



Universidad
de La Laguna

PROCESOS DE TRANSFORMACIÓN EN LA COLADA DEL VOLCÁN HISTÓRICO DE FASNIA

PROCESSES OF TRANSFORMATION IN THE COLADA OF THE HISTORIC
VOLCANO OF FASNIA



Grado en Geografía y Ordenación del Territorio

Trabajo Final de Grado

Curso 2016-2017

Trabajo realizado por: Daniel Cano Sierra

Dirigido por: María del Carmen Romero

1. INTRODUCCION.....	3
2. OBJETIVOS, HIPOTESIS Y METODOLOGIA.....	4
3. ANTECEDENTES Y ALGUNOS CONCEPTOS PREVIOS DE BASE.....	5
4. CONTEXTO GEOLOGICO Y GEOGRÁFICO.....	8
4.1. EL CONTEXTO GEOMORFOLOGICO PREVIO A 1705.....	11
4.2. LA ERUPCION DE 1705 Y LOS VOLCANES DE FASNIA.....	14
5. LOS CAMBIOS POST-ERUPTIVOS DE LA RED HIDROGRÁFICA.....	16
6. LAS TRANSFORMACIONES POST-ERUPTIVAS DE LOS VOLCANES Y LA COLADA PRINCIPAL DE FASNIA.....	20
6.1. PRIMER SECTOR.....	21
6.1.1. Procesos de transformación y acumulación.....	21
6.2. SEGUNDO SECTOR.....	25
6.2.1. Procesos de transformación y acumulación.....	26
6.3. TERCER SECTOR.....	29
6.3.1. Procesos de transformación y acumulación.....	30
6.4. CUARTO SECTOR.....	32
6.4.1. Procesos de transformación y acumulación.....	33
7. DISCUSION.....	36
8. CONCLUSIONES.....	40
9. BIBLIOGRAFIA.....	41

RESUMEN

El volcán de Fasnía es uno de los conjuntos eruptivos que constituyen la triple erupción de 1704/1705 de Tenerife. Se trata de un volcán fisural construido a lo largo de una fractura de rumbo NE-SW y más de 13 Km de longitud en la que también se emplazan los volcanes de Sietefuentes y Arafo. Este trabajo centra su atención en el estudio morfológico de la colada principal del volcán de Fasnía y el análisis detallado de los procesos de transformación post-eruptivos asociados al emplazamiento de las coladas de lava en una red hidrográfica previa. La colada muestra en la mayor parte de su recorrido rasgos evolutivos no acordes con la edad de construcción del edificio, dado su alto grado de desmantelamiento. Sus transformaciones post-eruptivas parecen estar más vinculadas con procesos asociados a la dinámica de las cuencas en las que se insertan que con las características de ambiente morfoclimático en la que se instalan.

Palabras clave: Erosión, Erupción histórica, Volcán de Fasnía, Geomorfología volcánica, colada de lava.

ABSTRAC

The Fasnía volcano is one of the eruptive complexes that constitute the triple eruption of 1704/1705 of Tenerife. It is a fisural volcano built along a NE-SW course fracture and more than 13 km long in which Sietefuentes and Arafo volcanoes are also located. This work focuses on the morphological study of the main cast of the Fasnía volcano and the detailed analysis of the post-eruptive transformation processes associated with the placement of the lava flows in a previous hydrographic network. During most of its route, lava shows evolutionary features that are not in keeping with the age of construction of the building, given its high degree of dismantling. Their post-eruptive transformations seem to be more linked to processes associated with the dynamics of the basins in which they are inserted than with the characteristics of the morphoclimatic environment in which they are installed.

Key words: Erosion, Historical eruption, Volcan of Fasnía, Volcanic geomorphology, lava flow.

1. INTRODUCCION

El volcán de Fasnia forma parte del segundo episodio eruptivo de la triple manifestación de inicios del S. XVIII en Tenerife. Es ejemplo de un edificio volcánico fisural elaborado a partir de una fractura rectilínea dispuesta de forma paralela a las curvas de nivel, constituyendo un conjunto de conos alineados, yuxtapuestos e imbricados de muy diferentes tamaños y de los que se derraman coladas lávicas de forma paralela entre si (Romero, 1991).

El ámbito de estudio está situado en el sector de cumbres y laderas orientales de Tenerife en la comarca de Agache. Morfoestructuralmente es un área de transición entre el dorso oriental del edificio de Las Cañadas y el tramo suroccidental de la dorsal de Pedro Gil. Solo un pequeño sector del área de estudio, donde se ubican los conos volcánicos y el arranque de las coladas, forma parte del Parque Nacional del Teide, declarado Patrimonio de la Humanidad por la Unesco en 2007.

El edificio volcánico está emplazado concretamente al sur de Izaña y a tan solo 900 metros de distancia de Sietefuentes, a una altitud aproximada de 2200 *m.s.m* (Figura 1). Se formó a partir de una fractura eruptiva rectilínea de dirección NE-SW que alcanza un desarrollo longitudinal de unos 1400 metros y se dispone de forma paralela a las curvas de nivel. En consecuencia, se originó un conjunto de conos y coneletes de escorias alineados de manera rectilínea de los que se derramaron coladas, perpendicularmente a los centros de emisión, siguiendo las líneas de máxima pendiente. La actividad volcánica no fue espacialmente continua a lo largo de esta línea, ya que existen dos espacios intravolcánicos que nos permiten dividir la fractura en tres tramos, diferenciados cada uno por sus rasgos morfológicos, que generan la existencia tres unidades morfológicas: una suroccidental, una central y otra oriental (Romero, 1991). Como veremos, esta disposición estructural es clave en la interpretación de las transformaciones post-eruptivas del conjunto eruptivo.

CONJUNTO VOLCANICO DE LA ERUPCION DE FASNIA DE 1705

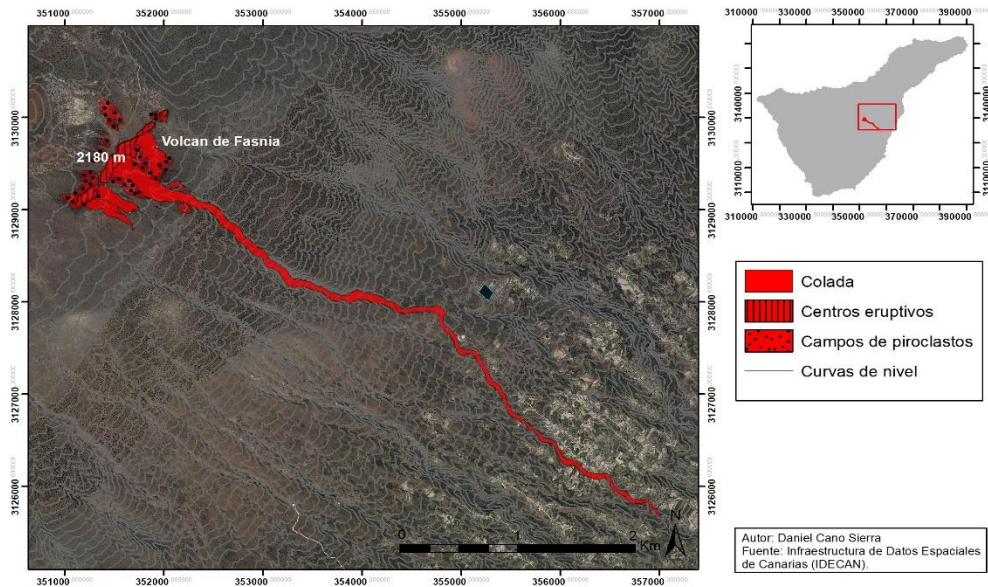


Figura 1. Conjunto volcánico de Fasnía. Elaboración propia, 2017.

La disposición de la alineación volcánica de Fasnía de modo transversal al Barranco de Areza causó la obstrucción de su antigua red hidrográfica y las coladas se desarrollaron desde los edificios volcánicos 2180 *m.s.m.*, canalizándose desde su inicio por el barranco de Areza o Fasnía (llamado ahora Barranco del Volcán), a lo largo de 7.5 Km de longitud hasta su frente distal ubicado a una cota aproximada de 750 *m.s.m.* En su recorrido, la lava colmató el barranco en algunos tramos, y se desbordó ligeramente de sus márgenes. Desde su inicio hasta su final la colada salva un desnivel de 1430 metros. Esta diferencia altitudinal puede constituir un factor fundamental de cara a explicar su evolución post-eruptiva, pues esta se ubica en sectores morfogénicos diferenciados: alta montaña, piso montano seco y sector de medianías bajas.

Este trabajo centra su estudio en el análisis de los procesos post-eruptivos de modelado en la colada de Fasnía que se derrama desde el sector central de la fractura eruptiva, la cual se encauza y desciende por un barranco previo que condiciona su emplazamiento transversal. Antecedentes fundamentales para este trabajo son los estudios llevados a cabo sobre la geomorfología de los volcanes históricos de Canarias (Romero, 1991) y sus paisajes naturales (Beltrán, 2000).

2. OBJETIVOS E HIPOTESIS:

El objetivo principal es el estudio geomorfológico de detalle de la colada principal volcán de Fasnía. Este objetivo principal tiene como objetivos secundarios la

identificación, cartografía y análisis de las formas de modelado que se desarrollan en la colada como consecuencia de la actuación de los procesos erosivos y de sedimentación. La hipótesis de partida es constatar si los procesos de transformación post-eruptivos de la colada principal de Fasnía dependen de la organización altitudinal de los pisos morfogénicos o se vinculan a otros tipos de factores.

METODOLOGÍA:

La metodología utilizada para realizar este proyecto ha consistido principalmente en tres fases. La primera, en la búsqueda y consulta de información de trabajos relacionados con el tema. La segunda, en la realización de campañas de campo y en el levantamiento cartográfico de detalle de diferentes aspectos del ámbito de estudio. Las campañas de campo han consistido en un recorrido general a lo largo de la colada y la selección posterior de cuatro tramos, donde la riqueza de morfologías erosivas y sedimentarias era mayor. En estos sectores se ha descrito primero las características de la colada y luego los procesos de erosión y acumulación sedimentaria. Por último, la tercera fase ha consistido en la plasmación cartográfica de las unidades morfológicas establecidas en base a la información previa. Esta cartografía se ha elaborado mediante ARCGIS 10. 4.1, a partir de mapas topográficos a escala 1:5000, ortofotos a escala 1:25000 y MDT (Modelo Digital del Terreno), obtenidos de la página de Infraestructura de Datos Espaciales de Canarias (IDECanarias). A partir de ellos se ha delimitado el área de estudio, y se ha cartografiado los elementos del relieve con detalle y la red hidrográfica de toda el área. En cada uno de los tramos elegidos se han realizado diversos perfiles transversales a los que se ha añadido la información morfológica. La descripción de los procesos de transformación y acumulación se ha basado en el Sistema de Clasificación de Varnes (1978) por ser la clasificación general más aceptada.

El estudio de las cuencas hidrográficas y las subcuencas que las conforman se ha realizado directamente a través del tratamiento de bases topográficas y cartográficas con ARCGIS 10. 4.1. A través de datos topográficos se ha realizado un modelo digital de elevación y un modelo de sombras, que han sido utilizados como base para la obtención de los límites de las cuencas y de la red de drenaje integrada en ellas. La caracterización de los parámetros básicos de los cauces (número, longitud, jerarquía) y de las cuencas (número, superficie, perímetro y jerarquía) se ha llevado a cabo siguiendo el método Strahler (1952), basado en la numeración, conteo y diseño de la red de drenaje del interior de cada cuenca.

Uno de los problemas encontrados a la hora de realizar el análisis de la red hidrográfica del área de estudio está vinculado a los canales de derrame lávicos. Tanto los talwegs como los canales de lava flanqueados por muros laterales muestran rasgos topográficos muy semejantes, por lo que estos mismos son confundidos en los mapas topográficos con los primeros, a pesar de que son formas orográficas muy diferentes en origen y características. Algo similar ocurre con los sistemas de información geográfica, crean una red de esorrentía mediante un modelo de gravedad desde un modelo digital de elevaciones, no distinguen entre un canal de derrame o un barranco, tampoco tiene en cuenta el nivel de infiltración. Por ello la cartografía de la red hidrográfica ha sido establecida y rediseñada de nuevo.

3. ANTECEDENTES Y ALGUNOS CONCEPTOS PREVIOS DE BASE

Los caracteres de distribución y organización espacial del volcanismo máfico monogenético de las Islas Canarias han sido estudiados por numerosos autores (Ancochea et al., 1990; Carracedo, 2011; Martínez de Pisón et al., 1971; Romero, 1991 y 1992, Beltrán, 2000; Dóniz, 2002a, 2004 y 2006). Las perspectivas desde los que se abordan estos estudios son, así mismo, variadas y se centran bien en su articulación y distribución espacial (Ancochea et al., 1990; Romero, 1991; Dóniz, 2004 y 2006), en sus rasgos morfológicos o morfogenéticos (Romero, 1991 y 1992; Dóniz, 2002a, 2002b, 2004 y 2006), en los rasgos de su paisaje (Beltrán, 2000; Beltrán y Arozena, 1999), en sus caracteres geológicos (Carracedo 1979; Ancochea et al., 1990), los peligros vinculados a los mismos (Martí et al., 2008 y 2011), o en el análisis de la actividad desarrollada en época histórica (Romero, 1991; Carracedo, 2011).

En Canarias, la remodelación erosiva de los conos basálticos monogénicos ha sido analizada por diversos autores (Martínez de Pisón et al., 1981; Criado, 1984 y 1991; Romero, 1991 y 1992; Hansen, 1987; Beltrán, 1991 y 2000; Quirantes et al., 1994; Dóniz, 2001a, 2002a y b, 2006; Dóniz y Romero, 2007; etc.). Según estos autores, en el modelado de los volcanes de tipo monogenético intervienen multitud de factores y procesos, y se generan morfologías erosivas muy diversas

Aunque como hemos mencionado existen numerosos trabajos centrados en el análisis del grado de erosión de los conjuntos volcánicos monogenéticos recientes, la mayoría de ellos se centran su estudio en la evolución sufrida por los conos, utilizando habitualmente técnicas de carácter morfométrico (Wood, 1980; Martín del Pozo, 1982; Hooper; 1995; Hooper y Sheridan, 1998; Carn, 2000 y Dóniz, 2006, entre muchos otros). Sin embargo, la mayoría de estos trabajos no hacen alusión a los procesos de

transformación post-eruptiva operados en las coladas de lava. Solamente autores como Romero, (1991) y, fundamentalmente Beltrán (2000), realizan estudios donde se analizan los procesos erosivos y formas sedimentarias de las coladas de lava.

Tras su construcción los conos volcánicos manifiestan rápidamente cambios geomorfológicos vinculados a factores que podrían considerarse como endógenos, pues se asocian al proceso de enfriamiento de los materiales emitidos durante el período eruptivo (Romero, 1991). De este modo, el desmantelamiento inicial de los conjuntos volcánicos es rápido y está provocado por la aparición e intensificación de grietas y fisuras de retracción. Una vez asentados y consolidados los materiales, los cambios que se efectúan se relacionan directamente con los caracteres topográficos y bioclimáticos específicos de sus áreas de emplazamiento y son mucho más lentos el tiempo (Romero, 1991). Estas fases están muy bien definidas en los sectores correspondientes a los edificios volcánicos constituidos por piroclastos, pero son menos evidentes en las coladas de lava y están peor definidos en la bibliografía. En general, las coladas de lava históricas presentan aún rasgos morfológicos que dependen más de factores endógenos que exógenos, pues apenas presentan transformaciones erosivas, de modo que sus rasgos superficiales originales suelen estar habitualmente muy bien preservados y las morfologías pueden aún ser consideradas como relieves directos.

