

Grado en Geografía y Ordenación del Territorio (2015-2016)

ESTUDIO GEOMORFOLÓGICO DEL MALPAÍS DE LA RASCA



Trabajo realizado por: Monika Przeor

Dirigido por: Constantino Criado Hernández

ÍNDICE

RESUMEN	3
1.INTRODUCCIÓN	4
2.ANTECEDENTES	4
3.OBJETIVO E HIPÓTESIS	5
4.FUENTES Y METODOLOGÍA	6
5.CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	7
5.1. LOCALIZACIÓN Y DELIMITACIÓN ESPACIAL	7
5.2. CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS	8
5.3. ASPECTOS VEGETALES	11
5.1. ACTIVIDADES ANTRÓPICAS	12
6.INTRODUCCIÓN A LA GEOLOGÍA DE TENERIFE	13
7.GEOLOGÍA DEL MALPAÍS DE LA RASCA	17
7.1 MATERIALES EMITIDOS EN EL ÁMBITO DE LA RASCA	17
7.2 IGIMBRITAS.....	20
8.CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL MALPAÍS DE LA RASCA	22
8.1. GEOMORFOLOGÍA.....	22
8.2 GEOMORFOLOGÍA ESTRUCTURAL	22
8.2.1. <i>Formas volcánicas</i>	26
8.3. FORMAS LITORALES	27
8.3.1. <i>Playas de cantos</i>	28
8.3.2. <i>Acantilados</i>	29
8.3.3. <i>Plataformas de abrasión</i>	30
8.3.4. <i>Paleoplaya. Antiguo nivel marino.</i>	30
8.4. FORMAS DE MODELADO SUBAÉREAS	32
8.4.1. <i>Red hídrica</i>	32
8.4.2. <i>Reg o Stone pavements</i>	33
8.4.3. <i>Relleno de las maretas. Rasgos sedimentológicos</i>	33

9.CONCLUSIONES	36
10.POSIBLE APLICACIÓN.....	37
11.AGRADECIMIENTOS.....	37
12.BIBLIOGRAFÍA	38

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Unidades volcanoestratigráficas según Fúster <i>et al.</i> (1968) y Carracedo (2011). Elaboración propia.....	15
Tabla 2. Clasificación de los conos volcánicos monogénicos según sus parámetros morfométricos. Autor: Dóniz, 2009.	25
Tabla 3. Características morfométricas de conos volcánicos en el Malpaís de la Rasca. Elaboración propia, datos propios.	25
Tabla 4. Rasgos sedimentológicos de las muestras recogidas en los llanos endorreicos de la Rasca. Elaboración propia.	35

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Diagrama ombrotérmico de Gaussen de la estación meteorológica del Aeropuerto Tenerife Sur. Elaboración propia, datos de AEMET.	10
Figura 2. Perfil geológico del Malpaís de la Rasca. Elaboración propia.	19
Figura 3. Imagen de las ignimbritas en la costa de la Rasca. Monika Przeor, 2016.	20
Figura 4. Diagrama TAS para ignimbritas depositadas en el Malpaís de la Rasca, El Poris y Los Abrigos. Elaboración propia.....	21
Figura 5. Imagen de las coladas <i>aa</i> . Monika Przeor, 2016.....	26
Figura 6. Perfil topográfico del litoral de la Rasca. Elaboración propia.	29
Figura 7. Imagen de los cantos marinos encontrados a 8 metros de altura por encima del mar actual. Monika Przeor, 2016.....	31
Figura 8. Imagen de grietas de retracción en la RM 2. Monika Przeor, 2016.....	34

RESUMEN

El Malpaís de la Rasca constituye un conjunto de edificios basálticos del Cuaternario. Tuvo varias fases de formación, en las que se crearon seis edificios volcánicos de tamaño variable y un extenso malpaís. Este sector presenta unas características peculiares en relación con el resto de la costa sur de Tenerife. Mientras que la combinación de los factores naturales y antrópicos sobre los dominios costeros ha tenido una gran influencia en la creación del paisaje actual, el uso urbano restringido a la periferia del conjunto y la declaración del lugar como Reserva Natural Especial han propiciado una escasa transformación de las formas de relieve originales, conservando las características de los volcanes Cuaternarios.

