



# Modelos geológicos en 3D de la isla de Tenerife

Ilazkiñe Iribarren Rodríguez

**ADVERTIMENT.** La consulta d'aquesta tesi queda condicionada a l'acceptació de les següents condicions d'ús: La difusió d'aquesta tesi per mitjà del servei TDX ([www.tdx.cat](http://www.tdx.cat)) i a través del Dipòsit Digital de la UB ([diposit.ub.edu](http://diposit.ub.edu)) ha estat autoritzada pels titulars dels drets de propietat intel·lectual únicament per a usos privats emmarcats en activitats d'investigació i docència. No s'autoritza la seva reproducció amb finalitats de lucre ni la seva difusió i posada a disposició des d'un lloc aliè al servei TDX ni al Dipòsit Digital de la UB. No s'autoritza la presentació del seu contingut en una finestra o marc aliè a TDX o al Dipòsit Digital de la UB (framing). Aquesta reserva de drets afecta tant al resum de presentació de la tesi com als seus continguts. En la utilització o cita de parts de la tesi és obligat indicar el nom de la persona autora.

**ADVERTENCIA.** La consulta de esta tesis queda condicionada a la aceptación de las siguientes condiciones de uso: La difusión de esta tesis por medio del servicio TDR ([www.tdx.cat](http://www.tdx.cat)) y a través del Repositorio Digital de la UB ([diposit.ub.edu](http://diposit.ub.edu)) ha sido autorizada por los titulares de los derechos de propiedad intelectual únicamente para usos privados enmarcados en actividades de investigación y docencia. No se autoriza su reproducción con finalidades de lucro ni su difusión y puesta a disposición desde un sitio ajeno al servicio TDR o al Repositorio Digital de la UB. No se autoriza la presentación de su contenido en una ventana o marco ajeno a TDR o al Repositorio Digital de la UB (framing). Esta reserva de derechos afecta tanto al resumen de presentación de la tesis como a sus contenidos. En la utilización o cita de partes de la tesis es obligado indicar el nombre de la persona autora.

**WARNING.** On having consulted this thesis you're accepting the following use conditions: Spreading this thesis by the TDX ([www.tdx.cat](http://www.tdx.cat)) service and by the UB Digital Repository ([diposit.ub.edu](http://diposit.ub.edu)) has been authorized by the titular of the intellectual property rights only for private uses placed in investigation and teaching activities. Reproduction with lucrative aims is not authorized nor its spreading and availability from a site foreign to the TDX service or to the UB Digital Repository. Introducing its content in a window or frame foreign to the TDX service or to the UB Digital Repository is not authorized (framing). Those rights affect to the presentation summary of the thesis as well as to its contents. In the using or citation of parts of the thesis it's obliged to indicate the name of the author.



# MODELOS GEOLÓGICOS EN 3D DE LA ISLA DE TENERIFE

*Itzkiñe Iribarren Rodríguez*

Programa de Doctorado de Ciencias de la Tierra

Departamento de Geodinámica y Geofísica

Universitat de Barcelona

**Joan Martí Molist**  
*Director*

**Joan Manuel Vilaplana**  
*Tutor*



Barcelona 2014

## Capítulo 2

# GEOLOGÍA Y VOLCANOLOGÍA DE TENERIFE

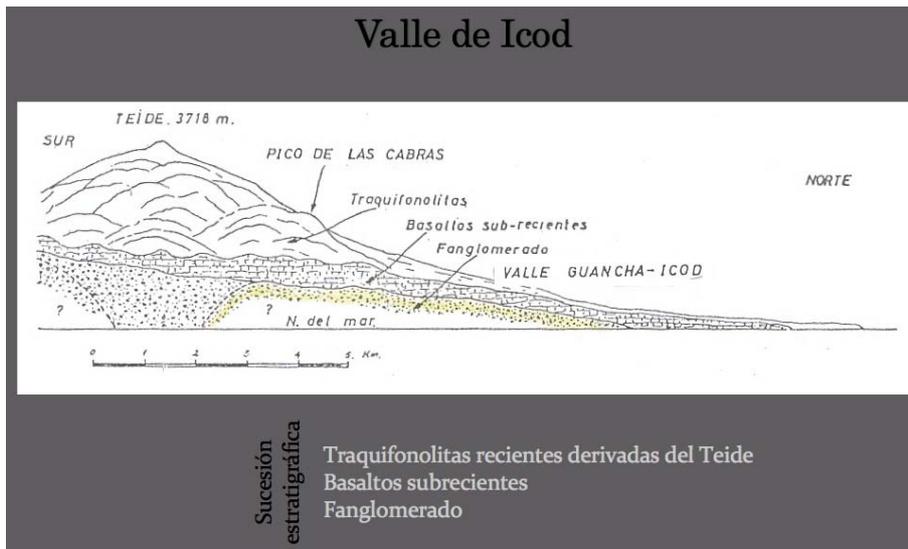
### ***2.1 REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA***

---

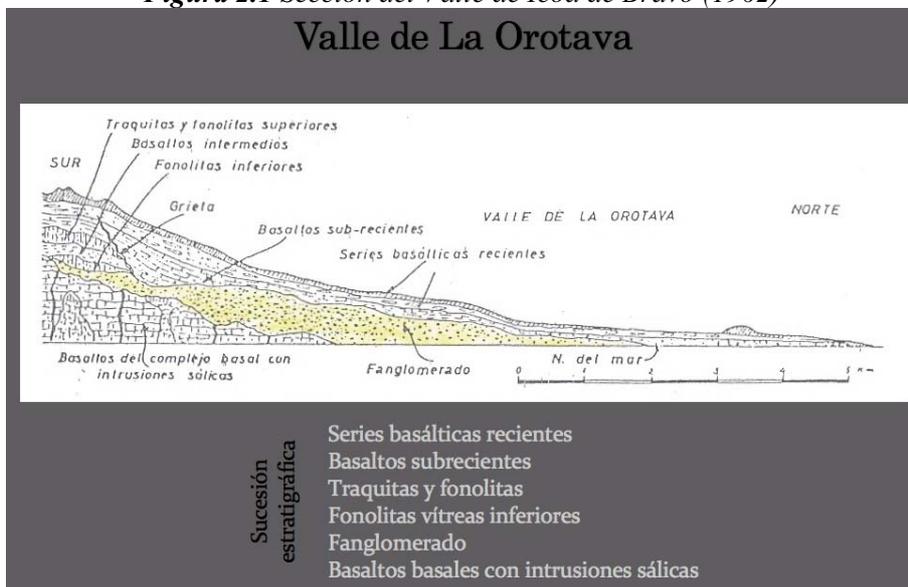
La investigación geológica de la isla de Tenerife comenzó hace algo más de medio siglo. Es un periodo de tiempo relativamente corto y durante el cual las técnicas científicas han avanzado considerablemente. A pesar de que ha habido autores anteriores, como por ejemplo Hausen (1956), tomamos a Bravo (1962) como punto de partida de los estudios geológicos que se han realizado en la isla.

En 1962 se publica “El circo de Las Cañadas y sus dependencias” (Bravo, 1962), donde se muestra la importancia del estudio del subsuelo para comprender mejor la estructura geológica de la isla, como complemento a los estudios de superficie. Se basa en 100 km de registro geológico de algunas galerías que circundan la depresión de Las Cañadas. Tanto en los valles de La Orotava e Icod, como bajo el macizo de Tigaiga, se observa que existe un material de depósito de avalancha (llamado *fanglomerado* por el autor) de más de 350 m de espesor, arcilloso y con clastos poligénicos, que relaciona con explosiones de gran intensidad y que estratigráficamente se sitúa por encima del núcleo basal de la isla. El origen que propone para la caldera de Las Cañadas es un gran valle central de erosión, con red de drenaje con salida por Guancha-Icod. Las emisiones basálticas posteriores a este periodo erosivo se deslizarían sobre el fanglomerado empapado en agua subterránea, que actuaría como superficie de deslizamiento lubricada, para dar lugar a los valles de Güímar y La Orotava.

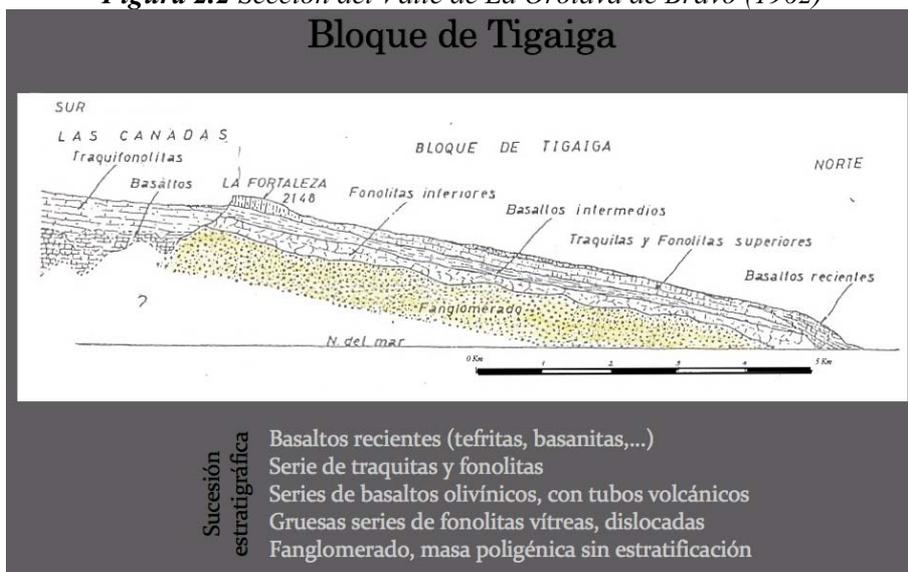
Las investigaciones subterráneas facilitan perfiles de las formaciones del macizo de Tigaiga y los materiales que rellenan los valles de Icod y La Orotava (Figuras 2.1 a 2.4). En estas zonas se muestran basaltos recientes, subrecientes, traquitas y fonolitas, traquifonolitas y finalmente el fanglomerado en la parte inferior. Estos depósitos sólo son sobrepasados por las perforaciones en el caso del valle de La Orotava, debajo de los cuales aparecen unos basaltos basales con intrusiones sálicas.



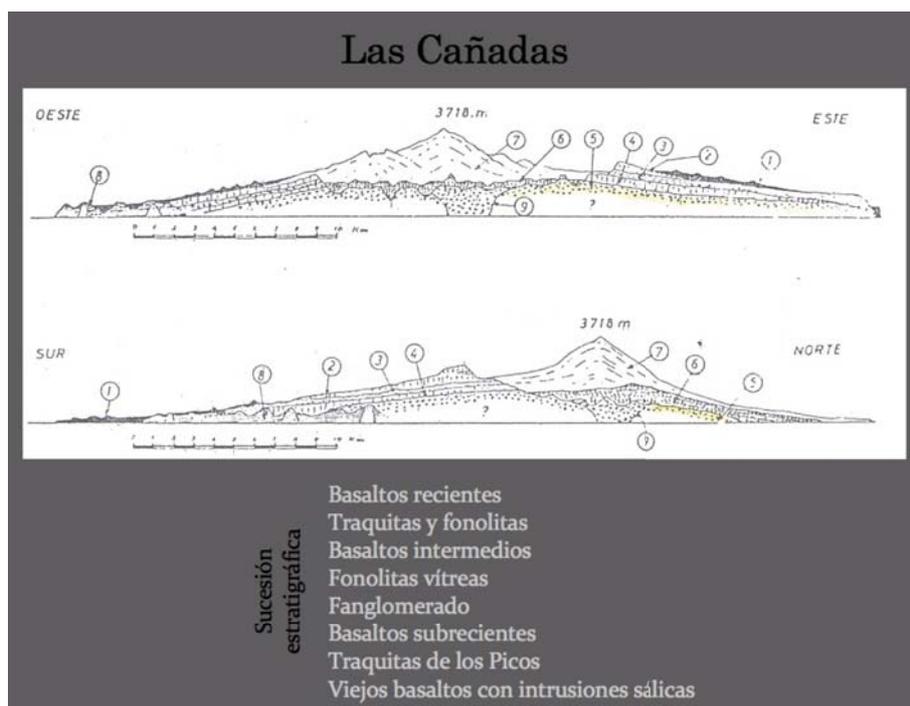
**Figura 2.1** Sección del Valle de Icod de Bravo (1962)



**Figura 2.2** Sección del Valle de La Orotava de Bravo (1962)



**Figura 2.3** Sección del Macizo de Tigaiga de Bravo (1962)



**Figura 2.4** Sección de Las Cañadas de Bravo (1962)

Unos años después, Fúster et al. (1968) publica “Geología y volcanología de las islas canarias: Tenerife” donde hace una división estratigráfica de toda la isla basada en 5 series principales: Series antiguas (Serie basáltica I y Serie basáltica II), Serie Cañadas, Serie traquítica y traquibasáltica, Serie III y Series recientes. Además de las series mencionadas, existen depósitos de avalancha (llamado localmente *mortalón*) en varios valles. (Tabla 2.1)

Formaciones Postmiocenas	Series Recientes Serie Basáltica III Serie Traquítica y Traquibasáltica Serie Cañadas Serie Basáltica II	Series IV Complejo Teide-Pico Viejo
Formaciones Miocenas	Mortalón Serie Basáltica I	

**Tabla 2.1** Esquema de las Series definidas por Fúster et al. (1968)

Las Series antiguas afloran en su mayor parte en los macizos de Teno y Anaga, aunque también están presentes en la dorsal NE, las paredes N y S del valle de Güímar y en los Roques de las proximidades de Adeje.

