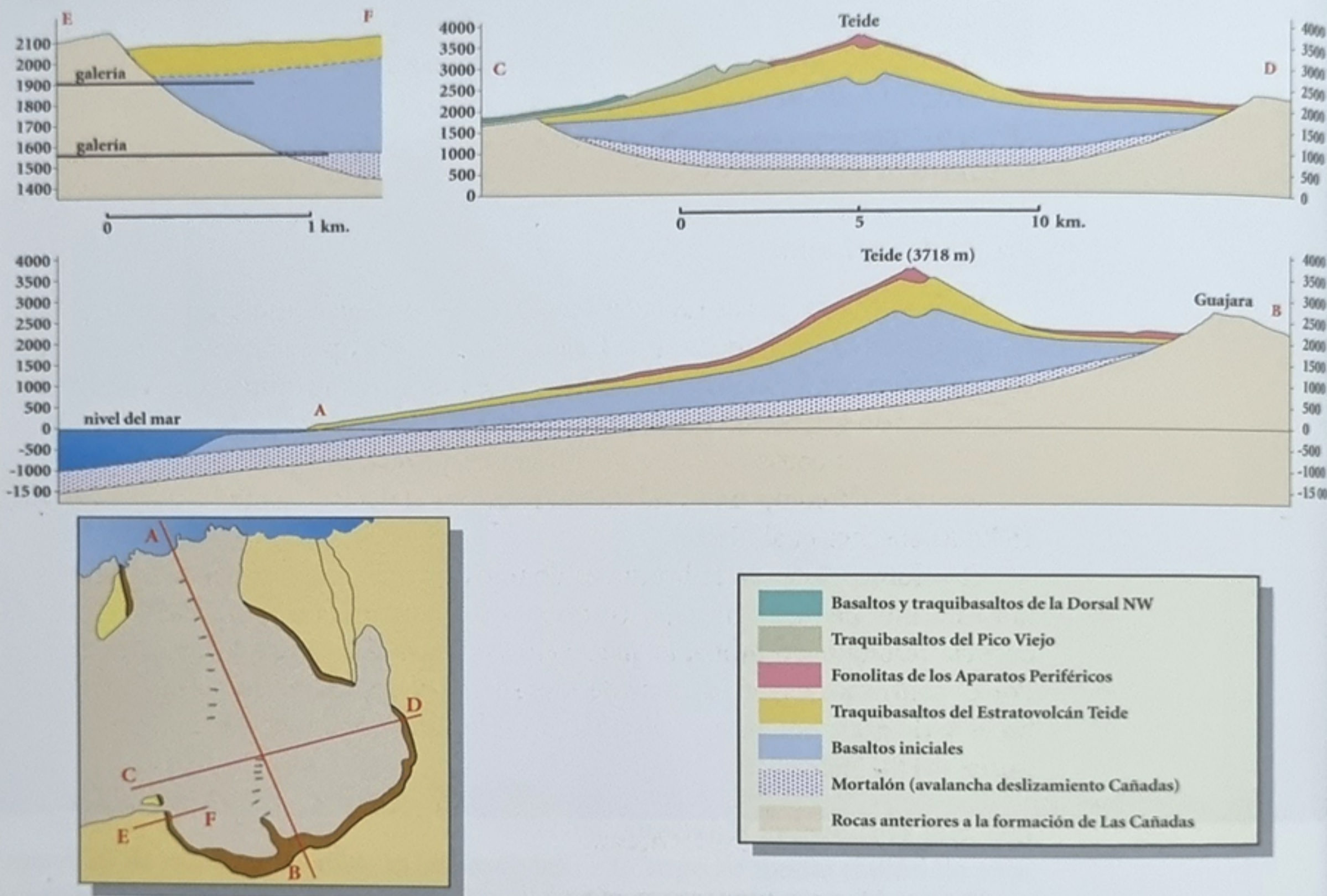
Lavas fonolíticas procedentes de una de las últimas erupciones de Montaña Blanca; son tan jóvenes que todavía conservan el color negro original. Al fondo, tramo Angostura-Risco Verde de la Pared de Las Cañadas (ver Figura 9).

HIPÓTESIS DE DESLIZAMIENTO

Geometría de la depresión

La configuración real de la depresión de Las Cañadas en el subsuelo es un aspecto crucial en el debate sobre el origen y sobre ella hay excelente información procedente de las galerías (Fig. 2). A principio de los 60, Telesforo Bravo descubrió un profundo valle subterráneo que desemboca en el mar entre Icod y La Guancha (Figura 1), cuya existencia no podía sospecharse al estar prácticamente colmatado por lavas recientes que descienden desde el Teide. Pudo constatar que sus laderas se iban separando progresivamente al alejarse del mar y que, finalmente, enlazaban con ambos extremos del anfiteatro, de modo que, en contra de la opinión más extendida, Las Cañadas era una depresión abierta hacia el mar a través del valle subterráneo de Icod. Cuarenta años después hay perforaciones nuevas y otras han incrementado considerablemente su longitud; los nuevos datos confirman plenamente el hallazgo de Bravo.

Por otra parte, en el extremo occidental de Las Cañadas existen varias galerías (Figura 2) que, procedentes de la periferia, penetran en el interior de la depresión a



profundidades variables y avanzan hasta alcanzar los materiales de relleno (Fig 7, sección de detalle) En ningún caso encuentran la ruptura vertical que debería existir si se hubiese producido hundimiento (colapso), y en cambio revelan una pared de geometría cóncava, más acorde con un deslizamiento.

Mortalón

Con excepción de las dos galerías del centro del valle de Icod, que siguen en lavas del relleno tras haber perforado 4.800 y 5.400 m respectivamente, las restantes encuentran bajo estas lavas un mortalón análogo al de los valles de La Orotava y Güímar (Figura 7) y que sólo puede ser interpretado como depósito de avalancha. El mortalón aparece también en el anfiteatro, confirmando que el deslizamiento procede de la pared de Las Cañadas.

FIGURA 7
Cortes geológicos de la depresión de Las Cañadas y del relleno volcánico que sucedió al deslizamiento.

Sucesión de lavas de relleno

Las galerías del valle de Icod atraviesan la sucesión completa de lavas del relleno, revelando que, bajo las fonolitas y traquibasaltos que afloran en superficie, hay un enorme espesor de basaltos que se apoyan directamente en el mortalón (Figura 7). De características muy similares a las sucesiones equivalentes de La Orotava y Güímar, proceden del interior del anfiteatro y sólo pueden ser interpretados como el resultado de la intensa fase de volcanismo que se produce después de un deslizamiento.

Brecha de explosión

En la periferia de Las Cañadas hay una brecha de explosión muy característica, integrada mayoritariamente por fragmentos de rocas preexistentes y un 3-5% de cristales diversos, sobre todo sanidina. Tiene una edad aproximada de 170.000 años y hay acuerdo general en que se trata de una unidad asociada a la formación de Las Cañadas, ya sea como causante del último colapso (Martí et al. 1994), ya como resultado de la descompresión súbita inducida por el deslizamiento (Navarro y Coello, 1989; Ancochea et al., 1999).

El volumen total de la brecha es de unos pocos kilómetros cúbicos, de los que tan sólo una pequeña fracción corresponde a materiales magmáticos, y en consecuencia resulta poco probable que su emisión haya sido capaz de provocar colapso. Por el contrario, hay evidencias de que se ha producido en un episodio explosivo breve y de gran potencia, análogo a la explosión lateral asociada al deslizamiento inicial del St. Helens.

Información procedente del océano

Watts y Masson, pioneros en el estudio de los fondos marinos del norte de Tenerife, acaban de identificar un enorme depósito de avalancha que surge por el valle de Icod y se aleja bajo el mar hasta una distancia de la costa superior a 65 Km (Watts and Masson, en prensa); el material de grano más fino separado de esta masa se ha dispersado todavía más lejos fluyendo como una corriente turbia y ha sido encontrado en la Llanura Abisal de Madeira. Los autores atribuyen este episodio de avalancha al deslizamiento de Las Cañadas y consideran que los materiales encontrados son la prolongación submarina del mortalón.

Conclusión

En definitiva, aunque el mecanismo de colapso ha resultado muy atractivo en el pasado, las evidencias del subsuelo y los hallazgos realizados bajo el mar están inclinando la balanza del lado del deslizamiento, que además explica de forma más coherente la generación de un gran volumen de basaltos inmediatamente después de formarse la depresión. En consecuencia, al tratar en el próximo capítulo la evolución del volcanismo acaecido dentro de Las Cañadas (Complejo Teide-Pico Viejo), considera-





Mitad occidental del anfiteatro de Las Cañadas, con rocas de edad comprendida entre 1.4 y 3.5 millones de años (Serie Cañadas inferior). El interior de esta zona del anfiteatro está ocupado por lavas muy jóvenes procedentes de Pico Viejo. En primer plano (tonos amarillos), fumarolas de la parte alta del Teide.



mos que tal fase de actividad no es otra cosa que la respuesta del sistema profundo de alimentación magmática ante las nuevas condiciones de presión que se crean cuando desaparece súbitamente (desliza) una parte considerable del Edificio Cañadas.

Alternancia de materiales basálticos (tonos oscuros) y pumitas fonolíticas (tonos claros) en la Pared de Las Cañadas (tramo Risco Verde-Portillo de la Figura 9).