La topografía, junto a otros factores como naturaleza química del magma, reología del fundido, tasa de emisión y dinámica eruptiva, constituye uno de los elementos fundamentales que determina el trazado y la planta de las coladas de lava. Desde este punto de vista, la localización de los volcanes históricos en estructuras tipo dorsal volcánica o rifts determina que las coladas de estos volcanes muestren una serie de rasgos comunes (Romero, 1991). El hecho de que los puntos de emisión tiendan a localizarse en el sector de cumbres, junto a la elevada fluidez de las emisiones y las marcadas pendientes medias de las laderas, han contribuido al desarrollo longitudinal de las coladas, configurando lenguas de lava de mayor recorrido longitudinal que transversal (Romero, 1991). No obstante, si bien la importancia de la topografía general de las estructuras donde se insertan los volcanes es crucial de cara a la configuración de las coladas de lava, el emplazamiento de los volcanes en el interior de cuencas hidrográficas previas ya establecidas juega un papel de enorme importancia (Beltrán, 2000; Dóniz, 2006). La obstrucción y el cierre de la red de drenaje provocada por la instalación de conos y coladas, genera el desarrollo de toda una secuencia de procesos, primero de acumulación y luego de reapertura de los cauces, que dan lugar a la aparición de morfologías de modelado que no siempre son acordes con la edad de los volcanes. Este

tipo de consecuencias morfogenéticas son de gran interés de cara a la evolución de los paisajes de estos conjuntos volcánicos (Beltrán, 2000)

Pero, además, la evolución post-eruptiva de los conjuntos volcánicos depende de las condiciones ambientales de su área de asentamiento. Ello determina que la alteración de los edificios y coladas se produzca con relativa independencia en cuanto a su edad relativa, y esté sujeto también a factores como clima local, orientación, altitud, etc. (Beltrán, 2000; Dóniz y Romero, 2007). El escaso período de tiempo pasado a partir de la formación de los conjuntos de edad histórica de Canarias no ha permitido que estos edificios y coladas hayan sido afectados, por lo general, por procesos de remodelación notables, pero, es obvio, que los cambios debido a la meteorización son más evidentes en los conjuntos volcánicos situados en dominios medioambientales más húmedos (Beltrán, 2000). En este sentido, por ejemplo, el volcán y las coladas de Garachico (erupción de 1706), ubicado en sectores de medianías de barlovento, se encuentra mucho más transformado por estos procesos que los volcanes y coladas de Sietefuentes y Fasnía (erupción de 1704/1705) localizados en la vertiente oriental de la isla en un sector de sotavento, por lo que estas transformaciones no son acordes a su edad relativa (Romero, 1991; Beltrán, 2000).

En consecuencia, debido a la elevada relación que existe entre los pisos bioclimáticos y los procesos de modelado, para estudiar las formas de erosión de estos conjuntos volcánicos, se han utilizado los límites de carácter bioclimático y morfoclimático usados por diversos autores (Arozena, 1993; Criado, 1993; Luis, 1994, entre otros autores). Siguiendo a Dóniz (2006) se han establecido tres pisos bioclimáticos de cara a la evolución de los conjuntos volcánicos; sectores de costas, de medianías (montano húmedo y montano seco, cuyos límites altitudinales difieren según se trate de sectores de barlovento o sotavento insular) y de cumbres o alta medianía. En el sector de alta montaña sólo se sitúan tres de los volcanes históricos; estando Las Narices del Teide (1798) y Sietefuentes (1704), plenamente insertos en este ámbito. El volcán de Fasnía (1705), muestra solo sus conos y los sectores proximales de las coladas en este piso bioclimático. Nuestra área de estudio se desarrolla, por tanto, en un sector que transcurre desde las cumbres meridionales de la isla, caracterizado por un sistema morfogenético periglaciario que sólo aparece en las islas de mayor altitud (Martínez de Pisón y Quirantes, 1981), hasta los sectores bajos de medianías de sotavento donde las lavas alcanzan su frente distal, por lo que agrupa más de un piso bioclimático.

Así su vez, el grado de erosión de los conos depende de su edad, pero parámetros como magnitud del paroxismo, morfología del aparato volcánico, tipo de materiales que

edifican el cono, condiciones climáticas, caracteres fisiográficos de las áreas de asentamiento, mayor o menor cubierta vegetal, influencia del hombre, etc. (Dóniz y Romero, 2007) pueden hacer variar los efectos y la intensidad de erosión de manera significativa.

4. CONTEXTO GEOLOGICO Y GEOGRÁFICO

El relieve de Tenerife se caracteriza, fundamentalmente, por cuatro tipos de estructuras volcánicas bien diferenciadas: los macizos antiguos, las dorsales, el campo volcánico del Valle San Lorenzo y el edificio central de Teide-Pico Viejo (Romero, 1996). La fase de construcción de los escudos volcánicos corresponde a la etapa de mayor antigüedad y durante la misma se edificaron los macizos de Anaga (6.5-3.6 Ma), Teno (6.7-4.5 Ma) y de Adeje, que se supone, forma parte de un edificio central (11.6-3.5 Ma) (Ancochea et al., 1990; Martí et al., 1994 entre otros autores). Entre 3.3 y 1.9 Ma, la isla sufrió una fase de calma volcánica, durante la cual la erosión desmanteló las estructuras previas. La actividad se reanudó aproximadamente hace 1,9 Ma hasta 0,2 Ma, resultando la construcción del edificio de Las Cañadas y las dorsales de Pedro Gil y Abeque (Ancochea et al., 1990, Martí et al., 1994). La actividad basáltica se produjo principalmente a lo largo de dos sistemas de rift bien desarrollados desde el edificio de Las Cañadas hasta los macizos antiguos, uno orientado en dirección NE, la Dorsal de Pedro Gil, y el otro en dirección NW, la Dorsal de Abeque. Por otro lado, en extremo sur de la isla existe el campo volcánico del Valle San Lorenzo con una actividad volcánica más difusa. Por último, desde hace 175 ka, la actividad volcánica se lleva a cabo dentro de la Caldera de Las Cañadas formando el edificio central del Teide-Pico Viejo y en algunos sectores de las dorsales NE y NW.

El volcanismo histórico de Canarias se ha limitado a las islas de La Palma, Lanzarote, Tenerife y El Hierro. En general, la actividad eruptiva histórica ha sido de tipo estromboliano, con erupciones de duración media de 52 días, excepto la erupción de Timanfaya en 1730 que duró seis años, de magmas basálticos que han dado lugar a la formación conos de piroclastos, campos de dispersión de cenizas y coladas lávicas. En la mayoría casos, las erupciones históricas ocurrieron en las zonas activas de las estructuras previas y se desarrollaron a lo largo de fisuras eruptivas que ocasionalmente generaban alineaciones de conos (Romero, 1991). En todos los casos, los conos volcánicos resultantes se construyeron durante episodios eruptivos únicos, denominados como monogenéticos (Carracedo, 1979).

El volcanismo histórico de Tenerife abarca desde la fecha de la conquista hasta la actualidad, y en ella se han producido un total de cinco erupciones históricas; Boca Cangrejo (1492), Sietefuentes, Fasnía y Arafo (1704/1705), Garachico (1706), Chahorra (1798) y, el más reciente, el Chinyero (1909), la mayoría situados en las dorsales que recorren la isla y solo un episodio en el flanco sur de Pico Viejo (Chahorra). Su etapa más activa fue en el siglo XVIII, centuria donde se concentran la mayoría de las erupciones históricas registradas (Romero, 1991). Existen numerosas fuentes documentales que narran la erupción de 1704/1705 (Glas, 1764; Viera y Clavijo, 1776, Fernández Navarro, 1919) aunque ninguna de ellas aporta descripciones detalladas sobre el proceso eruptivo, por lo que resulta imposible reconstruir el desarrollo completo de la erupción a través de los registros históricos (Romero, 1991)

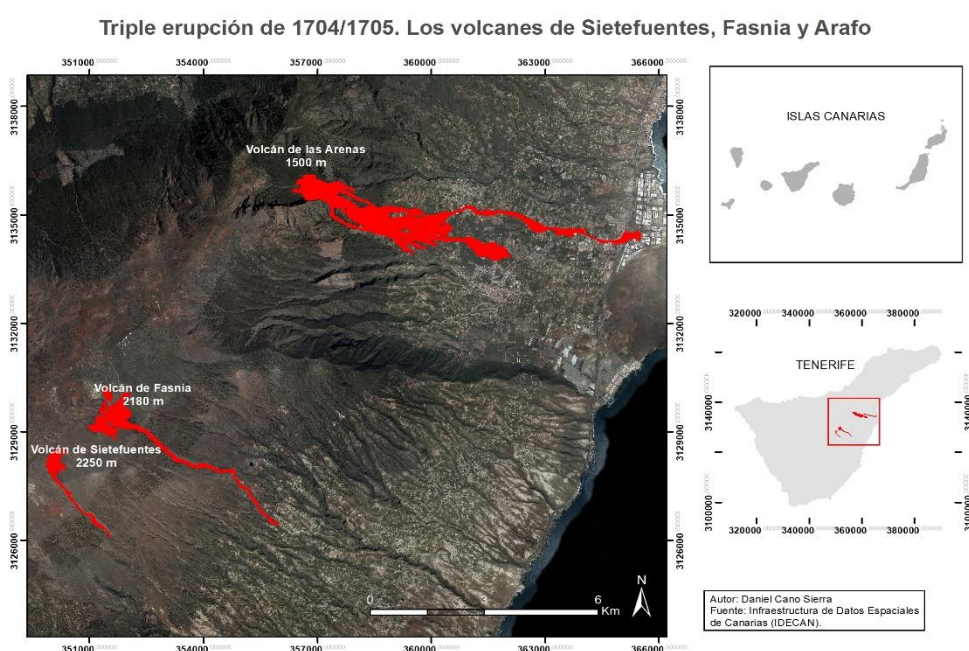


Figura 2. Triple erupción de 1704/1705. Los volcanes de Sietefuentes, Fasnía y Arafo.
Elaboración propia, 2017.

Los volcanes de Sietefuentes, Fasnía y Arafo, se localizan a lo largo de una fractura de 13 km de longitud que se desarrolla desde el dorso oriental de Las Cañadas, la unidad periférica de Izaña y el área central de la dorsal de Pedro Gil. La erupción duró casi tres meses, a lo largo de los cuales se construyeron tres edificios volcánicos. En un esquema sencillo se pueden establecer cinco fases: una etapa premonitoria donde existió una crisis sísmica en las semanas previas al inicio de las erupciones, una etapa eruptiva inicial, con rasgos explosivos moderado y con bajos índices explosivos; una etapa eruptiva paroxismal de carácter mixto; una fase eruptiva final, y, por último, una post-eruptiva (Romero, 1991). La intensidad, duración y ritmo con que se suceden cada una de estas fases varía según cada erupción. El proceso de apertura comenzó con la

deformación y el agrietamiento del suelo acompañado de fumarolas. Esta fase, fue relativamente rápida según las crónicas, pues a las 24 horas del inicio de la erupción, los conos ya tenían cierta entidad (Romero, 1991).

El volcán de Sietefuentes fue el primero en formarse y se sitúa cerca del dorso de oriental de las Cañadas. Entró en erupción el 31 de diciembre de 1705 a través de una fractura de aproximadamente 750 m de longitud a 2250 m de altitud. Finalizó el 5 de enero de 1705 y formó una zona de acumulación de piroclastos y escorias, la construcción de varios conos y coladas. La mayor de las coladas apenas tiene 2.5 Km de recorrido (Romero, 1991). Ocupó un Área aproximada de 0,0008 ha y un volumen de materiales emitidos aproximado de 0,0008 Km³ (Martí et al., 2008).

En ese mismo día, el 5 de enero de 1705, se inició la erupción de los Volcanes de Fasnía a menos de un kilómetro del anterior volcán en dirección N40°E. La actividad, se originó a lo largo de una fisura de 1,4 Km formada por unas cuarenta bocas que comenzaron por arrojar piroclastos, generando conos de hasta 50 m de alto y varias coladas de lava, la mayor de las cuales se canalizó por el barranco de Areza (Romero, 1991). La erupción tuvo una duración de 12 días. Ocupó un área aproximada de 0,003 ha y emitió un volumen de materiales aproximado de 0,08 Km³ (Martí et al., 2008).

Por último, el Volcán de las Arenas se originó el 2 de febrero y finalizó el 27 de marzo de 1705, a 8 Km de los anteriores en el interior de la pequeña caldera de Pedro Gil, en las cumbres del Valle de Güimar, sobre los 1500 *m.s.m.* Originó varias coladas; la mayor de todas se derramó longitudinalmente hacia el este con un recorrido de 9 Km, llegando casi a la costa (Romero, 1991). Se trata del conjunto eruptivo de mayor superficie cubierta, aproximadamente de 0,034 ha, y con el mayor volumen de materiales emitidos, cerca de 0,3 Km³ (Martí et al., 2008).

Aunque corresponden a un mismo paroxismo de similares rasgos morfovolcánicos, cada uno de los conjuntos volcánicos presenta configuraciones espaciales diferenciadas fruto de factores como, disposición y carácter de las fisuras, dinámica eruptiva, área de emplazamiento y topografía anterior

4.1. EL CONTEXTO GEOMORFOLOGICO PREVIO A 1705

El contexto geomorfológico previo al desarrollo de la erupción de 1705 es uno de los elementos esenciales a considerar de cara a entender tanto la configuración del conjunto eruptivo formado durante el evento volcánico como los procesos de modelado

generados tras la instalación del cono y las coladas. Dado lo reciente de la erupción, se considera que las condiciones morfogenéticas de este sector de la isla, dependientes de las condiciones climáticas, eran similares a las que actualmente se encuentran en las áreas próximas al volcán y las coladas.

Las condiciones climáticas del sector de mayor altitud del área de estudio han sido caracterizadas a partir de los datos recogidos por el observatorio meteorológico más próximo, Observatorio de Izaña, localizado a menos de 1.5 km de los volcanes de Fasnía. Esta zona se caracteriza por sus bajas temperaturas medias anuales (9,8 °C), la escasa humedad del aire (seco el 90% de los días/año), la fuerte insolación (3.448,5 horas al año), la elevada ETP (de 546 a 682 mm/año) y las bajas precipitaciones (de 360 a 501 mm/año) (Bustos y Delgado, 2000). Todo esto lo convierte en un medio con ciertos rasgos de aridez (Criado et al., 2009). Las precipitaciones no son muy abundantes y se concentran en pocos días (43,4 de los que 12,7 son nevadas) (Criado et al., 2009). Los datos de viento disponibles han sido obtenidos de Höllermann (1984); la dirección más importante es la NW, con el 50,1% de los días/año, seguida de la N (7,6%), NE (7,1%) y W (7,1%). Su velocidad media anual es de 8,1 m/s, con medias máxima de 15,3 m/s y máximas absolutas es de 53,2 m/s, lo que equivale a 190,8 km/h, suficientes para mover partículas arenosas todos los meses del año (Criado et al., 2009).

La morfodinámica actual en este sector de cumbres tinerfeño está caracterizada por procesos periglaciares, los procesos de gravedad, los procesos pluvio-torrenciales y los eólicos. El único dinamismo exclusivo de este piso es el vinculado a los procesos periglaciares (Beltrán, 2000), cuyos efectos morfológicos se dejan sentir por encima de los 1800 metros de altitud, pero que en ocasiones puntuales puede descender hasta los 1500, pudiendo afectar a tramos intermedios de la colada de Fasnía o incluso al volcán de Arafo (Quirantes et al. 1994). El principal factor limitante del periglaciarismo actual de la isla es la humedad de la superficie del terreno que proporciona una gran eficacia erosiva al hielo en el sector cimero de Tenerife, dando lugar a un gran abanico de formas crionivales. Entre ellas están los numerosos reguerillos de soliflucción, los suelos poligonales, los suelos estriados, los pipkrake, las pequeñas guirnaldas, los conos de derrubios gelifractados, los flujos de derrubios, los enlosados de piedras etc. (Criado et al., 2006 y 2009; Höllerman, 1973, 1978, 1979 y 1980; Morales et al., 1977; Martínez de Pisón y Quirantes, 1981, 1990 y 1994).

De la misma manera, las condiciones ambientales en la zona de Pinar en Fasnía, por el que pasa la principal colada de Fasnía, son también bastantes duras, por su situación de sotavento respecto al alisio húmedo. Aunque no hay una estación

meteorológica en este sector de Fasnía hemos utilizados los datos meteorológicos de la estación más cercana a esta área de trabajo, la estación de Picacho en Arico-El Bueno situado a 1654 metros de altitud. Los datos aportados son de un periodo de tiempo muy corto (2009-2017) pero se han usado de referencia. La temperatura media anual es de 14,6 °C con un valor medio máximo absoluto de 17,8°C y un valor medio mínimo absoluto de 11.8 °C. El total medio anual de precipitaciones es de 208,7 mm y una media anual de humedad relativa baja, de 46%. Esta zona, se caracteriza, por tanto, por una fuerte insolación, escasa humedad y precipitaciones que alcanzan en los casos más favorables los 500 mm anuales (Marzol, 1988).