En lo referente a la Serie Cañadas, su contacto con la serie inferior es una discordancia erosiva. Gran parte de su estratigrafía queda visible en la pared de Las Cañadas, donde se muestra una gama de transición de sus materiales que van desde basaltos, tefritas, ordanchitas, traquibasaltos, traquitas, fonolitas hasta intercalaciones pumíticas que corresponden a facies explosivas. Al igual que las Series antiguas, la Serie Cañadas se encuentra subdividida en dos unidades. Cañadas Inferior queda limitada a la periferia meridional del edificio desaparecido, aflora también, pero con una potencia menor, en los valles de La Orotava y Güímar, cumbres de Anaga y dorsal NE, además de constituir la mayor parte del macizo de Tigaiga. Mientras, Cañadas Superior se localiza en la pared de Las Cañadas y borde del escarpe. Tiene un carácter fundamentalmente fonolítico que termina con unas emisiones ignimbríticas con estructuras bandeadas.

La secuencia continúa con la Serie traquítica y traquibasáltica, formada por una sucesión de coladas de composiciones que, como bien indica su nombre, varían entre traquíticas o traquifonolíticas y traquibasálticas. Estratigráficamente se sitúan por encima de la Serie Cañadas y sus centros emisores estarían en las zonas más externas de la actual depresión.

La mayor parte de las emisiones de la Serie basáltica III coinciden con zonas de debilidad en el sustrato de la isla. Se producen emisiones en la dorsal NE aprovechando fracturas preexistentes según la dirección estructural, en la zona que quedó cubierta posteriormente bajo el complejo Teide-Pico Viejo y en las zonas topográficamente más bajas.

Y por último están las Series recientes. Aquí Fúster también hace una subdivisión. Por un lado, las emisiones ácidas que corresponden al complejo Teide-Pico Viejo y sus periféricos. Por otro lado, las emisiones básicas (de composición más frecuentemente traquibasáltica) también llamadas Series IV, formadas por los centros eruptivos basálticos fisurales históricos o casi históricos que están dispersos por toda la isla.

En 1971 se publica en la revista de *Estudios Geológicos* un trabajo sobre la litología y estructura del Edificio Cañadas (Araña, 1971). Destaca que la sucesión volcano-estratigráfica está determinada por una emisión progresiva de tres episodios sálicos que se distinguen por su distribución geográfica, rasgos macroscópicos y caracteres geográficos y geoquímicos. El primer y segundo episodio sálico pertenecen a la Serie Cañadas Inferior, mientras que el tercer episodio sería parte de la Serie Cañadas Superior. Entre las Series basálticas antiguas y la Serie Cañadas Inferior se encuentra el depósito de avalancha que Bravo llamaba *fanglomerado*, y que aflora en Callao de Méndez (costa al W del Puerto de La Cruz). Al describir el edificio Cañadas hace una clara distinción entre la pared de Las Cañadas, las Bandas del Sur y el Macizo de Tigaiga.

En lo referente a la petrografía hace una clasificación basada en 3 grupos:

- Rocas básicas: predominan los basaltos y basanitas
- Rocas intermedias: traquibasaltos
- Rocas sálicas: traquitas y fonolitas

Además de estos tres grandes grupos de rocas describe los piroclastos sálicos y las eutaxitas. Éstas últimas corresponden a las también llamadas ignimbritas bandeadas.

Es bastante interesante el capítulo que se refiere a los caracteres volcano-tectónicos del edificio Cañadas en el que se describen las fracturas, red filoniana, distribución de los centros de emisión, zonas de alteración hidrotermal y se hace un análisis de la propia pared de Las Cañadas. Aquí se incluye un estudio de las direcciones y características de 56 diques de Las Cañadas, cuyas direcciones radiales convergen en el centro de Las Cañadas, con un perímetro paralelo a la pared con forma elíptica. Hay dos grupos principales, el primero pertenece a la zona más occidental y el segundo a la parte de Guajara. Corresponderían a dos edificios distintos cuyas áreas de influencia se imbricarían.

Finalmente analiza la génesis del circo de Las Cañadas, concluyendo que tuvo que ser un proceso muy rápido por no haber discordancias erosivas notables y que ocurrió tras la formación total del edificio. El edificio tendría una altura máxima entre los 2700 y 3000m, localizada entre Guajara y El Portillo, siendo el edificio de una cota inferior y más antiguo en la parte W.

Ya Araña (1971) indica que el origen de la depresión de Las Cañadas se despejaría al hacerse un estudio profundo y detallado del subsuelo. Expone de manera clara las tres hipótesis sobre la génesis de la depresión: erosiva, explosiva y hundimiento.

No considera a la hipótesis erosiva como la óptima para explicar el origen. Sería el mayor valle y cabecera de deslizamiento conocido en el mundo, el volumen desplazado sería más de tres veces mayor que en el caso del hundimiento y la estabilidad del Teide-Pico Viejo no se podría explicar teniendo el volumen y la localización que tiene.

Respecto a la hipótesis explosiva los bloques mayores formados durante la detonación deberían encontrarse en las áreas más cercanas al centro emisor, y lo cierto es que no observan estos líticos dentro de los depósitos pumíticos de la pared. Araña (1971) indica que sí que existe un afloramiento en Fortaleza que contiene una brecha con bloques de hasta 2 m de diámetro, pero cuya potencia no se puede calcular porque el depósito ha sido removido en algunas zonas, aunque no parece que recoja todo el volumen necesario para crear la depresión actual. La situación de la brecha se encuentra sobre los depósitos del edificio Cañadas, así que se debió producir tras su formación, pero no tuvo porqué ser la causa de la propia depresión. En el borde de Pico Viejo se encuentran brechas de otra naturaleza. Parece que hay evidencias de repetidas explosiones destructoras pero que sin embargo, no corresponderían con la génesis del Circo.

La hipótesis del hundimiento no tiene argumentos en contra y sin embargo, los que tiene a favor no son concluyentes. Algunos de los puntos que apoyan esta idea son: La morfología de las paredes coincidente con la que se formaría por inversión del relieve; La forma y volumen del complejo Teide-Pico Viejo concuerdan con su apoyo sobre una superficie deprimida; La intersección de las direcciones estructurales NW y NE en la zona de la depresión; Existencia de una red filoniana paralela a la pared; Malla de diques del Llano de Ucanca favorable al colapso dado su buzamiento hacia el centro de la depresión; Asociación de las emisiones eutaxíticas a calderas de colapso en otras regiones; Gran volumen de material emitido en esta región que favorece la debilitación de la corteza y el posible vaciado en algún nivel de la intrusión que provocase el colapso.

Araña (1971) apoya la hipótesis del hundimiento, donde deduce que la profundidad máxima del hundimiento será superior a los 600m de desnivel que muestra Guajara respecto a la depresión actual, pero no mucho más. La subsidencia no la relaciona directamente con el vaciado de una cámara superficial, dejando abierta la opción a que el desequilibrio esté causado por una inestabilidad en la base de la propia intrusión, pudiendo estar ésta a gran profundidad. Deja así mismo abierta la posibilidad de que Los Roques de García sean la separación de una doble caldera.

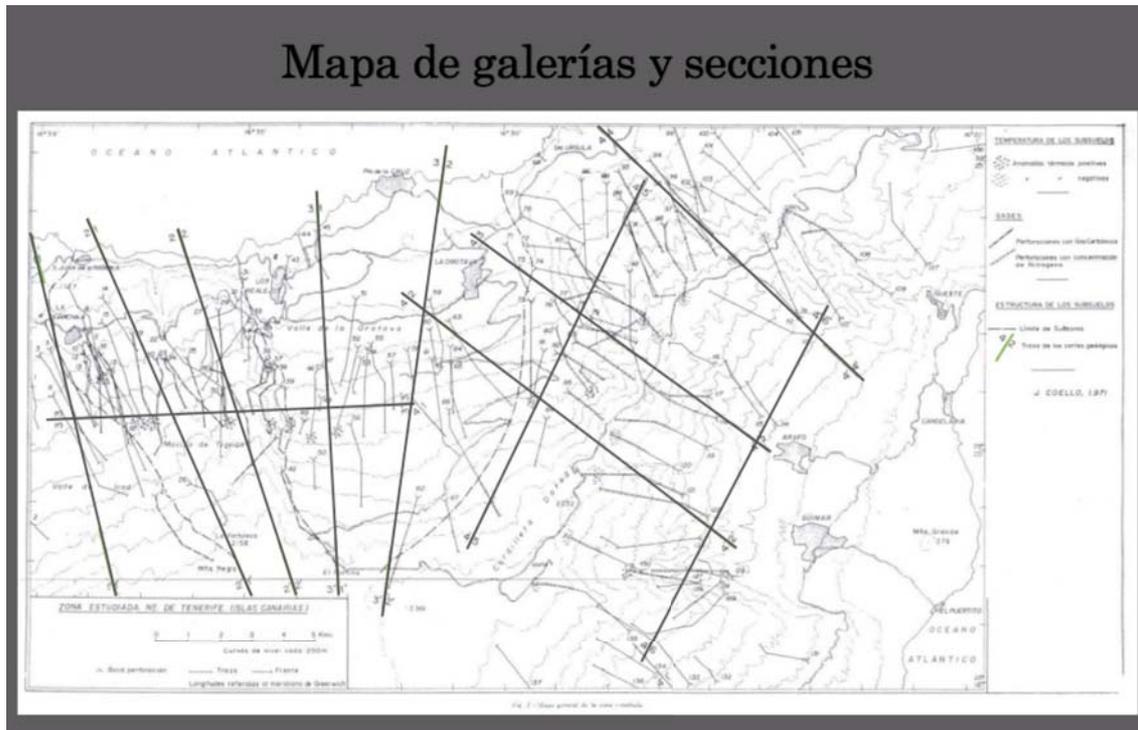
Coello realiza su tesis bajo la dirección de Bravo y escribe un artículo sobre las series volcánicas en subsuelos, que abarca la zona de los valles de Icod, La Orotava y Güímar (Coello, 1973). Este trabajo está basado en el estudio de 137 galerías. A parte de las características geológicas a lo largo de 340 km, se miden temperaturas de aguas y se toman datos de gases ( $\text{CO}_2$  y  $\text{H}_2$ ). Establece la siguiente sucesión para las series volcánicas de Tenerife (Figura 2.5), no siendo el complejo basal visible en esta isla. La Serie basáltica I será la que forma los macizos de Anaga, Teno y una zona de Adeje; la brecha volcánica, que no ha sido posible atravesarla en su totalidad; la Serie basáltica II que se sitúa sobre la Serie I en la dorsal NE (secciones de la Figura 2.11) y ladera Sur del valle de Güímar, así como sobre la brecha en la ladera Este del valle de La Orotava (Figura 2.9); la Serie Cañadas tiene la misma base que la Serie basáltica II, que es la brecha volcánica, por lo que se piensa que son contemporáneas; la Serie subreciente III agrupa todos los materiales eruptivos básicos, ácidos e intermedios que se adaptan al relieve de las zonas anteriores; y por último está la Serie reciente IV, que es continuación de la anterior, pero en la que se agrupan las últimas erupciones históricas y las que, a pesar de no serlo, mantienen todavía el malpaís.

### Columna estratigráfica para Tenerife



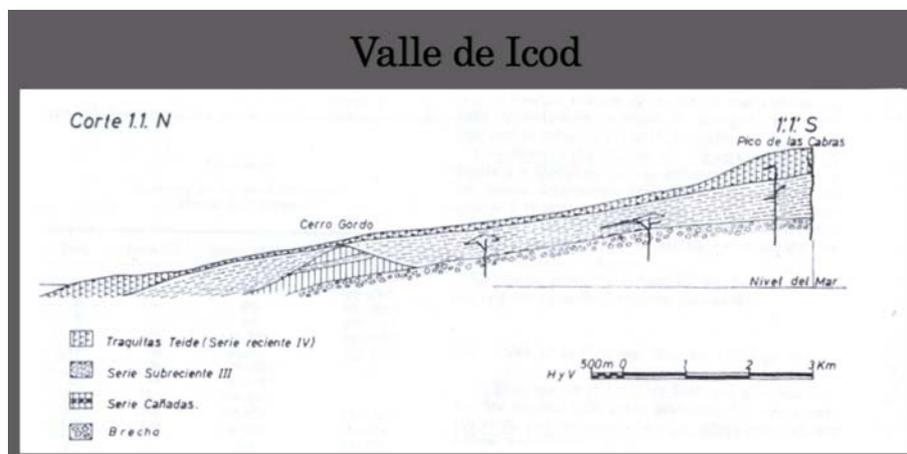
*Figura 2.5* Columna estratigráfica de Tenerife según Coello (1973)

El autor realiza cortes transversales característicos para cada zona en las que divide el área de estudio teniendo en cuenta los espesores atravesados por las galerías.