En este trabajo se estudian los aspectos geomorfológicos, apoyados en datos morfométricos, petrográficos, geoquímicos y sedimentológicos.

Palabras clave: Geomorfología volcánica, Cuaternario, Tenerife, Malpaís de la Rasca.

Geomorphological study of Malpaís de la Rasca

ABSTRACT

The volcanoes of Malpaís de la Rasca are set of quaternary basaltic extrusions. Their origins include several phases formation during which time six volcanoes, with different sizes were created together with a lava field. This sector represents peculiar features of that specific part of the South of Tenerife. The combination of natural and anthropological factors on the coastal domain has influenced the creation of the present landscape. Nevertheless, human contact has been restricted by declaring the area a Special Nature Reserve, limiting changes to the landscape to naturally- being preserved the original volcanic landscapes. This work focus on the Geomorphological aspect, based in field data with the support of morphometric, geochemistry, petrographical analysis and sedimentology.

Key words: Volcanic Geomorphology, Quaternary, Tenerife, Malpaís de la Rasca. Tenerife.

1. INTRODUCCIÓN

En este trabajo se analizan las principales unidades geomorfológicas del espacio que abarca seis conos de piroclastos, lavas escoriáceas procedentes de las extrusiones de dicho conjunto volcánico y la franja litoral comprendida entre Boca Cangrejo y el límite SE de las urbanizaciones en Palm-Mar. En el estudio geomorfológico es imprescindible mencionar los factores que influyen en el desarrollo de las formas, como también de los elementos que las modifican. Por ello se diferencian factores endógenos y exógenos, siendo el primero actividad volcánica y los segundos la meteorización, los procesos hídricos, eólicos, la acción marina actual y Cuaternaria (oscilaciones del nivel del mar), junto con la actividad humana reciente (< 500 años). La identidad geomorfológica viene dada por las lavas Pleistocenas y las acumulaciones de material piroclástico basáltico, que conforman conos volcánicos. En referencia a la costa, el material basáltico de las coladas ha sido modelado en pequeños acantilados, que se alternan con playas de callaos en las desembocaduras de las barranqueras; algunos de estos cordones de cantos corresponden a paleoformas cuaternarias. La costa de la Rasca pertenece al ámbito delimitado como Lugares de Interés Comunitario Teno-Rasca, siendo la franja de gran importancia paisajística, cuyo objetivo es conservar los elementos de interés natural y ecológico. Dentro de LIC Teno-Rasca, también está clasificada la parte sumergida de la costa, caracterizándose por su interés geológico y biológico. El ámbito delimitado y sus alrededores procedentes de la extrusión sálica del domo de Guaza, constituyen una franja costera del sur de la isla, que solamente cuenta con una urbanización Pal-Mar, siendo el ámbito territorial no urbanizado más extenso (Sabaté, 1993). No obstante, algunas formas presentes en el malpaís se deben a la acción humana, importante en el pasado. Ello dificulta un poco el estudio de formas originales de los volcanes de la Rasca.

2. ANTECEDENTES

El presente trabajo aborda el estudio geomorfológico de la parte meridional de la Isla de Tenerife, concretamente el Malpaís de la Rasca. La geología de Canarias ha sido estudiada en detalle. Los autores que hablaron sobre el origen de Canarias trataban de explicar la posible formación de las islas partiendo de diversas teorías. Una de las principales aportaciones fue la de Fúster *et al.* (1968) quienes establecieron las unidades volcano-estratigráficas conocidas como Series. Dichas unidades han sido modificadas en función de

la mayor disponibilidad de dataciones magnetoestratigráficas (Carracedo, 1979) y absolutas (Carracedo, 2011).

En cuanto a la geomorfología, hay diversos artículos que tratan de explicar el proceso de modelado de la tierra, de los cuales, el trabajo de Dóniz (2009) sirve de referencia a la hora de explicar la morfología y morfometría de los volcanes monogénicos de Tenerife. Fernández-Pello *et al.* (2005) en su estudio explican los procesos de modelado que condicionan la instalación de la vegetación en el ámbito de la Rasca.

3. OBJETIVO E HIPÓTESIS

El objetivo principal es el reconocimiento de las características geomorfológicas, apoyándonos en datos morfométricos, geoquímicos, petrográficos y sedimentológicos del Malpaís de la Rasca.