La morfodinámica actual en el piso montano seco se caracteriza por la existencia de procesos pluviotorrenciales, de morfogénesis antrópica, una meteorización mecánica relevante y una meteorización química y edafogénesis de cierta importancia, aunque menor que la vertiente norte (Höllermann, 1980; Criado, 1993 y 2001). Es de destacar también la morfogénesis antrópica.

Los datos meteorológicos en el piso morfoclimático de medianía baja o de transición los hemos obtenido de la estación más cercana, que es la de la Finca los Helechos en Arico-El Bueno a 830 metros de altitud. Los datos suministrados abarcan desde 1988 hasta 1998 (Beltrán, 2000). La temperatura media anual es de 15,2 °C con un valor medio máximo absoluto de 20,8°C y un medio mínimo absoluto de 11.8 °C. El total medio anual de precipitaciones es de 245,8 mm y la media anual de la humedad relativa es de 68% (Beltrán, 2000).

La morfodinámica actual en este piso está caracterizada por procesos pluviotorrenciales y de morfogénesis antrópica. La meteorización química y la edafogénesis es más escasa en esta parte de la vertiente que en el pinar, aunque mayor que en el sector de costa (Höllermann, 1980; Criado, 1993 y 2001).

	E	F	M	A	MA	J	JL	AG	S	O	N	D	AÑO
T (°C)	4,1	4,8	5,7	7,1	9,7	13,9	17,9	17,9	14,1	10,7	7,4	5,0	9,8
Pmm	87,1	64,3	69,8	25,8	13,8	0,6	0,4	2,4	14,8	36	50	72,6	440,5
ETP	17	20	28	34	54	76	106	100	70	47	29	19	600
H%	57	55	53	51	43	35	29	33	47	57	58	59	48
Vel. Máx	200	197	150	130	187	149	120	108	126	155	161	175	200
Direc Días >55	290	320	310	130	300	300	300	290	320	290	300	290	290
Días >91	13	12	14	13	9	8	5	8	11	14	12	13	131
Días >91	4	3	3	2	1	0	0	0	1	2	2	3	23

Tabla 1. Algunas variables climáticas del observatorio de Izaña. (1971-2000). AEMET.

La comparación de la red hidrográfica del área de estudio con los rasgos de cuencas no afectadas por la erupción permite definir y establecer los rasgos orográficos que condicionaron tanto el emplazamiento de las coladas como su evolución post-eruptiva.

Esta antigua red se configuraba a partir de una amplia cuenca de recepción dispuesta entre las alineaciones volcánicas pleistocenas del área suroccidental de la dorsal de Pedro Gil y el flanco suroccidental, occidental y norte de los altos de Izaña. Es decir, entre los flancos piroclásticos de los volcanes de la Montaña de La Carnicería, Montaña Anita de la Linde, Montaña Abreu y Montaña de Las Vacas y los taludes que caracterizan al pie de los apilamientos basálticos del macizo de Izaña. Esta zona de cabecera estaba constituida por cortos y pequeños cauces de escaso nivel de encajamiento, que confluían al pie de la Montaña de Las Vacas, en un sector de escasa pendiente (~ entre 5 y 10°) y daban lugar a un barranco principal, denominado Barranco de Areza. Este barranco mostraba en este sector, a 2150 m, un perfil transversal en “V” y un encajamiento de entre 4 y 9 metros. Aguas abajo, un cambio brusco y persistente de la pendiente, con valores superiores a los 30°, favoreció su encajamiento con diferencias en torno a los 50 metros entre sus bordes y su cauce. El trazado de este cauce principal estaba caracterizado por su sinuosidad, con la presencia aguas abajo de numerosos cambios de dirección y el desarrollo de pequeños meandros, y con una dirección generalizada del drenaje hacia el SE. En torno a los 1385 m. de altitud, el descenso puntual de la pendiente de la ladera (entre 2 y 12°), favoreció la formación de un amplio meandro y el cambio brusco en la dirección del drenaje hacia el S.

Uno de los rasgos que definían la cuenca previa a la erupción era la existencia de numerosos afluentes y cuencas tributarias al cauce principal del barranco de Areza, de orden 1, 2 y 3, que afectaban fundamentalmente a su margen izquierda y confluían a 1937, 1903, 1760, 1296, y 1022 metros de altitud. Desde la margen derecha solo drenaba al cauce principal, la subcuenca del Barranco de Cueva Grande a los 1380 metros de altitud.

Aunque sólo la disposición y diseño del barranco principal de Areza afectó al emplazamiento de los flujos lávicos encauzados por el mismo, la existencia de los afluentes de sus márgenes jugará, como veremos, un papel esencial en el grado de transformación erosiva de la colada.

4.2. LA ERUPCION DE 1705 Y LOS VOLCANES DE FASNIA

La erupción tuvo inicialmente un dinamismo de rasgos hawaiano, con la formación de fuentes y cortinas de lava, que dieron incluso lugar a la formación de una pequeña charca de lava, y que evolucionaron hacia estilos eruptivos estrombolianos. Este comportamiento determinó la desaparición de los rasgos hawaianos en los puntos donde continuo la actividad volcánica. La actividad efusiva se concentró y mantuvo en puntos concretos de la fisura de manera desigual, favoreciendo el desarrollo diferencial de los edificios a lo largo de ella (Romero, 1991).

La discontinuidad espacial de la actividad volcánica y su adaptación a una fisura de gran longitud, aunque dispuesta en escalones, explica por qué el conjunto eruptivo de Fasnía agrupa sus elementos en un sistema volcánico fisural en el que es posible diferenciar tres unidades morfológicas, separadas por vanos intravolcánicos: una suroccidental, una central y otra oriental (Romero,1991) (Ver Figura 3).

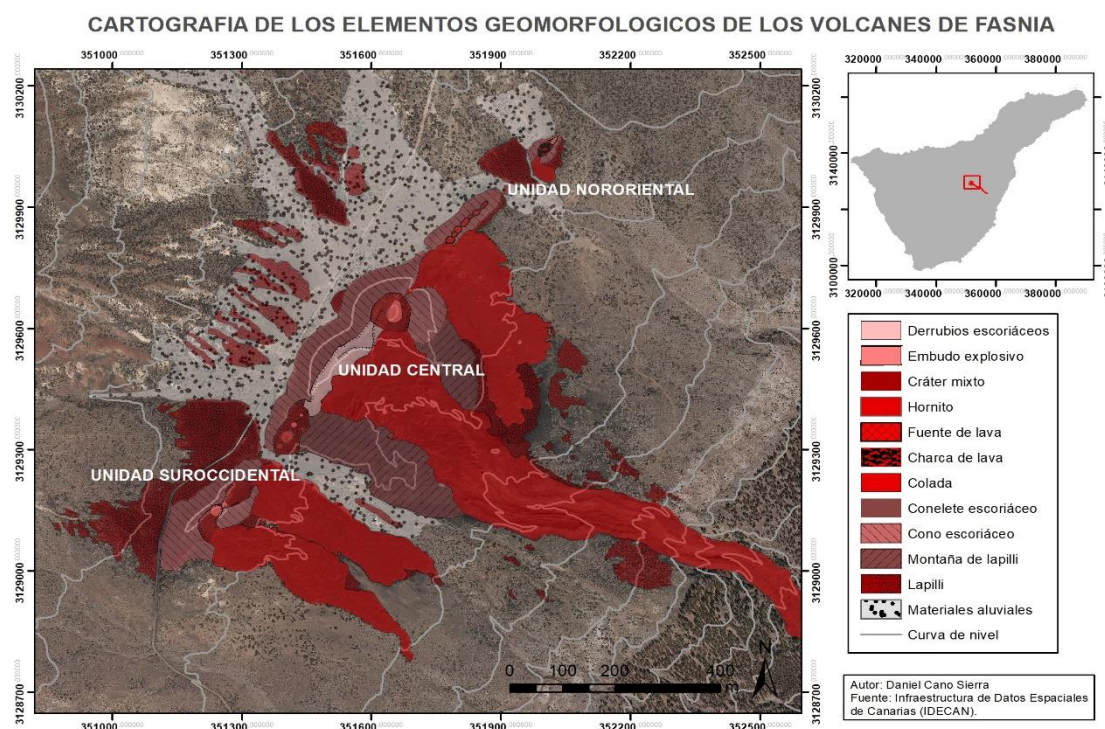


Figura 3. Cartografía de los elementos geomorfológicos de los volcanes de Fasnía. Fuente: elaboración propia, 2017.

La unidad nororiental está constituida por un conjunto de bocas de escaso desarrollo y la presencia de pequeños edificios de spatter, construidos durante la fase inicial de la erupción a partir de fuentes y cortinas de lava. En este tramo el elemento más destacado es un pequeño cono de spatter de apenas 1,5 m de altura que aloja en su interior una charca de lava de 100 m. de eje máximo. En uno de los máximos de nivel de

la lava, la depresión cratérica se desbordó por el sur y formó una pequeña colada lávica de muy corto recorrido (unos 70 metros). Este pequeño edificio se ubica en el extremo nororiental de la fractura y se encuentra separado más de 100 m del resto de la fisura por un pequeño campo de lapilli, que apenas si tiene 1 m de potencia máxima (Romero, 1991 y 1992, Beltrán, 2000)

Hacia el SE del sector anterior, se desarrolla el tramo central, donde se produjo la mayor concentración explosiva y efusiva, por lo que constituye el edificio con mayor proporción de materiales emitidos y también en el que se alcanza la máxima altura del sistema eruptivo, 550 m de longitud y altura máxima de 37 m. A estas características hay que añadir, que presenta una gran variedad de formas volcánicas debido a un comportamiento eruptivo bastante heterogéneo. El aparato principal está configurado por una pared cónica en su vertiente occidental, de base festoneada, que indica una mayor acumulación de escorias, bombas y lapilli en torno a los centros de mayor actividad; el flanco oriental ha desaparecido casi en su totalidad, debido al continuo drenaje de las coladas a favor de la máxima pendiente. Sobre las emisiones procedentes de estos focos se encuentran, de manera dispersa, numerosos bloques erráticos constituidos por restos de esta pared, escindidos y arrastrados por los materiales fluidos. A partir de los 2156 metros, la confluencia de las distintas coladas emitidas desde este tramo central dio lugar a un flujo único que se encauzó definitivamente siguiendo el trazado del Barranco de Areza (Romero, 1991 y 1992, Beltrán, 2000). Como veremos en este trabajo, a medida que las coladas avanzaron por el interior del barranco fueron colmatándolo parcial o totalmente, cerrando totalmente el drenaje de los cauces y cuencas tributarias.

La unidad morfológica suroccidental configura un aparato fisural individualizado y cráter doble que se produjo con una concentración de la actividad eruptiva en el extremo suroeste de la fractura. Este sector está formado por un cono de escorias doble, de 20 m de altura, en el que se alojan dos cráteres que emitieron materiales piroclásticos fragmentados y groseros, y, construyeron un cono disimétrico, pues la pared occidental consigue una mayor altura que la oriental. Desde estos dos cráteres se emitieron dos coladas de lava que abrieron dos hendiduras en los flancos oriental y nororiental del edificio (Romero, 1991 y 1992, Beltrán, 2000) y fluyeron de manera paralela a las lavas de la unidad central. Su drenaje dio lugar a la formación de dos pequeños conos en herradura adosados entre sí. (Romero, 1991 y 1992).

A lo largo de la erupción, la orientación preferente de la columna eruptiva hacia el NW y W dio lugar a la formación de un extenso campo de piroclastos de dispersión. Los fragmentos de lapilli, orientados por el viento se distribuyeron por toda la cuenca de

recepción del antiguo Barranco de Areza y afectaron también, aunque en menor medida, a las coladas proximales y su entorno inmediato. Restos de estos campos de lapilli se observan en el área nororiental de la fisura eruptiva hasta cotas de 2200 metros y en torno a la colada principal hasta una altitud de 2084 m.

La disposición y articulación de los elementos morfológicos descritos es clave para entender su evolución post-eruptiva y las formas de modelado que actualmente afectan a los edificios y las coladas de lava de los volcanes de Fasnía.

5. LOS CAMBIOS POST-ERUPTIVOS DE LA RED HIDROGRÁFICA

La erupción de 1705 supuso una gran alteración en el diseño de los cauces y de las cuencas hidrográficas previas, cambiando su dinámica natural. Estos cambios afectaron tanto al tamaño de las cuencas como en su red hidrográfica. El volcán, al situarse en el sector de salida de la cabecera de la cuenca causó la obstrucción de las aguas que vienen desde el Corral del Niño. Los conos volcánicos actuaron inicialmente como auténticos diques de contención de las aguas. No obstante, las aguas recogidas en la cabecera siguieron circulando y terminaron por acumular los materiales que transportaban sobre la línea de conos. Todos los productos de dispersión acumulados en esa zona fueron puestos en movimiento por las aguas; el amplio campo de lapilli sólo pervive en los sectores de los interfluvios que separan los pequeños cauces que se labran en el dorso de la Montaña de Las Vacas y al SE del edificio central, como islotes entre los materiales detríticos. Sin drenaje posible, las aguas terminaron por formar un llano endorreico que se apoya sobre los tramos central y nororiental de la fisura. No obstante, la existencia de los vanos intravolcánicos entre la charca de lava del tramo nororiental, y entre el tramo central y suroccidental, donde la acumulación de materiales volcánicos alcanza su menor potencia, permitió la apertura posterior de nuevos cauces y el desagüe parcial de la cuenca de recepción.

Por otro lado, el emplazamiento de la colada siguiendo el curso principal del Barranco de Areza, provocó cambios substanciales entre esta cuenca y la de Erques, que limita con ella hacia el norte. Todas las subcuencas tributarias al Barranco de Areza hasta el final de la colada quedaron cerradas tras la erupción. Aunque en el interior del barranco principal la escorrentía quedó inhibida como consecuencia de la presencia de la colada, las cuencas tributarias siguieron funcionando y terminaron por drenar sus aguas directamente sobre la colada, dando lugar a su modelado torrencial. La única subcuenca de la margen derecha al encontrarse con el dique que suponía la levée lateral de la

colada, desvió sus aguas hacia un barranco próximo perteneciente a la cuenca de Erques (Figura 5).

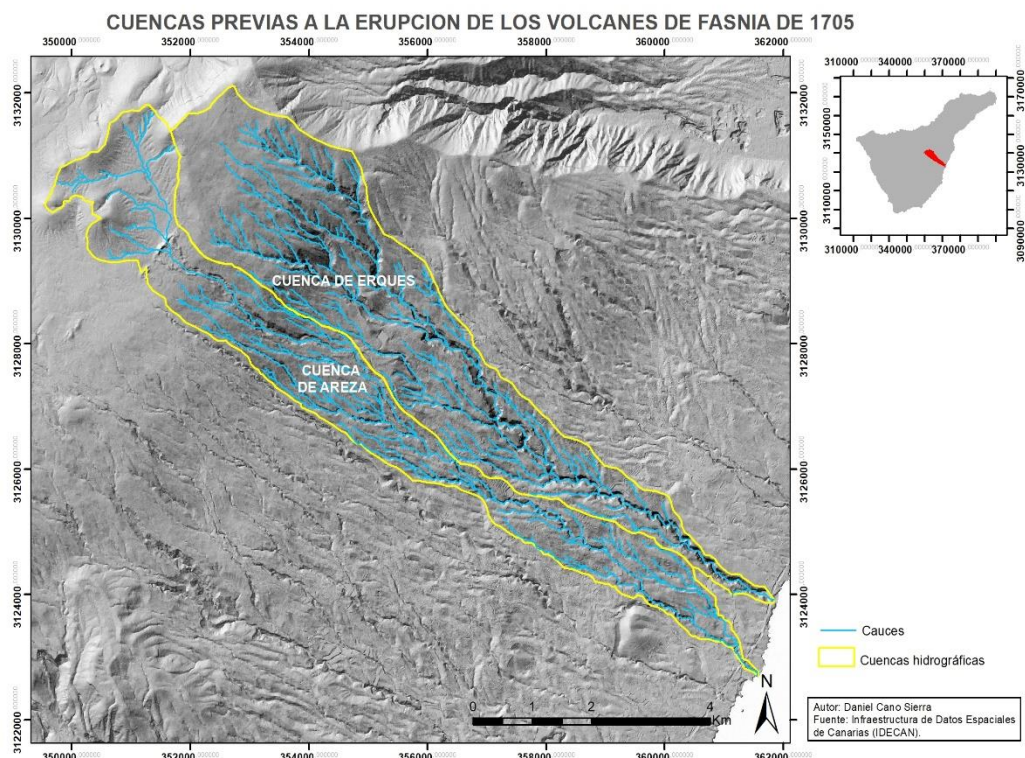


Figura 4. Cuencas previas a la erupción de Fasnía de 1705. Elaboración propia, 2018

