

CONSIDERACIONES ACERCA DE LA MORFOLOGIA ESTRUCTURAL DE TENO

Manuel Luis González

1. INTRODUCCION

El presente artículo forma parte de un trabajo de investigación más amplio y complejo en el que, mediante el estudio y análisis de todas las variantes físicas del medio, pretendemos esclarecer la organización de los paisajes naturales del macizo de Teno.

En éste sentido, en un primer nivel de análisis, dentro de lo que podríamos considerar la morfoestructura de Teno, distinguimos dos unidades o grandes elementos estructurales, a saber:

- El macizo antiguo
- Las islas bajas

Con una historia geológica estructural diferenciada, tanto por el tipo y carácter de sus erupciones, pero básicamente por su antigüedad geocronológica presentan, consecuentemente, claras diferencias morfológicas a las que se unen las derivadas de la distinta intensidad con que se han cebado en ellas los procesos erosivos.

Por otro lado, y a otra escala, abordamos el estudio de las formas estructurales menores o de detalle, como elementos más destacados de las unidades estructurales citadas.

2. GRANDES UNIDADES ESTRUCTURALES

2.1. El Macizo antiguo.

Es una unidad geológica y geomorfológicamente individualizada, constituida por la superposición en tongadas de materiales volcánicos, como consecuencia de la concentración espacial de la actividad eruptiva en torno a unas líneas estructurales, que marcan la pauta de la arquitectura constructiva. Estas han condicionado, igualmente, la organización de los procesos erosivos que se desarrollan en el edificio. Tales procesos, actuando durante mucho tiempo, han modelado la actual topografía accidentada de este macizo, de crestas escarpadas entre profundos valles y barrancos y litorales acantilados.

La disposición estructural de sus materiales, constituida principalmente por apilamientos tabulares de numerosas coladas delgadas, que buzan suavemente hacia el mar fosilizando pequeños conos de cinder, y por una densa malla de diques de marcada alineación dominante, son algunos indicativos entre otros que ponen de manifiesto el carácter eminentemente fisural de las emisiones. Esto es, la actividad eruptiva de éste macizo se organizó principalmente a partir de unas líneas de debilidad de la corteza. Estas funcionaron, básicamente, como fisura efusivas, aún cuando y por concentración puntual de la actividad, también se dieron emisiones de carácter central con episodios de naturaleza explosiva.

Se trataría por tanto, de emisiones tranquilas, de magmas alcalinos que dieron lugar a lavas fluidas. Dichas lavas, amontonándose en apilamientos desde sus ejes efusivos, fluyeron como coladas en manto de escaso espesor hacia el mar, con pendientes del orden de los 5°. Coexistiendo con este tipo de emisiones, se produjeron, tal y como se dijo, pulsaciones de tipo explosivo asociadas a puntos de concentración de la actividad. De ellas son buena muestra los numerosos conos de cinder fosilizados por las coladas, o los localizados mantos de acumulación de productos piroclásticos. Muchos de ellos con textura brechoide, muy cementados y alterados, llegan a constituir potentes acúmulos como los del Roque de Abache.

Por esas mismas fisuras y conductos eruptivos u otros, se encauzaron con posterioridad materiales subvolcánicos que, atravesando todo el conjunto, han sido exhumados por los procesos erosivos y aparecen en la actualidad como diques, pitones y sills. Estos elementos intrusivos constituyen testimonios residuales de primer orden del comportamiento efusivo del magma. El análisis interpretativo de factores tales como, la densidad y orientaciones dominantes de sus alineamientos, complementado con observaciones como las ya comentada disposición estructural

de las coladas y piroclastos, o la disposición general de los relieves resaltada por los fenómenos erosivos, no hacen más que corroborar el citado carácter fisural dominante de las emisiones.

Tales fisuras eruptivas, genéticamente relacionadas con líneas de debilidad de la corteza, se organizan siguiendo alineaciones dominantes. La más constatada es la de rumbo NW-SE, que se corresponde con una de las grandes directrices estructurales sobradamente comprobada, a distintas escalas, en los bloques insulares canarios. Concretamente con los sistemas de fractura asociados a la «zona de fractura Atlantis», de rumbo N-74°-W.

Siendo ésta la alineación dominante, en Teno también es constatable la incidencia, aunque ya en menor medida, de las otras directrices estructurales reconocidas en el archipiélago. Principalmente, la directriz de «componente africana», NE-SW, y más localmente, la E-W y la N-S.

Con todo y tal y como se apuntó, el protagonismo de la pauta estructural atlántica en los procesos constructivos del macizo es incuestionable. Posiblemente alcanza su máxima expresión en la alineación montañosa Gala-Baracán que la erosión ha dejado en resalte. Casi con toda seguridad debió coincidir con el principal eje estructural emisivo del sistema de fracturas de orientación NW-SE. Ocupando una posición central en el edificio, presenta una elevada concentración de diques, tal y como demuestran los cortes de las numerosas galerías que lo atraviesan y de las que adjuntamos algunos ejemplos. Sus diques, con espesores entre 0,5 y 2 m., mantienen, en su mayor parte, la alineación dominante del macizo, aunque también están presentes diques de orientación NE-SW. (Fig. 1).

Esta dorsal está formada por apilamientos de potentes coladas masivas de hasta 10 m. de espesor, sin apenas pendiente, o con buzamiento subhorizontal. Esto contrasta notablemente con los buzamientos y potencias de las coladas que forman los interfluvios de los barrancos de la banda occidental, con las que sin duda enlazaron.