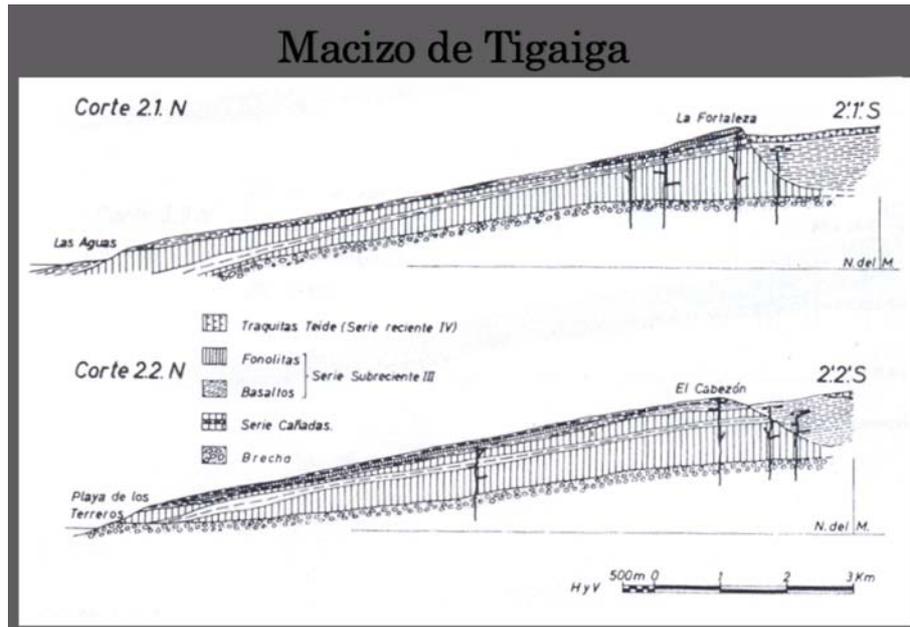


**Figura 2.6** Mapa de galerías y cortes del estudio de Coello (1973)

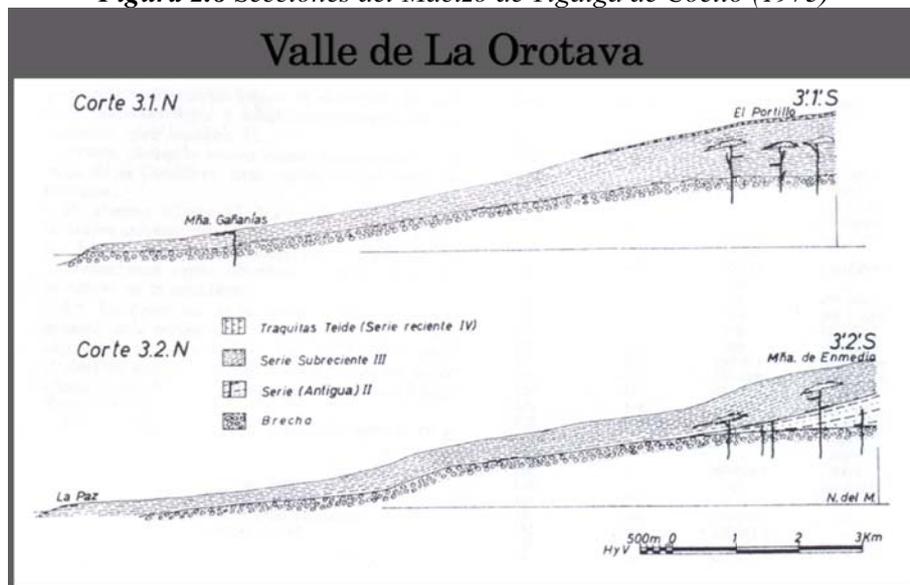
En el valle de Icod algunas perforaciones dirigidas al E atraviesan la Serie Cañadas y al cambiar la dirección hacia el W vuelven a salir al valle atravesando la Serie III (Figura 2.7). En este valle la brecha volcánica supera los 500 m de espesor horizontal, mientras que en el valle de La Orotava no se perfora a todas las cotas la Serie III y aparece como la cobertera del macizo de Tigaiga (Figuras 2.8 y 2.10). Otra de las observaciones que hacen es que en los cortes que pasan por Izaña y el Pico de Cho Marcial, las dos laderas de la dorsal de La Esperanza tienen relieves asimétricos, registrando mayor potencia en la ladera norte.



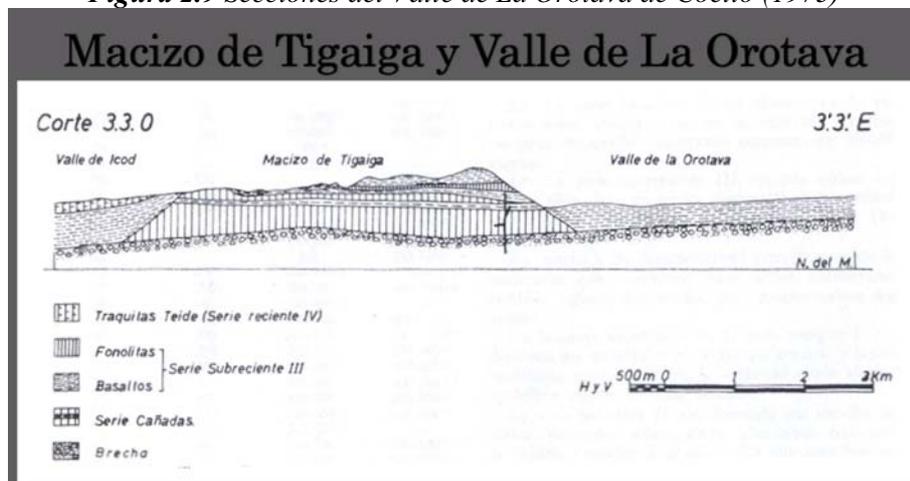
**Figura 2.7** Sección del Valle de Icod de Coello (1973)



**Figura 2.8** Secciones del Macizo de Tigaiga de Coello (1973)



**Figura 2.9** Secciones del Valle de La Orotava de Coello (1973)



**Figura 2.10** Sección del Macizo de Tigaiga y Valle de La Orotava de Coello (1973)

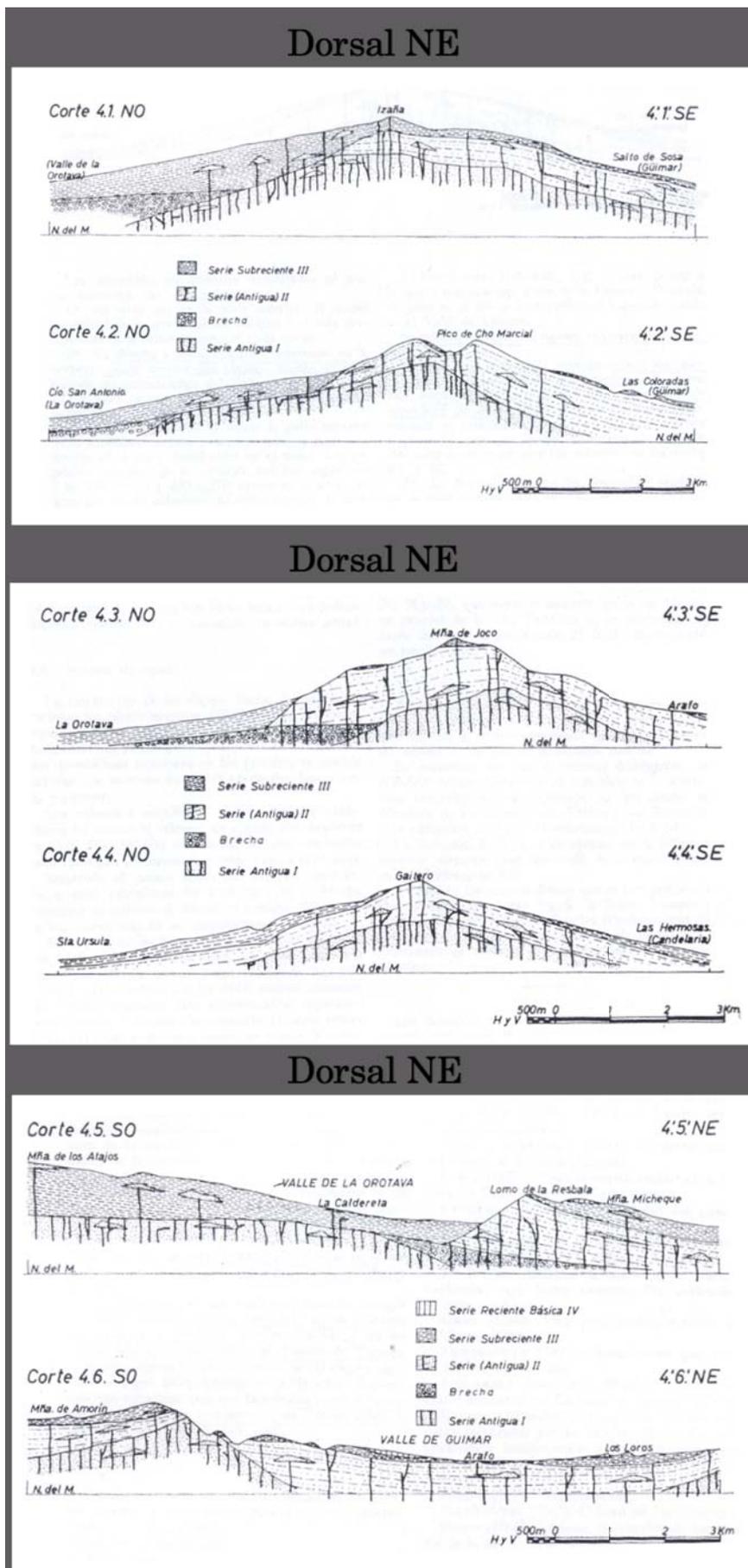


Figura 2.11 Secciones de la dorsal NE de Coello (1973)

En referencia a los diques, estos son fácilmente visibles en las galerías. En la zona del valle de Icod son pocos los que se atraviesan, de naturaleza principalmente basáltica y dirección preferente NE-SW. En la zona de Tigaiga también son poco frecuentes, y en su mayoría basálticos. Al encontrarse entre materiales de la Serie Cañadas, el autor interpreta que son conductos de alimentación de emisiones de coladas subrecientes. Dice que “los materiales de la Serie Cañadas, o gran parte de los mismos, tendrían sus centros de emisión en los subsuelos del interior o borde del recinto de las Cañadas”. Recuenta un total de 8 diques verticales NE-SW y 6 diques verticales NW-SE.

En el valle de La Orotava los diques siguen siendo escasos, y con direcciones dominantes NW-SE y NE-SW. Aparece algún dique fracturado y desplazado en la zona superior de la brecha volcánica, lo que parece confirmar la idea de grandes corrimientos de terreno, deslizándose sobre esta capa plástica. (Coello, 1973).

No obstante, en la dorsal NE los diques son muy abundantes, pero no se distribuyen de igual modo en las series. Mientras que en la Serie III casi no aparecen, en la Serie II son numerosos (con una frecuencia de uno cada 200 ó 300 metros), y en la Serie I todavía son más frecuentes (varios en un tramo de 100 metros). Los más abundantes son los de tipo basáltico y verticales, y sus direcciones preferentes son la de la propia dorsal (NE-SW) y esporádicamente NW-SE, NNE-SSW y E-W.

Las fracturas siguen en general un rumbo NW-SE en la zona de la dorsal NE. Suelen ser verticales y distensivas, con aberturas centimétricas, aunque pueden llegar hasta 1 metro en algunos casos y con una presencia mayor en el eje de la dorsal y menor en los bordes.

Se han localizado fracturas también en la cabecera del valle de la Orotava y en los bordes oriental y occidental del macizo de Tigaiga. Estas fracturas siguen las mismas direcciones que los diques, pero son independientes a estos. Lo que lleva a pensar al autor que “son la primera etapa o iniciación de los grandes corrimientos de terreno sobre la superficie de la brecha volcánica”. Las únicas fallas encontradas tanto en superficie como en el subsuelo no sobrepasan los 3 metros de salto, siendo probablemente de asentamiento de los terrenos (barranco del Valle Seco, al Este de la Mancha Verde, Anaga).

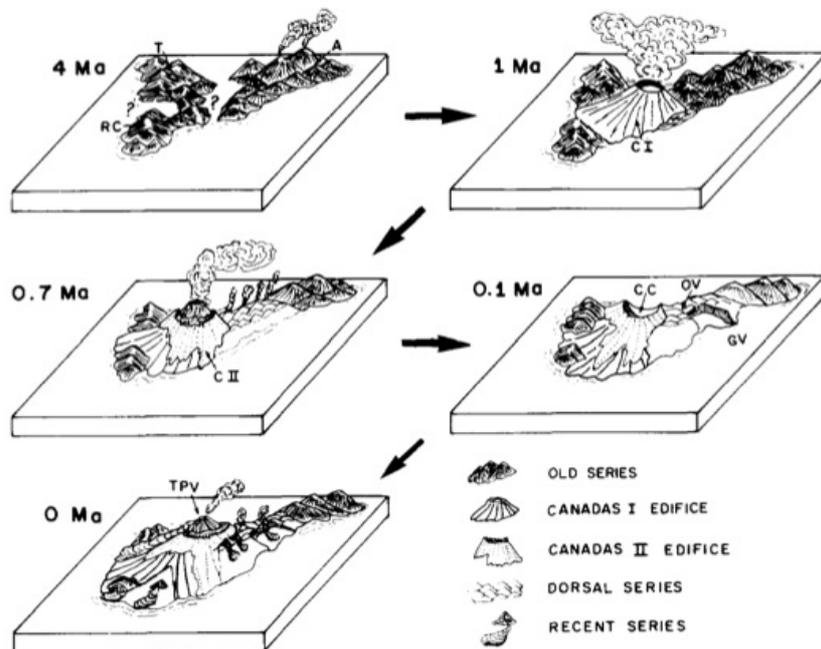
La depresión de Las Cañadas la relaciona, al igual que los Valles de La Orotava y Güímar, con avalanchas de grandes masas de terreno sobre superficies plásticas, además de un efecto erosivo importante debido a aguas superficiales.

Durante el congreso celebrado en Lanzarote, Navarro et al. (1989b) plantean la diferencia entre las depresiones de Güímar y La Orotava, frente a la de Las Cañadas. En las dos primeras no hay una diferencia composicional entre los materiales pre y post-depresión. Sin embargo, en el caso de Las Cañadas los materiales previos pertenecen a un magmatismo fonolítico, mientras que los posteriores corresponden a basaltos olivínicos muy fluidos. Sólo en la parte superior de la sucesión post-Cañadas aparecen los traquibasaltos y traquitas. A pesar de no ser depresiones formadas sincrónicamente, el proceso de formación que se les atribuye es el mismo: 1) excesivo crecimiento vertical, generando inestabilidades gravitacionales que dan lugar a deslizamientos grandes e instantáneos. 2) Los deslizamientos hacen que se modifique la morfología y el sistema de alimentación magmático profundo. Al descender la carga litostática se incrementa el ratio de generación de magma. Por eso cada deslizamiento va seguido de un periodo de volcanismo intenso. 3) Al incrementarse el espesor del relleno, se vuelven a alcanzar las condiciones de presión previas a la depresión. Así aumenta el tiempo entre las erupciones, decrece el ratio de generación de magma, y aumenta el tiempo de residencia en niveles someros permitiendo que se formen magmas de composiciones más evolucionadas.