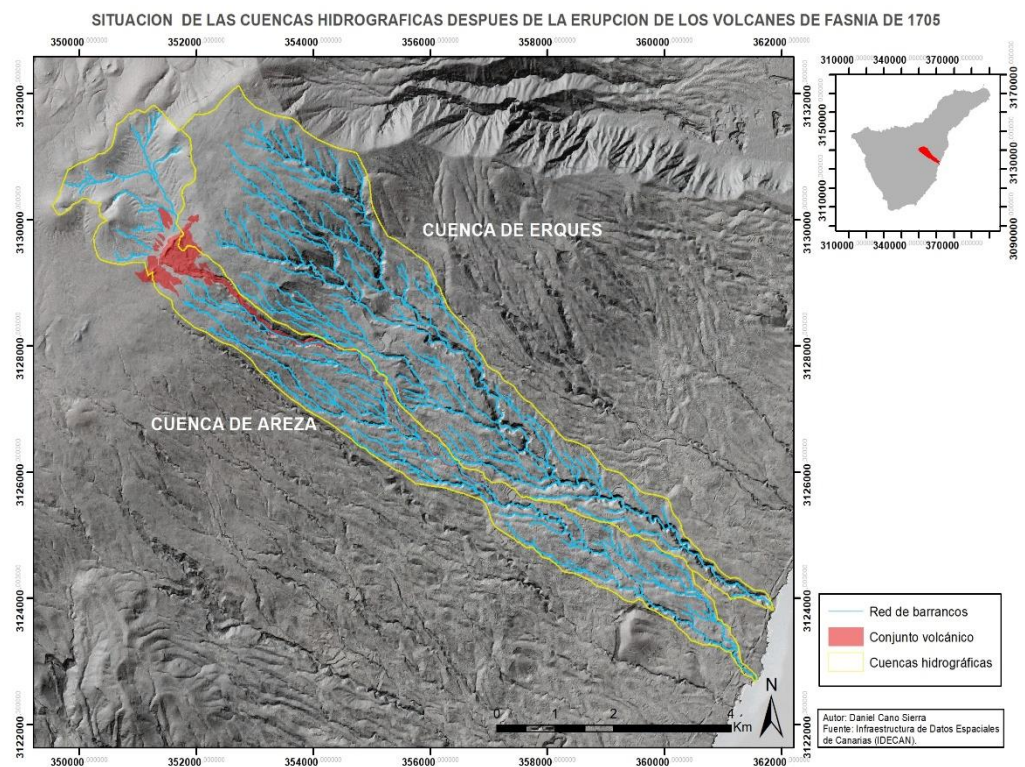


Figura 5: Situación de las cuencas hidrográficas después de la erupción de los volcanes de Fasnía de 1705. Elaboración propia, 2018.

En consecuencia, se produjo una captura hidrográfica (Figura 6) de un barranco a otro por obturación, modificando las dos cuencas. La cuenca de Areza fue transformada directamente por los flujos lávicos; la de Erques como consecuencia de la desviación de la escorrentía provocado por ellos. La antigua cuenca de Areza tenía una red bien jerarquizada que cambió posteriormente, de orden 5 y con 14,1 Km². Actualmente, la cuenca tiene una extensión de 13,4 Km² y un orden 4.

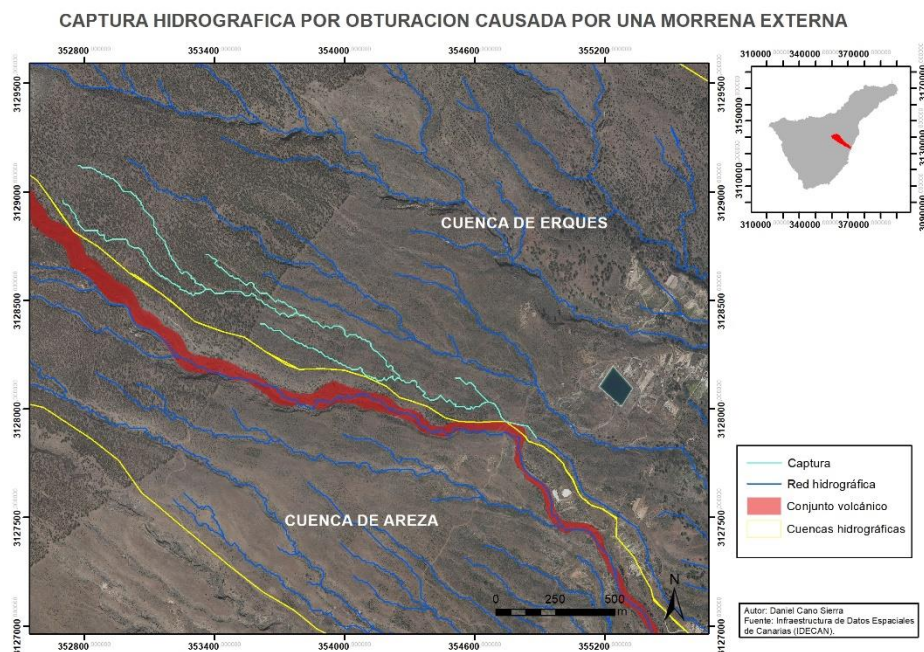


Figura 6. Captura hidrográfica por obturación causada por una morrena externa. Elaboración propia, 2018

El interior del barranco principal de Areza también ha sufrido drásticas alteraciones; el recorrido de la colada por su interior ha provocado que en la actualidad no haya un cauce definido en este, por lo menos en su mitad superior. En los tramos intermedios y bajos de la colada, la escorrentía procedente principalmente de las cuencas tributarias ha conseguido formar cauces más o menos continuos en gran parte de su recorrido.

Es sorprendente que pese al escaso tamaño de las cuencas tributarias de la margen izquierda (con superficies que oscilan entre menos de 1 y los 5 km²) y su funcionamiento muy esporádico, las aguas procedentes de las mismas hayan conseguido romper y hacer desaparecer morrenas laterales de entre 3 y 5 metros de altura en apenas 300 años. Para ser posible estos grandes cambios geomorfológicos debe haber ocurrido algún evento de precipitaciones muy intenso desde su formación. En la *figura 7* se pueden observar las subcuencas de los tributarios, incluida la capturada realizada desde la Cuenca de Erques y sus áreas.

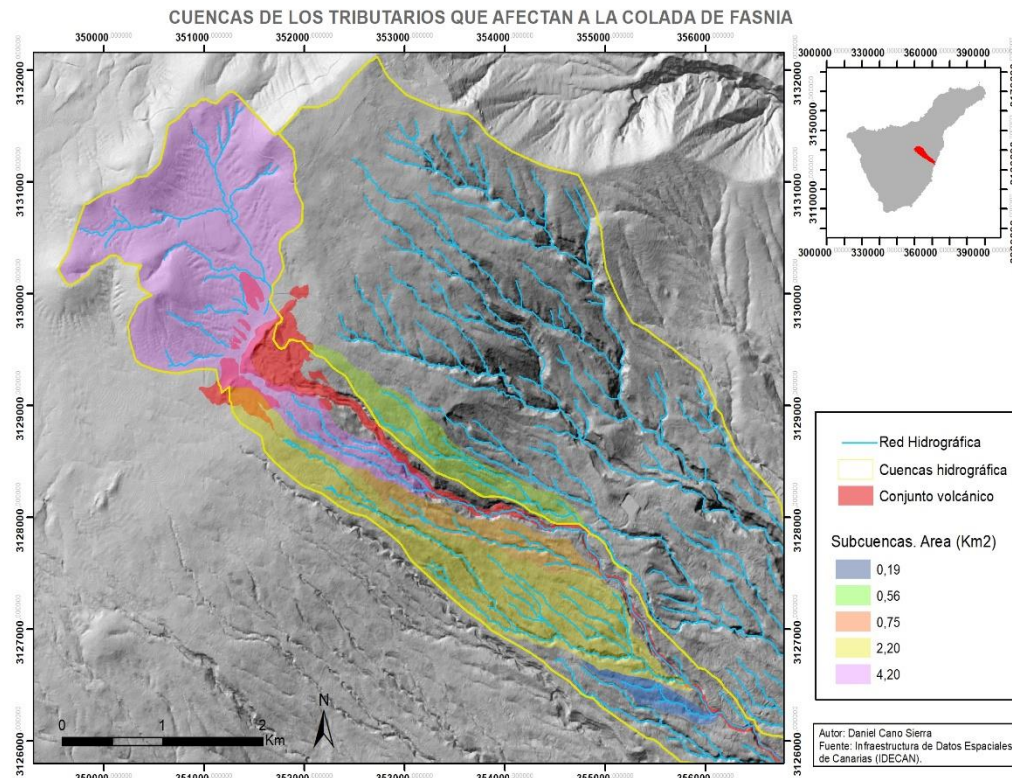


Figura 7. Cuencas de los tributarios que afectan a la colada Fasnía. Elaboración propia, 2018.

6. LAS TRANSFORMACIONES POST-ERUPTIVAS DE LOS VOLCANES Y LA COLADA PRINCIPAL DE FASNIA.

Dada la elevada longitud de la colada, el estudio detallado a lo largo de todo su recorrido excede de los límites impuestos en los TFG. Para poder cumplir con los objetivos propuestos se ha considerado oportuno dividir el área de estudio en cuatro sectores distintos, cuyos límites altitudinales se han hecho coincidir con los que caracterizan a los distintos pisos morfogenéticos. En cada uno de estos sectores, se han seleccionado los tramos de mayor diversidad de formas erosivas/sedimentarias, con el objeto de estudiar en detalle las diferencias existentes en los procesos y formas de modelado post-eruptivo vinculados a las condiciones climáticas. El orden de estudio de cada uno de los sectores analizados se realiza desde los puntos de emisión siguiendo la dirección del drenaje de los flujos lávicos, para comprobar si existen diferencias entre las áreas de emplazamiento de los materiales volcánicos proximales y distales.

Salvo el primer sector, donde se localizan los conos volcánicos y se produce la confluencia de las coladas procedentes de los mismos, el resto del área de análisis está caracterizada por el drenaje de los flujos lávicos en el interior del barranco principal de Areza. Estos flujos ocupan todo el fondo del barranco y muestran potencias que varían

en función del caudal de lava emitido, la dinámica de este y el grado de encajamiento y el trazado más o menos rectilíneo o sinuoso del cauce anterior a 1705.

6.1. PRIMER SECTOR

El primer sector analizado está situado en el piso de alta montaña de la isla, y se desarrolla entre los 2200 y los 2000 metros de altitud. Corresponde al área de mayor diversidad de formas volcánicas, pues en él se emplazan los conos volcánicos (~ a 2180 m), los campos de lapilli aún preservados, (cuya máxima cota está a 2200m) y el tramo proximal de las coladas (entre los 2186 y los 2040 m), caracterizado por la confluencia de los flujos lávicos procedentes de los distintos centros de emisión y su canalización por el interior del Barranco de Areza. Posee una longitud de 900 metros y constituye el área donde la colada alcanza su potencia máxima (17 metros) y su mayor desarrollo transversal (450 m). Este sector se caracteriza por asentarse en el área de la cuenca de recepción y de confluencia de los barrancos que terminarían formando el antiguo Barranco de Areza. El sector comienza el encajamiento del barranco y un desnivel considerable por la dorsal, debido a las altas pendientes y el elevado desnivel que caracterizan a las laderas de este sector oriental de la isla.

6.1.1 Procesos de transformación y acumulación

En los sectores proximales, las coladas conservan los rasgos esenciales de las coladas aa: una cobertera fragmentada irregular y caótica, constituida por fragmentos heterométricos de textura rugosa y escoriácea. La peculiar forma de flujo de las lavas tipo aa ocasiona la formación de estructuras mayores determinadas como los levées y los canales de derrame subaéreos. En este sector son bastantes espectaculares respecto al de otros volcanes históricos (Figura 8). En la parte proximal de la colada destacan los bloques erráticos generados por la destrucción parcial de los conos.

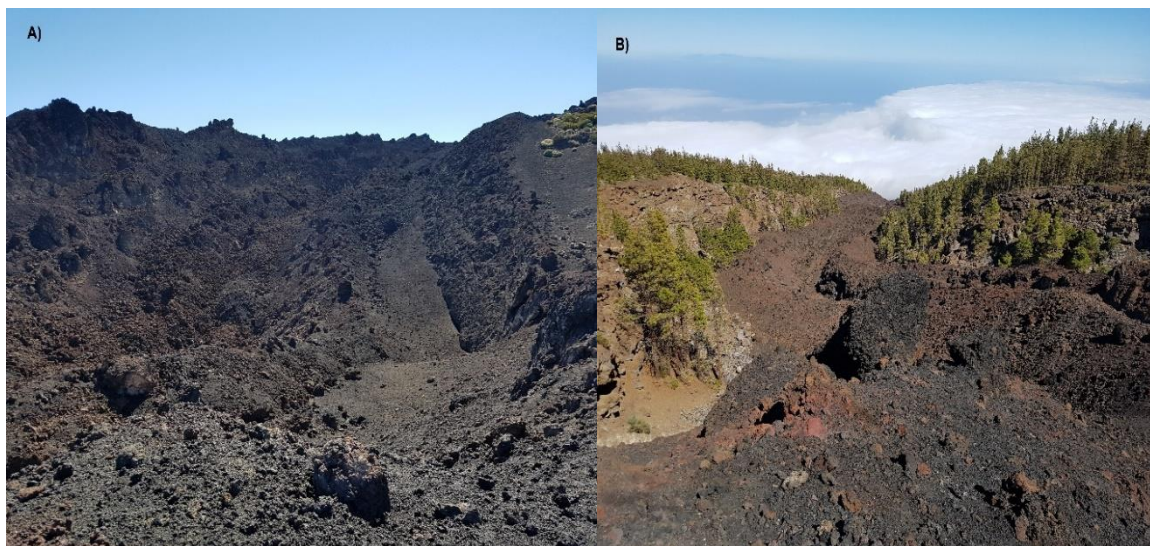


Figura 8. (A) Canales de derrame y levées proximales desbordando el antiguo barranco. (B) La colada de lava encauzada ya totalmente en el Barranco de Areza.

En este tramo la colada muestra dos levées y un canal central, en cuyo interior pueden verse los distintos niveles alcanzados por la lava durante su emplazamiento. Esta morfología de levées insertos unos en otros, es indicativa de la disminución del caudal de lava drenado a lo largo del período activo. En este sector destaca la ausencia de cauces tributarios que viertan hacia el interior del barranco y las morfologías asociadas al ambiente morfoclimático de alta montaña como los procesos periglaciares, los cuales solo introducen retoques superficiales que además no siempre son visibles.

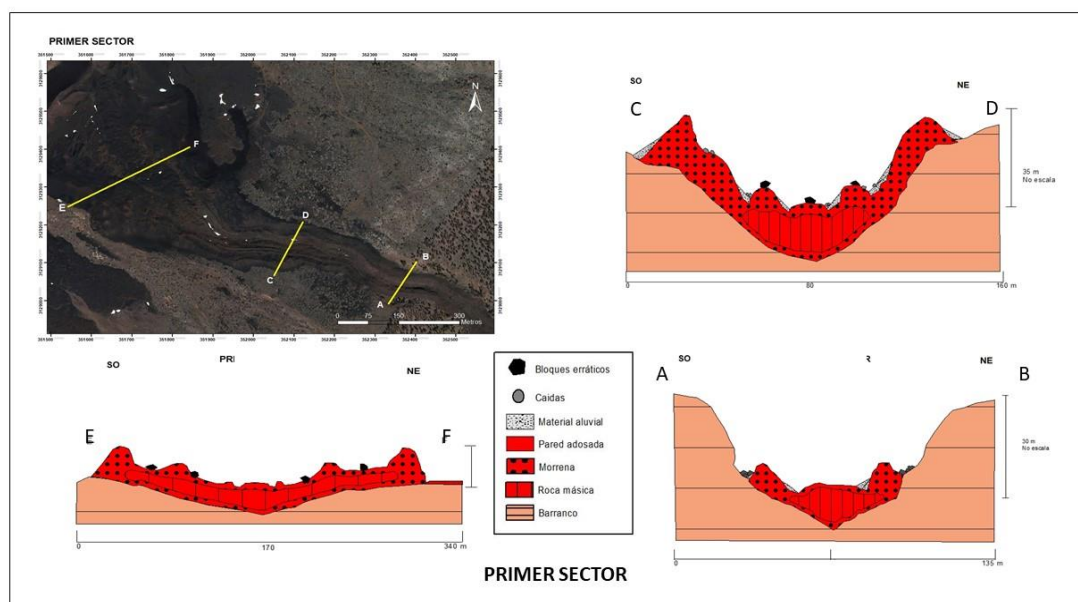


Figura 9. Perfiles gráficos del barranco y la colada del primer sector. Elaboración propia 2018. A medida que la colada desciende por el barranco se observa como la colada se encaja gradualmente hasta que las paredes del barranco superan ampliamente a la colada.