En suma, todos estos datos —elevada densidad de los diques, contrastes de potencia y buzamiento de las coladas...— nos inclinan a hacer coincidir esta alineación con una dorsal estructural. Esta dorsal funcionaría, con pequeños períodos de interrupción, durante buena parte de la historia geológica-constructiva del macizo, desde el Mioceno hasta el Plioceno inferior.

La emisión continuada de materiales volcánicos, fruto de la mayor concentración de la actividad eruptiva en torno a este eje determinaría la elevación por apilamiento de esta dorsal que, vertiendo materiales hacia uno y otro lado, adoptaría una paleoestructura a modo de tejado. De

ella es perfectamente reconocible, aunque muy recortada por los barrancos, su ala más occidental. La oriental ha sido más desmantelada por una erosión más acentuada e intensa que llegó, incluso, a labrar el valle de El Palmar.

Por otra parte, y si tal y como hemos analizado hasta ahora, la incidencia de estas líneas de debilidad en la morfología volcánica constructiva es capital, también se dejó sentir en las formas de modelado debidas a los agentes erosivos. En éstas, —si bien su vinculación con las líneas estructurales no se refleja de una manera tan evidente y directa como en las formas volcánicas, ya que entran en juego otros factores a parte de los propiamente estructurales como son los climáticos o los litológicos—, sí es cierto que intervienen, de alguna manera, condicionando la aplicación selectiva de los procesos erosivos.

En este sentido, de adaptación de las formas erosivas a las líneas de debilidad estructurales, hay numerosos ejemplos. Entre ellos destaca el pasillo morfológico que organizan las cabeceras de los barrancos de la banda occidental, al aprovechar una línea de debilidad en la base occidental de la alineación Gala-Baracán. Rompen, de esta forma, la continuidad de las coladas de sus interfluvios con las de la dorsal estructural. Otro caso es, en la otra vertiente de esta misma divisoria de aguas, la excavación de valle de El Palmar, con una orientación NW-SE, en plena coincidencia con la de la directriz estructural dominante del macizo. Otro tanto sucede con los barrancos de la vertiente occidental Masca, Carrizal, Juan López, etc. Estos, dispuestos paralelamente, organizan sus cauces siguiendo una alineación dominante NE-SW., que pudiera tener, ahora, alguna correlación con la directriz africana. Pero sin duda uno de los casos más espectaculares es el de los acantilados de los Gigantes. Su perfil costero se alinea, siguiendo la gran pauta estructural del edificio, con rumbo dominante NW-SE. Estos acantilados —en contra de las teorías tectónicas de hundimiento defendidas por algunos autores que las identificaron con escarpes de falla—, son únicamente producto del retroceso del borde costero por la erosión marina, tal y como argumentaron Fúster et al¹.

En resumen, la construcción estructural del macizo antiguo propiamente dicha, se realizó a lo largo de un período geológico, que arrancaría en el Mioceno y llegó hasta el Plioceno inferior. Durante el mismo, las formas volcánicas se vincularon claramente con unas líneas de debi-

1.— FUSTER, J.M., et al.: *Geology and Vulcanology of the Canary Islands. Tenerife*. Inst. Lucas Mallada, C.S.J.C. Madrid. 1968. Pág. 16.

lidad de la corteza que funcionaron, principalmente, como fisuras eruptivas. De éstas líneas estructurales, las más claramente activas, y por tanto, las casi exclusivamente responsables de la organización de los relieves estructurales del macizo, son las orientadas siguiendo la directriz atlántica, NW-SE. Posteriormente este edificio conocería un dilatado período de inactividad volcánica que sólo sería interrumpido en fechas ya cuaternarias por erupciones centrales, puntualmente localizadas en el macizo.

Así se explica el acentuado carácter ruiforme que presenta este edificio. En él, los procesos erosivos, en gran medida guiados por las citadas líneas de debilidad, han podido actuar casi con absoluta continuidad desde los primeros momentos constructivos, dependiendo su dinámica, prácticamente, de la alternancia de crisis climáticas y de las características litológicas del roquedo.

Se comprende también así la imposibilidad material para el reconocimiento, actualmente, de las formas estructurales directas relacionadas con la actividad eruptiva de la serie I Inferior (Carracedo, 1975). Su morfología original ha sido totalmente desmantelada y modificada, quedando tan sólo de ella formas derivadas. Y es a partir de las mismas, de su interpretación, cómo podemos teorizar acerca de cómo debió ser y generarse la paleoarquitectura estructural de este edificio.

2.2. Las islas bajas.

Con ésta denominación nos estamos refiriendo a las dos plataformas costeras dispuestas al pie de los acantilados septentrionales del macizo antiguo, con el que enlaza por taludes de pendiente cóncava.

Con una topografía predominantemente plana, claramente contrastada con la del macizo, se adosan a él constituyendo la otra gran unidad estructural de la zona. Esto es, las consideramos como una unidad estructural netamente diferenciada del macizo en tanto centramos su análisis en las formas estructurales aflorantes, frutos de una actividad volcánica cuaternaria.