Basándose en nuevos datos de K-Ar Ancochea et al. (1990) abogan porqué los macizos de Teno, Anaga y Roque del Conde representan edificios independientes, con épocas de actividad diferentes (Figura 2.12). Tal es, que en Anaga hubo 3 periodos separados por discordancias, mientras que en Teno hubo dos igualmente separados por una discordancia. Sin embargo en el caso de Roque del Conde las determinaciones de edades indican dos periodos separados de actividad, sin que se haya detectado ninguna discordancia.

Los valles de Güímar y La Orotava se forman entre los 0.83 y 0.78 M.a., según las dataciones obtenidas para los flujos de los respectivos valles. Sin embargo, el de Cañadas II sería posterior a 0.17-0.13 M.a. Bajo el edificio de Teide-Pico Viejo se encuentra un depósito caótico similar al de los valles de Güímar y La Orotava, además no se encuentra el borde de la caldera en el lado NW de Las Cañadas. Respecto a la

brecha caótica indican que tiene un espesor superior a los 100 m, estando cubierta por 500-900 m de lavas de Teide-Pico Viejo.



**Figura 2.12** Evolución temporal de la actividad volcánica de Tenerife según Ancochea et al. (2000). A= macizo de Anaga; T= macizo de Teno; RC= macizo Roque del Conde; CI= edificio Cañadas I; CII= edificio Cañadas II; CC= caldera de Las Cañadas; OV= valle de La Orotava; GV= valle de Güímar; TPV= edificio Teide-Pico Viejo [Extraído de Ancochea et al. (1990)]

Respecto a las tasas eruptivas, calculan un ratio de 0.5-0.25 km<sup>3</sup>/ka para las Series Antiguas, con un volumen total de 2000km<sup>3</sup>. Para el edificio Cañadas I estiman valores de 0.4 km<sup>3</sup>/ka, que sumarían 350-400 km<sup>3</sup>, en tanto que para Cañadas II sería de 0.2-0.25 km<sup>3</sup>/ka dando 150-200 km<sup>3</sup> de volumen. (Ancochea et al., 1990)

Los estudios estratigráficos, estructurales y geocronológicos realizados por Martí et al. (1994) muestran la complejidad del sistema caldérico de Las Cañadas. La secuencia estratigráfica que se expone en la pared de Las Cañadas muestra los grupos de Cañadas Inferior y Superior divididos por una clara discordancia. A su vez, el grupo superior está compuesto por 3 formaciones (Ucanca, Guajara y Diego Hernández), representando cada una de ellas un ciclo de actividad dominado por el volcanismo fonolítico explosivo y una actividad secundaria basáltica. Los productos de las erupciones explosivas pertenecientes al grupo Cañadas Superior, son facies proximales típicas de la pared de la caldera con brechas co-ignimbríticas, pómez de caída y depósitos de caída soldados. Las unidades de rocas soldadas que cubren la pared de la caldera indican que la erupción fue simultánea o muy próxima temporalmente a la formación de calderas, y que no sucedieron fenómenos erosivos significantes

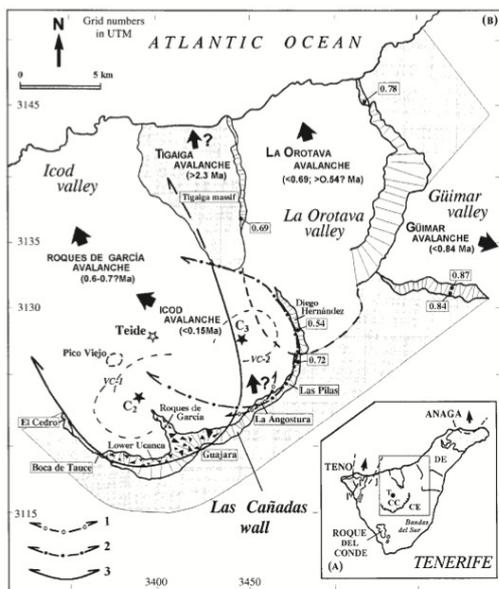
posteriormente. Se puede añadir, que la relación de cobertura de estos depósitos indica que el centro eruptivo debía estar próximo a la pared de la caldera. Al relacionar estas unidades con las unidades piroclásticas que se extienden por la zona sur de la isla, se calculan volúmenes de material piroclástico que excenden los  $130 \text{ km}^3$ . Este volumen eyectado es muy próximo al volumen original de la caldera ( $140 \text{ km}^3$ ). Existen evidencias de episodios de inflación y deflación observadas en elementos estructurales como son los diques fonolíticos radiales, concéntricos y fallas, fallas radiales inversas y finalmente *cone sheets*, siendo todos estos elementos característicos de colapsos de caldera. Exponen estas evidencias estratigráficas y estructurales para apoyar la hipótesis de colapso de caldera como origen de la caldera de Las Cañadas. Los colapsos de flanco serían factibles tras la formación de la caldera durante diferentes episodios. De esta forma el colapso de flanco del sector norte explicaría la desaparición de la pared norte de la caldera de Las Cañadas (Martí et al., 1994).

Carracedo (1994) retoma las ideas de Bravo (1962) y Navarro y Coello (1989), para insistir en que los valles de deslizamiento son también los responsables de la formación de la caldera de Las Cañadas. Los estudios batimétricos (Watts and Masson, 1994, 2001; Masson et al., 2002) indican grandes volúmenes de debris sumergidos debidos a deslizamientos, estando algunos de ellos relacionados con los valles de Icod, La Orotava y Güímar, lo que aprovechan estos autores para argumentar como evidencia de la formación de la caldera de Las Cañadas por deslizamiento. Ante estas nuevas evidencias, Martí et al. (1997) arguyen que la formación del Valle de La Orotava coincide con el episodio de colapso vertical que terminó con el ciclo de Guajara. De forma semejante el Valle de Icod coincidiría con la más reciente formación de caldera, responsable de la destrucción del centro volcánico de Diego Hernández. Esta hipótesis del deslizamiento lateral como explicación para el origen de la caldera de Las Cañadas, no es compatible con los cálculos realizados con el método del límite de equilibrio, cuyos resultados muestran que los deslizamientos dirigidos hacia el norte nunca afectan a la ladera sur del edificio volcánico. Sin embargo, si se hubiesen producido colapsos de caldera, se calcula que el área de la caldera quedaría expuesta a una concentración de esfuerzos de cizalla y tensión que podrían disparar algunos deslizamientos laterales formados en los márgenes de la caldera de Las Cañadas (Martí et al., 1997).

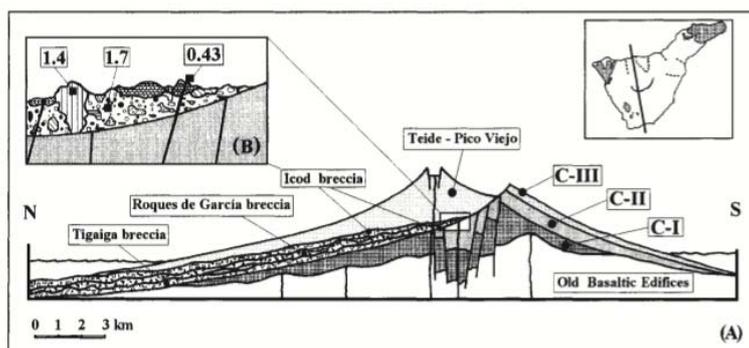
En un nuevo artículo Ancochea et al. (1999) interpretan los depósitos de avalancha de Tigaiga, Roques de García, La Orotava e Icod. Para el de Tigaiga dan

edades mayores de 2.3 Ma, que correspondería al depósito de avalancha originado al destruirse el norte de la formación volcánica que ellos denominan Cañadas I. Respecto al depósito de avalancha que se encuentra en la base de Los Roques de García no tienen muy clara su formación, pero dan tres posibles: 1) Un evento más joven que pre-Teide. 2) Final de Cañadas II. 3) Durante Cañadas III. En lo referente al depósito de avalancha de La Orotava, lo datan en menos de 0.73 Ma. Siendo la unidad de despegue de este deslizamiento la propia brecha de Tigaiga. Finalmente, interpretan el Valle de Icod como una depresión abierta al N y rellenada por las lavas de Teide-Pico Viejo con potencias superiores a los 500 m. La pared de Las Cañadas encaja aproximadamente con la cabecera del deslizamiento de Icod y también en esta ocasión la brecha de Tigaiga podría ser la unidad de despegue de este deslizamiento. Respecto a las fases de evolución del edificio central lo dividen en tres episodios. Cañadas I (3.5-2.7 Ma) y Cañadas II (2.4-1.3 Ma) estarían separados por un episodio destructivo. La tercera fase de construcción que daría lugar a Cañadas III se caracterizaría por la existencia de un edificio fisural en la parte más al E de la actual caldera (edificio Dorsal) coexistente con el edificio central situado más al W. Esta fase finalizaría con la actual caldera de Las Cañadas. Abogan porqué no hay evidencias de formación de una depresión posterior a Cañadas II o previa a la que se visualiza actualmente. De hecho, dicen que se pueden encontrar materiales formados en el tercer episodio efusivo en la pared de Las Cañadas. Por otro lado, no hay muestras de depósitos en la superficie o subsuelo que rellenen la depresión en la parte oeste, excepto las más recientes de Teide-Pico Viejo. Sin embargo no se puede concluir que los edificios Cañadas II y Cañadas III hayan podido ser truncados por un cráter grande o una pequeña caldera creada por una rápida emisión de los flujos ignimbríticos de Adeje y piroclásticos de las “Bandas del Sur” (Ancochea et al., 1999). No obstante, esta estructura se destruyó completamente y no parece que haya restos de la misma preservados en la pared de Las Cañadas. Estos autores indican que si la presente caldera ha sido formada en más de un episodio, ha tenido que ocurrir posteriormente a la construcción de Cañadas III y de forma previa a los materiales que rellenan la caldera de Teide-Pico Viejo. Para finalizar, apuntan que los depósitos explosivos con fragmentos de sienitas de 0.17 Ma que son el último nivel de la pared de Las Cañadas y que no aparecen dentro de la misma, están extendidos por toda la isla de Tenerife. Dichos depósitos los interpretan como depósitos formados por una gran explosión debida una subida repentina de la presión en el reservorio y de forma coetánea a la formación de la caldera por un deslizamiento.

Cantagrel et al., (1999) expresan que Cañadas fue construido en 3 episodios eruptivos que culminaron cada uno de ellos con colapsos de flanco. La duración de los periodos eruptivos fue en torno a 1 Ma, tiempo suficiente para construir conos volcánicos suficientemente grandes para convertirse inestables gravitacionalmente. Comentan que han ocurrido varias erupciones piroclásticas con potencial de formación de calderas, pero las estructuras resultantes no se observan. Cantagrel et al., (1999) mencionan 6 eventos de colapsos de flanco dirigidos hacia el N: 1 y 2) Anaga y Teno (ca 6 Ma). 3) Tigaiga (>2.3 Ma). 4) Roques de García (posiblemente 0.6-0.7 Ma). 5) La Orotava (ca 0.6 Ma). 6) Icod (<0.15 Ma). Los de Anaga y Teno afectarían a las Series antiguas y estarían seguidos por el de Tigaiga. Mientras que Roques de García, La Orotava e Icod afectarían al edificio Cañadas, produciendo tres segmentos diferentes de la pared de la caldera de Las Cañadas (Figura 2.13). Abogan porque desde el primer colapso de flanco, el edificio Cañadas probablemente fue muy asimétrico y la brecha de Tigaiga posiblemente actuó como superficie de despegue para los deslizamientos posteriores. Para estos autores las erupciones ignimbríticas son producto de repetidos colapsos de flanco. Mientras que la pared W de la caldera sería consecuencia del deslizamiento de los Roques de García, el segmento oriental sería del evento de Icod (Figura 2.14) (Cantagrel et al., 1999).

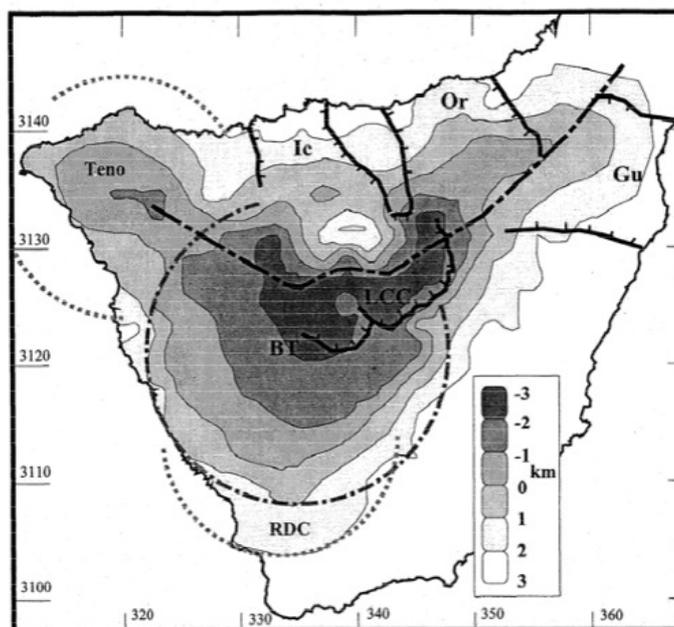


**Figura 2.13** A) Estructuras volcánicas principales de la isla de Tenerife. CE, edificio Las Cañadas; CC, caldera de Las Cañadas; T, Teide; DE, edificio Dorsal; I-I', sección transversal. B) Mapa del esquema de las estructuras de colapso lateral de Las Cañadas; años en Ma. VC-1 y VC-2, posición deducida para las calderas de colapso vertical; C2 y C3, centros deducidos para los edificios de las fases Cañadas II y Cañadas III. Las curvas 1, 2 y 3 son las trazas de las fallas anulares de los deslizamientos: Tigaiga, Icod y Roques de García respectivamente; las flechas indican las direcciones de las avalanchas. Extraído de Cantagrel et al. (1999).