Este trabajo trata de reconocer la evolución que han experimentado los aparatos volcánicos y sus productos desde la formación, teniendo en cuenta las oscilaciones marinas Cuaternarias, los agentes morfoclimáticos, los procesos hídricos, volcánicos, etc.

Los objetivos principales serían:

- 1) Cartografiar las formas de relieve presentes en el área de estudio.
- 2) Describir los elementos morfológicos derivados de los procesos hídricos, gravitacionales, eólicos y marinos presentes en el ámbito.
- 3) Conocer la evolución morfogenética del ámbito a partir de *proxy data* y análisis sedimentológicos.
- 4) Delimitar la línea de las variaciones del nivel marino en Cuaternario.

La hipótesis de trabajo es considerar que dado el lapso de tiempo entre la construcción volcánica del Malpaís de Rasca y la actualidad, sobre él se han marcado las huellas de cambios climáticos y de nivel marino acaecidos a lo largo del Pleistoceno Medio y Superior.

4. FUENTES Y METODOLOGÍA

El estudio de la zona constó de un trabajo de gabinete en el que se recopilaron datos y bibliografía elaborada sobre el área. La consulta bibliográfica proporcionó la información geológica de la zona de estudio, con la cual, se ha elaborado un mapa previo empleando también la cartografía geológica del Instituto Geológico y Minero de España a escala 1:25.000 (IGME, 1978).

Ha sido fundamental el trabajo de campo, cuyos objetivos eran examinar el ámbito de análisis, conocer en detalle su morfología, como también recoger las muestras necesarias para diferentes tipos de análisis (petrografía en lámina delgada, geoquímica y sedimentología). Todas las muestras se georeferenciaron con un GPS Garmin con las coordenadas UTM. Se confeccionó una lámina delgada de roca volcánica en el laboratorio de la UDI de Edafología y Geología de la ULL. El estudio de la misma se realizó bajo el microscopio petrográfico Motic, modelo PM-20 existente en el laboratorio de Geomorfología de la UDI de Geografía de la ULL. El análisis geoquímico de una muestra pumítica se realizó en ActLabs (Ancaster, Canadá), consistiendo en la determinación de óxidos totales (representados en el diagrama TAS) y elementos traza.

Los estudios realizados en el laboratorio, cuyo objetivo era reconocer las características sedimentológicas de tres lugares de deposición arcillosa (las maretas), incluyeron los siguientes pasos:

- **Granulometría**
 - Pesado de las muestras.
 - Separación de elementos > 2 mm.
 - Determinación de la humedad.
- **Análisis textural**
 - Determinación de la textura con el método de Boyoucos (en la fracción < 2 mm).
 - Pesado de los 40 g de la muestra.
 - Adición de 50 ml de solución dispersante.
 - Agitación de la muestra (24 h).
 - Llenado de la probeta de la solución, añadiéndole agua destilada hasta alcanzar 1000 ml.
 - Agitado con varilla.

- Medición de la densidad y temperatura en las muestras y probeta de control a 1 minuto, 3 minutos, 10 minutos, 7 horas, 16 horas.
- Procesado de datos en el programa GRANULOC.
- **Color Munsell**
 - Reconocimiento del color en la tabla Munsell.
- **Materia orgánica**
 - Por LOI (Loss on Ignition) en horno a 550° C (2,5 h).
- **pH**
 - Análisis del pH de las muestras en solución acuosa (1: 2,5).
- **cE**
 - Estudio de la conductividad eléctrica del suelo en pasta saturada 1:1.
- **Carbonatos**
 - Determinación del contenido de carbonato cálcico en calcímetro de Bernard.

Tras las tareas llevadas a cabo en el laboratorio, el siguiente paso era la determinación de los aspectos morfométricos de los conos existentes en el área delimitada.

Con todas las referencias de los artículos, los datos morfométricos y los resultados de laboratorio, la siguiente tarea era la confección de cartografía, utilizando programas de SIG, como ArcGIS 10.2 y, tomando como base los mapas suministrados por GRAFCAN. Finalmente se ha elaborado la redacción de la memoria final.

5. CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL ÁREA DE ESTUDIO

5.1. Localización y delimitación espacial

El ámbito de estudio está situado en la parte más meridional de Tenerife, al suroeste de la isla. Pertenece al municipio de Arona y los núcleos poblacionales más cercanos al área delimitada son el Pal-Mar, en su lado noroeste, y el barrio del Fraile hacia el este. Dentro del área de estudio, se localiza la Reserva Natural Especial del Malpaís de la Rasca, que comprende 312,7 ha, junto con su franja litoral de 3 km de longitud, formando parte del LIC (Lugares de Interés Comunitario) de la Franja Marina Teno-Rasca. El área delimitada para el estudio geomorfológico y sedimentológico abarca un ámbito más amplio, englobando 5,98 km². El perímetro de la zona estudiada es de 14,230 km, pero la parte del litoral abarca unos 6,47 km de largo. El Malpaís de la Rasca está ubicado en el campo volcánico de San Lorenzo- Las Galletas, en la banda estructural Meridional con la

orientación de los volcanes N-S. Este campo volcánico pertenece a la unidad morfoestructural denominada Edificio Central Bandas del Sur, que se extiende desde el Pico de Guajara hacia el sur (mapa 1).

La franja costera de SE hacia el NO, abarca desde Boca Cangrejo (X: 334013; Y: 3098220; Z: 0), hasta llegar a la parte urbana, siendo una prolongación de la Calle Cernícalo (X: 332260; Y: 3100747; Z: 0). La zona de estudio se extiende hacia NNE del litoral, abarcando cuatro conos principales y dos menores. Desde el lado más meridional hacia el más septentrional, se extienden Montaña Pardela (54 m), Montaña Grande o Gorda (153 m), Montaña Aguzada (121 m). El cuarto edificio, Montaña La Caraba (114 m), está desplazado hacia el oeste de los conos, situándose entre Montaña Aguzada y Montaña Gorda. Los conos de piroclastos de menor diámetro, situados en la parte más lejana al conjunto de los conos principales son Montaña Boca del Cascajo y Montaña los Corrales.

El ámbito de análisis está compuesto por piroclastos basálticos, coladas basálticas y sedimentos de diversa procedencia. El área delimitada tiene su límite septentrional en las laderas del lado norte de los depósitos de piroclastos de Montaña Boca del Cascajo (134 m) y Montaña los Corrales (87 m). El Rincón de Guaza es el otro punto de límite del área de estudio (X: 334130; Y: 3101921; Z: 102;) y el cruce de Avenida El Palm-Mar con la carretera General Guaza-Las Galletas hace de otro punto de delimitación de la zona (X: 334522; Y: 3101942; Z: 59).

El límite costero está constituido por tramos acantilados de altitudes inferiores a los 30 m.

5.2. Características climáticas

En las Islas Canarias nos encontramos con múltiples factores que influyen en la creación de los contrastes climáticos. Entre ellos podemos destacar el anticiclón subtropical, la influencia de los vientos alisios (con la formación de la capa de estratocúmulos conocida como ``mar de nubes´´), la influencia del mar y la corriente fría de Canarias, la cercanía de las islas hacia el continente africano, como también el efecto del relieve, que juega un gran papel en la formación de microclimas (Marzol, 1983). El anticiclón de las Azores afecta en forma directa en las condiciones climáticas de las islas, aportando unas condiciones de estabilidad atmosférica, con altas presiones. Debido a la presencia de los anticiclones subtropicales, que generan los alisios, por la trayectoria de los vientos húmedos de componente NE, originan la nubosidad de forma de mar de nubes.

Dichas nubes de desarrollo horizontal bañan las laderas de los macizos de Canarias en la altura entre 600 a 1300 m de altitud (Marzol, 1983). La llegada del mar de nubes crea la lluvia ligera y humedad ambiental (Marzol, 1983). Otro componente que influye en el clima Canario es la consecuencia de la presencia de la corriente marina fría. El siguiente factor que determina las condiciones climáticas de las islas es la cercanía hacia el continente africano, que aporta aire cálido y seco, a veces también trayendo consigo polvo en suspensión, conocido como “calima”. El último de los factores nombrados anteriormente es el efecto de la orografía, que por la variedad de la topografía de las islas, diferencia zonas con mayor porcentaje de la precipitación, insolación, temperatura, etc. Tenerife es una isla muy compleja en su orografía, en la que las altas montañas en el interior de la isla dividen las vertientes de la isla en dos. El lado septentrional es el obstáculo para los alisios, siendo la vertiente de barlovento, mientras la vertiente Sur es la parte más protegida de los vientos y de los aportes de la humedad por los vientos de componente NE o NO.