Estas plataformas, conformadas por aportes lávicos procedentes de centros de emisión ubicados en el macizo, o instalados sobre ellas mismas, ganaron terreno al mar y consolidaron la ampliación de la primitiva superficie insular de este sector. Así, la «Isla Baja», propiamente dicha, sobre la que se intalan los cascos urbanos de Buenavista y Los Silos, presentan una forma triangular alargada. Su longitud máxima es del orden de los 9 Kms, desde su extremo más occidental, en la Playa de la Monja hasta las proximidades de la playa de la Caleta, donde contacta

con un afloramiento de basaltos antiguos. Su mayor anchura, medida en sentido submeridiano, desde Las Canteras, al pie del espigón del macizo conocido como Montaña de Talavera, hasta La Punta, es algo superior a los 3 Kms. Su perímetro costero, bastante recortado, tiene una longitud de 14 Kms, aproximadamente.

La otra plataforma, conocida como Teno Bajo, tiene unas dimensiones más modestas. Se presenta como apéndice semilunar al pie de la estribación más occidental del macizo. Su eje mayor, medido en dirección NE-SW, desde Caleta Andén hasta la Punta del Frailete, está próximo a los 3,5 Kms. Su anchura máxima, ortogonal a su longitud, desde la Punta del Ancón hasta los inicios de la rampa de contacto con el acantilado, está en torno a 1,5 Kms. Mientras que su litoral, también sinuoso, alcanza una longitud de 7,5 Kms.

La morfología aflorante de estas islas bajas se debe a las manifestaciones volcánicas más recientes de Teno. Con todo, su historia geológica no está bien conocida, adoleciéndose de dotaciones geocronológicas precisas. De ahí que, para la reconstrucción de su evolución estructural, tengamos que apoyarnos bastante en criterios geomorfológicos de cronología relativa, y en la cartografía geológica editada de la zona, basada en la superposición de series vulcanoestratigráficas.

No contando con dataciones radiométricas para estos materiales volcánicos, son posiblemente los análisis paleomagnéticos los que ofrecen una aproximación cronológica más precisa. En base a ellos podemos decir que, los materiales de las series vulcanoestratigráficas constituyentes de estas islas bajas se emitieron durante la época de polaridad Normal. Brunhes, de la escala geomagnética. Su límite inferior se cifra en 0,69 m.a., correspondiéndose su duración al Pleistoceno Superior, de la escala estratigráfica.

Por la cartografía geológica de Fúster et al², atendiendo a las características petrográficas y estratigráficas de los materiales volcánicos, se reconocen a lo largo de ese episodio geológico tres series vulcanoestratigráficas. Traquítica y traquibasáltica, Basáltica III y Basáltica IV. Estas se corresponden con los «Materiales Sálcos y Básicos» de las «Series Recientes» de Carracedo³. Con todo, estas series, a penas están distanciadas en la escala temporal.

2.- ARAÑA, V.; FUSTER, J.M., et al: Cartografía Geológica del I.G.M.E.

- Hoja y Memoria a escala 1:100.000 (Isla de Tenerife). 1968.

- Hojas y Memorias a escala: 1:50.000 de Guía de Isora (1110), Los Carrizales y Agulo (1109) y Punta de Teno (1102). Edit. 1969.

3.- CARRACEDO, J.C.: *Paleomagnetismo e historia volcánica de Tenerife*. Aula de Cultura de Tenerife. Santa Cruz de Tenerife, 1979.

A diferencia del carácter predominantemente fisural de las emisiones que dieron origen al Macizo antiguo, la actual configuración superficial de estas plataformas volcánicas es fruto de un proceso eruptivo caracterizado por emisiones exclusivamente puntuales. En estas, siguiendo la tónica estromboliana propia del volcanismo canario, se dieron episodios explosivos y efusivos.

El magma pues, ascendería a través de conductos centrales, no existiendo en estas formaciones diques que puedan testimoniar manifestaciones fisurales. Con todo, las líneas de debilidad de la corteza, sin alcanzar un protagonismo estructural tan destacado como en el macizo antiguo, si parece que también intervinieron en este nuevo ciclo eruptivo. Su incidencia, más sutil que en el macizo, probablemente tiene una de sus manifestaciones en las posibles alineaciones de conos volcánicos de éstas series. En este sentido, entre los conos de la Montaña de Taco y la de Los Silos, parece que puede haber intervenido la pauta estructural atlántica, NW-SE. Los edificios adosados de la Montañeta del Palmar se alinean con una orientación E-W. Estos mismos volcanes se ordenan con el cono de Portela Alta en una alineación N-S. A parte de estas alineaciones de conos es casi segura la existencia de otras más. Muchas, incluso reconocibles sobre la base cartográfica, pero al no evidenciarse de forma tan explícita, como las citadas alineaciones, no hemos considerado conveniente señalarlas.

Si por la cartografía geológica podemos reconocer los últimos episodios de la evolución morfoestructurales de estas plataformas definidas por un volcanismo cuaternario, su pasado morfogenético no parece tan sencillo. Hay toda una serie de datos que apuntan a presuponer la existencia de un sustrato subaéreo que sería fosilizado por las manifestaciones volcánicas cuaternarias. La propia organización estructural de estos materiales volcánicos cuaternarios constituye una apoyatura de primer orden para esta hipótesis.

De tal forma que, si atendemos a su disposición volcanoestratigráfica, las manifestaciones volcánicas menos recientes, correspondiéndose a la serie Traquítica-Traquibasáltica, afloraron ya en la propia plataforma dando lugar a la Montaña de Taco y sus coladas. Esta erupción de carácter central, aún con fases explosivas bastante acentuadas, no refleja síntomas de freatomagmatismo y mucho menos de volcanismo submarino. Por otro lado, la misma disposición de sus coladas o la de las otras series cuaternarias, ponen de manifiesto, por el carácter remansado de sus flujos que, obviamente, se adaptan a una topografía plana preexistente.