En general, el sector está muy poco transformado, estos cambios dependen de dos factores; las condiciones climáticas de alta montaña y la topografía del área de asentamiento del conjunto volcánico.

El campo de piroclastos es el elemento del conjunto volcánico que más ha sido transformado, al tratarse del material más ligero emitido. La extensión original del mismo ha sido reducida considerablemente a través del tiempo, ya sea por el transporte de los agentes erosivos o la superposición de material más antiguo. El material más fino como la ceniza, ha desaparecido, quedan campos de lapilli con alguna bomba emitida por el volcán. En el campo de lapilli se manifiestan las numerosas huellas de incisión torrencial que han hecho desaparecer una buena parte del recubrimiento del lapilli. En la parte más septentrional, se observan que las incisiones torrenciales dividen el depósito de lapilli en especies de "islas". El edificio volcánico también ha sido transformado por la escorrentía, que rompe la continuidad del volcán por los vanos intravolcánicos, puntos de mayor debilidad, causando incisiones y llevándose el material volcánico poco coherente. Las incisiones en el sector noroccidental superan el metro y medio de altura.

La colada apenas tiene transformaciones en su inicio, mostrándose mayores cambios geomorfológicos cuando su encauzamiento es total (ver fig. 9). Aunque, el modelado de este sector es superficial y muy puntual. Asimismo, en esta área se cumple la regla ordinaria de que la acción de los agentes externos suele ser mucho más evidente sobre los conos volcánicos y campos de lapilli que sobre las lenguas de lava. El drenaje de las coladas lávicas por el barranco favoreció a la formación de muros laterales y canales de derrame muy pronunciados, esta topografía de detalle propicia la caída de escorias por gravedad y la formación de conos y taludes. Los conos y taludes escoriáceo se forman en su mayoría desde los muros laterales externos hacia el interior de la colada, debido, a que, la diferencia de altura y la verticalidad de las paredes es mayor respecto al interior que al exterior de la colada. Las fracturas de retracción de las coladas favorecen a la caída de bloques voluminosos debido la acción hielo-deshielo en las grietas de la roca, con el proceso repetido varias veces, la propia gravedad se encarga de su caída. Quizás, lo más importante en este sentido, es que los procesos de hielo-deshielo favorecen la fragmentación del material y determinan un mayor aporte de material susceptible de ser puesto en movimiento por la escorrentía. Aunque los procesos de escorrentía son activos, aún no han tenido intensidad suficiente como para labrar incisiones continuas y formar cauces definidos topográficamente.

Sobre los campos de lapilli y pasando por los vanos intravolcánicos existen numerosos cauces pequeños de escorrentías esporádicas que aportan material más antiguo. como han señalado otros autores anteriormente (Romero,1991, Beltrán, 2000). En este trabajo hemos comprobado también que el aporte de material detrítico es externo. La distribución de la vegetación se adapta muy bien al tipo de sustrato pues se asienta sólo en las áreas de acumulación detrítica o en los lapilli con mezcla de material detrítico (Figura 10). Al contrario, en las coladas lávicas la vegetación es inexistente. Por último, se debe que destacar que la vegetación tiene bastante densidad y se encuentra más cerrada en las zonas donde el aporte de material detrítico es mayor. En los campos de lapilli la potencia es menor que en los límites de la colada. Ahora bien, como señaló Esther Beltrán (2000) uno de los elementos que evidencian las extremas condiciones del frío y la sequedad de este ámbito morfogenético es la ausencia de cormófitos; solamente se han identificado en el área algunos líquenes y briofitos propios de la alta montaña. Las únicas plantas vasculares (*spartocytisus supranubius*, *descurainia bourgaeana* y *erysimum scoparium*) aparecen en la base del cono y en el campo lapilli, pero relacionadas fundamentalmente con aportes materiales sedimentarios de las áreas circundantes más antiguas.

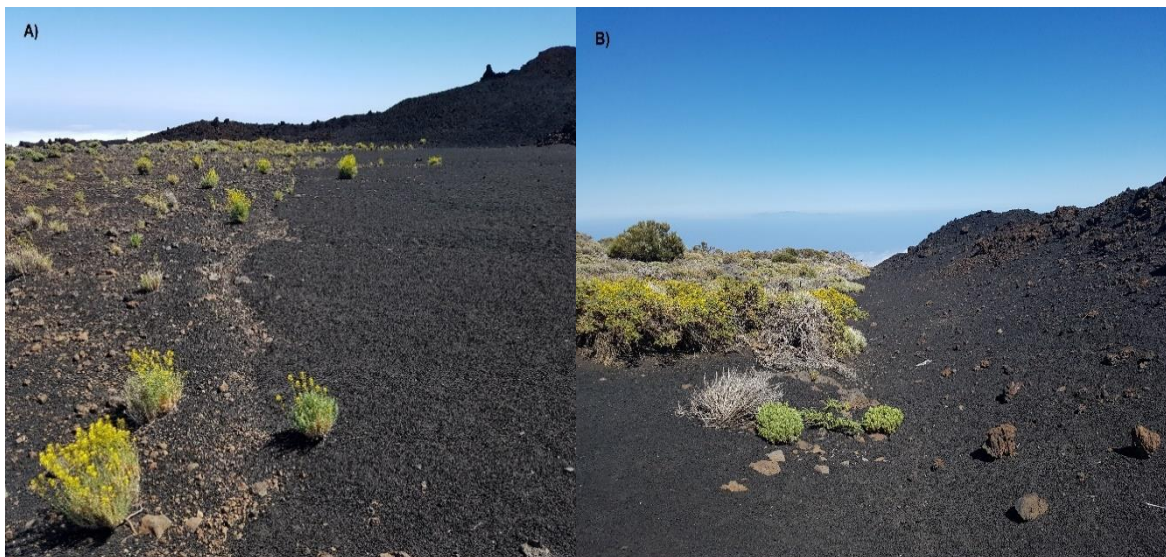


Figura 10. Localización de la vegetación sobre material detrítico. A la izquierda (A), la vegetación aparece en el campo de lapilli por la escorrentía difusa y con aporte de material sedimentario. A la derecha (B), el contacto entre la colada y su entorno es evidente en los rasgos de la vegetación.

En este primer sector, las alteraciones antrópicas también son apreciables debido a la extracción de áridos en la colada más septentrional del tramo eruptivo central y la utilización de algunos centros emisores del conjunto volcánico para la realización de pruebas militares de tiro (Romero, 1991).

6.2. SEGUNDO SECTOR

Entre los 2000 y los 1300 metros de altitud la colada, ya totalmente encauzada en el interior del barranco previo, atraviesa el piso morfoclimático montano seco. En sus márgenes se desarrolla un pinar de repoblación que desaparece bruscamente a los 1730 m, para dejar paso a un pinar abierto y de menor densidad que sólo muy puntualmente progresa sobre la propia colada de lava. Se trata de un sector donde el barranco es estrecho (entre 150 y 200 metros) y profundo (entre 40 y 60 metros) y donde alcanza su mayor grado de encajamiento. Con un recorrido de casi 3,5 km, salva un desnivel de unos 700 metros, mostrando un trazado relativamente poco sinuoso y un perfil transversal en “V”.

A lo largo de todo este sector, el proceso morfogenético más activo se asocia a la concentración de la escorrentía procedente de los tributarios que tanto, por la margen derecha como por la izquierda vierten sus aguas directamente sobre la colada que ocupa el barranco principal. En la margen derecha del Barranco del Volcán, cuencas de orden 1 (1937 m) y 2 (1903 m), sin nombres, y la cuenca de orden 3 del Barranco del Hoyo-Jarro (1735 m) han drenado sus aguas al barranco principal de El Volcán. Por la margen izquierda, la cuenca del Barranco de Cueva Grande (de orden 2) conecta con el principal en una zona de escasa pendiente, ya casi en el límite altitudinal inferior del sector. Es precisamente en este tramo del barranco, donde la complejidad de los procesos que actúan sobre la colada de lava se hace mayor. La atenuación de la pendiente de la ladera y del barranco principal, así como el cambio brusco en la dirección del barranco, posibilitaron de un lado el desbordamiento de los flujos lávicos fuera del mismo, y de otro, a posteriori, la concentración de las aguas que provienen de los tributarios existentes aguas arriba. Estos hechos han favorecido su desmantelamiento erosivo. Por ello, aunque en todo el sector, la colada corre totalmente constreñida al interior del barranco sin alcanzar sus bordes, mostrando áreas intensamente erosionada, en este lugar logra desbordar sus márgenes durante su emplazamiento, y posee grados de remodelación intensos. Por ello, para llevar acabo el análisis de todas estas peculiaridades en este segundo sector, se ha elegido especialmente el tramo del barranco comprendido desde los 1460 hasta los 1320 de altitud.

También hay que añadir que se trata del único sector de la colada con intervención antrópica directa. A una altitud de 1460 metros, se ubica la Galería Río de la Cañada, que tiene una pista de acceso que desde los 1375 metros transcurre directamente sobre las coladas de 1705. El talud de escombros de la galería modifica los rasgos de la colada e interrumpe el drenaje actual que proviene del tramo anterior del barranco. Es una galería

aún activa que drena sus aguas a la balsa de Archifira o Chifira, situada a unos 1200 m. de longitud. La necesidad de recoger las aguas del entorno para esta balsa, construida en la década de los 80 del siglo pasado, ha dado lugar a una intervención directa sobre la colada, con la construcción de varios muros que tienen como fin, desviar y canalizar las aguas drenadas por el Barraco del Volcán en este punto hacia dicha balsa a través de pequeños cauces y represas de la cuenca de Erques (Figura 11).



Figura 11. Muro sobre la colada y rotura del levée lateral para la canalización de la escorrentía hacia la balsa de Chifira.

6.2.1 Procesos de transformación y acumulación

Entre los 1460 y los 1320 el barranco deja de ser tan encajado y se ensancha; la colada adaptándose al cauce, pierde potencia, pero gana en amplitud. Es uno de los puntos de su trazado donde la colada alcanza más potencia que la profundidad del barranco. Este hecho, unido al cambio brusco en la dirección de drenaje del barranco original que existe en este punto, explica que sea uno de los pocos tramos donde se observan procesos de desbordamiento de los flujos fuera del cauce original. En este sector la colada está completamente transformada, se encuentra erosionada hasta el punto de quedar visible su parte masiva interna, que se intercala con otros puntos donde aparecen pequeños rellanos con acumulación de material detrítico de poco espesor.

En el meandro señalado, a pesar de que el barranco vuelve a encajarse de nuevo, el cambio brusco de dirección de este originó una acumulación de la lava y la colada adquirió mayor potencia, llegando a desbordarse del barranco por sus dos lados (Figura 12). Esto se debe a que en el meandro se formó una zona de acumulación trasera; al llegar al meandro, la lava se topó de frente con este impidiendo el cambio de sentido de dirección por el propio muro lateral ya formado de la colada, permitiendo la acumulación de lava. La presión ejercida por esta acumulación de lava logró finalmente romper su muro lateral que actuaba como dique y la lava siguió el cambio de dirección del cauce.



Figura 12. Colada desbordándose por los dos lados del barranco al llegar a un meandro.

A la izquierda, la colada está completamente desbordada y se introduce en el barranco paralelo. En esta parte de la colada no hay rastro de un muro escoriáceo interno, la cantidad de lava acumulada es posible que produjera desbordamientos que ocasionaran la desaparición total del muro escoriáceo interno. En cambio, justo después del cambio de dirección sí se observan dos morrenas a cada lado, la morrena externa sobresale del barranco pese a la altura en esta parte (Más de 7 metros visibles), la interna está a mucha menor altura, en el fondo del barranco. El nivel de flujo tuvo que bajar drásticamente para formar esa diferencia de altura entre las morrenas, lo que indirectamente confirma la hipótesis de la acumulación de la lava descrita con anterioridad (ver perfil *DC* y *BA*, Figura 13).

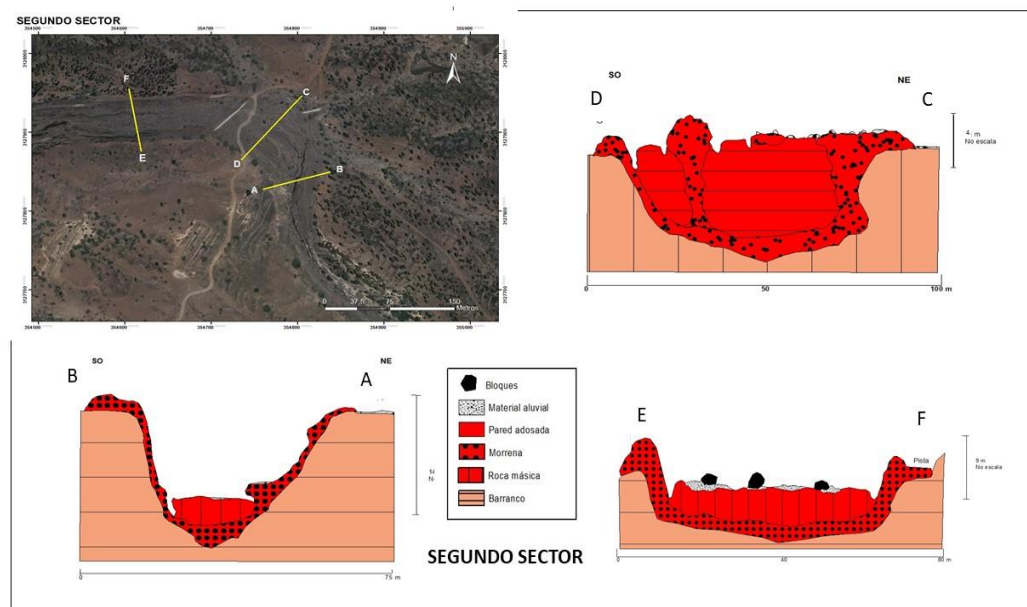


Figura 13. Perfiles gráficos del barranco y la colada del segundo sector. Elaboración propia 2018.

Otro elemento de detalle a mencionar es que existe en el interior del cauce, al principio de la ruptura de pendiente, una ojiva central que divide en dos cauces el interior de la colada (Figura 14). Esta ojiva central, es en realidad parte de un levée destruido como consecuencia del drenaje brusco de la lava acumulada en su interior. La presencia de un levée central en el interior de la colada provoca la división de la escorrentía y la formación de incisiones torrenciales a ambos lados de esta.



Figura 14. Morrena central en el comienzo de una ruptura de pendiente con el flujo de la colada sin escorias superficiales. La presencia de grandes rocas del exterior de la colada da idea de la energía de la escorrentía en este tramo.

La mayor parte de los procesos de modelado asociados a este tramo son consecuencia de la llegada de corrientes de agua procedentes de las cuencas secundarias existentes aguas arriba. En general, la colada carece de su cubierta escoriácea superficial y la erosión ha progresado hasta alcanzar su centro masivo, generando incisiones incluso en las zonas de contacto entre los levées intralávicos y entre la colada y sus bordes exteriores. El agua se ha llevado el material poco coherente que unía los levées y ahora funciona como un cauce fluvial por donde pasa la escorrentía habitualmente en episodios de precipitaciones intensas. Estas incisiones son más profundas en los puntos con cambios de pendiente acentuados donde el agua adquiere mayor energía y es capaz de erosionar más, tienen una altura que varía entre 0,5 y 1, 5 m (Figura 15).



Figura 15. Incisión causada por la escorrentía torrencial en el interior de la colada, entre esta y su levée externo.

La compleja orografía interna de la colada y las aguas procedentes de los tributarios de la margen derecha del barranco, han permitido también la acumulación de gran cantidad de materiales sedimentarios en todo este tramo. La potencia de estos depósitos es máxima en los puntos donde la colada posee menor pendiente interna. Este depósito apenas supera el metro y medio de altura, está es poco consolidado, no posee matriz, muestra gradación normal y está constituido por clastos de naturaleza fundamentalmente basáltica. La base del depósito está formada por bloques poliédricos sin organización, de forma caótica, y por encima existe un nivel de materiales más finos, un estrato de tipo arenoso y con bloques heterométricos de pequeño tamaño.