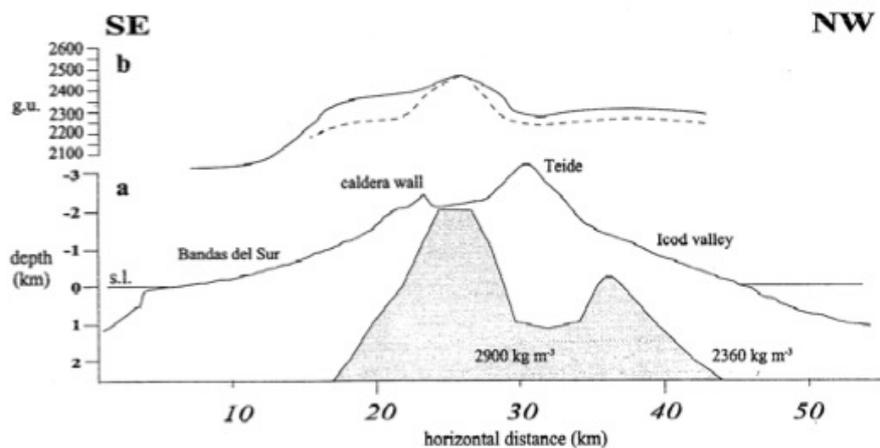


**Figura 2.14** A) Esquema de la sección transversal de la isla de Tenerife; las unidades volcánicas principales son las fases Cañadas I, Cañadas II y Cañadas III. B) Depósito de avalancha de Roques de García cubierto por sedimentos volcanoclásticos cortados por diques. Las edades están en Ma. Extraído de Cantagrel et al. (1999).

Estudios gravimétricos han observado un máximo de gravedad al SW de la caldera de Las Cañadas (Figura 2.15), representado por el volcán Boca Tauce que tendría un núcleo plutónico máfico (Ablay and Kearey, 2000; Gottsmann et al., 2008). En el norte predominan los materiales de baja densidad que ocupan una depresión formada por colapso vertical de caldera que quedaría rellena por materiales volcanoclásticos y piroclásticos tanto sin-colapso como post-colapso (Figura 2.16). Respecto a las anomalías negativas detectadas en la ladera norte de la isla, se relacionan con la baja densidad de los materiales de Teide-Pico Viejo que rellenan el valle de deslizamiento de Icod (Ablay and Kearey, 2000; Gottsmann et al., 2008).

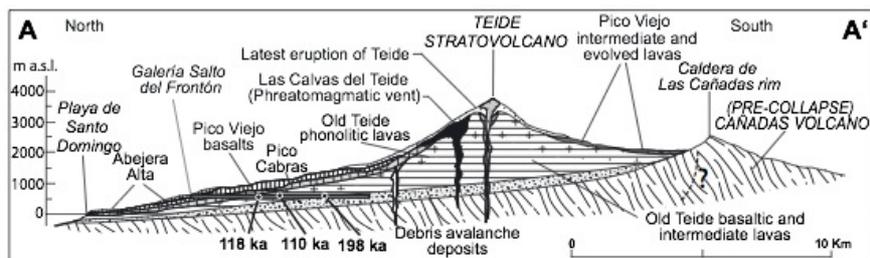


**Figura 2.15** Mapa de contorno del modelo 2 de gravedad, escala en km bajo el nivel del mar. LCC, pared de la caldera de Las Cañadas. Ic, Valle de Icod. Or, valle de La Orotava. Gu, Valle de Güímar. Los círculos punteados son las extensiones de los volcanes de Teno y Roque del Conde. El círculo BT corresponde a la localización del centro eruptivo de Boca Tauce. La línea discontinua indica el sistema de rift activo. Extraído de Ablay and Kearey (2000).

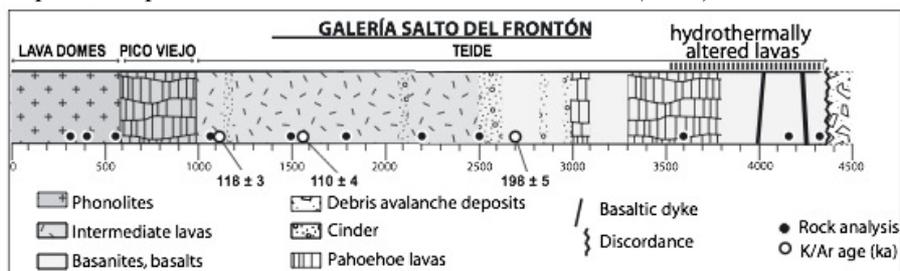


**Figura 2.16** Sección transversal SE-NW del modelo 2 de gravedad. (a) Estructura del modelo. La parte sombreada en gris tiene  $2900 \text{ Kg/m}^3$  y la no-sombreada tiene  $2360 \text{ Kg/m}^3$ . El eje vertical está en km bajo el nivel del mar. (b) Comparación de las anomalías de gravedad observadas (línea continua) y las calculadas del modelo (línea discontinua). Extraído de Ablay y Kearey (2000).

Carracedo et al. (2007) diferencian 5 unidades volcánicas principales en la última etapa eruptiva de Tenerife: Rift NE, rift NW, volcán Teide, volcán Pico Viejo, domos de lava periféricos parasíticos. Como característica del rift NE mencionan su distribución bimodal, el incremento de la tasa eruptiva y frecuencia hacia los volcanes centrales, y finalmente la intensidad y frecuencia de la actividad eruptiva durante el Holoceno. Igualmente indican la distribución bimodal en el rift NW. Destaca la erupción de Montaña Reventada que presenta un mixing de magmas. En el rift NW se diferencian 2 cadenas que condicionan la dirección del flujo de lavas. Por un lado está la cadena de Chío, cuyas lavas fluyen hacia el S, mientras que en la cadena de Garachico fluyen hacia el norte. Del estratovolcán Teide muestran el perfil de la galería Salto del frontón, que corta toda la secuencia de relleno del valle hasta alcanzar el depósito de avalancha en torno a los 3450 m (Figuras 2.17 y 2.18). Comentan la erupción freatomagmática localizada en el flanco NW del Teide, cubierta ahora por las Lavas Negras, que probablemente se originó por interacción del agua de fusión de nieves con la cámara magmática somera.



**Figura 2.17** Sección longitudinal de la caldera con forma de herradura (Caldera de Las Cañadas) que se extiende hacia el norte. Se observa la galería Salto del frontón penetrando en la secuencia post-colapso lateral. Extraído de Carracedo et al. (2007)



**Figura 2.18** Sección a lo largo de la galería Salto del frontón mostrando la composición y edad de las formaciones volcánicas que rellenan el valle de deslizamiento. Extraído de Carracedo et al. (2007)

El origen del volcán Pico Viejo es un volcán poligénico adventicio. Su origen podría tener relación con el descenso de presión en la cámara magmática, favoreciendo así la apertura de centros eruptivos laterales, en lugar de la alimentación de la cumbre del Teide, cuya carga litostática es creciente. Hubo fases de actividad explosiva freatomagmática que destruyeron parte del centro del edificio. Los domos de lava periféricos están claramente asociados a fracturas radiales de la parte baja del Teide. Sin embargo, la longitud y volumen que alcanzan las lavas fonolíticas de los domos y *coulees* son extrañas en islas oceánicas (Carracedo et al., 2007)

Existen dos aspectos importantes en la inestabilidad del volcán Teide, causa del crecimiento asimétrico. Según los datos de las galerías el Teide se erige sobre un depósito de brecha relacionado con un depósito de avalancha que se inclina unos 5° al NNW y está apuntalado por su ladera meridional. Además el Teide muestra evidencias tanto geofísicas como superficiales de alteración hidrotermal en su núcleo (Márquez et al., 2008).

Los estudios de magnetotelúrica de Pous et al (2001) y Coppo et al (2008, 2009) confirman la existencia dentro de la depresión de Las Cañadas de tres cubetas (Ucanca, Guajara y Diego Hernández) que corresponderían a las tres caldera identificadas por Martí et al (1994).

Carracedo et al. (2009) modelizan el origen y evolución de los rifts en islas oceánicas basándose en un análisis del rift NE de Tenerife. Separan su crecimiento en varias etapas. Durante la tercera, ya en el Cuaternario, ocurrieron tres deslizamientos laterales (Güímar, Micheque y La Orotava). Y finalmente una cuarta y última etapa de actividad (30-40 ka) con centros eruptivos cercanos a la caldera de Las Cañadas. En la vertiente sur del rift se sitúa el colapso lateral de Güímar, con dataciones comprendidas entre 840 y 831 ka. El colapso lateral de Micheque tendría una edad de 830 ka y estaría situado en la vertiente norte del rift NE. El deslizamiento de La Orotava (566 ka), también en la vertiente norte, sería posterior al de Micheque y aunque se solapan, el de La Orotava quedaría más al oeste. El hecho de ser más profundo el colapso de La Orotava, haría exhumar parte de la superficie de deslizamiento del de Micheque. Se exponen dos mecanismos para explicar el origen de los deslizamientos. En el caso de Micheque, se relaciona con esfuerzos distensivos y una actividad extrusiva e intrusiva importante, mientras que para Güímar se propone una inestabilidad gravitatoria. Concluyen que la actividad eruptiva anidada decrece en las cuencas con cada colapso. Como factor externo desencadenante de deslizamientos apuntan la elevación del nivel del mar en periodos interglaciales. En relación con los colapsos gravitacionales, mencionan que el volcanismo félsico podría ser un marcador de los mismos, especulando que los deslizamientos podrían inducir cambios geoquímicos en la composición de los magmas anidados en los valles (Carracedo et al., 2009).

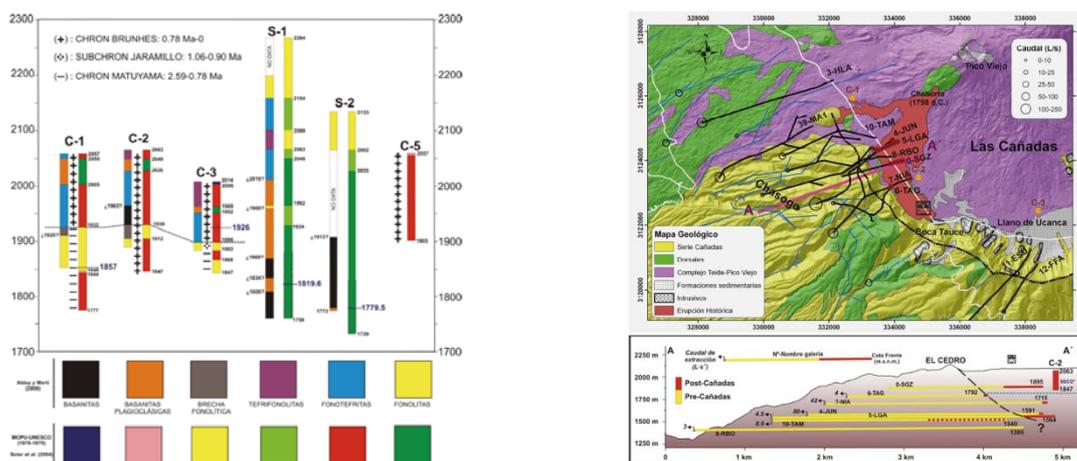
Geyer y Martí (2010) revisan el papel de los rift de Tenerife mediante una combinación de estudio de campo y modelos matemáticos y concluyen que los rift NW y NE responden a un proceso tectónico que ha seguido actuando desde los inicios de la formación de la isla, controlando la construcción del escudo basáltico y el volcanismo máfico más reciente. Respecto a la zona volcánica del sur de la isla, no la relacionan con un rift, sino con una zona extensional consecuencia de los rift NW y NE.

Martí et al (2010) revisan la geología de Los Roques de García y determinan que esta zona no corresponde a los productos de un deslizamiento (Ancochea et al., 1999; Cantagrel et al., 1999) si no que se trata de los restos de edificios volcánicos anteriores (Grupo Inferior) del Edificio Cañadas. Además confirman lo indicado por Pous et al. (2001) en el sentido de que dicha formación ha actuado como una barrera estructural separando las depresiones morfológicas de Ucanca y Guajara. Aunque hoy día la parte W tiene una altura topográfica inferior que la oriental, tanto los pozos como estudios

geofísicos indican que previo al relleno del Teide-Pico Viejo era la parte occidental topográficamente más elevada frente a la oriental.

Marrero postula un modelo físico para Las Cañadas (Marrero, 2010). El modelo encaja con la hipótesis de colapso de caldera como formación de Las Cañadas, mientras que el valle de Icod se habría formado por un deslizamiento lateral. En la caldera de Las Cañadas, y con relación al acuífero se contemplan dos materiales: los correspondientes a Pre-Cañadas, más compactados y alterados; los Post-Cañadas, correspondientes al complejo Teide-Pico Viejo, con una porosidad mayor. Principalmente son estos últimos los que albergan el acuífero.