Parece por tanto evidente que estas plataformas volcánicas cuaternarias, como tal unidad estructural, se organizaron fosilizando un sus-

trato subaéreo preexistente. Este basamento sería el resultado de una actividad morfogenética compleja en la que se alternaron procesos erosivos y constructivos. Los primeros se refieren, básicamente, a las plataformas de abrasión marina que debieron organizarse como consecuencia de los fenómenos de acantilamiento. Por otro lado, también resulta probable que en la construcción de estas «preplataformas costeras» hayan colaborado aportes de materiales lávicos procedentes de centros de emisión. Así en Teno Alto, son aún reconocibles como volcánicos escoriáceos, bastantes desmantelados, como Chiñaco, Andén o Toscón.

Sirviéndonos de las observaciones geomorfológicas podemos afinar algo más. De tal forma que —en función, tan solo por ahora, de la interpretación de la evolución morfológica de los barrancos septentrionales del macizo—, es posible establecer órdenes de antecendencia en el comienzo de la constitución de una u otra isla baja.

De un modo muy esquemático, en Teno lo que se observa es que, al organizarse la red de drenaje desde el interior del macizo y habiendo estado éste continuamente expuesto a proceso de acantilamiento, la morfología actual de los barrancos dependió, en última instancia, de la dialéctica entre retroceso del acantilado y la consecuente reincisión tendente a restablecer el perfil de equilibrio entre cabeceras y desembocaduras. De tal manera que, siempre que estos dos procesos han conservado su sincronía y los cambios de nivel de base por acantilamiento han podido ser contrarrestados por una reincisión, los barrancos se han reafirmado, encajando sus cauces y organizando mejor sus cabeceras por erosión remontante. Por el contrario, cuando esta correlación se ha descompensado, los barrancos han quedado colgados al progresar más rápidamente el retroceso del cantil. Esto es, el acantilamiento juega un papel decisivo en la instalación y organización de la red hidrográfica del macizo, al excitar el sobreencajamiento de los barrancos y, consecuentemente, la elaboración de cabeceras más amplias y desarrolladas, jerarquizándose así mejor las aguas de arroyada.

Teniendo en cuenta lo expuesto y en base de las diferencias morfológicas que se observan entre los barrancos septentrionales del macizo de uno y otro sector, es posible suponer que, la plataforma costera de Teno Bajo, debió comenzar a construirse con anterioridad a la Isla Baja. Es decir, los cantiles de Teno Alto dejaron de ser funcionales con antelación al retranqueamiento del sector acantilado del macizo a cuyo pie se dispuso la Isla Baja. Así se explica, en parte, el que la red hidrográfica que desde Teno Alto vierte hacia Teno Bajo, apenas esté definida. Los escasos barrancos que se individualizan quedan rápidamente colgados, ya que, el rápido retroceso del acantilado aquí, no pudo ser asimilado

por la erosión vertical remontante, a la que tampoco estimularía la paralización del acantilamiento. Por contra, la red de drenaje del otro sector del macizo aparece perfectamente jerarquizada por valles y barrancos. Esto presentan amplias cabeceras, desarrollados perfiles longitudinales y marcados perfiles transversales en «V», al mantenerse activos los acantilados durante más tiempo y estimular mejor la reincisión.

Pues bien, sobre esos paleorelieves poligénicos de límites y topografías irreconocibles, pero sustancialmente similares a los actuales, es sobre los que el volcanismo cuaternario «estructuró» la actual morfología de estas islas bajas.

Como se anotó, el magma de éstas erupciones afloró a través de conductos puntuales, determinando emisiones en las que se combinaron episodios explosivos y efusivos. Los primeros configuraron conos de piroclasto y escorias, todavía hoy, en general, reconocibles, a pesar del grado de alteración y desmantelamiento que presentan algunos de ellos.

En base a su localización geográfica con respecto a las islas bajas había que distinguir, volcanes autóctonos, que surgieron en las mismas plataformas, y volcanes alóctonos, instalados en el interior del macizo. A los primeros pertenece el mencionado volcán de la Montaña de Taco que, estratigráficamente, sería el primer evento constructivo de esta unidad estructural cuaternaria. Emitió materiales de composición sálica. Dada la mayor viscosidad de éstos, los episodios explosivos tuvieron gran importancia en esta erupción. Es uno de los edificios mejor conservados, con la típica tonalidad blanquecina como consecuencia de la alteración y oxidación de sus materiales.

Aparte de él, sobre las plataformas se reconocen dos afloramientos de la Serie Basáltica IV (Fúster et al, 1968), con edificios. Uno es el pequeño cono de la Montaña de Aregume y otro el conjunto eruptivo de la Punta de Teno.

Los centros de emisión alóctonos pertenecen a la Serie Basáltica III (Fúster et al, 1968). Surgieron en el interior del macizo y, generalmente, en los cauces o cabeceras de valles labrados por la erosión torrencial sobre los basaltos tabulares antiguos. De ahí que, tanto ellos como sus coladas, alcanzaron una particular importancia morfológica al repercutir en la organización de la red de drenaje. Es el caso de Montaña del Vallado en Teno Alto, que surgió en las proximidades del barranco de las Cuevas. Lo mismo sucedió con La Montaña de El Palmar. Y otro tanto se puede decir de la Montaña del Viento.