EL VOLCANISMO DEL INTERIOR DE LAS CAÑADAS

EDAD

Las rocas volcánicas recientes que inundan la depresión de Las Cañadas constituyen la unidad conocida como Complejo Teide-Pico Viejo (Complejo TPV) por ser ambos volcánes los elementos más destacados del paisaje; por el norte se extienden hasta el mar (Mapa geológico y figura 1)) y hacia el oeste enlazan con un campo de conos de escorias de la misma edad que se prolonga hacia el viejo y erosionado Macizo de Teno.

No hace falta ser un experto para darse cuenta de que estos terrenos son extremadamente jóvenes y, en efecto, nos encontramos en una zona de volcanismo vivo:

la última erupción tuvo lugar en 1798 y la calma actual puede ser interrumpida en cualquier momento por un nuevo espasmo del volcán dormido. Sin embargo, en superficie sólo vemos las manifestaciones más recientes de una actividad que comenzó hace unos 170.000 años, inmediatamente después de que se crease la depresión de Las Cañadas.

ROCAS CONSTITUYENTES

También resulta evidente que el aspecto del terreno cambia bruscamente de un punto a otro y que, en general, hay una asombrosa variedad de formas y colores. La diversidad en el aspecto de las rocas es debida en primer lugar a diferencias en composición química, que va desde **basaltos** (bajo contenido en sílice, fluyen con facilidad) hasta **fonolitas** (alto contenido en sílice, fluyen con dificultad), pasando por toda la gama de composiciones intermedias, definidas como **traquibasaltos**. Todas estas rocas proceden del mismo magma original, generado a decenas de kilómetros de profundidad, que en su camino hacia la superficie se detiene temporalmente en bolsadas o reservorios; en ellos, va cambiando gradualmente de composición a medida que ciertos componentes cristalizan y se hunden por gravedad, lo cual produce un enriquecimiento en sílice. En este proceso, un fundido basáltico evoluciona hasta transformarse en traquibasalto y, si las condiciones lo permiten, pasa finalmente a fonolita.

Si sólo se contase con datos de superficie, habría que pensar que las rocas más abundantes del Complejo TPV son las fonolitas, seguidas de traquibasaltos y con los basaltos reducidos a una representación insignificante. La realidad es exactamente la contraria y se conoce gracias a las galerías de captación de agua, las cuales atraviesan en todo su espesor los materiales volcánicos que inundan la depresión de Las Cañadas (Figura 7).

LO QUE REVELA EL SUBSUELO

Si penetrásemos en una de estas galerías, atravesaríamos una sucesión de materiales cada vez más antiguos, con los siguientes cambios en lo que se refiere a composición: al principio (0-150 m) hay 2 ó 3 lavas fonolíticas, después pasamos una sucesión de 20 ó 22 coladas en donde predominan los traquibasaltos (150-1.625 m) y finalmente avanzamos por un monótono tramo en que, una tras otra, se suceden decenas de lavas basálticas (1.625-4.160 m). A los 4.160 m aparece algo completamente diferente: una brecha heterogénea formada por fragmentos angulosos de rocas de muy variadas composiciones, dispersos en una matriz arcillosa rojiza (el famoso mortalón). A partir de aquí empieza a haber derrumbamientos, aumenta mucho la temperatura y disminuye el oxígeno, llegando un momento en que ya no se puede continuar.

Al regreso tratamos de averiguar si entre las lavas se intercalan otros materiales, como por ejemplo capas de pómez fonolítica o lapilli basáltico que nos den pistas

sobre episodios explosivos, o bien suelos fosilizados, que sólo pueden formarse cuando los intervalos entre erupciones consecutivas son prolongados. Comprobamos que en toda la longitud de la galería no hay ni una sola capa de pómez o lapilli, pero sí encontramos paleosuelos en el tramo traquibasáltico; al principio son discontinuos y delgados (es decir, no representan periodos de tiempo prolongados), pero poco a poco se van haciendo más frecuentes y gruesos a medida que nos acercamos a la superficie.

En otras palabras, los hechos observados en el subsuelo demuestran que el deslizamiento de Las Cañadas (representado por el mortalón, que es depósito de avalancha), fue seguido de un periodo basáltico en que las erupciones se suceden casi ininterrumpidamente (no hay paleosuelos ni otros indicadores de discontinuidad) y derraman sólo lava (ausencia de capas piroclásticas); más tarde comienzan a aparecer traquibasaltos al tiempo que se van espaciando las erupciones (paleosuelos intercalados, cada vez más frecuentes), y finalmente, éstos son sustituidos por las fonolitas.

EVOLUCIÓN DEL SISTEMA VOLCÁNICO

Las variaciones estratigráficas anteriores reflejan perfectamente el drástico cambio de presión sufrido por el sistema magmático profundo como consecuencia del deslizamiento y, después, su evolución gradual a medida que va aumentando en espesor el relleno de lavas del interior de Las Cañadas.

Fase basáltica inicial. Con el deslizamiento desaparece de pronto un espesor de 2 km de roca, y el magma acumulado en algún reservorio no muy distante de la superficie experimenta una disminución de presión brutal. Liberado de la carga que lo retenía, el fundido asciende de modo casi continuo, y un gran volumen de lavas basálticas muy fluidas comienza a inundar el fondo de la depresión; como son expulsadas por un conducto preferente, en torno a él se construye un **volcán en escudo** de pendientes suaves. Las erupciones, aunque muy frecuentes y caudalosas, no tienen carácter explosivo por dos razones: de un lado, la cantidad de gas disuelto en el magma es escasa, y de otro, el fundido es tan fluido que el poco gas escapa con facilidad.

Fase traquibasáltica. A medida que va aumentando en espesor el relleno de la depresión, el fundido basáltico encuentra más dificultades para alcanzar la superficie y las erupciones se hacen menos frecuentes; el magma pasa más tiempo en el reservorio, de modo que puede diferenciarse por densidad y poco a poco va cambiando de composición hacia términos traquibasálticos. En esta fase, las lavas siguen saliendo por el mismo conducto central que en la anterior, pero son menos fluidas; por ello, a medida que el edificio va ganando altura, aumenta gradualmente la inclinación de las laderas hasta convertirse en el empinado **estratovolcán** Teide que ahora vemos en superficie.

Fase fonolítica actual. Como las erupciones se producen a intervalos cada vez más largos porque sigue incrementándose el espesor del relleno, llega un momento en que la permanencia del magma en el reservorio es tan prolongada que pueden



Gran cráter de Pico Viejo con restos de lago de lava. En primer plano, a la derecha, aparato fonolítico de Roques Blancos, el cual sólo ha derramado lavas muy viscosas. En el centro de la imagen, cráter de Las Palomas, que ha expulsado pómez.

generarse fonolitas. En estas nuevas condiciones, el magma se abre paso hacia la superficie a intervalos de unos cuantos cientos de años y, en lugar de hacerlo por el cráter del estratovolcán, abre **fisuras radiales** y sale por los puntos bajos, es decir, por la base del edificio. Hay que mencionar que, en esta fase, también comienza a funcionar simultáneamente otro sistema de alimentación al oeste del Teide, el cual abastece Pico Viejo y la Dorsal NW (Figura 1).

UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS DEL COMPLEJO TPV

En síntesis, el volcanismo acaecido en los últimos 170.000 años ha ido evolucionando en su composición como respuesta al aumento progresivo de espesor del relleno que él mismo producía, dejando una secuencia estratigráfica que, de más antiguo a más moderno, es la siguiente:

Mortalón Basal. Asociado al deslizamiento de Las Cañadas, es la parte de la avalancha que ha quedado en tierra, aunque se prolonga bajo el mar hasta 65 km de distancia de la costa. Sólo es visible en las galerías, que lo encuentran tanto en el valle subterráneo de Icod como en el ámbito del anfiteatro.



Basaltos Iniciales. Son las rocas más abundantes del Complejo TPV, a pesar de lo cual no afloran en superficie. Constituyen un apilamiento monótono de lavas muy fluidas que, verosímilmente, en el núcleo del Teide conforman un gran volcán en escudo. Las lavas que desde el cráter se derraman hacia el sur quedan represadas por el escarpe del anfiteatro, mientras que las dirigidas hacia el norte alcanzan el mar y es muy probable que, protegidas del enfriamiento mediante una costra aislante, avancen bajo el agua para formar una especie de delta lávico sumergido (Figura 7).

Traquibasaltos. Conforman la porción visible del gran estratovolcán Teide y, al igual que los basaltos precedentes, en parte inundan el anfiteatro y en parte se dirigen hacia el mar, canalizados por el valle de salida de Las Cañadas.

Fonolitas Periféricas. Emitidas alrededor del Teide por fisuras de orientación radial, con su aparición queda desactivado el gran estratovolcán, que comienza a sufrir los efectos de la erosión. No pasan de ser una costra superficial, pero su extensión y sus rasgos llamativos las convierten en elementos destacados del paisaje. Corresponden a la fase de actividad actual y, en un futuro más o menos próximo, de nuevo tendrá lugar una erupción de estas características.

Cráter y pico terminal del Teide, en primer plano, y gran cráter de Pico Viejo con restos del lago de lava en su mitad izquierda.



Roques de García con el Teide al fondo.

Pico Viejo-Dorsal NW. Habitualmente considerado como un volcán de dimensiones e importancia análogas al Teide, Pico Viejo es en realidad un centro de emisión de vida breve pero muy intensa, adosado al anterior. Su actividad se inició cuando ya había comenzado la fase fonolítica y, durante un corto periodo de tiempo, arrojó un impresionante volumen de lavas basálticas muy fluidas, que alcanzaron el mar al norte y al oeste, cubriendo una vasta superficie de la Isla. Tras un periodo traquibasáltico, las erupciones se han trasladado en este momento al flanco occidental, donde enlazan y alternan con las de la Dorsal NW.