La vertiente meridional es la parte de la isla que menor cantidad de precipitación recibe. La reducida llegada de la precipitación, la escasa nubosidad, afección del aire caliente del Este y la alta insolación, crean un microclima peculiar en esta zona de Tenerife. Al estar a sotavento, está más protegida de las entradas del aire húmedo. Todos los factores que actúan en el ámbito estudiado se traducen en las condiciones climáticas existentes en dicha zona. La Punta de la Rasca presenta los valores pluviométricos más bajos de toda la isla; la media anual de la precipitación (1945-1980) era de 97,9 mm (Marzol, 1988).

A partir de los datos obtenidos por la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), desde los años 1978-2010, en el Aeropuerto Sur Reina-Sofía junto con los datos especulativos con el programa CLIMATOL (datos del aeródromo del Médano), de 1961-1978, hemos elaborado un diagrama ombrotérmico de Gausson (figura 1).

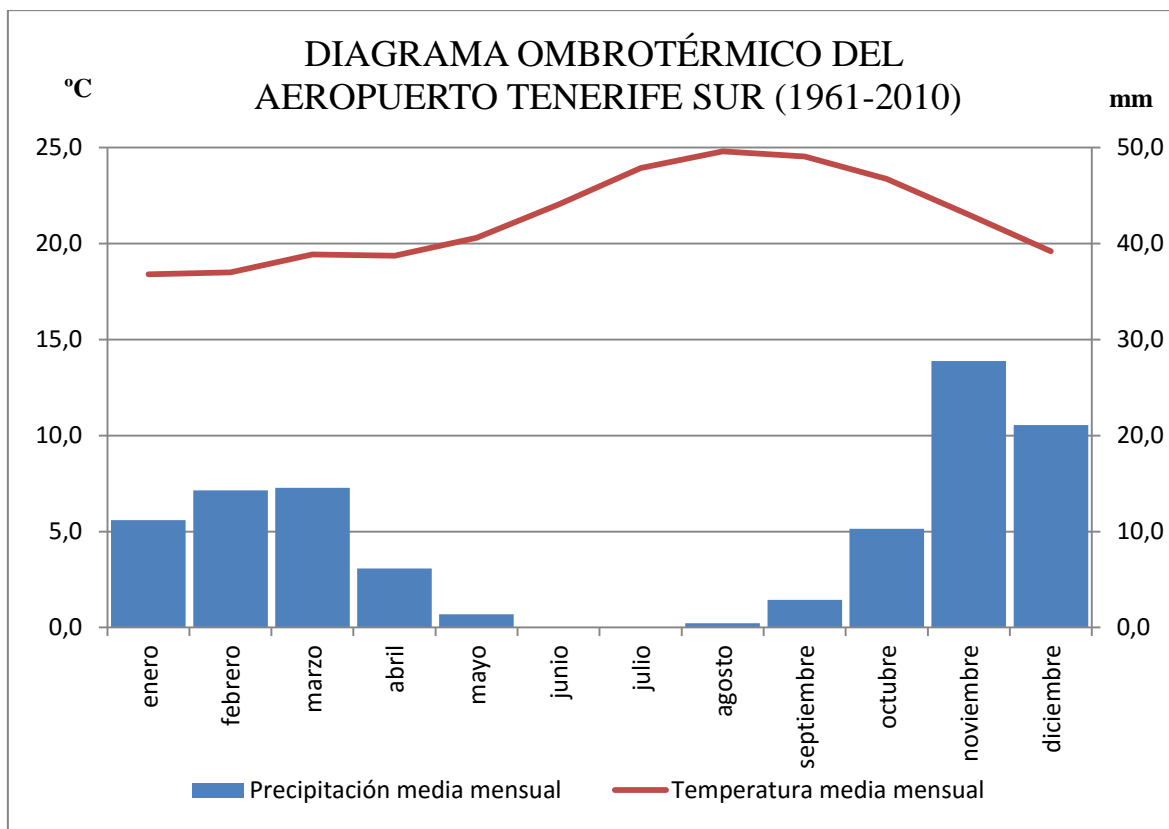


Figura 1. Diagrama ombrotérmico de Gausson de la estación meteorológica del Aeropuerto Tenerife Sur. Elaboración propia, datos de AEMET.