Los citados son los actualmente reconocibles, pero, casi con toda seguridad, debieron existir más centros de emisión, por lo menos en Teno Alto, en donde, por ejemplo, Montaña de la Sahorra presenta características muy similares a la Montaña del Vallado; o en los alrededores de la

Montaña del Viento, en donde hay un importante manto de piroclastos.

En general, los identificables son conos volcánicos simples, más o menos conservados, constituidos por escorias y piroclastos, que han adquirido la típica tonalidad rojiza.

De ellos merece destacarse por el carácter peculiar de su estructura y aceptable grado de conservación, la Montaña del Palmar, formada por dos conos adosados.

Desde todos estos edificios se vertieron coladas que, siguiendo unos rumbos de componente dominante Norte, fosilizaron los relieves preexistentes y configuraron la actual morfología de estas islas bajas. Los derrames lávicos más mediocres correspondieron a los edificios de la Serie Basáltica IV (Fúster et al, 1968). Las restantes erupciones, independientemente del carácter más o menos viscoso de sus lavas en función del grado de diferenciación magmática, emitieron coladas que tuvieron un notable desarrollo superficial al extenderse sobre un sustrato topográficamente llano. Caso aparte son las coladas de los centros emisivos alóctonos. Sus lavas, en general bastante fluidas, discurrieron, inicialmente como lenguas, canalizándose entre las paredes de los barrancos ya formados, tapizando y obturando sus cauces, hasta llegar a las estribaciones del macizo. Desde ellas, se descolgaron o expandieron, según se encauzaran por barrancos colgados o no, abriéndose en abanico sobre las plataformas ya constituidas.

De lo dicho se deducen las importantes repercusiones morfológicas que tuvo este volcanismo cuaternario sobre la ya formada unidad estructural del macizo. Las lavas pleistocenas, al ganar terreno al mar, determinaron el definitivo retranqueamiento del antiguo litoral acantilado. Esto también condicionó la evolución morfológica de los barrancos. En particular, cuando estos materiales volcánicos determinaron la obturación temporal de algunos cauces y la consecuente modificación posterior de sus trazados.

3. FORMAS ESTRUCTURALES MENORES

Bajo este epígrafe acometemos el análisis de algunos elementos estructurales menores al considerar que su importancia en los procesos constructivos justifican el tratamiento individualizado y en detalle de los mismos.

Nos referimos así, por un lado, a los diques y pitones del macizo antiguo, en tanto son las formas estructurales derivadas más destacadas al no existir unidades estructurales directas, dada la intensa labor de des-

mantelamiento llevada a cabo por los procesos erosivos. Por otro, abordaremos el estudio pormenorizado de algunos edificios volcánicos cuaternarios.

3.1. Diques

Tal y como se hizo constar, el conjunto de materiales que constituyen el edificio antiguo de Teno aparece instruido por una densa malla de diques que han quedado exhumados por la erosión. Estos conductos eruptivos, consolidados en profundidad y ahora en resalte, testimonian el carácter eminentemente fisural de la actividad eruptiva del macizo.

Estas intrusiones flonianas se organizan en sistemas axiales orientándose según las grandes directrices estructurales del archipiélago. Entre esas orientaciones sobresale la de directriz dominante NW-SE, que condiciona la ordenación de la casi totalidad de estos diques. En menor medida también se refleja la incidencia de la pauta estructural atlásica, en sistemas de diques de componente NE-SW. Finalmente, ya en proporción muy limitada, también hay intrusiones lineales de alineación N-S y E-W.

Atendiendo a la naturaleza litológica, la mayor parte de los diques son de composición basáltica. Agrupados en familias y orientados según las directrices estructurales, son unidades de escaso espesor, normalmente inferiores a los 50 cms, aunque los hay con potencias de hasta 4 ó 5 m. Su desarrollo longitudinal suele ser considerable, pudiéndose reconocer elementos de recorridos kilométricos, principalmente en aquellos casos en que, dispuestos transversalmente a la red hidrográfica, atraviesan interfluvios paralelos.

Frente a ellos aparecen también diques de naturaleza sálica, aunque en una proporción mucho menor. Sus potencias suelen ser superiores a los de composición basáltica, probablemente en función de la mayor dificultad de extrusión. Esto es, dada la mayor viscosidad y grado de solidificación de su magma, su extrusión se hace más tortuosa, acompañándose de potentes presiones sobre la roca encajante. Lógicamente esto repercute, de alguna forma, en el ensanchamiento de las fisuras.

Salvando las diferencias derivadas de la composición química que, en general, condiciona un mayor grado de cristalización de los diques sálicos, estos materiales subvolcánicos, consolidándose en profundidad, ofrecen un aspecto caracterizado por un sistema de diaclasas ortogonales. Tales diaclasas son, en última instancia, reflejo de la estructura interna de estos diques, caracterizada por una mayor cristalinidad hacia el

núcleo frente a los bordes, de textura más vítrea debido a su enfriamiento más rápido.

Así, en la totalidad de los diques basálticos lo que se observa es la típica combinación de un sistema de diaclasas paralelas a las paredes, en los bordes, y otro, de diaclasas perpendiculares a la dirección del dique, en los núcleos.

Este diaclasado estructural facilita la derrubiación erosiva, en lascas y cantos prismáticos. Se explican así muchas de las particulares y «caprichosas» formas de modelado que los procesos erosivos son capaces de labrar en estos filones. Como ejemplos llamativos caben citarse: la culminación en pináculos o agudas agujas individualizadas de diques muy arruinados, como los localizados en la vertiente derecha de la cabecera del barranco de Masca; los diques acanalados del barranco de Taburco; los diques exhumados y perforados en el cantil de Teno Alto o los puentes y farallones, debidos a la erosión marina de Teno Bajo.