UNIDADES DEL COMPLEJO TPV VISIBLES EN SUPERFICIE

ESTRATOVOLCÁN TEIDE

Construido en la fase traquibasáltica, es el elemento más antiguo visible en superficie. Quedó desactivado cuando el sistema magmático de alimentación comenzó a generar fonolitas, en un proceso evolutivo inexorable. Desde entonces sufre el



desgaste de la erosión, al tiempo que poco a poco va siendo recubierto por materiales volcánicos posteriores. En la actualidad ya están ocultos más de 2/3 de su superficie, pero el espesor de este manto todavía no logra enmascarar las grandes formas del aparato y su silueta sigue siendo reconocible. Se trata de un gran relieve tronco-cónico cuya cumbre, localizada en La Rambleta, tiene unos 150 m menos de altitud que el Pico (3.718 m). Las laderas, muy empinadas (hasta 35°), comienzan a cota 2100-2200 m por el sur y a menor altura por el norte, donde la inflexión se produce a los 1.700 m aproximadamente.

Vista desde lejos, la porción somital es una superficie inclinada hacia el este a la que se adaptan las Lavas Negras medievales. Esta geometría está causada por un gran cráter (La Rambleta) que decapita la cumbre del estratovolcán; restos de esta estructura son visibles, por ejemplo, en el emplazamiento de la última torre del teleférico, en donde un escarpe de unos 10 m de altura corta lavas muy escoriáceas. El cráter anterior fue rellenado por lavas de composición similar que, a su vez, quedan truncadas por un segundo cráter de menores dimensiones y peor conservado.

Cono terminal del Teide formado en la erupción medieval de las Lavas Negras. La actividad de las fumarolas ha inducido una intensa alteración, pero originalmente era idéntico a las lavas oscuras que aparecen en primer término.



Roques de García. Su perfil aserrado es debido a la diferente resistencia a la erosión de los materiales que los componen: diques y pitones fonolíticos, de gran resistencia mecánica, y rocas alteradas hidrotermalmente que son desmanteladas con facilidad por los agentes externos (agua, viento, hielo).

La erosión ha descarnado las laderas del estratovolcán, exponiendo a la vista una superposición de lavas traquibasálticas que se pueden observar durante el viaje en el teleférico. Delgadas y con la misma inclinación de la pendiente (30° - 35°), al fluir con tan fuerte ángulo han desarrollado mucho más las escorias de base y techo que la banda compacta central de enfriamiento lento; esta última está compartimentada por las habituales diaclasas de retracción y, al desmoronarse, se fragmenta en bloques poliédricos.

Las lavas de las laderas continuaron fluyendo hasta detenerse al pie de la pared de Las Cañadas, en el sur, o alcanzar el mar por el norte, experimentando unos cambios morfológicos que provienen, sobre todo, de la disminución del ángulo de la pendiente. Así, en los afloramientos de Siete Cañadas, donde las coladas son casi horizontales, han engrosado considerablemente (> 20 m) y, de ser escoriáceas cerca del estratovolcán, han pasado a tener una morfología en bloques.

El estratovolcán Teide es el único elemento del Complejo TPV con huellas evidentes de erosión, que, si bien ha desmantelado la epidermis del edificio, no ha llegado a modificar las dimensiones del aparato o su perfil. Los retoques cabe atribuir-



los, al menos con el clima actual, a la fragmentación de las rocas por el hielo: el agua que invade grietas y poros aumenta de volumen al convertirse en hielo y hace "estallar" la roca en fragmentos. Estos tienden a acumularse como piedemontes en la parte baja de los taludes y, de aquí, son arrastrados más tarde por el agua, cuando las precipitaciones son intensas; pueden, incluso, moverse masivamente como flujos de lodo densos si se producen lluvias excepcionalmente copiosas, que es lo sucedido, probablemente, durante el trágico aluvión de 1826.

Bola de acreción desprendida de las Lavas Negras que descienden por la ladera del Teide. Tiene una composición similar a la pómez de Montaña Blanca que sirve de base (fonolita).

FONOLITAS PERIFÉRICAS

Aspectos generales

Proceden de centros de emisión muy numerosos y son las rocas más extendidas en superficie, creando la impresión de que el Complejo Teide-Pico Viejo es esencialmente fonolítico. En realidad sólo constituyen un delgado recubrimiento, como puede apreciarse en las secciones geológicas (Figura 7).

Hay al menos 15 aparatos o centros de emisión, pero salvo Montaña Blanca que puede calificarse como **volcán** o **edificio poligénico** por haber hecho erupción repetidas veces a lo largo del tiempo- todos los demás han funcionado en un solo episodio, es decir, son volcánes o edificios monogénicos. Están dispersos en el espacio, pero no de un modo aleatorio: rodean el estratovolcán Teide y, con excepción de unos pocos, han surgido a cotas que oscilan entre 2.100 y 2.300 metros, es decir, en la base. Las erupciones tienen lugar mediante fisuras de orientación radial con respecto al gran edificio, lo cual sugiere que la cámara magmática está emplazada en un nivel no muy profundo bajo el estratovolcán.

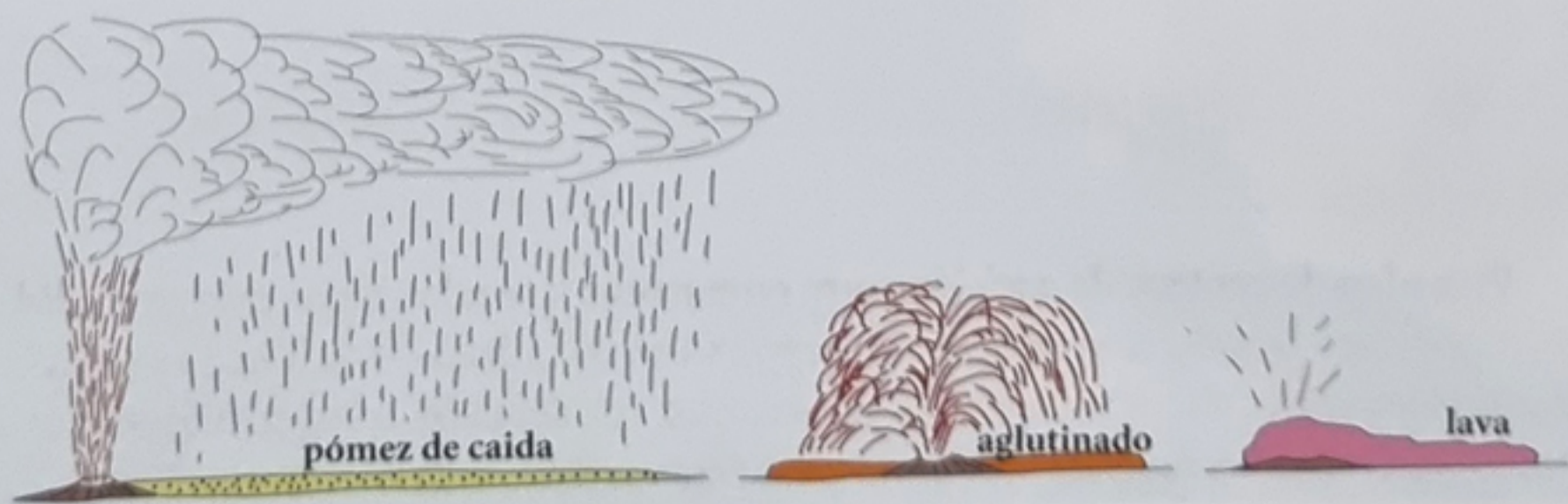
Al contrario de lo que sucedió en fases fonolíticas de épocas pasadas (Cañadas inferior y superior, por ejemplo), cuyas erupciones proyectaron a la atmósfera importantes volúmenes de pómez, en la fase actual hay un abrumador predominio de lavas. Salvo en el caso de Montaña Blanca -que no por azar es además el único centro poligénico- todos los centros presentan una sorprendente escasez de pómez, que no es otra cosa que magma con burbujas de gas, atrapadas a causa de la rapidez con que se ha producido el enfriamiento y solidificación.

Productos generados en una erupción fonolítica

El gas disuelto en el magma es el motor que impulsa las fases explosivas de una erupción. Del mismo modo que una botella de cava produce un taponazo más fuerte que una de cerveza, cuanto más rico en gas sea un magma, mayor será la presión del chorro que emerge por la boca eruptiva y, al mismo tiempo, también será mayor la cantidad de pómez que se genera.

En condiciones normales, lo primero que se drena durante una erupción fonolítica es la parte alta del reservorio (Figura 8), en donde el magma es más rico en gases disueltos porque éstos, menos densos, se han ido acumulando lentamente. Si la cantidad de gas es grande, el chorro eruptivo ascenderá a gran altura a la atmósfera y será arrastrado por los vientos como nube de la que cae una lluvia de pómez. Esta pómez de caída recubre el terreno con un manto uniforme cuyo espesor y tamaño de grano disminuyen poco a poco al aumentar la distancia a la boca eruptiva.