Dicho modelo implica un zócalo impermeable que en la caldera de Las Cañadas corresponde al límite entre los materiales Pre y Post-Cañadas. El nivel del acuífero tiene variaciones dentro del área de la caldera, pero se calcula que está en torno a los 1800 m.s.n.m. A pesar de estos cálculos, el sondeo C-1, situado en la parte occidental de la caldera, muestra el nivel freático dentro de los materiales Pre-Cañadas (por debajo del supuesto zócalo impermeable), de donde se deduce que dichos materiales pueden ser semipermeables, dando lugar a acuitardos. Es posible, además que dicho sondeo se encuentre sobre un espolón o saliente de la pared. (Figura 2.19)

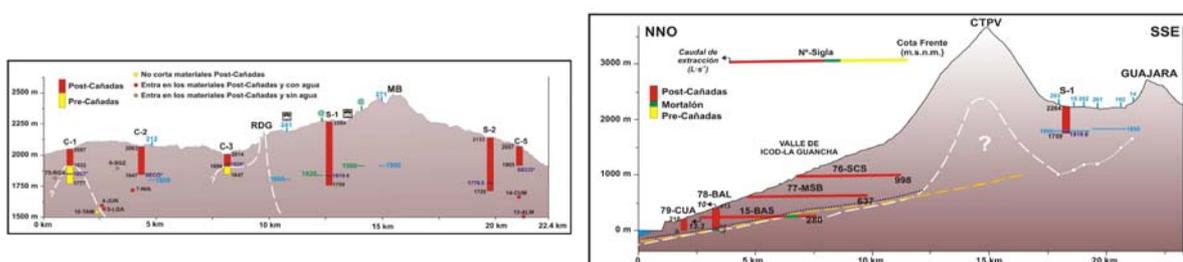


**Figuras 2.19** Reconstrucción de las columnas de los sondeos en Las Cañadas (izq.); Mapa y corte hidrogeológico (dcha.). (Marrero, 2010)

Basándose en los estudios geofísicos (Pous et al., 2002) Marrero (2010) deduce varios límites volcano-estructurales dentro de la caldera. Uno de ellos al Este de los Roques de García; otro oculto en la zona de La Angostura. El lado norte de la caldera está limitado por el núcleo de alteración hidrotermal situado bajo el Complejo Teide-Pico Viejo.

El modelo físico para el valle de Icod-La Guancha muestra como zócalo impermeable el mortalón (o depósito de avalancha). Es sobre esta superficie impermeable por donde fluyen las aguas procedentes tanto del acuífero, como de las precipitaciones ocurridas en el mismo valle.

Los materiales subyacentes al depósito de avalancha no son bien conocidos, pero dado que la zona saturada se suele alcanzar unos cientos de metros antes de llegar al mortalón, se consideran materiales de baja permeabilidad y bajo estado de saturación, deduciendo así una baja conexión hidráulica con el acuífero de Las Cañadas. (Figura 2.20)



**Figuras 2.20** Corte hidrogeológico de Las Cañadas a través de 6 sondeos (Arriba); Corte hidrogeológico del acuífero de Las Cañadas (Abajo). (Marrero, 2010)

Un factor importante en la anisotropía del terreno son los diques, ya que pueden actuar como vías de transmisión de flujo o como barreras de contención. Es la dorsal NW la que tiene mayor influencia en la transmisión del flujo del acuífero central, a diferencia de la del NE, que muestra un control más difuso. Se deduce una red de diques de dimensiones similares al núcleo de alteración bajo el complejo Teide-Pico Viejo.

Vistas las estructuras principales que conforman la zona del acuífero de Las Cañadas, se puede hablar de las conexiones hidráulicas con las zonas adyacentes. La zona de la dorsal NW es la que presenta una descarga del acuífero más patente, desviando las aguas del acuífero hacia la parte más occidental del valle de Icod-La Guancha. Por su parte, el valle de Icod-La Guancha recibe una importante fracción de aguas de recarga que proceden de las precipitaciones caídas en el propio edificio volcánico, pero no directamente del acuífero, ya que existe el núcleo de alteración hidrotermal y una red de diques bajo el Complejo Teide-Pico Viejo que limitan el flujo directo entre ambas zonas. Tiguaiga, por su parte, muestra una escasa conexión con el acuífero. La zona de Arico-Fasnia, aunque es menos patente, es posible que esté drenando un caudal importante de aguas ricas en Mg. El límite estructural de La Angostura podría favorecer la conexión de esta última zona. Por otro lado, se deduce

que entre el Valle de La Orotava y el acuífero de Las Cañadas debe haber algún límite estructural, ya que el único agua que se extrae de las galerías de esta zona es captada en los materiales de relleno de la caldera. Y para finalizar, en lo que se refiere a la zona de Guajara-Taucho-Arico-Granadilla, la conexión hidráulica se considera despreciable, a excepción de alguna galería (Marrero, 2010).

## **2.2 LA GEOLOGÍA Y SUS UNIDADES**

---

A pesar de que la determinación de las unidades de trabajo formaría parte de la metodología aplicada, se considera más adecuado aclarar el concepto y definir las unidades de trabajo en esta sección en que se habla de la geología de la isla. Ya se ha visto que los autores anteriores utilizan una terminología variada, no siempre coincidente, así que se ha optado por un criterio volcano-estratigráfico para definir las unidades que sirven de base a este trabajo. Debe resumirse y simplificarse la estratigrafía de toda la isla en un número manejable de unidades a representar.

### **2.2.1 DEFINICIÓN DE UNIDADES VOLCANO-ESTRATIGRÁFICAS**

Antes de hacer una división de los materiales geológicos que se encuentran en la isla de Tenerife, conviene repasar algunos conceptos en torno a las divisiones y unidades estratigráficas en terrenos volcánicos. La aplicación de la estratigrafía clásica en terrenos volcánicos necesita una adaptación particular para que las unidades básicas estratigráficas tengan un sentido temporal a la hora de reconstruir las unidades eruptivas (Fisher and Schmincke, 1984; Martí and Araña, 1993). Por ello, siguiendo la misma jerarquía que en estratigrafía convencional, se definió una serie de unidades volcano-estratigráficas básicas que, además de organizar la posición relativa temporal de los distintos depósitos y agruparlos según su origen, nos permitió reconstruir la historia eruptiva de una zona volcánica. (Tabla 2.2)

#### **✓ Capa**

Representa una parte del depósito perfectamente diferenciable del resto por sus características litológicas y/o sedimentológicas, y cuyo mecanismo de emplazamiento es también distinguible dentro del proceso global que genera dicho depósito.

### ✓ **Unidad**

Corresponde a un depósito claramente diferenciado dentro de una secuencia estratigráfica (eruptiva) y cuyos mecanismos de formación definen una fase distinta dentro de una misma erupción.

### ✓ **Miembro**

Puede agrupar varias unidades y representa al conjunto de depósitos generados durante una misma erupción (o episodio eruptivo), que puede contener ciertas interrupciones marcadas por cortos intervalos de tiempo y que se traducen en la aparición de discontinuidades de orden menor dentro de la secuencia eruptiva, o cuando existe un cambio marcado del estilo de la actividad pero dentro de la misma secuencia eruptiva.

### ✓ **Formación**

Esta unidad básica de campo representa todo el conjunto de materiales volcánicos originados durante una época eruptiva. Agrupa diferentes miembros, que presentarán características similares en cuanto a composición del magma eruptivo, mecanismos genéticos, controles tectónicos, etc., y que pueden relacionarse con la actividad de un mismo volcán.

### ✓ **Grupo**

Abarca los productos de todo un período eruptivo. Puede incluir variaciones importantes no sólo en el estilo eruptivo, sino también en otros aspectos geológicos, como son la composición de los magmas, controles tectónicos etc., y que representa los productos de varios volcanes que fueron activos en el mismo periodo.

### ✓ **Complejo**

Esta unidad abarca el conjunto de materiales pertenecientes a Grupos y/o Formaciones que tienen un origen común. Comparten mecanismos eruptivos, evolución de los magmas que forman los edificios del Complejo,... y abarcan millones de años.

En el caso de Tenerife tenemos dos Complejos. El volcanismo basáltico que se ha desarrollado desde los inicios en ambientes submarinos hasta las últimas erupciones en las zonas de las dorsales, constituye el Complejo del Escudo Basáltico y el

correspondiente a los Grupos Cañadas Inferior y Superior y la Formación Teide-Pico Viejo, que constituye el Complejo Central.

<b>Unidades de actividad eruptiva</b>	<b>Duración</b>	<b>Productos y formas volcánicas</b>	<b>Designación genética general</b>	<b>Unidades estratigráficas</b>
<b>PULSO ERUPTIVO</b>	Segundos, minutos	Capas o niveles simples dentro de un depósito simple (unidad)		<b>Capa o nivel</b>
<b>FASE ERUPTIVA</b> (varios pulsos)	Minutos, horas, días	Depósitos simples (capas de caída, flujo, oleada, coladas de lava, lahares,...)		<b>Unidad</b>
<b>ERUPCIÓN</b> (varias fases)	Días, meses, años	Secuencia de varios depósitos (depósitos de caída, de coladas y oleadas piroclásticas, lavas, lahares,...)	Unidad eruptiva (formada por uno o varios estratos, grupos de estratos o flujos)	<b>Miembro</b>
<b>ÉPOCA ERUPTIVA</b> (varias erupciones y períodos de calma)	Decenas, centenares o miles de años	Volcanes (estratovolcanes, volcanes en escudo, domos, calderas,...)	Múltiples unidades eruptivas o complejos de unidades eruptivas. Pueden agruparse en ciclos	<b>Formación</b>
<b>EDAD ERUPTIVA</b>	Millones de años	Complejos volcánicos	Conjunto de episodios constructivos y destructivos que abarcan un periodo geológico representativos en la evolución de un edificio o sistema volcánico	<b>Complejo</b>

*Tabla 2.2 Equivalencias entre unidades de actividad eruptiva, productos y formas volcánicas y unidades estratigráficas. Basada en Fisher (1984) y extraído de (Martí et al., 1993)*

## 2.2.2 DESCRIPCIÓN DE UNIDADES VOLCANO-ESTRATIGRÁFICAS DE TENERIFE

Siguiendo las anteriores definiciones, para el caso de Tenerife tendríamos la división que se ve en la Tabla 2.3. La isla está constituida por dos complejos diferenciados, el escudo basáltico y el complejo central. El escudo basáltico se divide entre las series basálticas antiguas y el volcanismo basáltico reciente. Por otro lado el

complejo central está formado por los grupos de Cañadas inferior y superior. Además de las unidades volcano-estratigráficas se consideran los depósitos de avalancha de los valles de Icod, La Orotava y Güímar, por su relevancia en la estructura de la isla.

El grupo de las series basálticas antiguas aflora con las formaciones Anaga, Teno y Roque del Conde. El grupo del volcanismo basáltico reciente que se sitúa por encima de los grupos Inferior y Superior de Cañadas se localiza en las dorsales o rifts del NW (Santiago del Teide) y del NE (La Esperanza), así como en la zona Sur.

El complejo Central, lo forman los grupos Cañadas Inferior y Cañadas Superior y la formación Teide-Pico Viejo. Por un lado, el grupo de Cañadas Inferior se expone en la parte basal de la pared de Las Cañadas de forma discontinua, alberga un conjunto de formaciones individuales que representan los productos de distintos centros emisores, y todavía no ha sido estudiado en detalle (Martí et al., 1994). Por otro lado, el grupo Cañadas Superior contiene las formaciones de Ucanca, Guajara y Diego Hernández, representando tres ciclos distintos de actividad principalmente fonolítica (Martí et al., 1994). La última época eruptiva del complejo Central la constituye la formación Teide-Pico Viejo, que se podría considerar el cuarto ciclo del grupo Cañadas Superior.

Cabe mencionar los depósitos de avalancha, de origen sedimentario, los cuales se encuentran en Icod, La Orotava, Güímar y Tigaiga. Al ser de diferentes edades cada uno corresponderá a un miembro diferente, constituyendo en su conjunto una formación distinta.

COMPLEJO	GRUPO	FORMACION	MIEMBRO	edad
Central		<b>Teide-Pico Viejo</b>	Lavas Negras Roques Blancos Pico Cabra etc.	190 ka-presente
	<b>Cañadas Superior</b>	Diego Hernández Guajara Ucanca		>350ka-190ka 850ka-560ka >1.5Ma-1Ma
	<b>Cañadas Inferior</b>	Roques de García Montón de Trigo Las Pilas Las Angosturas El Cedro Boca de Tauce El Cabezón		>3.5 Ma-1.5Ma

COMPLEJO	GRUPO	FORMACION	MIEMBRO	edad
		Depósitos de avalancha (Mortalón)	Icod La Orotava Güímar Tigaiga	190 ka >500 ka >700 ka >2.5 Ma
<b>Escudo Basáltico</b>	<b>Volcanismo Basáltico Reciente</b>	Dorsal S. del Teide (NW)		? - presente
		Dorsal Esperanza (NE)		? - presente
		Zona Sur		? - presente??
	<b>Series Basálticas Antiguas</b>	Anaga Teno Roque del Conde		>12Ma -4Ma >12Ma - 6Ma ??

*Tabla 2.3 Correspondencias volcano-estratigráficas para Tenerife*

### **COMPLEJO DEL ESCUDO BASÁLTICO**

La isla de Tenerife está estrechamente relacionada con las estructuras tectónicas pre-existentes en la corteza oceánica. Se deducen dos fisuras principales en la corteza con direcciones ENE-WSW y NW-SE, extensionales, por donde daría comienzo un volcanismo fisural que hoy día se manifiesta en superficie como los rifts de NW y NE. En la intersección entre estas dos fisuras la emisión y acumulación de magma sería mayor, dando lugar a un crecimiento diferencial respecto a las zonas más alejadas (Geyer and Martí, 2010). Y de esta forma, la acumulación de material generaría el complejo del escudo basáltico antiguo de la isla de Tenerife.

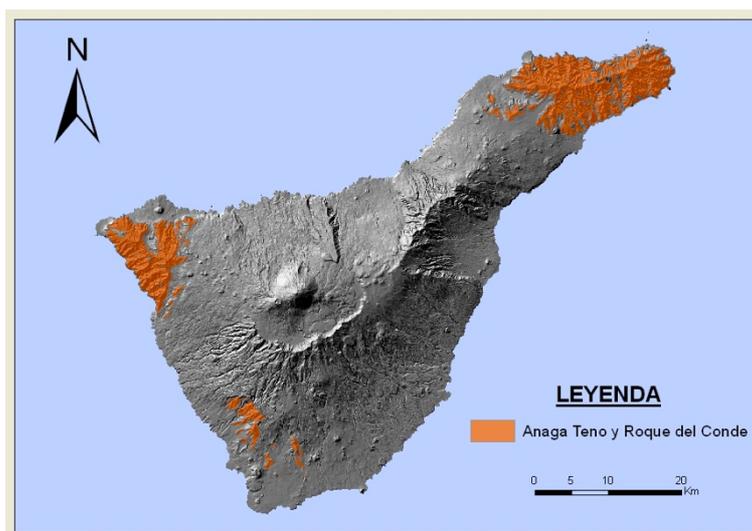
El campo de esfuerzos local de Tenerife ha padecido cambios significativos según el eje de mínima compresión ( $\sigma_3$ ) que ha variado en las fisuras ENE-WSW y NW-SE. Estas variaciones han dado lugar a una zona extensional en la parte meridional de la isla de Tenerife. Consecuencia de ello es el campo volcánico del Sur, que muestra conos monogenéticos en una área sin una alineación preferente. Es posible que las oscilaciones del campo de esfuerzos hayan tenido lugar en varias ocasiones durante el Mioceno Superior (Geyer and Martí, 2010).