Estos elementos intrusivos, al consolidarse bajo tierra, alcanzaron un grado de compacidad muy superior al de los materiales encajantes. Es esa mayor resistencia a la erosión la que explica que, en la actualidad, puedan ser reconocidos con toda una gama de variantes en cuanto a su grado de exhumación, dependiendo éste último de la actuación selectiva de los procesos erosivos. De ahí la gran importancia morfológica de estas intrusiones filonianas en la organización de los procesos de modelado del relieve. Aparecen así como diques semiexhumados, con un solo flanco al descubierto, al disponerse paralelamente a las vertientes. Contribuyen de esta forma a la retención de las mismas o favorecen los desplomes de paneles en los litorales acantilados. En otras ocasiones, también muy frecuente en el macizo, se presentan como muros rocosos, sobre todo cuando se organizan transversalmente a los interflujos. En tales casos contribuyen a la jerarquización en torrentillos de las aguas de escorrentía de las laderas o, manteniendo su continuidad en los cauces de los barrancos, escalonan las pendientes de sus talwegs con saltos, al pie de los cuales se forman pilancones.

Una variante de estas intrusiones lineales son los diques-chimenea. Constituyen el resultado de la extrusión del magma a través de aperturas circulares integradas en una fisura eruptiva. Ejemplos de estos conductos emisivos mixtos no abundan en el macizo. Sin embargo se puede reconocer uno de ellos en la ladera derecha del barranco del Carrizal. Se trata de una pequeña chimenea cilíndrica de aproximadamente 2,5 m. de diámetro y en torno a los 4 m. de altura. Es de composición basáltico y ha quedado en resalte en medio de un estrecho dique exhumado dispuesto paralelamente al cauce del barranco.

Pero sin duda el caso más espectacular de elementos subvolcánicos lo constituye el pitón extrusivo del Roque Blanco, extrusión dominante central pero, también, con manifestaciones fisurales.

3.2. Pitón extrusivo del Roque Blanco

Esta constituido por unos afloramientos sálicos situados en el interfluvio que separa al barranco del Natero del barranco Mancha de Los Diaz, al suroeste de las casas de Los Quemados.

Se trata de dos núcleos de composición traquítica extruidos a partir de emisiones centrales entre los basaltos tabulares de la Serie Antigua. Muy próximos entre sí y separados por un pequeño umbral de cobertura encajante, se alinean siguiendo una directriz dominante E-W.

Cada uno de ellos se prolonga hacia el SW. por unos diques que la erosión ha exhumado. Quedan, actualmente, en resalte como muros rocosos, muy diaclasados y arruinados en los que se individualizan pináculos. Estos diques, dispuestos paralelamente uno al otro se alinean siguiendo la componente estructural NE-SW. El dique del afloramiento oriental más potente y destacado en altura presenta, en sus estribaciones más meridionales, restos de la cobertura basáltica encajante. Estos, adosándose por su flanco oriental, recubren a los materiales sálicos semiexhumados.

Entre estos afloramientos sálicos y los materiales basálticos encajantes se establece un brusco contraste intrusivo que, por sectores, aparece recubierto por clastos prismáticos y lascas paralelepíedicas producto de la derrubiación de las estructuras sálicas.

La roca encajante está formada principalmente por coladas basálticas superpuestas con algunos enclaves de textura brechoide.

El afloramiento oriental es el más potente y voluminoso de las dos. Es un domo con paredes escarpadas y de contorno subovalado hacia el W. Tiene una altitud de 940 m. y una altura sobre el basamento encajante del orden de los 85 m., culminando en una estrecha cima de grandes losas planas.

Lo dominante de sus paredes es la fuerte pendiente, sobre todo en las orientadas hacia el 2º y 3er cuadrante, esto es, hacia el barranco Mancha de Los Diaz. En estos sectores, la acentuada disyunción columnar reinante, ha favorecido la fácil derrubiación de cantos y bloques prismáticos. Por el contrario, en las vertientes orientadas hacia el Barranco del Natero y, principalmente, hacia el primer cuadrante, las paredes, aún escarpadas, permiten el acceso a la cima. Estos flancos aparecen diaclasados en grandes bloques paralelepíedicos.

El otro afloramiento masivo sálico tiene forma de domo achatado y alargado hacia el W y tiene una altitud máxima de 776 m.

Presenta una organización de relieves menores en la que se destacan dos pequeñas unidades. En su apéndice suroccidental, en el contacto con el dique, queda en resalte un pequeño mogote de estructura cupiliforme y sección circular. Sobre el flanco septentrional se destaca una pequeña loma alargada en la dirección del domo, E-W. Pero es en su parte central, que queda, por tanto, deprimida con respecto a estas dos unidades de detalle donde se localiza el elemento más interesante: allí afloran materiales basálticos de la roca encajante. Por otro lado, en este domo, como en el anterior, lo dominante sigue siendo una disyunción columnar grosera.

A la vista de estos datos y basándonos en la clasificación morfogenética apuntada por Cubas Padilla para los domos sálicos de La Gomera⁴, cabrían apuntarse, como mínimo, dos hipótesis para explicar estas formas estructurales derivadas. Ambas parten de la base de considerar que se trata de un único fenómeno intrusivo/extrusivo, pero que se ha resuelto en dos relieves aflorantes individualizados. Esto es, desde una misma cámara, el magma ascendería a través de dos conductos emisivos, predominantemente puntuales, aunque también se dieron emisiones fisurales.