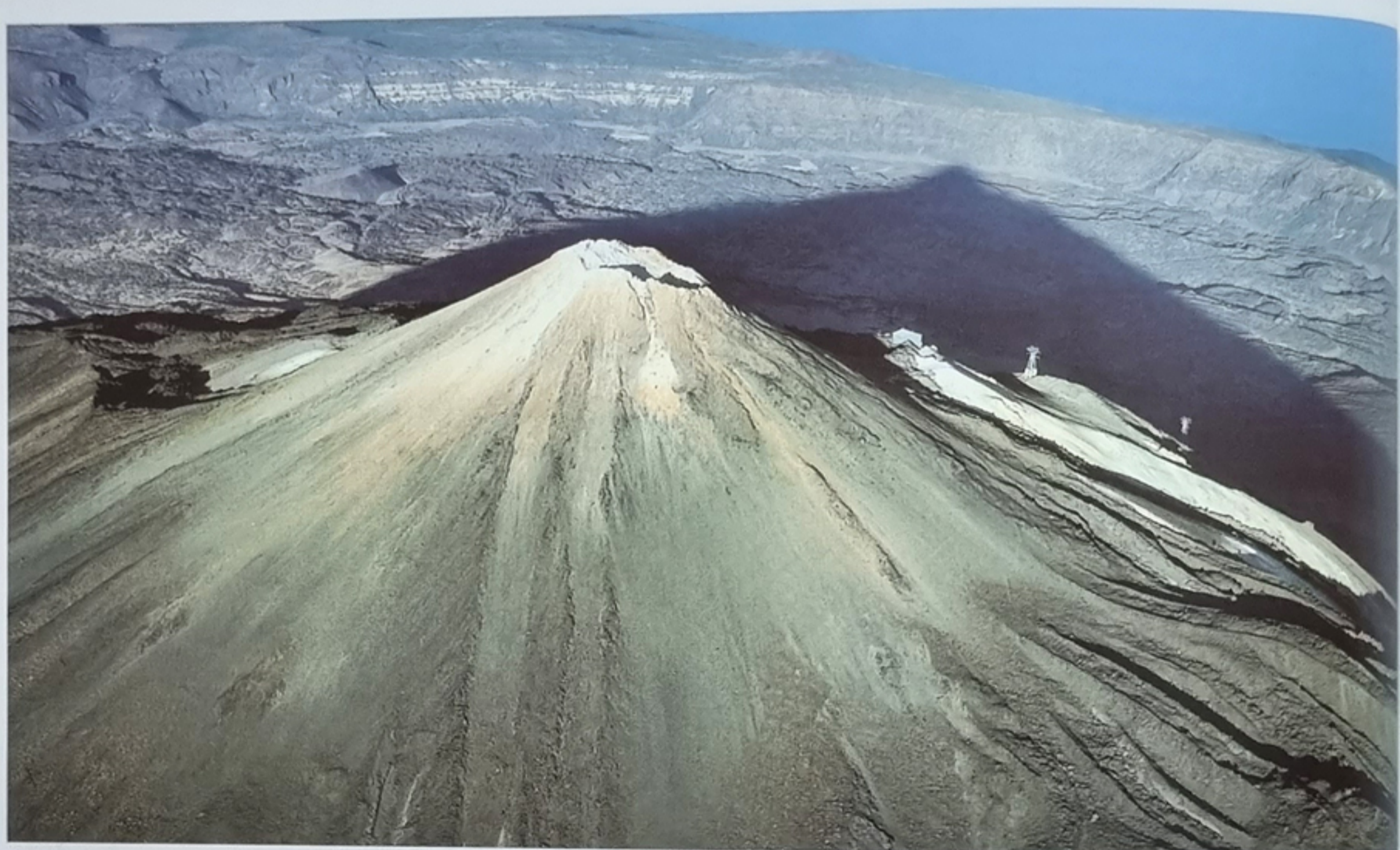
FIGURA 8
Durante una erupción fonolítica, el magma que sale al principio tiene un alto contenido en gases disueltos: el chorro eruptivo sale con gran presión, asciende en la atmósfera a alturas de 10-30 Kms y de ahí es arrastrado por el viento, dejando caer una lluvia de pómez. Más tarde, el contenido en gases es menor, el chorro se eleva a poca altura y los fragmentos todavía están semifundidos cuando llegan al suelo, de modo que se aplastan y sueldan entre sí (aglutinado). Finalmente, el magma pobre en gas desborda por la boca en forma de líquido pastoso para dar una colada de Lava.







Pared en Las Cañadas sobre el Llano de Ucanca. Salvo el escarpe superior de la izquierda, está formada por fonolitas muy alteradas de la Serie Cañadas inferior que se erosionan fácilmente. Los materiales arrastrados por el agua son depositados en el Llano de Ucanca, que va creciendo lentamente hasta convertir en islotes algunas partes de los Roques de García (centro de la imagen).



A medida que van saliendo partes cada vez más profundas y con menor contenido en gases, el chorro eruptivo pierde fuerza, asciende a menor altura, y llega un momento en que el trayecto es tan corto que los fragmentos arrastrados no tienen tiempo de enfriarse. Llegan al suelo en estado pastoso o semifundido y, en consecuencia, se aplastan y sueldan unos con otros para formar aglutinados. Finalmente, alcanza la superficie el magma pobre en gas, que, agotada la capacidad explosiva, desborda del conducto como un líquido muy viscoso que fluye sobre el terreno (colada de lava).

Sombra del Teide al atardecer. Al fondo son visibles dos tramos de la Pared descritos en la Figura 9: Angostura-Risco Verde (mitad derecha) y Risco Verde-Portillo (mitad izquierda).

Rasgos morfológicos de las lavas

Las lavas de esta composición visibles en el Parque tienen unos rasgos morfológicos inconfundibles, muy distintos de los que muestran basaltos y traquibasaltos. Es una cuestión de viscosidad, es decir, de la facilidad o dificultad con que fluye un líquido. Comparando estos magmas con aceite de motor, podría decirse que las fonolitas son equivalentes al SAE-90, mientras los basaltos se comportan como el SAE-20.

Las coladas fonolíticas tienden a ser considerablemente gruesas, con la superficie constituida por un amontonamiento de bloques poliédricos de caras lisas que da la impresión de ruina; los bloques alcanzan en ocasiones tamaños de varios metros cúbicos, como en el Valle de las Piedras Arrancadas. La coloración, negra al principio,

después de unos siglos comienza a adquirir tonos rojizos que se hacen más claros progresivamente. Este criterio es útil para saber la antigüedad relativa de materiales que estén en condiciones climáticas similares, y así, por ejemplo, puede afirmarse que las Lavas Negras del Teide son más recientes que las del Tabonal Negro, y éstas más jóvenes, a su vez, que las del Sanatorio.

El espesor y forma de una lava depende mucho de la pendiente del terreno por el que fluye, como se ve bien en el Parque. Con pendientes fuertes, como las laderas del Teide, las coladas son relativamente estrechas y desarrollan morrenas laterales muy marcadas; sin embargo, cuando alcanzan la base, casi plana, se ensanchan, engrosan y adquieren forma de torta, con superficie ligeramente convexa y bordes escarpados que se levantan varias decenas de metros sobre el terreno circundante. En el lóbulo frontal, la lava fluye con dificultad y sufre el empuje del fundido que viene detrás, por lo que la capa todavía pastosa cercana a la superficie se deforma y arruga, generando espectaculares arcos concéntricos (ojivas de presión). Estos rasgos morfológicos (ojivas, morrenas) suelen ser de escala tan gigantesca que sólo pueden apreciarse desde considerable distancia (la cumbre del Teide o la pared de Las Cañadas, por ejemplo).

Montaña Blanca, volcán poligénico

Localizado al pie de la ladera oriental del Teide, es el único aparato que ha entrado en erupción en repetidas ocasiones; cada episodio comienza con una fase explosiva en que es proyectada pómez a la atmósfera con mayor o menor violencia, seguida de emisión de aglutinados y lavas. Las diversas erupciones no se han producido en un mismo punto bien localizado sino con cierta dispersión, lo cual resta entidad morfológica al aparato y lo aleja de la imagen preconcebida de un volcán.

Aunque apenas hay dataciones, han podido ser identificados más de 10 episodios eruptivos -acaecidos, tal vez, en los últimos 15 o 20 mil años- en base a criterios indirectos, como diferencias en el estado de oxidación de los materiales (es decir, coloración) o en la cantidad de pómez que recubre dos lavas próximas (cuanto más antigua sea una lava, más pómez habrá podido acumularse sobre ella).

Da la impresión de que, con el paso del tiempo, va aumentando gradualmente la capacidad de generación de magma rico en gas y, en consecuencia, la intensidad de las fases explosivas iniciales. Así, en uno de los últimos episodios, sucedido hace 2.000 años, se produjo una columna eruptiva de 15 km de altura, según cálculos de Ablay et al. (1995), y la pómez fue dispersada por el viento a gran distancia, con acumulaciones de casi medio metro de espesor a 7-8 km del punto de salida.

Aparatos monogénicos

Muy numerosos y dispersos, tienden a localizarse alrededor del Teide y en su base; en su distribución se percibe un cierto control topográfico, pues son más frecuentes en el Norte, donde la base del estratovolcán se encuentra a menor cota que en el Sur. Ligados a fisuras radiales, estos episodios se caracterizan por el derrame tranquilo de

lava muy viscosa que, según la configuración del terreno, se extiende horizontalmente como una enorme tarta (caso de la colada del Sanatorio, por ejemplo), o bien se desplaza con lentitud siguiendo la inclinación topográfica, en cuyo caso se forma un canal central de flujo, flanqueado por morrenas laterales que, por sus dimensiones, parecen murallas. El volumen de magma expulsado es grande, en general, y llega a aproximarse a 3 km³ en el caso de los Roques Blancos, en el flanco SE de Pico Viejo.