Aunque los procesos de gravedad son importantes en este segundo sector, dado el alto grado de encajamiento del barranco y la altura de sus laderas, en el tramo analizado sólo se observan desprendimientos muy locales debido a la escasa o baja altura de las paredes del barranco.

Para concluir, está apareciendo vegetación perteneciente al matorral del piso montano seco en algunos puntos del interior de la colada debido al aporte de material detrítico externo.

6.3. TERCER SECTOR

El tercer sector está ubicado en la medianía media-baja, entre los 1300 y 1000 metros de altitud y salva un desnivel de 300 m en una longitud de 1,6 Km. En la parte alta del sector se halla un punto de máxima pendiente, el barranco es bastante estrecho, (entre 50- 70 metros) menos profundo (entre 10 y 30 metros) y es asimétrico en su pared izquierda, mientras que en la parte baja, donde se une el tributario, la pendiente se suaviza, el barranco se amplía (entre 70-100 metros), pero, sin embargo, las paredes crecen en altitud (entre 15-30 metros). La principal característica de este sector es que

constituye el punto donde se une un tributario por su margen izquierda, el Barranco del Hornito, al barranco principal provocando significativos procesos de erosión y acumulación. El área elegida del sector se encuentra entre los 1130 y los 1000 metros de altitud y tiene 550 metros de longitud. En general, es bastante rectilíneo, comienza con un punto de máxima pendiente con cierta estrechez para llegar a una zona más subhorizontal y abierta donde el barranco tiene más desarrollo transversal, las paredes, en general, superan los 20 metros altura, y, se une el tributario mencionado. En el punto de máxima pendiente dominan los procesos erosivos mientras que donde se une el tributario al cauce principal predominan las formas de acumulación.

6.3.1 Procesos de transformación y acumulación

En general, la colada está completamente irreconocible para ser una colada histórica, se aprecia la roca masiva muy lisa, sin cubierta superficial escoriácea y con dos morrenas por cada lado. También se observan otras formas de detalle, hay una cornisa en la morrena interior que nos indica un nivel de flujo más, siendo un testigo que indican que en esta parte de la colada tuvo que haber 3 unidades de flujo como mínimo.

La colada solo tiene una potencia destacable en la parte superior del área analizada, donde el cauce es mucho más estrecho, y, a su vez, un punto de máxima pendiente donde la colada incluso llega a colmatar el barranco. Las leveés laterales de la colada están adosadas a las paredes del barranco, sin embargo, entre la pared adosada y el interior de la colada existe una gran incisión en ambos lados, tiene mínimo un metro de anchura y llega a tener varios metros de profundidad. Esto es resultado de dos motivos; en primer lugar, al intenso desnivel que propicia que la escorrentía consiga una mayor energía para su desmantelamiento, y, en segundo lugar, a que la roca externa que une la colada masiva con la pared del barranco está formada por escorias, que corresponden al material menos coherente de la colada. En la parte baja del área analizada se encuentra un punto de intersección un barranco tributario. En este punto de unión hay un abanico detrítico muy amplio y potente que cubre totalmente la colada y solo deja visible las morrenas del lado contrario, no hay restos de las morrenas que obstruían este tributario (Figura 16). El

torrente que dio lugar al abanico detrítico tuvo que ha roto las morrenas de la colada (Figura 17).

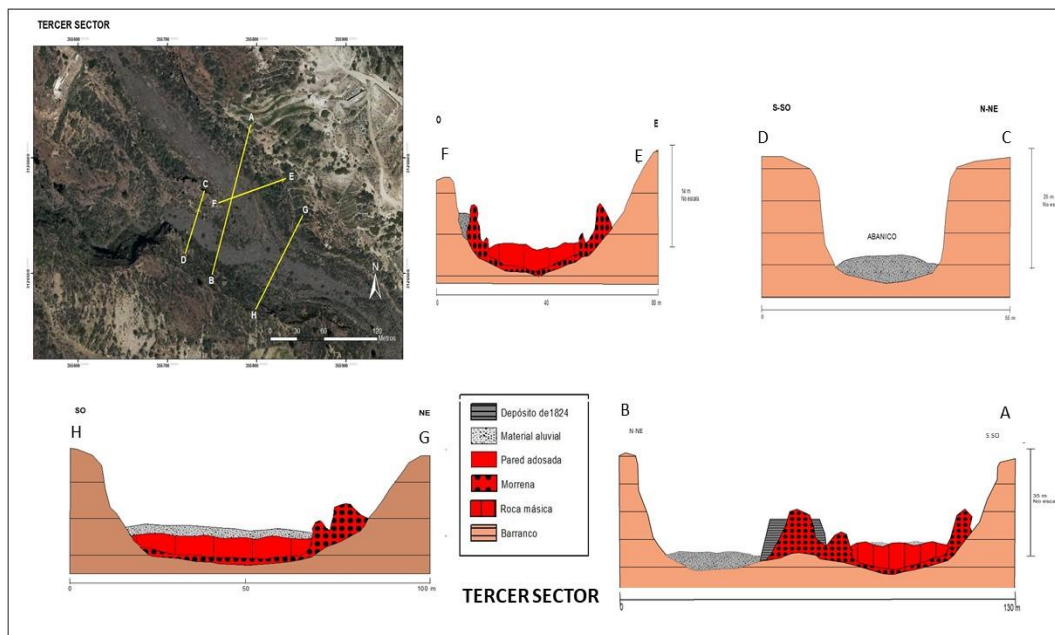


Figura 16. Perfiles gráficos del barranco y la colada del tercer sector. Elaboración propia, 2018.

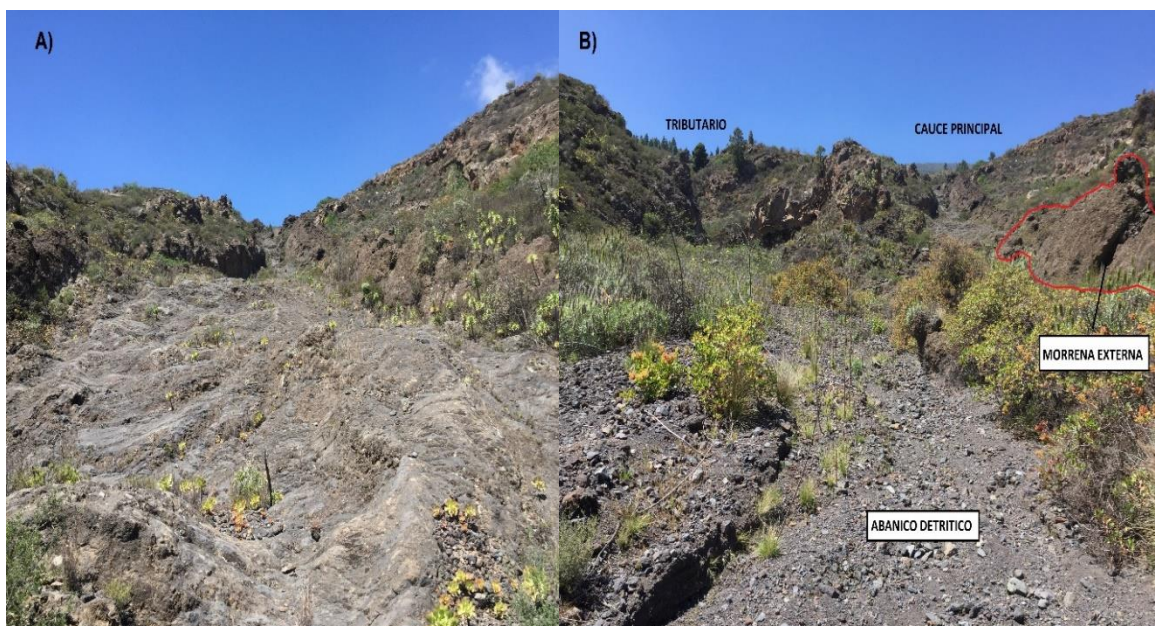


Figura 17. (A) Colada sin su superficie original en un tramo de ruptura de pendiente, (B) La colada cubierta casi totalmente por el abanico detrítico, la morrena externa de la izquierda ha desaparecido.

En este sector se observan de manera clara los procesos de erosión mecánica debido a una intensa escorrentía torrencial que gana o pierde energía en función de la pendiente. Los procesos de acumulación son más significativos en los puntos donde se unen los cauces tributarios o en los puntos de menor pendiente. En las zonas de pendiente acentuada no existen depósitos detríticos sobre la colada.

Respecto a los procesos de gravedad, son muy puntuales, y tienen menor importancia sobre la colada en este tramo debido a la anchura del barranco y la escasa potencia de la colada que gana en desarrollo transversal en esta área.

El abanico detrítico nombrado anteriormente tiene una especial importancia, es muy amplio y potente, litológicamente muy rico y heterogéneo. A partir del cruce de barrancos, la colada está totalmente recubierta de este material detrítico, salvo los levées laterales de la izquierda que están intactos. También se halla otro depósito de mucha mayor potencia que el abanico detrítico, justo antes de la unión del tributario, aparece roto detrás de la morrena derecha, en el interior de la colada, resguardado detrás de la morrena como un testigo de lo que pudo ser (ver perfil *BA*, figura 16). Analizando el depósito se observa una gradación normal, poco heterogéneo, 3 metros de potencia visible, muy consolidado, con cierta matriz y apoyado en la colada con signos de erosión, pero donde aún se observa su capa superficial. En la parte de abajo, contiene bloques basálticos, angulosos y poliédricos, con cierta matriz. En la parte de arriba hay fragmentos más numerosos y pequeños, fundamentalmente basálticos, con menos matriz, y una gradación normal a techo.

El depósito aluvial y el abanico aluvial tiene el mismo origen, el depósito aluvial aparecen en ambos lados del levée izquierdo que también está roto, por lo que una acumulación de agua y material sólido importantes acumuló por ambos cauces hasta que el dique de la morrena no soportó la presión de las láminas de agua acumuladas por el tributario. La lámina de agua descargó rompiendo el depósito y el levée izquierdo formando a su vez el abanico aluvial.

6.4. CUARTO SECTOR

El cuarto sector analizado está ubicado entre los 1000 y 750 metros de altitud, salva un desnivel altitudinal de 250 metros a lo largo de 1,5 Km y se desarrolla inserto en dos pisos morfoclimáticos, concretamente la medianía baja y la parte más alta de la costa de la vertiente meridional de la isla. A lo largo de este tramo el Barranco de Areza presenta algo de sinuosidad y muestra en cotas altitudinales altas poca profundidad (entre 5 y 20 metros) y cierto desarrollo transversal (70 -100 metros), para evolucionar aguas abajo hacia un barranco de mayor profundidad (entre 20-35 metros) y estrechez (entre 40-70 metros) mucho más sinuoso. Finalmente pasa por un breve tramo rectilíneo, bastante subhorizontal y poco profundo para terminar en un meandro donde finaliza la colada.

El área que estudiamos en particular de este sector ocupa la parte intermedia mencionada anteriormente, abarca sólo desde los 940 hasta los 830 metros de altitud, es un tramo sinuoso donde existen dos meandros con cambio brusco en la dirección del drenaje; también en este tramo el barranco se estrecha y encajona bastante (hasta 35 metros), mostrando un perfil transversal en forma de “U”. Tras salvar un punto de máxima pendiente llega a una zona mucho más abierta, rectilínea, en donde las paredes del barranco son asimétricas y con altura inferiores a los 5 metros, mostrando un perfil transversal en “V” abierta.

6.4.1 Procesos de transformación y acumulación

La mayoría de los procesos que se dan en este sector, también están presentes en los tres anteriores (caídas puntuales de bloques, zona de acumulación trasera, abrasión por escorrentía, etc.). No obstante, destaca por un elemento morfológico que sólo está presente en este tramo: la existencia de una terraza sedimentaria escalonada desarrollada en el interior del canal de lava y por la ausencia de tributarios

Al igual que en los sectores anteriores, la roca masiva de la colada aparece sin cubierta de escorias superficiales, lo que indica un alto grado de transformación post-eruptiva. En este sector la colada se encontró con un cambio de dirección brusco que originó una zona de acumulación trasera durante su emplazamiento, que terminó con la ruptura lateral de la colada y su posterior derrame repentino siguiendo la dirección del cauce principal (Figura 18). Aguas abajo de este punto, las paredes del barranco están recubiertas por láminas delgadas de lava generadas por el desbordamiento repentino de lava muy fluida del interior de la colada, tras la rotura de su levée lateral y el posterior descenso del volumen de lava drenado.



Figura 18. Zona de acumulación trasera. En rojo, la colada adosada a las paredes del barranco. La línea amarilla indica el nivel de desbordamiento a partir del final de la pared del barranco.

Después de este primer meandro, la pendiente del barranco original es mucho más suave y la colada drenada por su interior tiene menor potencia, siendo difícil distinguirla ya que prácticamente desaparece bajo una cubierta de depósitos sedimentarios. Aguas abajo, el barranco se abre y reduce su encajamiento, lo que permite la generación de levées de mayor desarrollo y de unos 3, 5 metros de altura. Estas leveés superan la altura de las paredes verticales del barranco, permitiendo su desbordamiento puntual. Dada la existencia de tres leveés encajadas y de menor altura en su interior, la colada no se formó como una sola unidad de flujo.

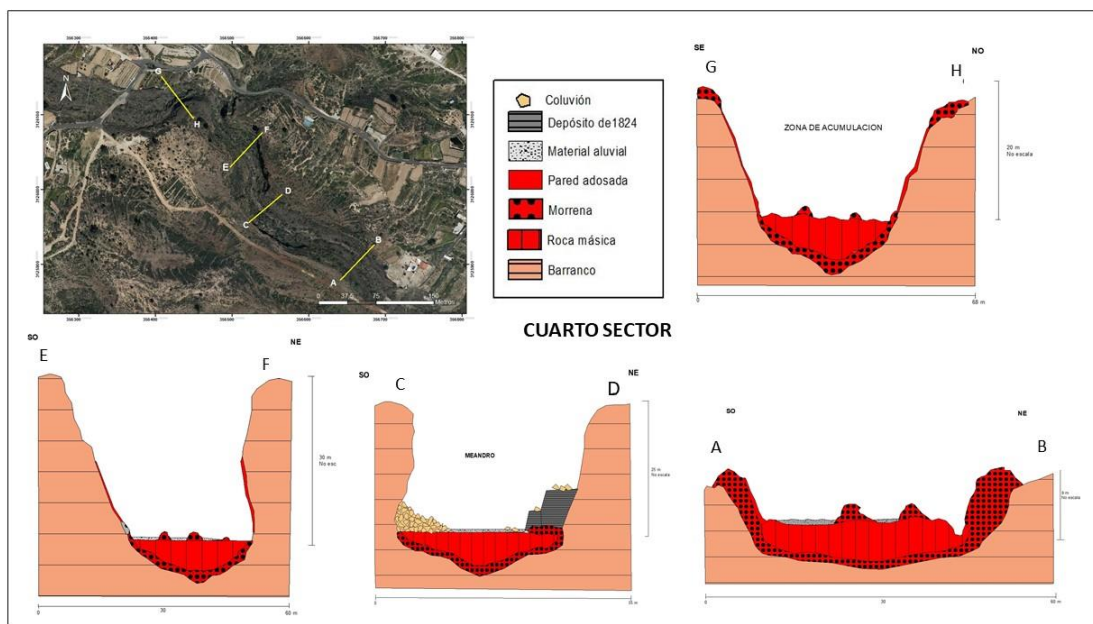


Figura 19. Perfiles gráficos del barranco y la colada del cuarto sector. Elaboración propia, 2018.

Es en el siguiente tramo del barranco, caracterizado por un nuevo meandro, donde se desarrolla la terraza sedimentaria escalonada. Esta se ha formado en el lado convexo del meandro, en el punto donde la escorrentía discurre con menor energía y favorece una mayor acumulación de material de acarreo. Se trata de una terraza doble escalonada de una altura visible de unos 4 metros (Figura 19, CD y figura 21). El depósito está bastante bien consolidado y en algunas partes del cauce central del barranco quedan retazos aislados del mismo en forma de ojivas. Los dos depósitos aparecen en diferentes puntos apoyados directamente sobre las escorias de la colada, lo que significa que no existieron procesos erosivos previos antes de su formación. En la parte cóncava del trazado del meandro, las terrazas son sustituidas por grandes aglomeraciones de bloques, caídos desde la cornisa alta de la pared del barranco por socavamiento de su base por escorrentía torrencial.