Según una hipótesis, podríamos suponer que estos afloramientos sálicos no llegaron a romper la cobertura encajante consolidándose el magma bajo los materiales basálticos. Es decir, serían dos unidades criptodogmáticas que los procesos erosivos han exhumado parcialmente quedando aún testimonios de cobertura encajante sobre los materiales sálicos, como se aprecia en el dique citado o en el centro del afloramiento occidental.

Esto supondría el desmantelamiento erosivo de una potente cobertura basáltica que recubriría por completo estos materiales sálicos que, tal y como se dijo, hoy llegan a elevarse más de 80 m. sobre los basaltos tabulares en que se encajaron. En apoyo de esta importante labor de desmantelamiento habría que considerar el largo período geológico —desde el Plioceno Inferior— durante el cual este macizo, ha estado expuesto a la acción de los fenómenos erosivos. Esto ha permitido que se labrasen profundos y encajados barrancos, que llegan a superar los 400 m. de desnivel entre las cumbres de sus interfluvios y el fondo de sus cauces.

4.- CUBAS PADILLA, C.R.: «Estudio de los domos sálicos de la Isla de Gomera (Islas Canarias) I Vulcanología». *Estudios Geológicos* vol. 34 (1) Febr. 1978. Instituto de Investigación Geológica «Lucas Mallada» del C.S.J.C. Madrid. Págs. 53-70.

Otro modelo teórico aplicable se basaría en suponer que estas intrusiones sálicas sumamente viscosas y semisolidificadas, con sus tensiones ascendentes, consiguieron romper la cobertura basáltica y afloraron en superficie. Terminarán de consolidarse, por tanto, en ambiente subaéreo. Afloraron entonces con unas morfologías hoy desconocidas pero, volumétricamente, superiores a las actuales. En ellas los procesos erosivos habrían esculpido los actuales relieves exhumando sus raíces y dejando en resalte el sistema de diques.

Esta interpretación, en principio, es también aceptable, pero existen asimismo argumentos que permiten cuestionarse su total acepción. Así, por ejemplo, cabe plantearse, cómo se explicaría la existencia de materiales basálticos de cobertura en el núcleo del afloramiento sálico occidental. Muy difícil nos resulta creer que se trata de un estrato desgajado de cobertura, levantando por el afloramiento sálico y que ha permanecido a lo largo de toda la historia geológica del Roque Blanco.

Más factible, pero también improbable, es suponer que este núcleo responde a los esquemas de una extrusión anular, semejante a la de Benchijigua en La Gomera, que cita Cubas Padilla en el artículo al que ya se hizo referencia⁵.

Teniendo en cuenta la pluralidad de factores que intervienen en la morfología final resultante de estas formas intrusivas es difícil deducir a partir de ellas su verdadera interpretación genética. Por un lado hay condicionantes intrínsecos a la propia intrusión, puramente estructurales, tales como ...«la composición química del magma y su temperatura (que condicionan la viscosidad), la cantidad de magma extruido, su velocidad de salida...»⁶, o el diaclasado estructural consecuente. Y por otro, los hay extrínsecos, como la topografía preexistente en la que tiene lugar la extrusión o los relacionados con los procesos de meteorización debidos a las fuerzas exógenas.

Por nuestra parte, nos inclinamos, con reservas, por la primera teoría apuntada, la que presupone una consolidación profunda de estos materiales sálicos, y su posterior exhumación y denudación por los procesos erosivos. Pero matizamos que el núcleo oriental, dada su morfología, su altura con respecto al otro y la ausencia de restos de cobertura, sí debió extruir la roca encajante, consolidándose buena parte de él en superficie.

Respondería por tanto a la forma tipológica de «domo de protusión» de Rittman⁷, o aguja, aunque, con características morfológicas

5.- CUBAS PADILLA, C.R.: *Ibidem*, págs. 63-64.

6.- CUBAS PADILLA, C.R.: *Ibidem*, págs. 69.

7.- RITTMANN, A.: *Les volcans et leur activité*. Masson et Cie Editeurs. Paris, 1963. Págs. 48-66.

también, de cúmulo-domo. Ya que a pesar de su contorno más o menos circular y la verticalidad de sus paredes, la desproporción de su altura con respecto al diámetro no es netamente destacada.

Este tipo morfológico es el resultado de la obturación del conducto de salida por un magma muy viscoso que la presión de los gases empuja progresivamente hacia el exterior, aflorando la lava en superficie en estado semisólido. Ello condiciona una estructura en la que predomina la altura sobre la anchura. Por el contrario, en los cúmulos-domos, la relación es inversa, ya que la menor viscosidad de la lava permite que pueda derramarse fuera de la chimenea expandiéndose alrededor de ella. Independientemente de la génesis, confusa como vimos, el relieve aflorante del núcleo occidental tiene todas las características morfológicas de un cúmulo-domo.

3.3. Montaña de Taco.

Es un edificio volcánico troncocónico situado en la Isla Baja, entre los núcleos urbanos de Los Silos y Buenavista.

Es el cono volcánico mejor conservado de los existentes en el área de estudio, manteniéndose su morfología estructural bastante fresca. En su parte superior presenta un amplio pero poco profundo cráter circular, ligeramente excéntrico. Su base se sitúa a 51 m. por debajo de la altitud máxima del edificio, 321 m.