La más conocida y reciente de estas erupciones es la que, hace 600 años, emitió las Lavas Negras que recubren el Teide; en contra de la tendencia general, el magma no se abrió paso por un sitio topográficamente bajo sino en el más elevado (La Rambleta). Sin acompañamiento de actividad explosiva, el derramamiento tranquilo y continuo de lava se convirtió, sin duda, en un elemento más del paisaje que rodeaba a los guanches, pues se prolongó durante decenios. Las laderas grises del gran edificio fueron recubriéndose poco a poco de rocas negras y humeantes, al tiempo que se levantaba gradualmente el cono terminal, de cuyo cráter desbordaban las coladas. Las fumarolas del Pico son una manifestación residual de este episodio y van perdiendo intensidad con el paso del tiempo.

PICO VIEJO-DORSAL NW

Considerado tradicionalmente como un estratovolcán de la misma importancia que el Teide, con el cual habría simultaneado la actividad, Pico Viejo es en realidad un aparato que creció sobre el flanco del anterior, después que éste quedara desactivado. Su aparición se produjo cuando ya había comenzado la fase fonolítica y es, por tanto, un acontecimiento tardío en la historia del Complejo, emparentado con el desarrollo y entrada en funciones del sistema magmático que alimenta la Dorsal NW.

Materiales emitidos

Su corta vida ha tenido una intensidad poco común y comenzó con exuberancia, derramando un fantástico volumen de lavas basálticas muy fluidas que cubrieron más de 100 km² de la superficie insular. Además de inundar la mitad occidental de las Cañadas, por el norte llegaron a la playa de San Marcos, en Icod, y por el Oeste alcanzaron el mar cerca de Los Gigantes; es muy probable que, en ambos casos, siguieran fluyendo bajo el agua. Fácilmente identificables por su morfología pahoehoe y por los grandes cristales de plagioclasa que contienen, en su interior se alojan tubos volcánicos de gran longitud, como la Cueva del Viento. En el extremo de los Roques de García, pueden verse estas lavas descolgándose por un escarpe, como una cascada petrificada.

Algo más tarde se produjo un cambio en la composición del magma, que pasó a ser traquibasáltico, pero las lavas siguieron derramándose por el mismo cráter del periodo anterior. Menos fluidas que las anteriores, ocupan casi toda la superficie de las laderas del volcán; con pendiente fuerte desarrollan un canal de flujo central contenido entre morrenas laterales, pero, cuando alcanzan los terrenos



Montaña Blanca, al pie de la ladera oriental del estratovolcán Teide, es el único volcán fonolítico que ha hecho erupción repetidas veces a lo largo de los últimos tiempos. Cada episodio de actividad comienza proyectando pómez a gran altura y termina con el derramamiento de lavas muy viscosas, como Montaña Rajada (en primer término).

suaves, se abren en abanico y en los lóbulos frontales se forman las características ojivas de presión (Ver Mapa Geológico).

El gran cráter

El cráter del Pico Viejo es, tal vez, la forma volcánica más espectacular de Canarias: el anillo tiene 800 m de diámetro y en su interior se extiende una plataforma baja, interrumpida por un embudo de explosión de 150 m de desnivel. La última colada salida del cráter se prolonga hacia el interior mediante una terraza plana, que es la superficie "congelada" de un lago de lava que, al desbordar el anillo, dio origen a la colada. Para que haya permanecido a esta altura, tuvo que producirse una retirada del magma (tal vez por una erupción de flanco que drenó la parte alta del conducto), dejando a modo de terraza las partes ya consolidadas próximas a la pared, que más tarde irían desplomándose a causa de su inestabilidad. En una posterior subida, el lago se mantuvo en un nivel bajo, donde consolidó definitivamente (actual terraza inferior).

El profundo embudo del borde occidental está claramente ligado a una explosión freática, producida al abrirse una fisura E-W durante una erupción de



flanco y quedar súbitamente descomprimido un acuífero de alta temperatura y presión. El agua se transformó en vapor de modo explosivo y saltaron por los aires los materiales del embudo; la brecha resultante, de un color gris característico, recubre la porción somital del Pico Viejo en un radio de más de 1 km.

Conexión Pico Viejo-Dorsal NW

En la fase más reciente, la actividad del Pico Viejo se ha trasladado al flanco occidental, con erupciones fisurales de orientación radial que abarcan un sector circular de 90°. Este volcanismo enlaza y se intercala con el de la Dorsal NW, a cuyo sistema de alimentación magmática pertenece.

En la Dorsal se agrupan decenas de conos de cinder asociados a lavas que conservan perfectamente la morfología superficial e incluso el color oscuro, libre de meteorización. No hay duda de que su edad es extremadamente reciente y, de hecho, aquí se han producido tres de las cuatro erupciones acaecidas en la isla en los últimos 400 años: Garachico (Mayo de 1706, basáltica), Chahorra (Junio-Septiembre 1798, tra-

Cráter de Pico Viejo desde las Lavas Negras del Teide. El material gris de las laderas es la brecha de explosión freática arrojada por el profundo embudo que hay en la parte occidental del cráter; la brecha está cubierta por depósitos de pómez posteriores.

quibasáltica), Chinyero (Noviembre de 1909, basáltica). Precedida de una sismicidad más o menos prolongada e intensa, la actividad volcánica fue, en todos los casos, de tipo estromboliano, con proyección de piroclastos que se acumularon alrededor de una boca (Garachico) o de una fisura eruptiva (Chahorra y Chinyero) para construir uno o varios conos de lapilli y escorias, y derrame simultáneo de lavas.

La más prolongada en duración fue la de Chahorra (4 meses), verificada a lo largo de una fisura radial del flanco de Pico Viejo sobre la cual, en los primeros días, se emplazaron hasta 15 bocas eruptivas a lo largo de casi un kilómetro de longitud; mientras las bocas más bajas arrojaban lava, por las más altas sólo eran emitidos piroclastos.

RASGOS GEOLÓGICOS DE LA PARED DE LAS CAÑADAS

ASPECTOS GENERALES

Con la formación de la pared de Las Cañadas, hace unos 170 mil años, desaparecieron más de 150 Km² de lo que en ese momento era la zona de cumbres de la Isla, dejando un escarpe que, aunque oculto en su mayor parte por lavas del Teide y Pico Viejo, es todavía visible a lo largo de unos 25 km. Resulta imposible precisar la altura y configuración topográfica de la cúpula desaparecida, pero, con la sucesión de materiales expuestos en el escarpe, es posible reconstruir de manera aproximada la estructura interna de un edificio volcánico intrincado, conocido genéricamente como Edificio Cañadas, en donde a lo largo de más de 3 millones de años han alternado fases de construcción y destrucción.

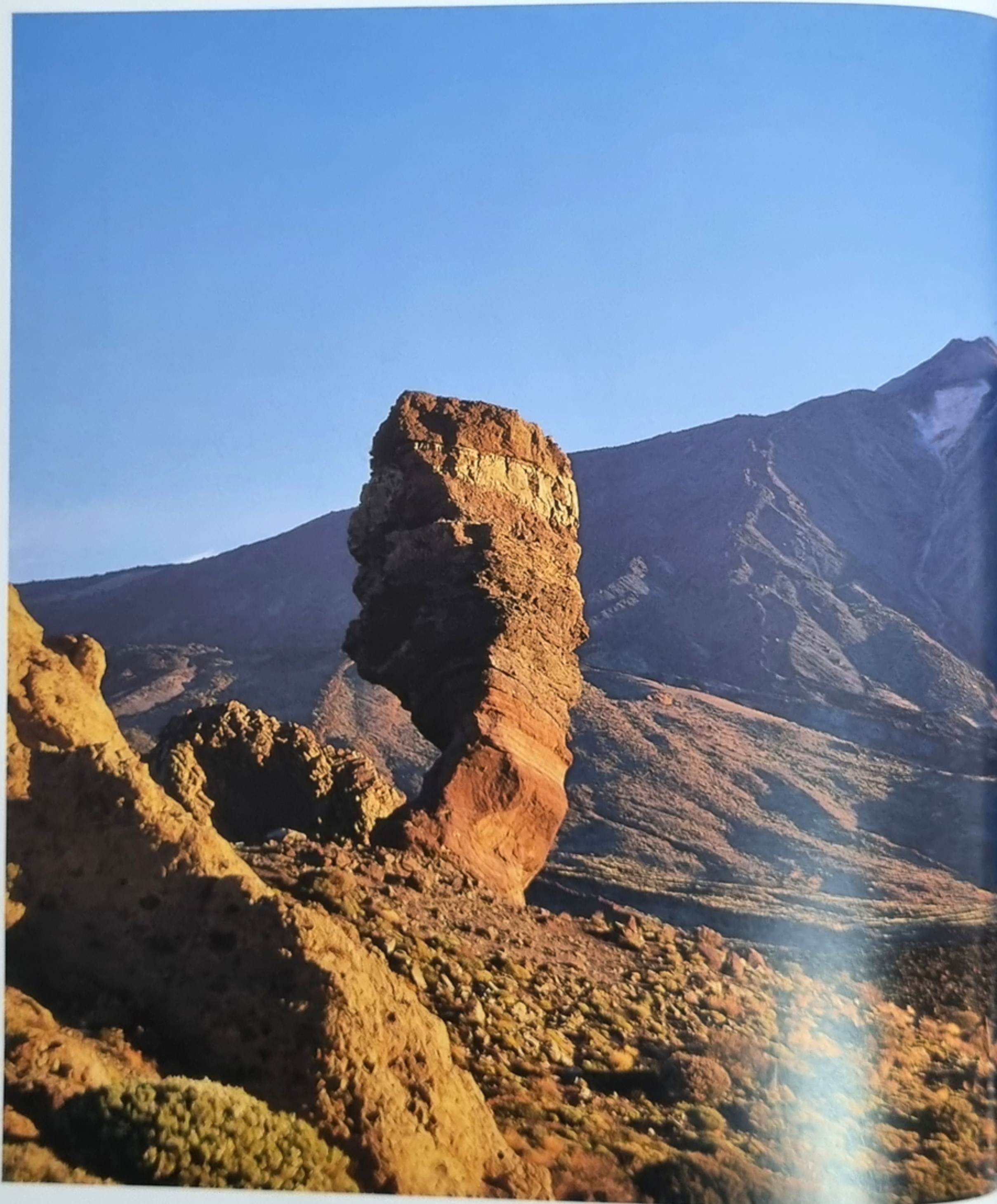
La cronología de las fases de crecimiento por acumulación de materiales volcánicos ha sido establecida datando las rocas por métodos radioactivos (Ancochea et al. 1990, 1995, 1999). Menos huella dejan los episodios destructivos intercalados entre las fases anteriores; pueden ser lentos, cuando la interrupción del volcanismo en un área determinada permite que actúe la erosión, o bien extremadamente rápidos, como es el caso de los deslizamientos en masa, por ejemplo.