La zona volcánica del Sur paró antes del último episodio volcánico del edificio Cañadas, ya que la ignimbrita de El Abrigo cubre los conos monogenéticos de la zona. En términos de peligrosidad se dice que las zonas con mayor probabilidad de albergar una futura erupción son los dos rifts principales, siendo el del NW el más probable debido a la mayor concentración del volcanismo más reciente.

## GRUPO DE SERIES BASÁLTICAS ANTIGUAS

Las Series basálticas antiguas constituyen el escudo basáltico de Tenerife que forma el 90 % del volumen total de la isla y sobre él se asienta el complejo Central. El grupo está formado principalmente por acumulación de flujos y depósitos piroclásticos (ankaramitas, basanitas, basaltos olivínicos). Hacia el techo aparecen, fundamentalmente en diques y domos, materiales más evolucionados como pueden ser las fonolitas y tefritas. La presencia de xenolitos ultramáficos es importante en algunos diques.

El escudo central se desarrolló entre los 12 y 9 Ma (Mioceno Medio-Superior). Hoy aflora en la zona de Roque del Conde y el barranco del Infierno (Adeje) (Carracedo, 2008). Solapando a este escudo inicial se sitúan los macizos de Teno (6-5 Ma) y Anaga (5-4 Ma). (Figura 2.21)



**Figura 2.21** Afloramientos de la serie antigua en Tenerife, basado en el mapa del IGME.

### ***Roque del Conde***

En la parte Sur de la isla existe un afloramiento de unos 1000 m de potencia de las series basálticas antiguas de composición entre basáltica y traquibasáltica, mostrando intrusiones de materiales traquíticos y fonolíticos. El área se encuentra atravesada por profundos barrancos como el del Infierno y el del Rey, en los cuales se puede ver que la formación está constituida por superposición de coladas basálticas, principalmente basaltos olivínico-augíticos, de espesores que oscilan entre los 0.5 y 4 m. Los términos correspondientes a estos materiales serían: basaltos picríticos,

ankaramíticos o plagioclásicos. Los basaltos muestran vacuolas rellenas de zeolitas y carbonatos, y entre ellos pueden aparecer materiales piroclásticos. (Fúster et al., 1978)

Las dataciones muestran principalmente edades en torno a los 8.5 y 6.4 Ma (Ancochea et al. (1990) obtienen un rango de edades de 3.5 - 11.6 Ma), lo que indicaría que pertenecen a la parte más inferior de todas las series basálticas antiguas.

### ***Teno***

El macizo de Teno está constituido por una secuencia inferior de flujos de lavas basálticas y piroclásticas que buzcan hacia el mar en todas partes y una secuencia superior de flujos basálticos subhorizontales con algunas traquitas. Ambas secuencias guardan una relación discordante (Ancochea et al., 1990). El macizo de Teno se encuentra repleto de intrusiones (diques mayormente basálticos y plugs sálicos) cuyas dataciones oscilan entre los 4.5 Ma y 6.7 Ma (Ancochea et al., 1990). Sin embargo, para Cantagrel (1985) van desde los 12 Ma para los basaltos olivínicos piroxénicos del tramo inferior en la zona de Los Carrizales Bajos, hasta los 6 Ma para las formaciones tabulares superiores. Se observan unas brechas polimícticas en la base de la secuencia inferior y por la mitad, que han sido interpretadas como resultado de erupciones explosivas y datadas en 5.6 Ma (Barrera et al., 1988).

### ***Anaga***

El macizo de Anaga está formado por una sucesión de lavas basálticas alcalinas que incluyen capas volcanoclásticas intruidas por diques, domos y lacolitos de composición basáltica, traquibasáltica, traquíptica y fonolítica. Estas series de lavas tienen un espesor máximo de 1000 m con buzamientos hacia el mar en todo el macizo con excepción del norte. En Anaga se pueden diferenciar 3 ciclos sucesivos (Inferior, Medio y Superior) que estarán separados entre sí por periodos de erosión o baja actividad volcánica. En general se trata de rocas basálticas y sálicas diferenciadas.

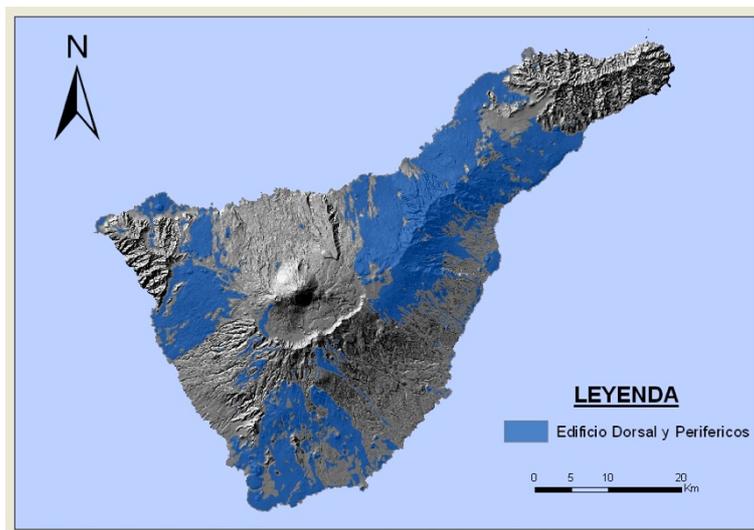
La Serie Inferior I aflora en el norte, en el arco de Taganana y está formada por rocas volcanoclásticas, algunos depósitos de flujos de debris y pequeños cuerpos intrusivos de gabros y sienitas cortados por diques. Mientras Abdel-Monem et al. (1972) obtuvieron una edad de 16.1 Ma, Ancochea et al. (1990) dataron una intrusión de la base de la unidad en 5.7 Ma.

La Serie Media está separada de la Inferior por una disconformidad. Esta serie, que constituye la mayor parte del macizo de Anaga está formada por materiales basálticos, mayormente piroclásticos, con intrusiones secundarias sálicas (salic plug) y flujos. Para esta serie existen varias dataciones: 5.37 Ma (Carracedo, 1975), 5.79 Ma (Feraud et al., 1985) y en la base de la serie en Mesa de Tejina dan edades de 6.50-6.12 Ma. Por lo tanto, la base del grupo de las series basálticas antiguas en Anaga sería previa a los 6 Ma. Existe un posible hiato entre los 6.2 y 5.6 Ma (Ancochea et al., 1990).

Y la Serie Superior, separada de la Media por una disconformidad en la Mesa de Tejina, se ha datado en torno a los 3.6 Ma, según diques sálicos, basálticos y plugs de distintos sitios de Anaga (Ancochea et al., 1990).

### GRUPO DE VOLCANISMO BASÁLTICO RECIENTE

Como ya se ha explicado antes, el volcanismo basáltico reciente es la evidencia de que los dos rifts principales (NE y NW) y la zona extensional situada al Sur (Zona Sur), han sido activos desde los inicios de la construcción de la isla hasta la actualidad (Figura 2.22). Las características de cada una de estas zonas se explican por separado.



*Figura 2.22 Afloramientos de las dorsales NE y NW y periféricos en Tenerife, basado en el mapa del IGME.*

#### ***Dorsal NE***

Los términos de material eruptivo de esta zona son exclusivamente basaltos. En general porfídicos, aunque también se encuentran afaníticos como los basaltos de las

Series Antiguas. Dentro de los porfídicos se observan tanto basaltos augíticos-olivínicos como basaltos plagioclásicos (olivínico-augíticos) y basaltos anfibólicos. (Ancochea et al., 1978).

Los centros eruptivos pertenecientes a la dorsal NE situados en la misma caldera de Las Cañadas, muestran productos datados entorno a los 30000 años (Carracedo, 2008). Fuera de la caldera de Las Cañadas, pero cercanos al borde de la misma, los conos volcánicos presentan edades entre los  $37000\pm 3000$  y  $31000\pm 3000$  años. Las edades aumentan a medida que se alejan hacia el este, siendo de  $513\pm 12$  ka para Izaña y  $789\pm 17$  ka para montaña Birmagen.

Destacan el estratovolcán de Cho Marcial en el valle de Güímar y la erupción tipo fisural histórica de los volcanes de Fasnía, Siete Fuentes y Arafo que abarcaron 3 meses de duración entre los años 1704 y 1705.

### ***Dorsal NW***

La actividad volcánica se caracteriza por un volcanismo basáltico monogenético que guarda una clara alineación con dirección N120°E. Tal es, que son numerosos los centros emisores todavía visibles en esta dorsal, donde se observan los conos volcánicos y las coladas correspondientes a esas mismas erupciones. Los centros más antiguos están formados por términos basálticos y traquibasálticos (traquibasaltos grises afaníticos como basaltos olivínico piroxénicos algo vacuolares), mientras que las erupciones pre-históricas muestran unos términos más diferenciados, llegando a mostrar traquibasaltos y traquitas. Con posterioridad al desarrollo del edificio Teide-Pico Viejo, cuyas últimas manifestaciones fueron las traquitas de los Roques Blancos, ha tenido lugar un volcanismo histórico de tipo básico, representado en última instancia por el volcán Chinyero, de 1909. Ésta es la erupción más reciente de la isla de Tenerife y duró 10 días. Fue una emisión muy rápida al igual que la de montaña Negra, que tuvo una duración de sólo 6 días y alcanzó al pueblo de Garachico en el año 1706, dejando fuera de uso el puerto de esta población. Aunque no se sabe con certeza, posiblemente la erupción de Montaña Reventada es la tercera erupción histórica que registra el rift de Santiago del Teide, ya que podría coincidir con la que divisó Colón a su paso por el archipiélago. (Barrera et al., 1988).

El centro eruptivo datado más antiguo de esta dorsal tiene una edad de  $706 \pm 15$  ka para montaña de Taco. Al Este de Santiago del Teide, los centros eruptivos que se observan tienen edades  $< 30.000$  años y están cubriendo centros más antiguos (Carracedo, 2008).

### ***Zona Sur***

El volcanismo basáltico reciente está representado en esta zona por abundantes conos volcánicos de composición basáltica principalmente (lavas de basaltos olivínico-augíticos, basaltos augíticos plagioclásicos y basaltos microcristalinos). Muchos de ellos se ven cubiertos por materiales fonolíticos pertenecientes a emisiones del edificio Cañadas. En la zona de Lomo de Arico y valle San Lorenzo los centros emisores son montaña del Puerto, montaña Centinela y el volcán de la Punta de Abades y un poco más al SW el volcán de montaña de Ifara. Aflora también entre los barrancos de Guama y Guasiegre, así como al Sur de montaña Guaza, donde se encuentra un campo de conos. Al Este de Las Galletas se observa una clara alineación que sigue una fractura según la dirección NNE-SSW. En la zona de Guía de Isora los materiales vienen representados por basaltos olivínico-augíticos, donde la diferencia entre términos debe hacerse en base a la cantidad de fenocristales y predominio de olivino y piroxeno. montaña del Mojón y montaña Chayofa son otros de los centros emisores de esta zona volcánica.

Cabe mencionar, que en la zona del Sur también se encuentran algunos centros emisores de composiciones traquíticas y fonolíticas. Ejemplo de ello son la caldera del Rey y montaña Guaza.

En el caso de la Caldera del Rey, observamos un maar con una doble caldera. La más antigua, situada al NE, emitió materiales tobáceos traquíticos y fonolíticos con abundantes xenolitos pertenecientes a materiales del escudo basáltico. La segunda caldera, ubicada al SW y con un diámetro de 1200 m, expuso materiales cineríticos, tobas pumíticas y aglomerados traquíticos y fonolíticos cementados por materiales de las mismas características y con una cantidad de xenolitos inferior. (Hernández-Pacheco et al., 1978)

El cono de montaña Guaza está formado por un aglomerado o brecha de cantos de traquitas muy porosas, cementado por materiales de las mismas características. Pero

además, fruto de este centro son las coladas de traquitas y fonolitas nefelínicas que siguen hacia el Sur, así como las tobas pumíticas. (Bellido et al., 1978)

### **COMPLEJO CENTRAL**

El complejo central lo forman una serie de focos de emisión situados en la parte central de la isla, alineados principalmente según una dirección SSW-NNE marcada por la tectónica regional. Los centros de los grupos Cañadas Inferior y Superior se ubicarían en lo que hoy es la depresión de la caldera de Las Cañadas, con una secuencia parcialmente visible en la pared del Sur de Las Cañadas (Figura 2.24), aunque su extensión abarca el macizo de Tigaiga y la vertiente Sur de la isla. También perteneciente al complejo central está la formación Teide-Pico Viejo, cuyo edificio está sobre el límite norte de la depresión de Las Cañadas, mientras sus coladas cubren la depresión de Las Cañadas y los valles de Icod y parte del de La Orotava. (Figuras 2.24 y 2.25)

### **GRUPO CAÑADAS INFERIOR**

En la pared de la caldera de Las Cañadas se observa una secuencia discontinua perteneciente al grupo Cañadas Inferior (3.3-2 M.a., (Edgar et al., 2002)), donde no es visible el contacto inferior del grupo. Los depósitos más antiguos de la pared son las secuencias de Los Roques de García-Los Azulejos, junto con las secuencias basálticas de Boca de Tauce, El Cabezón y Montón de Trigo. Después de un periodo de erosión viene la secuencia de Las Angosturas (Figura 2.23). Más tarde, separada de esta última formación por una discordancia angular, se sitúa la formación de Las Pilas, que junto con la formación de El Cedro es lo último que registra la pared perteneciente al grupo de Cañadas Inferior. La compleja estratigrafía de este grupo, parece indicar que se trató de un solapamiento de diversos centros eruptivos más que de un sistema central. En lo que se refiere a sus términos, abarcan desde basaltos a traquibasaltos y fonolitas. Los depósitos incluyen tanto lavas, como rocas soldadas y sin soldar de depósitos piroclásticos. Las primeras lavas y piroclastos tienen edades superiores a los 3 Ma. (Martí et al., 1994).