Está constituido por materiales de proyección aérea, de naturaleza sálica, básicamente fonolitas.

El análisis pormenorizado de su constitución, merced a los cortes realizados en la construcción de una pista de acceso al cráter, nos permite destacar la importancia que los episodios explosivos tuvieron en su construcción. Por ellos y en base a la superposición estratigráfica de los materiales de proyección aérea podemos deducir que, en su constitución, se sucedieron eventos explosivos de distinta intensidad, en relación directa con la mayor o menor viscosidad de los materiales emitidos.

Así de abajo a arriba, observamos un primer nivel de potencia indefinida caracterizado por escorias pequeñas muy fragmentadas. Sobre él se sitúa otro de naturaleza brechoide, en el que se individualizan, en una matriz grosera, clastos angulosos. A este le sucede un estrato de toba pumítica, muy cementada y de potencia variable. Por encima aparece un nivel de unos 25 cms, formado por piroclastos muy desmenuzados, auténticos finos. Es de tonalidad grisácea-blanquecina y está tremendamente cementado, presentando una consistencia pétreo. Parece el resultado de una emisión de tipo ignimbrítico. En todo caso evidencia una intensidad explosiva máxima de la que no quedan testimonios que la su-

peren en el volcán. Con posterioridad a ella el grado de explosividad parece que fue remitiendo. Y así, sobre este estrato de características ignimbríticas, vuelve a aparecer otro de pumitas similar al ya citado. Finalmente se encuentran escorias que también denotan toda una gama de variantes en la viscosidad del magma. Así, las partes cimeras del volcán, aparecen recubiertas por escorias y jirones de lava desgastados, de características bastante fluidas.

En resumen, se puede concluir que se trata de un cono escoriáceo, por ser estos los materiales de proyección dominantes, pero en el que se reconocen fases explosivas de distinta intensidad.

3.4. La Montaña del Palmar

Instalada en el valle de el mismo nombre, está formada por dos conos volcánicos adosados que culminan a 640 y 665 m. quedando entre ellos un estrecho pasillo deprimido a 623 m. de altitud. Los conos se adosan siguiendo una alineación E-W.

Presenta dos cráteres de herradura abiertos hacia el Norte que debieron funcionar casi simultáneamente.

Está constituido por piroclastos gruesos de naturaleza basáltica que presentan la típica tonalidad rojiza.

3.5. Montaña del Vallado

Está situada en la meseta de Teno Alto, al oeste del Caserío de Teno. Se emplaza en las proximidades de la cabecera del barranco de las Cuevas, cuyo actual cauce la semicircunda por su parte occidental.

Es un cono volcánico de 792 m. de altitud bastante erosionado por la acción antrópica y por la meteorización mecánica y química, estrechamente relacionada con el mar de nubes de los vientos alisios.

Sus materiales son fundamentalmente piroclastos y escorias basálticos de color ocre. En sus laderas orientales, a barlovento, estos piroclastos se presentan muy alterados y descompuesto en finos. Esta alteración probablemente puede relacionarse con la elevada humedad ambiente reinante en la zona.

En su parte inferior se reconocen lavas que tal vez se corresponden a un episodio efusivo póstumo emitido por el propio cráter.

No se distingue cráter propiamente dicho ni tampoco salidero de lavas pero, casi con toda seguridad, la mayoría de las coladas debieron ser emitidas por la parte occidental de su base.

3.6. Montaña del Viento

Al Sur del Caserío Erjos, es un cono volcánico simple, de escasa altura, pero que alcanza los 1.126 m. de altitud.

Muy modificado y desmantelado por la intervención humana, no se reconocen en él ni cráter ni salidero de lavas.

Está constituido fundamentalmente por piroclastos basálticos groseros teniendo limitado carácter escoriáceo. Estos materiales se presentan muy alterados y oxidados.

En sus alrededores están los restos de lo que debió funcionar como cuenca semiendorreica. Fue colmatada por finos limo-arcillosos.

3.7. Montaña de Aregume

Es un pequeño cono volcánico de 158 m. de altitud, muy destrozado al asentarse sobre él buena parte del casco urbano de Los Silos. No ofrecen ninguna particularidad especial que lo diferencie de los anteriormente descritos. Es también producto de una erupción estromboliana cuyos materiales de proyección aérea, acumulándose en torno a la boca eruptiva, levantaron esta pequeña estructura formada básicamente por escorias y piroclastos.

3.8. Aparato eruptivo de la Punta de la Aguja

Es el apéndice más occidental de Teno Bajo.

Actualmente se eleva hasta 45 m. por encima del nivel del mar pero se encuentra muy arruinado por la erosión marina.

Sin embargo, en él, es posible reconocer hasta 6 arcos cóncavos que pudieron ser dorsos de pequeños conos, hoy totalmente desventrados.

Está constituido por escorias y jirones de lava soldadas. Se constata también la existencia de someros recubrimientos de piroclastos y pequeñas bombas heterométricas que se extienden por encima de las formaciones sedimentarias apoyadas sobre las coladas de la Serie Basáltica III (Fúster et al, 1968). En la base, son asimismo apreciables algunos retazos de colada.

El conjunto se continúa por una pequeña fisura eruptiva que, con una alineación E-W, aparece jalonada por hornitos de escorias soldadas. De éstos llegan a contarse hasta 8, si bien es indudable que debieron existir más pero, hoy en día, se encuentran muy destrozados debido a los embates de la acción marina y a la intervención humana.