La terraza más alta está dividida en 4 estratos visibles, con niveles clastosostenidas y zonas laminares más sostenidas (figura 20). Realizaremos a continuación una breve

descripción del mismo, aunque sería conveniente en un futuro un estudio detallado mucho más profundo.

De muro a techo se pueden distinguir:

- El primer estrato corresponde a un depósito caótico e irregular, que tiene una potencia de 110 cm y está constituido a muro por grandes bloques subangulosos, heterométricos, fundamentalmente basálticos – incluyendo bloques que no son de la colada-; estos bloques están envuelto en una matriz de arena gruesa. Hacia el techo parece tener más contenido en matriz y bloques de menor tamaño, produciéndose un tránsito gradual con el segundo estrato.
- La segunda capa, de unos de 46 cm de espesor, está constituida por clastos mucho más pequeños, de aproximadamente 5 cm de diámetro máximo. Se observa en los finos cierta fragmentación. Los bloques angulosos son de naturaleza variada, con basaltos y pómez.
- El tercer estrato tiene una potencia de 77 cm, con clastos heterométricos, en la base matriz terrosa y a techo cada vez más clastosostenido, es caótico. Bloques de hasta 40 cm de eje mayor, angulosos, de diferente origen como tobas y coladas antiguas.
- La cuarta capa tiene 94 cm de potencia, es caótica, y está formada por bloques heterométricos y algunos fragmentos de pómez. Tiene matriz de gravas, fundamentalmente con poca estratificación. No parece haber selección de fragmentos

Figura 20. Columna estratigráfica de la primera terraza aluvial del cuarto sector. Los bloques de color negro son de naturaleza basáltica, pertenecientes a la colada. El resto son bloques de diferente origen, fundamentalmente tobas, pómez y coladas antiguas.

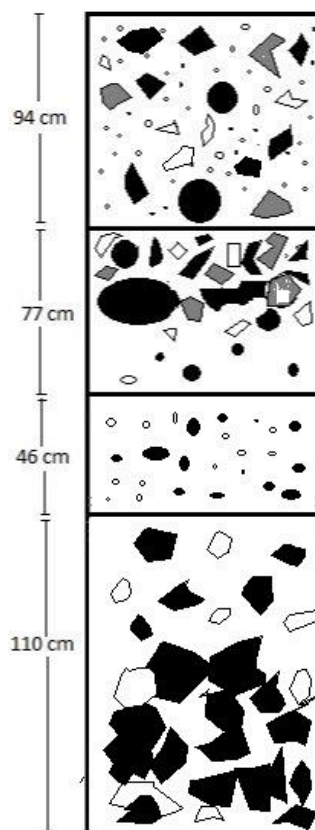




Figura 21. Doble terraza aluvial encontrada sobre la colada en el cuarto sector.

La terraza inferior es de menor altura que la anterior y contiene tres estratos diferenciados. El primer nivel presenta entre pequeños bloques subredondeados y heterométricos, una estructura sedimentaria con granos muy finos, pero en general es poco clastosostenido, hay un nivel donde se aprecia una gran cantidad de pómez de carácter subredondeado, pero no aparecen a techo del depósito. El segundo estrado contiene finos continuos y sobre él bloques subredondeados, muy caótico y clastosostenido con naturaleza fundamentalmente basáltica. El tercer estrato es muy similar al primero, pero sin presencia de pómez.

7. DISCUSION

Los cambios en la potencia, articulación y rasgos de los distintos elementos de las coladas (canales y levas laterales) y formas erosivas y sedimentarias asociadas, no sólo dependen de la topografía generada durante el emplazamiento del flujo lávico, sino que guardan estrechas conexiones con la configuración del vaso del cauce y su trazado. Cuando el barranco muestra meandros y curvas pronunciadas, aguas arriba de los mismos, la potencia del flujo aumenta de modo considerable. Esta acumulación se da en los lugares del trazado con curvas sinuosas o en los puntos de mayor estrechez del cauce y pueden causar desbordamientos de la colada de lava desde el interior del barranco, suponiendo un riesgo considerable si sucede en lugares habitados.

Los mecanismos que modelan el volcán de Fasnía en su conjunto son fundamentalmente la torrencialidad y la gravedad independientemente del piso morfoclimático, ya que corresponden a los procesos de mayor capacidad morfogenética.

Sin duda, la torrencialidad es el proceso más activo y que mayores cambios ha generado en la colada con diferencia, intercalando sectores donde las formas erosivas cobran una mayor importancia y otros sectores donde la acumulación es el proceso más significativo. En algunos tramos la eficacia del modelado que genera estos procesos es tan importante que la colada prácticamente desaparece y dificulta el reconocimiento de formas originales y el establecimiento de sus límites. En el interior del barranco, sobre todo en sus tramos medio-bajo y bajo, la colada aparece segmentada y se articula con áreas donde aparece totalmente cubierta por materiales sedimentarios con otros donde las formas originales están totalmente erosionadas, hasta el punto de que solo quedan los sectores masivos del interior de la colada y han desaparecido todas las escorias superficiales. Los cambios asociados a la acumulación sedimentaria han determinado no solo la alteración puntual de la superficie de la colada, si no la formación de auténticas terrazas intracanales de hasta 4 metros de potencia y la existencia de abanicos aluviales vinculados a la presencia de barrancos tributarios al Barranco del Volcán. Estos abanicos muestran una dinámica torrencial muy activa, capaz de no solo hacer desaparecer los canales, sino provocar la desaparición prácticamente total de algunos segmentos de la colada.

Habitualmente, los conos volcánicos y campos de lapilli constituidos por materiales fragmentados en origen ofrecen un grado de cohesión menor que las coladas de lava siendo los elementos más erosionados en un volcán reciente y poseen una mayor potencialidad erosiva. El conjunto volcánico de Fasnía constituye un ejemplo excepcional que contradice esta idea, pues como hemos visto la colada está mucho más deteriorada que los elementos piroclásticos. Los canales de derrame tienen, además, un importante papel como articuladores espaciales de la dinámica morfogenética. Los desniveles topográficos internos generados durante el flujo de lava favorecen la generación de los procesos de gravedad y la configuración longitudinal de la colada con una depresión interna posee una enorme importancia de cara a la dinámica torrencial. Así, por ejemplo, en las corrientes lávicas de Fasnía, la presencia de estos canales facilita la concentración de la escorrentía y favorece su desmantelamiento, que resulta llamativo en relación con el escaso efecto de la morfogénesis torrencial en otros derrames lávicos.

En las áreas de confluencia de los cauces el emplazamiento de la colada provocó su cierre temporal. Una vez que la colada obstruyó el barranco, sus levées laterales actuaron como auténticos diques de concentración de las aguas de las cuencas tributarios con el barranco principal, el emplazamiento de la colada provocó su cierre temporal. Estos diques poseen alturas de entre 2 y 5 metros y su presencia favoreció la acumulación de láminas de agua y sedimentos. Para poder romperlos, las láminas de agua acumuladas aguas arriba de los tributarios debieron alcanzar una altura similar o

ejercer una presión mayor a la resistencia de los levées laterales. El que estén completamente rotos en el tercer sector y que dicha rotura afectó también a los depósitos sedimentarios, indica que su formación fue repentina. La lámina de agua del barranco tributario obstruido se fue acumulando detrás del levée lateral de la margen izquierda, que actuó como dique, hasta que no pudo aguantar más, y desapareció bajo la presión del agua, dando lugar a su rotura y a la formación del depósito aluvial. Es evidente que este proceso debe estar vinculado al desarrollo de algún episodio de lluvia alta intensidad horaria, pues se necesita la acumulación de láminas de agua de al menos un tercio de la altura del levée para producir su destrucción total, es decir como mínimo una lámina de agua de 1,6 metros. Los abanicos detríticos existentes se forman a partir tanto del material de arrastre del barranco tributario como de los fragmentos arrastrados de la propia colada, mostrando rasgos que indican que su formación es resultado de un evento principal.

Estos depósitos tienen una gran potencia y solo se pueden haber formados en determinados episodios de lluvia de gran energía después de la formación de la colada histórica en 1705. Según Marzol (1988) las precipitaciones de mayor intensidad pueden alcanzar en Canarias valores superiores a 100 mm/ 24 horas, y a partir del umbral de 50 mm/ 24 horas la lluvia ya puede tener consecuencias geomorfológicas. La mayor proporción de agua de los totales anuales que recibe la fachada meridional de la isla de Tenerife se consigue precisamente durante estos días (Marzol, 1989).

Aunque la capacidad morfogenética de estos episodios es muy alta, las cuencas de los tributarios que han generado estos procesos tienen áreas extremadamente pequeñas. Esto significa que, para ser capaces de provocar tales cambios, se necesitan eventos de lluvias extremos y alta concentración horaria, pues durante este tipo de precipitaciones se inhibe la infiltración y se favorece la escorrentía. Las morfologías erosivas y los depósitos de los abanicos aluviales formados sobre la colada de Fasnía sólo pueden vincularse al desarrollo de un episodio de lluvia extremo. Es muy posible, además, que este mismo episodio también haya sido el causante de la rotura producida en los vanos intravolcánicos del edificio volcánico.

El 7 y 8 de noviembre de 1826 tuvo lugar la que tal vez sea la mayor catástrofe natural registrada en la historia de Tenerife: un intenso temporal de agua y viento tuvo un gran impacto en todas las islas, provocando un auténtico desastre en los valles de La Orotava y Güímar según recogen los documentos históricos (Hernández, 1968-1969). Según los registros documentales contemporáneos durante este evento perdieron la vida

253 personas, miles de animales y desaparecieron numerosas viviendas y otra multitud quedaron dañadas.

En concreto, en la comarca de Agache, donde está situado el Volcán de Fasnía, perdieron la vida 7 personas y más de 100 animales (Hernández, 1968-1969). Algunos autores (Bethencourt y Dorta, 2010) señalan a esta tormenta de posible origen tropical, tuvo una intensidad y consecuencias desastrosas mayores que la tormenta del Delta sucedida en Canarias en 2005. La acumulación de agua fue tan grande que los registros históricos mencionan la creación de nuevos cauces y el cierre y obturación de otros.

Las crónicas de 1826 recogidas en el trabajo de Hernández (1968-1969) señalan que:

“...la velocidad y fuerza relativa a la corta extensión y descensos de sus madres arrasaron todo lo que hallaron a su paso; hicieronse bolsas de agua que rompieron hasta las lavas de los antiguos volcanes...”

y añaden que:

“Percieron cinco personas en las Dehesas de Agache, cayeron millares de pinos en Anocheza, que era uno de los más famosos y poblados montes de la Isla”.

Estos hechos evidencian el elevado poder de erosión y acumulación sedimentaria generado durante este episodio, es bastante posible que el mismo evento en un primer momento de descarga, acumulara una ingente cantidad de agua y material sólido consigo que rompiera los vanos intravolcánicos del edificio volcánico y el dique del levées que obstruía el tributario. Posteriormente, tras la rotura de estos la descarga originara el abanico y depósito aluvial en tramos más bajos del interior del barranco. La doble terraza encontrada en el último sector podría deberse a más de un episodio de descarga y acumulación en el mismo episodio, el cual duró dos días según las crónicas de Hernández (1968-1969).

Finalmente, la **Tabla 2. Procesos de transformación según los pisos morfogenéticos** se ha realizado para resumir el análisis de los sectores en las siguientes ideas más importantes. La única relación entre los procesos morfoclimáticos y los pisos bioclimáticos se da en el primer sector por la influencia de los procesos periglaciares, los procesos transformadores que se dan sobre la colada en el resto de los sectores no están relaciones con los pisos morfogenéticos. La erosión es fundamentalmente mecánica, vinculada a procesos de escorrentía torrencial y los sedimentos depositados sobre la colada son principalmente de origen externo. Por último, hay que mencionar que, según lo analizado en este trabajo, las transformaciones en la colada son más acentuadas cuanto menor es su altitud.


Altitud	Mapa del conjunto volcánico y red hidrográfica	Pisos	Pisos morfogénéticos	Rasgos de la red hidrográfica previa y actual	Formas de modelado	Procesos de modelado	Importancia de los procesos	Preservación de las formas volcánicas
Entre los 2200 y 2000 m de altitud.		Tramo alto. 1º Sector.	Alta montaña (Matorral de alta montaña)	Cabecera. Cuenca de recepción. Obturada tras la erupción y actualmente funcional. La colada comienza a drenar desde el primer momento siguiendo la red hidrográfica previa.	Acumulación sedimentaria externa. Reapertura de la red de drenaje. Polígonos y suelos estriadados. Incisiones torrenciales. Taludes de piroclastos desde las morrenas. Desplomes puntuales de la colada. Canal erosivo. Acción antrópica.	Gelifracción. Escorrentía torrencial y difusa. Desprendimientos por gravedad.	General. Local. Habitual.	Muy alta en las coladas. Recubrimiento en los campos de la pili.
Entre los 2000 y 1300 m de altitud.		Tramo medio alto. 2º Sector.	Montano seco (Pinar)	Barranco en V. 36 m de encajamiento asimétrico con tributarios en el margen izquierdo de cuencas de orden 2 y 3, y con áreas de 2 Km2 aproximadamente.	Acumulación sedimentaria interna. Incisiones torrenciales. Desplomes de la pared del canal. Rotura de la morrena. Acción antrópica.	Desprendimientos. Escorrentía torrencial. Sedimentación.	Local. Local. Habitual.	Baja.
Entre los 1300 y 1000 m de altitud.		Tramo medio bajo. 3º Sector.	Medianías altas (Matorral xerófilo con zonas de cultivo)	Barranco en V. Transformado por procesos sedimentarios en un barranco en "U".	Acumulación sedimentaria interna. Incisiones torrenciales. Superficie de la colada lisa. Rotura de la morrena. Abtico aluvial. Acción antrópica.	Desprendimientos. Escorrentía torrencial. Sedimentación.	Puntual. Local. Habitual.	De muy baja a irreconocible.
Entre los 1000 y 830 m de altitud.		Tramo Distal. 4º Sector.	Medianías bajas (Matorral xerófilo con zonas de cultivo)	Barranco en "V", muy encajado. Actualmente en forma de "U". Más sinuoso que los tramos anteriores.	Acumulación sedimentaria interna. Incisiones torrenciales. Superficie de la colada lisa. Terrazas fluviales. Coluviones. Zapamiento. Acción antrópica.	Desprendimientos. Escorrentía torrencial. Sedimentación.	Puntual. Local. Habitual.	De muy baja a irreconocible.

Tabla 2. Procesos de transformación según los pisos morfogénéticos. Elaboración propia, 2018.

8. CONCLUSIONES

La orografía previa ejerce un papel importante, la inserción de los volcanes en redes y cuencas hidrográficas previas también condiciona la configuración de la forma, dirección y trazado de un flujo de lava, siendo mayores sus efectos cuanto más abrupta sea la topografía. De hecho, la canalización de los flujos lávicos por barrancos preexistentes favorece la formación de levées y canales de derrame (Romero, 1991) que juegan un papel importante como articuladores espaciales de la dinámica morfogénica (Beltrán, 2000).

Los volcanes de Sietefuentes, Fasnía y Arafo (1704/1705), están localizados dentro de cuencas hidrográficas a diferencia de Boca Cangrejo (1492), Garachico (1706),

Chahorra (1798) y el Chinyero (1909) que están localizados en las áreas caracterizadas como arreicas por Romero et al. (1999, 2004, 2006). Este es el motivo de que sufran mayores transformaciones que en el resto de los volcanes históricos de Tenerife. La localización de los volcanes en el interior de unidades hidrográficas que han restablecido antiguas vías de desalajo favorece comportamiento de la morfogénesis concediéndole una tipología de formas de modelado más rica y variada. La inserción en cuencas de drenaje aún activas y con topografías mucho más contrastadas, favorece la rápida transformación de los conos y coladas como consecuencia de procesos de sedimentación, de erosión fluvial o vinculados a la dinámica de laderas.

El Volcán de Fasnía es el conjunto eruptivo de edad histórica con mayor grado de transformación y remodelación erosiva. Este trabajo ha puesto de manifiesto que la morfogénesis posteruptiva de los conjuntos volcánicos evolucionan muy rápidamente cuando está vinculada al drenaje de lavas por barrancos angostos y profundos. Cuanto más elevada es la pendiente y cuanto más tributarios posea el barranco principal afectado, mayor es la posibilidad de actuación de los distintos agentes morfogenéticos y mayor la riqueza de formas erosivas y sedimentarias.