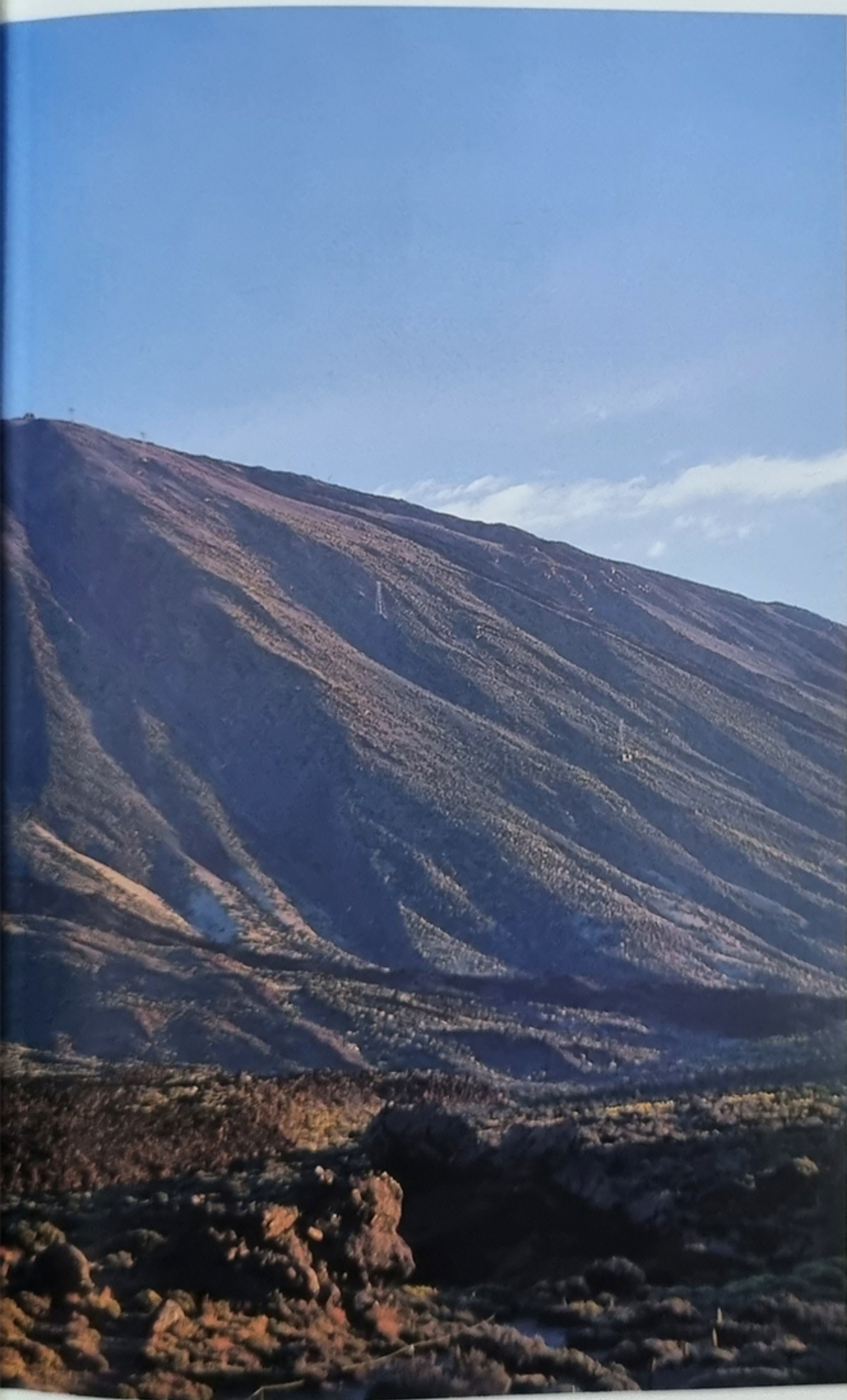
GRANDES UNIDADES CRONOLÓGICAS

Los materiales que afloran en la pared pueden agruparse de una manera muy esquemática en dos grandes unidades temporales:

Serie Cañadas inferior

Sus materiales tienen una edad comprendida entre 3.5 y 1.4 millones de años aproximadamente y están presentes, sobre todo, en la mitad occidental. En el subsuelo del exterior de Las Cañadas han sido intersectados por decenas de galerías en un sector circular que se extiende desde la Dorsal NW hasta los alrededores del Bco. de Tamadaya en Arico, donde quedan interrumpidos bruscamente.





Roques de García y Teide con la luz del amanecer.



La serie está constituida por un apilamiento de basaltos plagioclásicos de cientos de metros de espesor sobre los que se apoya una secuencia fonolítica de lavas y niveles pumíticos de menor potencia. La pendiente de las lavas indica que, tanto basaltos como fonolitas, proceden de una misma área, situada sobre el actual hueco de Las Cañadas, lo cual hace pensar que, asociados, conformaban un gran edificio central con forma de cúpula. Es improbable, sin embargo, que durante un periodo de tiempo tan prolongado no se hayan producido episodios destructivos, tal como sugieren Ancochea et al (1999); aunque definirlos con precisión represente una tarea ardua, los datos del fondo marino al norte de Tenerife indican que sí existen.

Serie Cañadas superior

Esta denominación es más bien un cajón de sastre y sólo pretende agrupar aquellos materiales que, estando expuestos en la pared, tienen una edad comprendida entre 1.4 millones y 170 mil años. Durante este periodo se produjeron en la Isla al menos cinco deslizamientos en masa diferentes (ver Figura 5), y cada uno de ellos fue seguido de intensa actividad volcánica que, en todo o en parte, rellenó la depresión así formada. El escarpe de Las Cañadas corta dos de ellos (Tamadaya y La Oro-

El atardecer es el mejor momento para observar la Pared de Las Cañadas, que va cambiando de color a medida que cae el Sol.

tava) y, en ambos casos, después de haber avanzado considerablemente el proceso de colmatación, comenzó a producirse actividad fonolítica a cierta distancia de las depresiones y sus productos distales se intercalaron en el relleno.

DESCRIPCIÓN DE LA PARED POR TRAMOS

A continuación se describen los rasgos esenciales de las unidades anteriores en los diferentes tramos de la pared, resaltando aquellos aspectos que más destacan en el paisaje. Los elementos descritos se han representado esquemáticamente en la Figura 9, elaborada a partir de una panorámica general tomada desde la parte alta del Teide (La Rambleta), por lo que la escala no es del todo uniforme.

Tramo El Cedro-Guajara

Este es el dominio de la Serie Cañadas inferior, con los materiales posteriores reducidos a algunas manchas dispersas de la parte alta del escarpe, como el domo fonolítico Sombrerito de Chasna, la plancha basáltica del Lomo de Las Mesas y, ya con mayor importancia volumétrica, los traquibasaltos del Cedro, que, emitidos desde la porción desaparecida del Edificio Cañadas, forman una unidad de espesor y extensión considerables.

Los contrastes que se producen con las luces horizontales de última hora del día, resaltan los pequeños accidentes geológicos de Las Cañadas.