Las secuencias basálticas se encuentran alineadas según una dirección NE-SW presentándose en Boca Tauce, La Angostura y en la parte más baja de la pared de Las

Pilas. Las rocas félsicas del grupo Inferior se observan en El Cedro, Montón de Trigo, la zona inferior de la pared de La Angostura y en Los Roques de García-Los Azulejos.

La formación de Los Roques de García aparece dividiendo morfológicamente la caldera de Las Cañadas en dos y registra un rápido relleno de la antigua depresión en la historia del edificio Cañadas. Este efecto de relleno comenzó con los productos proximales de flujos piroclásticos de origen fonolítico, como son las ignimbritas, “lag brechas” coignimbríticas y depósitos tipo “surge” (miembro inferior de la formación Los Roques de García). Después, por efecto de la gravedad, el miembro superior registra depósitos sedimentarios proximales (brechas de flujos tipo debris de alta densidad), fruto de la erosión y retrabajo de rocas con origen primario volcánico, que incluyen rocas del miembro Inferior (Martí et al., 2010). La discordancia que separa el grupo Inferior del Superior debe tener unos 0.4 Ma.

### **GRUPO CAÑADAS SUPERIOR**

El grupo Superior, como ya hemos dicho antes, lo componen tres formaciones: Ucanca, Guajara y Diego Hernández (Figura 2.23). Con edades comprendidas entre los 1.57 y 1.07 M.a. (Martí et al., 1994; Edgar et al., 2002)

Está formado principalmente por materiales piroclásticos fonolíticos que cubren al grupo Inferior a lo largo de la caldera de Las Cañadas. Se trata de depósitos de caída y de flujo, tanto soldados como no soldados, destacando los depósitos plinianos de caída fuertemente soldados, que en algunos casos alcanzan los 100 m de potencia. Es característica de las formaciones Ucanca y Guajara la alternancia de depósitos piroclásticos soldados y no soldados. Sin embargo, en la formación Diego Hernández sólo aparecen depósitos piroclásticos no soldados.

Es difícil relacionar los depósitos distales con los proximales debido a la erosión que hay entre medio y a que la apariencia del mismo depósito puede variar con la distancia.

### ***FORMACIÓN UCANCA***

Las rocas de esta formación son las más antiguas del grupo Cañadas Superior y muestran un rango de edades entre 1.59 y 1.18 Ma. Las rocas son porfíricas, lavas fonolíticas peralcalinas y piroclásticas, aunque también se pueden observar lavas de tefritas fonolíticas y diques. A techo, incluso las hay de naturaleza basáltica.

La parte baja de la formación consiste en flujos de lavas y piroclastos fonolíticos y tefrítico-fonolíticos. Mientras que la parte alta comprende una secuencia de depósitos piroclásticos fonolíticos de gran potencia (150-300 m), que incluyen ignimbritas no-soldadas, brechas intraformacionales, surges piroclásticos y depósitos de caída, ignimbritas y depósitos de caída soldados y lavas clastogénicas (Martí et al., 1994).

Dentro de esta formación hay evidencias de conductos de salida cercanos a la pared de Las Cañadas que intercalan depósitos de caída y depósitos de flujos de pómez no soldados. Sin embargo, los dos miembros principales de ésta formación están integrados por rocas soldadas de mayor extensión. Estos depósitos muestran una transición gradual hacia depósitos no soldados en la base.

### ***FORMACIÓN GUAJARA***

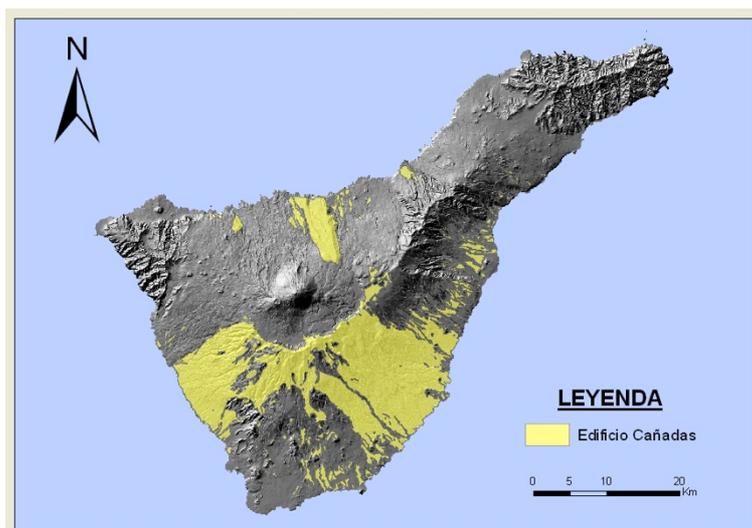
La formación Guajara limita con la de Ucanca por medio de una discontinuidad de escorias y lavas basálticas. Su máxima potencia la alcanza en torno al pico de Guajara, con 250 m de espesor. La edad de esta formación está en el rango de 850 a 650 ka. Formada por rocas fonolíticas peralcalinas con ensamblajes minerales semejantes a las de la formación Ucanca, aunque contiene haüyna en lugar de nefelina y son más porfíricas. Presentan un amplio rango de litofacies con componentes soldados y no-soldados. La erupción de Granadilla fue la que puso fin a esta formación.

### ***FORMACIÓN DIEGO HERNÁNDEZ***

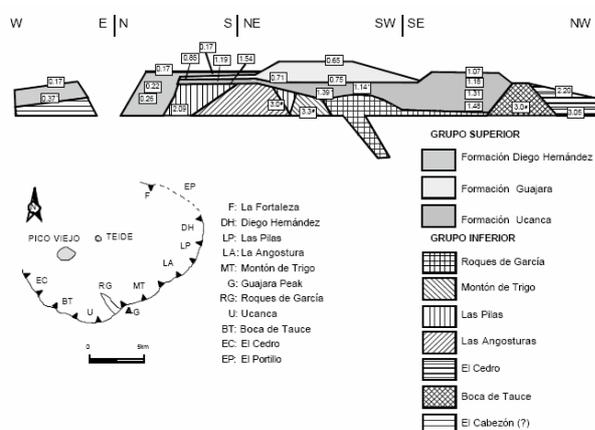
Ésta es la tercera formación del grupo Cañadas Superior. Se expone en las paredes del Este y Nordeste de la caldera de Las Cañadas, sobre una disconformidad asociada a un suelo que representa unos 300000 años sin deposición (Edgar et al., 2007). El rango de edades que abarca va de los 370 a los 170 ka., muestra espesores máximos de 250 m en el sector oriental y una distribución más limitada que las dos formaciones anteriores (Edgar et al., 2002).

Está constituida casi en su totalidad por depósitos piroclásticos fonolíticos no soldados, mayoritariamente de naturaleza ignimbrítica, ricos en fragmentos líticos del substrato y con presencia ocasional de pumitas bandeadas, producto de procesos de mixing entre magmas basálticos y fonolíticos (Martí et al., 1994; Araña et al., 1994). Las direcciones de flujo y su geometría indican que estos materiales proceden de un centro emisor que se situaría en el interior de la actual caldera en su sector más oriental. Intercalados con los materiales fonolíticos de Diego Hernández aparecen materiales basálticos que pertenecen a volcanes monogenéticos situados en el extremo norte de la pared. Los materiales de Diego Hernández son altamente explosivos, lo cual indica la existencia de fenómenos freatomagmáticos. La presencia de depósitos de pómez bandeada sugiere inyección de magma basáltico de mayor temperatura en la cámara fonolítica. Por otro lado, la extensión de los depósitos sería indicativa de la intensidad de la erupción. El depósito del techo de la formación representa a un depósito pre-caldera. Se trata de una brecha con abundantes fragmentos de sienitas nefelínicas que cubre gran parte de la pared de la caldera y barrancos. Puede interpretarse como una brecha coignimbrítica formada por la acumulación de materiales densos que quedaron atrás durante el emplazamiento del flujo piroclástico (ignimbrita del Abrigo). (Martí et al., 1994).

Dentro de esta Formación Diego Hernández se encuentra el Miembro del Poris, que es una secuencia eruptiva de gran extensión y de las más voluminosas dentro de este centro. Está compuesto por una serie de depósitos de surge, depósitos de caída plinianos e ignimbritas, que en su conjunto se interpretan como una misma erupción con diferentes fases eruptivas: una fase freatomagmática inicial, fase pliniana mantenida, freatomagmatismo renovado y colapso parcial de la columna, fase de colapso de columna sostenida, fase pliniana final, colapso de columna final y destrucción del centro eruptivo. (Edgar et al., 2002)



**Figura 2.24** Afloramientos de Cañadas en Tenerife, basado en el mapa del IGME.



**Figura 2.25** Representación esquemática de la pared de Las Cañadas (Martí et al., 1995).

## FORMACIÓN TEIDE-PICO VIEJO

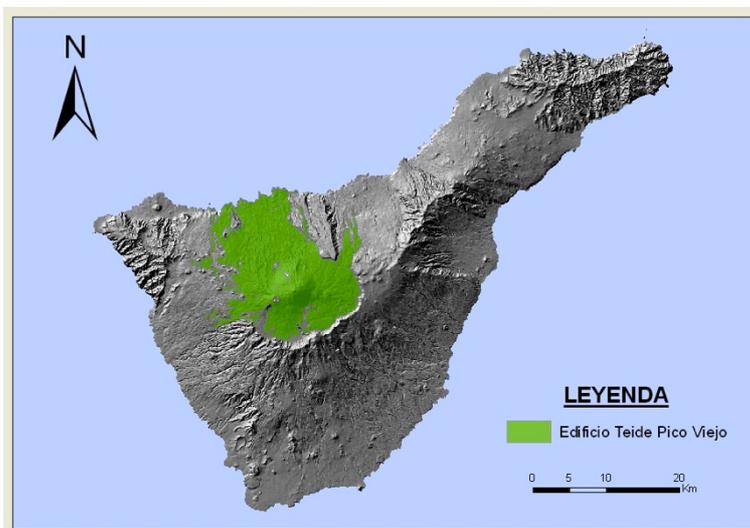
El complejo Teide-Pico Viejo se sitúa en la parte norte de la Caldera de Las Cañadas y los materiales provenientes de él se despliegan principalmente por la caldera, el valle de Icod y la parte Oeste del valle de La Orotava.

Los estudios estratigráficos sobre Teide y Pico Viejo demuestran que, al menos en la última parte de su historia ambos centros han actuado simultáneamente. Aunque existen diferencias significativas en cuanto a la estratigrafía y actividad eruptiva de ambos estratovolcanes, se puede deducir una evolución similar en ambos casos, coincidente en el tiempo, que abarca un primer episodio fundamentalmente basáltico, un segundo episodio caracterizado por la emisión de lavas de composición intermedia, y finalmente, un tercer episodio que comprende la emisión de materiales más

diferenciados (fonolitas), junto a algunas emisiones de lavas intermedias y también básicas. Esta última etapa en la formación del sistema Teide y Pico Viejo es claramente distinta de la actividad pre-caldera. (Martí et al., 1995) (Figura 2.26). Sin embargo, otros autores abogan porque Pico Viejo es un edificio adventicio del Teide, siendo su origen el resultado de la búsqueda de una salida que supuso menor esfuerzo que el Pico del Teide, a través de una emisión lateral. Las emisiones que se producen tras alcanzar el Teide una altura crítica (se ha calculado empíricamente en 3000 m) tienen lugar en los laterales del propio complejo. (Carracedo, 2008)

Dentro de esta formación estarían también los conos adventicios, que son predominantemente fonolíticos. Entre ellos cabe destacar Montaña Blanca, situada en el flanco E del Teide, representando la erupción explosiva más reciente de Tenerife hace 2020 años (Ablay et al., 1994).

Los estudios de las basanitas y fonolitas del complejo sitúan la cámara magmática de las emisiones del sub-sistema Pico Viejo a la altura del nivel del mar, mientras que del sub-sistema Pico Teide la sitúan entre 1 y 3 km bajo el nivel del mar. (Ablay et al., 1998)



*Figura 2.26 Afloramientos de Teide-Pico Viejo en Tenerife, basado en el mapa del IGME.*

### **FORMACIÓN DE DEPÓSITOS DE AVALANCHA**

Aunque no es cartografiable en superficie, debido a su presencia en abundantes galerías, deben mencionarse las capas de depósitos de avalancha. Estos depósitos se pueden encontrar en las galerías que se internan en las zonas de los valles de La Orotava, Icod y Güímar, al igual que bajo el Macizo de Tigaiga (Navarro Latorre,

1989). El rápido crecimiento de la isla y la intercalación de materiales de diversa consistencia, le confieren una heterogeneidad característica a Tenerife. El origen de estos tres valles mencionados (Icod, La Orotava y Güímar) está en grandes deslizamientos, cuya unidad de despegue está definida por brechas englobadas en una matriz arcillo-arenosa de gran plasticidad con clastos poligénicos de tamaño diverso (entre milimétrico y métrico) (Bravo, 1962; Seisdedos, 2006). La forma de los clastos varía desde subangulosos a redondeados. La estructura interna de la formación es caótica, sin selección, gradación o estratificación. Desde un punto de vista hidrogeológico esta formación es impermeable. En lo que respecta a su espesor, para el Valle de Icod calculan unos 200-300 m (Navarro Latorre, 1995).