Aunque las transformaciones post-eruptivas de la colada de Fasnía de 1705 afecta a toda el área de estudio, su mayor incidencia parece estar más relacionada con procesos asociados a la dinámica de las cuencas limítrofes que con las características de cada ambiente morfoclimático. Este hecho es manifiesto si se considera la presencia de formas erosivas y sedimentarias a lo largo de todo su trazado, pues su presencia incrementa a medida que nos alejamos de los puntos de emisión. Sólo los procesos y formas vinculados al piso morfoclimático de alta montaña evidencian las extensas condiciones de su clima, aunque el modelado realizado sea superficial y no genere más que retoques, que apenas modifican la forma volcánica. No obstante, la importancia de algunos de estos procesos, como la gelifracción, es significativa pues fragmenta el material que luego será puesto en movimiento por la esorrentía, aportando material capaz de ser trasladados aguas abajo durante periodos de precipitaciones de alta intensidad horaria. Las transformaciones en la colada son más acentuadas cuanto menor es su altitud.

Las zonas de acumulación se localizan fundamentalmente en las zonas de topografía más llana y en los puntos donde los tributarios se unen con el barranco principal, en este último es donde la acumulación es precisamente mayor. Las zonas de acumulación tienen una estrecha relación con la vegetación, el nivel de vegetación va ligado a la cantidad de material detrítico depositado a lo largo de la colada. El nivel de desarrollo de la vegetación es mayor que en la mayoría de los volcanes históricos, pero

se debe a los mecanismos morfogenéticos que se dan dentro del barranco. Sin embargo, la vegetación es inexistente en los edificios volcánicos y la parte superior de la colada donde no hay aportes de material sedimentario.

Las formas resultantes del conjunto volcánico de Fasnía parecen ser resultado repentino de un evento de precipitaciones extremas. Una buena parte de los procesos de transformación tanto erosivos como sedimentarios operados en el Volcán de Fasnía sean resultados de un único evento, el temporal de 1826, porque es el episodio máximo registrado desde que se tiene documentación. Este episodio podría ser el causante de la rotura de los levées en la colada y de los vanos intravolcánicos del edificio volcánico reabriendo en gran medida la antigua red hidrográfica, así como, la creación de los depósitos aluviales, explicando también así, la rotura de los depósitos, el gran grado de erosión de la colada y el origen de la doble terraza, dos depósitos de gran potencia con una naturaleza y contenido prácticamente similar.

9. BIBLIOGRAFIA

- Ancochea, E., Fuster, J., Ibarrola, E., Cendrero, A., Coello, J., Hernan, F., Cantagrel, J., Jamond, C. (1990). Volcanic evolution of the island of Tenerife (Canary Islands) in the light of new K-Ar data. (Amsterdam). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44: 321-249.
- Arozena, M. (1993). La geomorfología en el paisaje vegetal actual del Valle de Tazo (La Gomera). En *Strenae Emmanuelae Marrero Oblatae*. Secretariado de Publicaciones de la Universidad de La Laguna. 69-88.
- Arozena, M. y Beltrán, E. (1999). El papel de la morfología superficial de las coladas lávicas en las características de la vegetación del Malpaís de Güimar (Tenerife. I. Canarias). Homenaje al profesor Juan Vilá Valentí. El seu mestratge en la geografia universitaria. Universidad de Barcelona. Colección HOMENAJE. 15. 783-799.
- Beltrán, E. (1991). Los volcanes de Garachico y Arafo como unidades de paisaje de la isla de Tenerife. Memoria de Licenciatura. Departamento de Geografía. Universidad de la Laguna. Inédita.
- Beltrán, E. (1992). La vegetación como criterio para establecer la cronología de la actividad volcánica reciente en Tenerife (I. Canarias). VI coloquio Ibérico de Geografía. Porto. VOL. II. 795-799.

- Beltrán, E. (1999). Variaciones espaciales del proceso de meteorización y edafogénesis en las coladas de lava de Garachico, Arafo y Fasnia (Tenerife, Islas Canarias). En Manero, F (coord.). Espacio Natural y Dinámicas Territoriales, libro Homenaje al profesor Jesús García Fernández. Universidad de Valladolid. 219-225.
- Beltrán, E. (2000). El paisaje natural de los volcanes históricos de Tenerife. Fundación Canaria Mapfre-Guanarteme. 39. Las Palmas de Gran Canaria.
- Bethencourt, J. y Dorta, P. (2010). The storm of november 1826 in the canary islands: possibly a tropical cyclone? *Geografiska annaler series a-physical geography*. Volumen: 92^a. N.º: 3. 329-337.
- Bustos, J. y Delgado, F. (2000). Climatología del Parque Nacional de Las Cañadas del Teide.
- Carn, S. (2000). The Lamongan volcanic field, East Java, Indonesia: physical volcanology, historic activity and hazards. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 95. 81-108.
- Carracedo, J. (1979). *Paleomagnetismo e historia volcánica de Tenerife*. (Santa Cruz de Tenerife). Aula de cultura de Tenerife.
- Carracedo, J. (2008): El Teide y las Dorsales de Tenerife: un sistema volcánico interactivo. *Geo-Guías*, 4.
- Carracedo, J. (2011). Geología de Canarias. I, Origen, evolución, edad y volcanismo. (Madrid). Alcorcón: Rueda.
- Criado, C. (1984). *El relieve erosivo. Las formas de modelado*. En Geografía de Canarias. Ed. Interinsular Canarias. S/C Tenerife. Tomo I. 105-142.
- Criado, C. (1991). La evolución del relieve de Fuerteventura. Puerto del Rosario: Puerto del Rosario: Servicio de Publicaciones del Cabildo Insular de Fuerteventura.
- Criado, C. (1993). Las formas de modelado. En Geografía de Canarias. Ed. Prensa Ibérica. Las Palmas de Gran Canaria. Tomo I. 69-84.
- Criado, C. (2001). El *modelado del relieve en Canarias*. En Manero, F. (coord.). Espacio Natural y Dinámicas Territoriales. Libro homenaje al Dr J. García Fernández. Universidad de Valladolid. 207-218.
- Criado, C., Arnay, M., Bethencourt, Holm, F., Palacios, D. and González-Reimers, E. (2006). *Alluvial fans on Teide Volcano. Preliminary results*. Trabajos de

Geomorfología en España, 2006 – 2008. X Reunión Nacional de Geomorfología, Cádiz 2008.

- Criado, C., Machado, C., y Afonso, J. (2009). Geomorfología eólica en el Parque Nacional del Teide (Tenerife). *In* Beltrán Tejera, E., J. Afonso-Carrillo, A. García Gallo & O. Rodríguez Delgado (Eds.): *Homenaje al Profesor Dr. Wolfredo Wildpret de la Torre*. Instituto de Estudios Canarios. La Laguna (Tenerife. Islas Canarias). Monografía LXXVIII. pp.685-704. ISBN: 978-84-88366-82-5.
- Dóniz, J. (2001). Tesis doctoral: La influencia de la topografía en las características morfológicas y morfométricas de los volcanes basálticos monogénicos de Tenerife (Islas Canarias). (La Laguna). ISSN: 0214-1744.
- Dóniz, J. (2002a) *Aproximación a la degradación de los volcanes basálticos monogénicos de Tenerife a través de las técnicas morfométricas*. En Serrano, E., García de Celis, A., Guerra, J., Morales, C y Ortega, M. (eds). Estudios recientes (2000-2002) en geomorfología. Patrimonio, montaña, dinámica territorial. SEG. Dpto. Geografía UV. Valladolid. 445-4554.
- Dóniz, J. (2002b). *El volcanismo basáltico de la dorsal de Pedro Gil en la isla de Tenerife*. Papeles de Geografía. 35. 101-114.
- Dóniz, J. (2004). Caracterización geomorfológica del volcanismo basáltico monogénico de la isla de Tenerife. Tesis Doctoral inédita, Departamento de Geografía. Universidad de La Laguna.
- Dóniz, J. (2006). Estudio de la erosión de los volcanes basálticos monogénicos de El Cerrillar, Guamasa y En medio, en el Parque Nacional de las Cañadas del Teide (Tenerife, Canarias, España). Boletín de la AGE 42, 285-301.
- Dóniz, J., y Romero, C. (2007). Gully erosion on cinder cones of Tenerife (Canary Islands, Spain). En. Casalí, J y Giménez, R. (eds). Aportaciones a la geomorfología de España en el tercer milenio. IGME. Vol. 7. Ministerio de Ciencia y Tecnología. Madrid. 383-394.
- Dorta, P. (1993). El clima: tipos de tiempo. En Geografía de Canarias. Prensa Ibérica. La provincia- Diario de Las Palmas. 117-132.
- Glass, G. (1764). Descripción de las Islas Canarias. Instituto de Estudios Canarios. La Laguna. 1976.174 pág.
- Hansen, A. (1987). Los volcanes recientes de Gran Canaria. Cabildo Insular de Gran Canaria. Las Palmas de Gran Canaria. 151 p.

- Hernández, J. (1968-1969). Efectos del aluvión de 1826 en Güimar. *Revista de Historia Canaria*. ISSN 0213-9472. Nº 157-164, págs. 222-231.
- Höllermann, p. (1973). *Arode und periglaziale Prozesse in der Gerbig.Halbwüste con Hoch- Teneriffa*. Geomorphologische Prozesse und ProzeBkombinationen in der Gegenwaret unter verichiedenen Klimabediningen. *Abhandllungen der akademie der WWissenschaften in Gottingen. Math-phys. Kl. III, 29.P.333-353*.
- Höllermann, P. (1978). *Soils movements in the subtropical mountain environment of highr Tnerife (Canary Island)*. Colloque sur le Periglaciare d´ Altitude Actuel et Herité, dans le domaine Méditerranéen et ses Atords. Strasbourg. P. 91-112.
- Höllermann. P. (1979). Geomorphological field experiments in a subtropical mountain environment. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, Vol XIII. P. 41-55*.
- Höllermann, P (1980). *Microenviromental estudies in various ecosystems of the Canary Islands*. 24 Intern. Geographical Congres. 28-31.
- Höllermann, P. (1984). *Studien zur Aktuellen Morphodynamik un Geökologie der Kanareninseln Teneriffa und Fuerteventura*. Vancelocs & Roprecht in Göttingen, 406 pp.
- Hooper, D. (1995). *Cumputer-simulation models of scoria cone degradatio in the Colima and Michoacan-Guanajuato volcanic fields, Mexico*. *Geofísica internacional*. 34 (3). 321-340.
- Hooper, D. y Sheridan, M. (1998). *Computer- simulation models of scoria cone degradation*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 83. 241-267.
- Fúster, J.M.; Araña, V.; Brandle, J.L.; Navarro, M.; Alonso, U. y Aparicio, A. (1968). *Geología y vulcanología de las Islas Canarias*. Tenerife, Instituto - Lucas Malladall. CSIC, Madrid, p. 218.
- Luis, M. (1994). *Los paisajes vegetales de la vertiente norte de Tenerife*. Tesis Universidad de La Laguna).
- Martí, J.; Geyer, A.; Andujar. J.; Teixidó, F. and Costa, F. (2008). Assessing the potential for future explosive activity from Teide–Pico Viejo stratovolcanoes (Tenerife, Canary Islands). *J. of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 178, I. 3. 529-542.

- Martí, J., Mendoza, T., Sobradelo, R., y Gomez, G. (2011). Volcanic hazard assessment for the Canary Islands (Spain) using extreme value theory. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, 2741–2753.
- Martín del Pozo, A. (1982). *Monogenetic volcanism in Sierra Chichinautzin, Mexico*. *Bulletin of Volcanology*. 45-1.9-24.
- Martínez de Pisón, E. y Higes, V. (1971). La escala del tiempo en la evolución geomorfológica del aparato eruptivo del Teneguía.
- Martínez De Pisón, E. y Quirantes, F. (1981): El Teide. Estudio geográfico. Ed. Interinsular Canaria – Departamento de Geografía. S/C de Tenerife.
- Martínez de Pisón, E. y Quirantes, F. (1990): El relieve de Canarias, en Romero, C. (ed.): *Jornadas de Campo sobre geomorfología volcánica*. SEG. Monografía 5. Zaragoza. P.: 3-76.
- Martínez De Pisón, E. y Quirantes, F. (1994). Relieve de las Islas Canarias. En Gutiérrez Elora (Ed.) *Geomorfología de España*. Rueda. Madrid. 495-526. Cultura, paisaje y naturaleza, Universidad de Salamanca. T.I. 152-160.
- Marzol, V. (1985). El clima. *Geografía de Canarias*. Tomo I Ed. Interinsular Canaria. Santa Cruz de Tenerife. 158-202.
- Marzol, V. (1988). La lluvia, un recurso natural para Canarias. Servicio de Publicaciones de la Caja General de Ahorros de Canarias, Nº 130. Santa Cruz de Tenerife.
- Marzol, V. (1989). Situaciones atmosféricas de lluvias intensas en Canarias. En *Avenidas fluviales e inundaciones en la Cuenca del Mediterráneo*. Instituto de Geografía de la Universidad de Alicante. 107-116.
- Morales Gil, A. Martín Galán, F. y Quirantes, F. (1977). Formas periglaciares en las Cañadas del Teide (Tenerife). *Aula de Cultura del Cabildo Insular de Tenerife*, Santa Cruz de Tenerife. 81 p.
- Navarro, F. (1919). Las erupciones de fecha histórica en Canarias. *Memoria de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, Tomo XI, Madrid.
- Quirantes. F., Fernández- Pello, L., Romero, C. y Yanes, A. (1993). Los aluviones históricos en Canarias. *Nuevos procesos territoriales (XIII Congreso Nacional de Geografía)*. AGE y Universidad de Sevilla, p 611-615.
- Pacheco, A. (1982). The historic eruptions of La Palma Island. (Canaries). *Archipelago*. *Revista da Universidade dos Açores* nº III. 1982. Pág. 83-94.

- Romero, C. (1991). Las manifestaciones volcánicas históricas del Archipiélago Canario. Consejería de Política Territorial. Gobierno de Canarias, Consejería de Política Territorial. Universidad.
- Romero, C. (1992). Estudio geomorfológico de los volcanes históricos de Tenerife. Aula de Cultura de Tenerife. Cabildo Insular de Tenerife. Santa Cruz de Tenerife.
- Romero, C. (1996). Aproximación a la sistemática de las estructuras volcánicas complejas de las Islas Canarias. *Ería*. p. 211-223.
- Romero, C. (1999). La incidencia de los factores morfoestructurales en la configuración del sistema de drenaje de Tenerife. Málaga: Universidad de Málaga, Departamento de Geografía; Asociación de Geógrafos Españoles.
- Romero, C., Yanes, A., y Marzol, V. (2004). Caracterización y clasificación de las cuencas y redes hidrográficas en islas volcánicas atlánticas (Azores, Madeira, Canarias y Cabo Verde). IV Congreso Ibérico de Gestión y planificación del agua. Tortosa.
- Romero, C., Yanes, A., y Marzol, V. (2006). Las áreas arreicas en la organización hídrica de las islas volcánicas atlánticas (Azores, Madeira, Canarias y Cabo Verde). Actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología. Santiago de Compostela.
- Romero, C., Doniz Paez, J., Garcia, L., Guillen, C. y Coello, E. (2007a). Nuevas evidencias acerca del origen hidromagmático del conjunto volcánico Caldera Blanca y Risco Quebrado (Lanzarote, Islas Canarias). En: Lario, J. y Silva, G. Contribuciones al estudio del periodo cuaternario. *Aequa*. Ávila 169-170.
- Romero, C., Doniz Paez, J., Garcia, L., Guillen, C. y Coello, E. (2007b). Los hornitos y coneletes de escorias del Echadero de los Camellos en Timanfaya: rasgos morfológicos y estructurales. En: Lario, J. y Silva, G. Contribuciones al estudio del periodo cuaternario. *Aequa*. Ávila 171-172.
- Strahler, A. (1952). *Hypsometria analysis of erosional topography*. Bull, Geol. Soc. Am. Vol. 63. 923-938
- Varnes, D.J. 1978. "Slope movement types and processes". In R.L. Schuster y R. J. Krizek (Eds.) *Landslides: analysis and control*. Transportation Research Board. Special report 176: 11-33.
- Viera y Clavijo, J. (1971). *Noticias de la Historia General de las Islas Canarias*. 1776. Ed. Goya. S/C. de Tenerife. 2 tomos.

Wood, C. (1980). *Morphometric analysis of cinder cone degradation*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 8. 137-160.