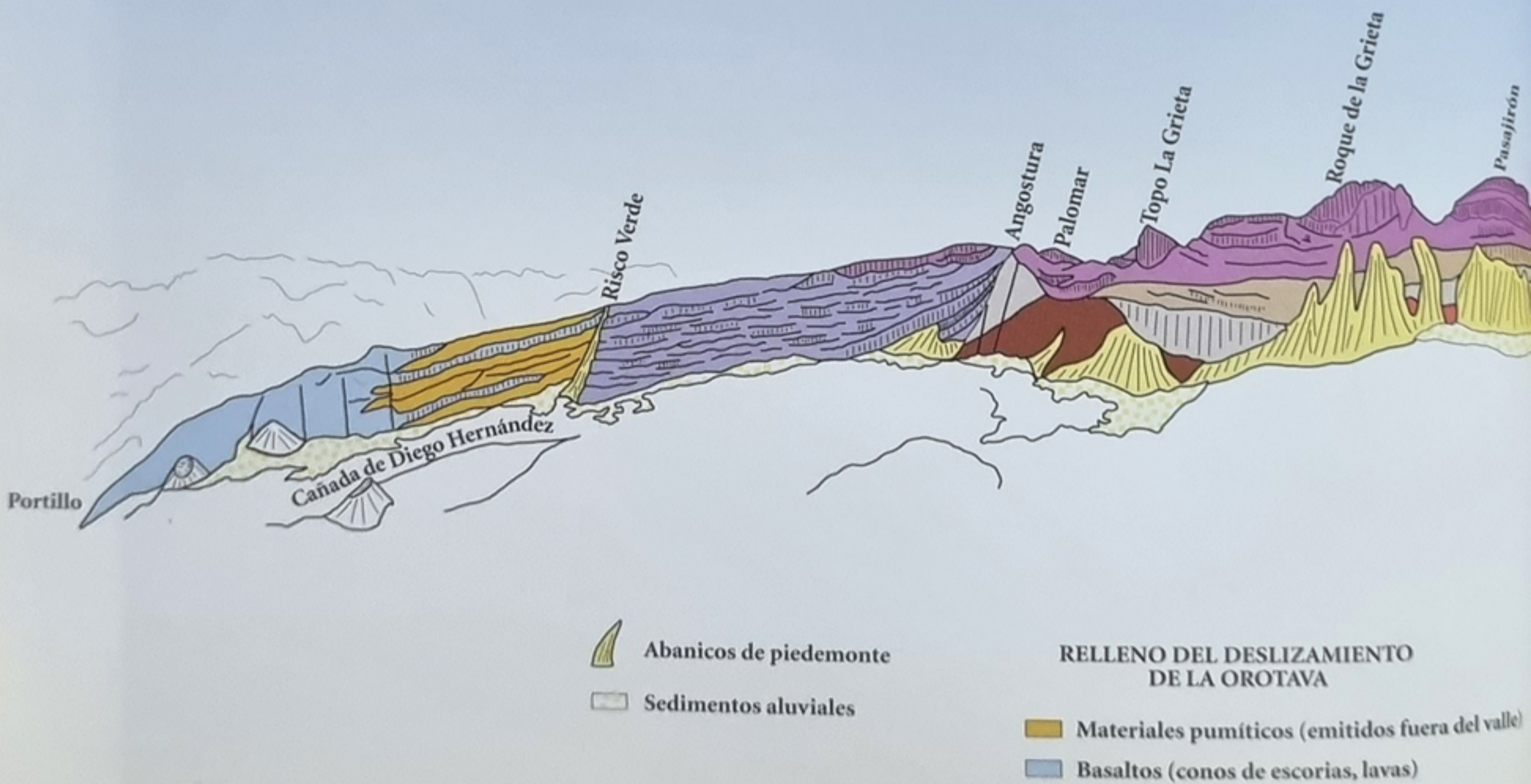
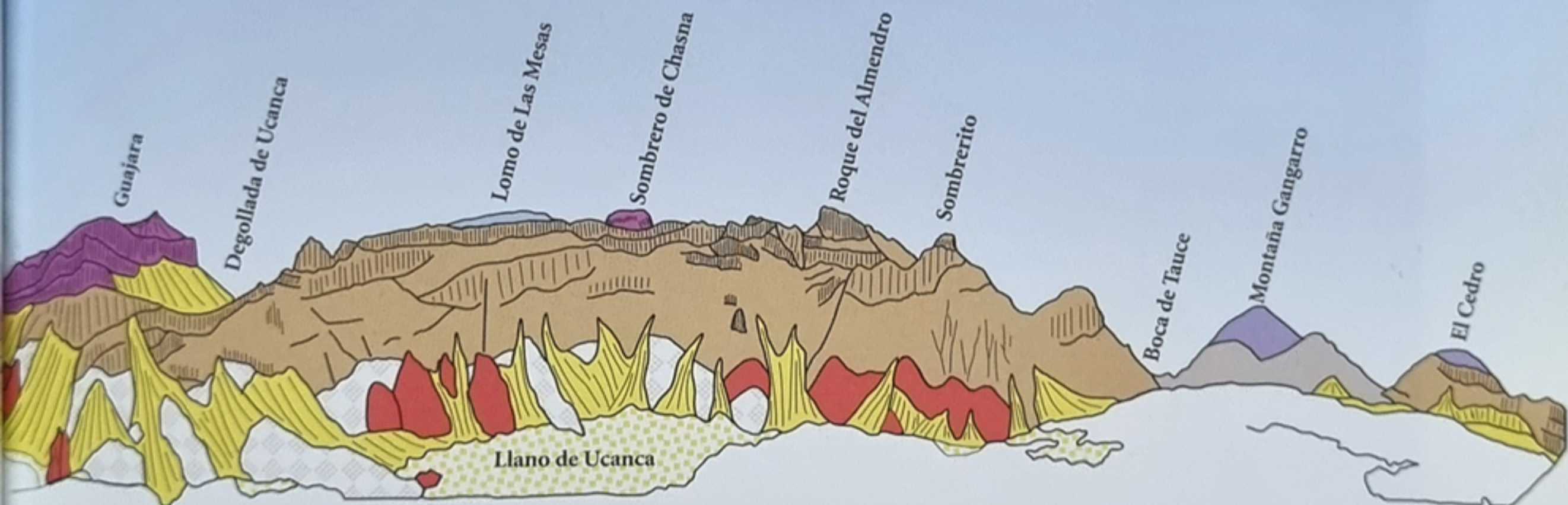


FIGURA 9
 Unidades estratigráficas y tipos de roca que afloran en la Pared de Las Cañadas (esquema basado en una panorámica tomada desde el Teide).



FONOLITAS DE UCANCA

■ Emitidas en la fase final del relleno de Tamadaya

RELLENO DEL DESLIZAMIENTO DE TAMADAYA

■ Basaltos y traquibasaltos

SERIE CAÑADAS INFERIOR

(3.5 - 1.4 millones de años)

□ Alteración hidrotermal

■ Pitones y diques

■ Fonolitas superiores

■ Basaltos inferiores

■ Fonolitos de la Angostura

Los basaltos plagioclásicos de base afloran en los alrededores de Boca Tauce; han experimentado una alteración y compactación que, sumada a la impregnación generalizada de minerales secundarios en poros y fisuras de la roca, atenúa los contrastes entre lavas individuales o entre éstas y los materiales piroclásticos, dando como resultado un conjunto poco llamativo. La secuencia fonolítica, en cambio, no ha perdido la individualidad de sus elementos constituyentes, ya sean lavas, planchas de aglutinado o niveles de pómez. Estos últimos siguen manteniendo tonalidades claras (blancas o amarillentas) a pesar de estar muy transformados en arcillas, y contrastan con los escarpes oscuros de lavas y planchas de aglutinado, que en general tienen un notable espesor (10-50 m).

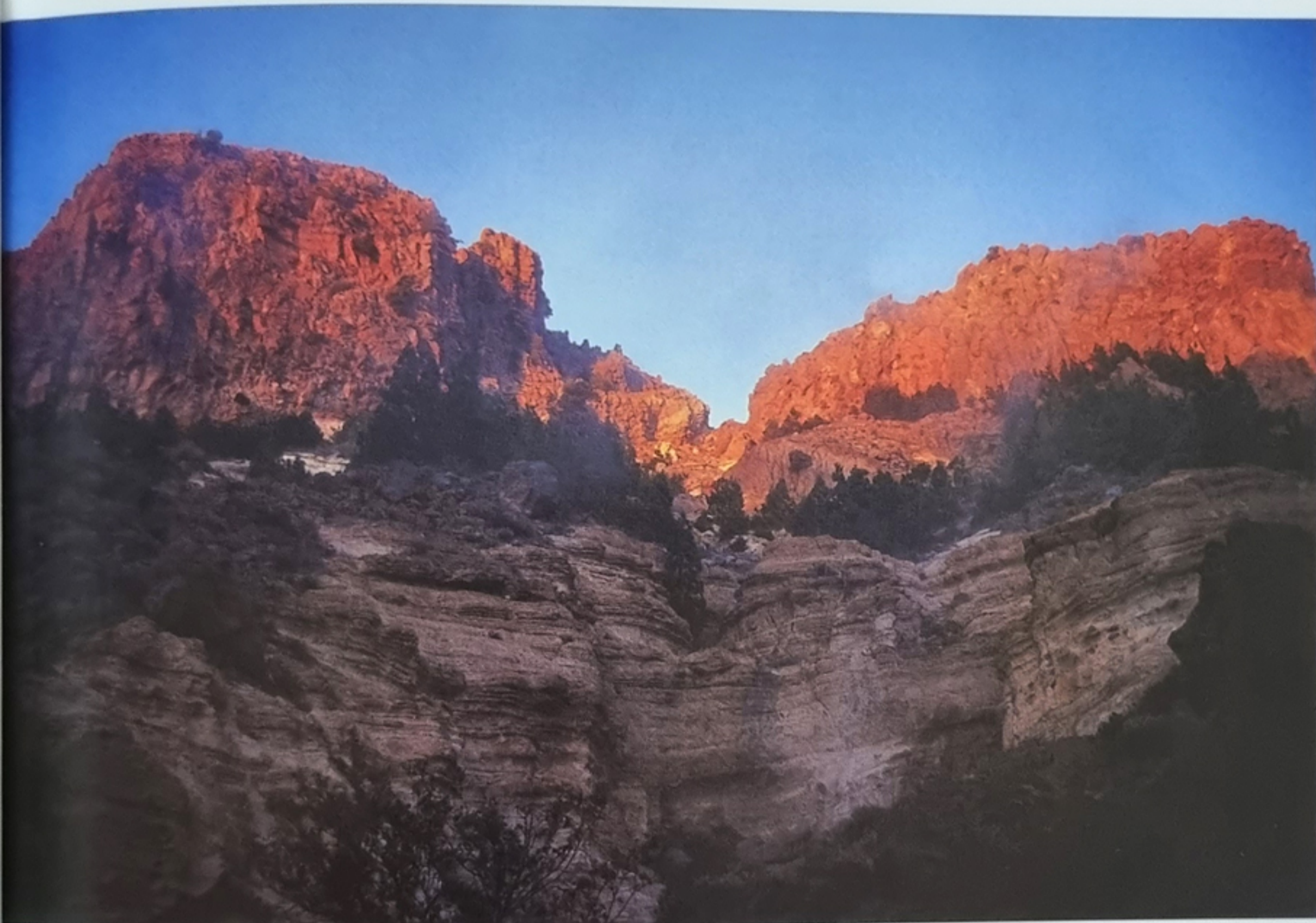
En mayor o menor grado, todos los materiales están afectados por una alteración generalizada que menoscaba la resistencia mecánica de la roca, de ahí que los tramos de pared en que predominan estén erosionados y derruidos, con una red bien desarrollada de barranquillos y abundancia de abanicos de derrubios. Un caso particular y muy llamativo de transformación de los materiales fonolíticos es la alteración hidrotermal que se manifiesta en en la base del escarpe y en Los Roques de García (ver Figura 9). La roca ha adquirido tonos verdosos y azulados al interactuar con aguas de alta temperatura (probablemente superior a los 200-300°), calentadas por la proximidad de conductos magmáticos. En el acuífero, además, se han disuelto gases que han aumentado su capacidad de atacar la roca; de este modo, los minerales originales se han convertido en otros diferentes (cloritas, zeolitas, etc.), que son los que colorean la roca.

El conjunto de la serie está atravesado por una red de diques y pitones o chimeneas, que son los conductos que han alimentado las erupciones ocurridas en superficie; cuando la erupción cesa, el magma líquido que ocupa el conducto pierde calor lentamente hasta que consolida, generándose planos de retracción que compartimentan la roca en bloques poliédricos muy regulares. Estos elementos son, en general, contemporáneos de la Serie Cañadas inferior, pero a veces pertenecen a unidades posteriores, como es el caso de algunos que se encuentran en Los Roques de García. Los diques más gruesos, y sobre todo los pitones, tienen una gran compacidad que dificulta el avance de la alteración, de modo que, al contrario de los terrenos que los rodean, mantienen la elevada resistencia mecánica original. En consecuencia, la erosión los desmonta con dificultad, y diques y pitones dan lugar a paredes o torreones que emergen de los terrenos menos consistentes que los rodean.

Tramo Guajara-Degollada Angostura

A partir de la Degollada de Ucanca, la pared, que hasta aquí se había mantenido a una altitud uniforme próxima a los 2.500 m, asciende hasta los 2.715 m de Guajara y después pasa a tener un perfil ondulado, en donde elevaciones redondeadas (Guajara, Pasajirón, Roque de la Grieta, etc.) quedan separadas por degolladas suaves.

Entre la base del escarpe y el nivel de las degolladas sigue aflorando la Serie Cañadas inferior cortada por abundantes diques, con la novedad de que vuelven a



En la parte occidental de Las Cañadas, se eleva El Cedro.

aparecer basaltos análogos en composición y edad a los de Boca Tauce, al mismo tiempo que se reduce el espesor de las fonolitas suprayacentes. El cambio que se aprecia en el paisaje proviene de la aparición, sobre las anteriores, de otras fonolitas (de tonos rojizos más que oscuros) que resisten mejor al avance de la erosión por ser más jóvenes y encontrarse menos alteradas, de modo que ocupan los espacios entre degolladas.

Las fonolitas de la Serie Cañadas superior están constituidas sobre todo por planchas de aglutinado, de limitada dispersión lateral y considerable grosor, separadas por niveles de pómez. La diferencia en resistencia mecánica origina perfiles escalonados como el de Guajara, en donde cada plancha de aglutinado forma un escarpe vertical. La pómez de caída intercalada se dispone en capas de espesor uniforme si procede de centros de emisión relativamente alejados, o bien forma acumulaciones que denotan proximidad inmediata a la boca eruptiva, como en El Palomar. En esta última localidad ha quedado espléndidamente expuesta la variación gradual que experimentan los productos de una erupción fonolítica a medida



que va disminuyendo la cantidad de gas disuelto: partiendo de una pómez inicial muy vesiculada se llega a un aglutinado final cada vez más soldado, y ésto sin que se produzcan cambios en la composición química del magma.

Las determinaciones radiométricas de Ancochea et al. (1990, 1995 y 1999) revelan una edad aproximada de 0.90-0.65 millones de años para las fonolitas superiores, significando que, antes de su aparición, en este sector del Edificio Cañadas se había producido una desactivación del volcanismo que se prolongó durante unos cientos de miles de años, estableciéndose la superficie erosiva que ahora separa ambas unidades. Hay que señalar, sin embargo, que mientras aquí reinaba la calma, a poca distancia se estaba produciendo una acumulación de basaltos en el sector de Las Pílas (relleno del deslizamiento de Tamadaya).

Tramo Degollada Angostura-Risco Verde

A partir de la Degollada de la Angostura la pared cambia de aspecto: de ser un relieve muy retocado por la erosión se convierte en un tajo limpio y uniforme, casi

Dique fonolítico múltiple en la Pared de Las Cañadas, cerca de Boca de Tauce.

vertical y, al mismo tiempo, queda expuesta una sucesión estratigráfica totalmente distinta en naturaleza, estructura, edad, grado de alteración y significado volcanológico. La Serie Cañadas inferior y sus diques (ver Figura 9) está aquí decapitada bruscamente por una superficie cóncava, inclinada hacia el Este, que no es un accidente meramente local, dado que, en el subsuelo del exterior de Las Cañadas, se prolonga hasta el mar siguiendo a grandes rasgos la traza del Bco. de Tamadaya, en Arico. Más allá de esa frontera, las numerosas galerías que, con longitudes en torno a los 5 km, perforan el subsuelo, ya no vuelven a encontrar la Serie Cañadas inferior, atravesando en cambio una potentísima sucesión de lavas basálticas que albergan voluminosas reservas de aguas subterráneas. Al igual que en los subsuelos de Güímar y La Orotava, bajo las lavas aparece la brecha caótica conocida genéricamente como mortalón.

Lo que aflora en este tramo no es otra cosa que el techo de la última sucesión mencionada, y consiste en un apilamiento monótono de lavas delgadas y aparentemente horizontales que, en realidad, están inclinadas hacia el SE, perpendicularmente a la pared. En la base son basaltos datados en 1.03 millones de años, en la porción media abundan los traquibasaltos con alguna intercalación de pómez de caída y, ya en el techo, hay una o dos coladas fonolíticas datadas en 0.71 MA, que, al igual que la pómez anterior, pertenecen a las fonolitas superiores del tramo Guajara-Degollada Angostura.

En definitiva, este tramo representa la porción superior de relleno de un gran deslizamiento en masa dirigido hacia el este (Deslizamiento de Tamadaya), producido hace aproximadamente 1.4 millones de años, que desactivó por largo tiempo el volcanismo en la mitad occidental de Las Cañadas. La depresión así generada se fue rellenando progresivamente con basaltos y, ya hacia el final, pudo restablecerse de nuevo la actividad fonolítica en la zona de Guajara, etcétera.

Tramo Risco Verde-Portillo

Más espectacular todavía que el cambio lateral de La Angostura es el que tiene lugar en Risco Verde, donde las lavas oscuras anteriores dan paso a una acumulación de pumitas blancas. El plano de separación no debe apartarse mucho de la vertical, pero está enmascarado por depósitos de ladera; en el subsuelo conecta con la pared oriental de Tigaiga y con el promontorio de Izaña (ver Figura 1), tal como puede observarse en varias galerías (Río de las Vacas, Chifira, Río de la Plata, etc.) que, partiendo del sur de la Isla, intersectan el anfiteatro oculto de La Orotava bajo la extensa planicie del Llano de los Infantes. En otras palabras: lo que vemos en este tramo no es otra cosa que la disección de los materiales que rellenan la cabecera del deslizamiento de La Orotava, que en esta zona han progresado hasta colmatar la pared del anfiteatro.

La parte más próxima al Portillo, de tonos oscuros y rojizos, es la continuación del campo de conos piroclásticos que se extiende en superficie por la cabecera del valle de La Orotava (ver Mapa Geológico); en la pared quedan expuestos niveles

profundos que desvelan las particularidades del sistema de alimentación magmática (un conjunto de diques de dirección NE con ramificaciones en cada cono) o la estructura interna de las acumulaciones de piroclastos basálticos, menos regulares de lo que habitualmente se piensa.

La concentración y acumulación de conos en una franja transversal al valle creó un relieve positivo, y entre éste y la pared del anfiteatro se formó una cuenca cerrada en donde quedaron atrapados los productos fonolíticos explosivos (pómez de caída, flujos piroclásticos) que comenzaron a emitirse cuando ya el relleno del valle había progresado considerablemente. Aunque en esta última fase coexistieron el volcanismo basáltico y el fonolítico, los centros de emisión de cada uno de ellos estuvieron localizados en espacios geográficos diferentes: los basálticos en la cabecera de La Orotava y los fonolíticos fuera del valle, en algún lugar de la porción desaparecida del Edificio Cañadas.

Topo de la Grieta y El Palomar, en el tramo Guajara-Angostura de la Figura 9.