Como se puede observar en este gráfico, las precipitaciones nunca superan a las temperaturas, lo que indica un período de sequedad que abarca todo el año. La temperatura media mensual de un período de 49 años, es de 21,3°C, las temperaturas más altas se registran en los meses de agosto y septiembre, con una temperatura media en torno a los 24°C, mientras que las temperaturas más bajas se producen en los meses de invierno, en enero y febrero, llegando a registrar unos valores de 18°C de media. La precipitación media en el período de los 49 años apenas supera los 110,1 mm al año, lo que permite suponer unas condiciones de gran aridez en la zona de Malpaís de la Rasca. Los meses en los que más llueve son noviembre y diciembre, que coinciden con la llegada de la inestabilidad atmosférica a las Islas Canarias. En los meses de junio, julio y agosto apenas se registra precipitaciones, habiendo años en los que no ha llovido ni una gota durante el verano. La humedad relativa supera los 65 %, esto se debe a la cercanía hacia la costa, donde el mar aporta la humedad. La insolación representada a lo largo del período estudiado indica una media de 2.600 horas del sol al año, la nubosidad es poco significativa en estos ámbitos de sotavento.

El microclima creado en la zona del Malpaís de la Rasca es el resultado de un conjunto de factores que crean las condiciones de aridez como, temperaturas elevadas todo el año, escasa precipitación, elevada insolación, etc. Estas condiciones climáticas son propias de las franjas litorales de vertiente a sotavento.

5.3.Aspectos vegetales

La distribución de la vegetación del ámbito estudiado está determinada por un conjunto de factores. Entre ellos, destacan elementos de índole natural -topoclimáticos y topoedáficos- y otros de origen antrópico (Fernández-Pello *et al.*, 2005). Los factores de naturaleza física tienen diversos orígenes, sean factores geomorfológicos, climáticos o topográficos, que dificultan y ralentizan el crecimiento de la vegetación. La actividad antrópica ha influido en la configuración del paisaje vegetal en la zona de la Rasca. La creación de las terrazas de cultivo, ganadería y otras actividades humanas presentes en el ámbito, ha originado la presencia de la vegetación de sustitución, de especies introducidas por el hombre, como comunidades ruderales.

Por tanto, considerando todos los factores que influyen en el desarrollo de la vegetación, la variedad de especies en el malpaís es reducida. La textura de las lavas *aa* favorece el crecimiento de los líquenes que encuentran en las coladas un medio favorable para su desarrollo. La presencia del matorral de plantas halófilas y xerófilas es lo más común de los ámbitos semiáridos, con presencia de marecía y altas temperaturas.

En los conos y las coladas predomina la tabaiba dulce (*Euphorbia balsamífera*), seguida por la presencia del cardón (*Euphorbia canariensis*). Estas dos especies predominan en todo el conjunto del Malpaís, ya que son especies que soportan bien las condiciones climáticas existentes (mapa 2). Junto a ellas, les acompañan otras especies de escasa relevancia, por ejemplo: el balo (*Plocama pendula*) y espino de mar (*Lycium intricatum*). La tabaiba dulce al soportar mejor la salinidad ambiental que el cardón, es la especie más abundante en la zona más cercana a los frentes costeros. Junto a ella, en la parte más próxima a la costa, se instala el tomillo marino (*Frankenia kaevis*) y la siempreviva de la mar (*Limonium pectinatum*). Dichas especies de matorral halófilo costero están siendo interrumpidas en algunos tramos por el matorral de sustitución herbáceo, que se desarrolla en los tramos más transitados por el hombre, coincidiendo con los senderos (Fernández-Pello *et al.* 2005). Las plantas rupícolas presentes en la primera

línea de mar son el tomillo marino y la uva de mar entre otras. El mayor protagonismo de la tabaiba dulce se observa en la parte basal de las laderas de los conos, donde el proceso de acarreo condiciona la llegada de finos (Fernández-Pello *et al.* 2005).

En las hondonadas de las coladas o en los espacios de antiguos cultivos, donde el sustrato depositado es mayoritariamente arcilloso, la instalación de la vegetación es muy dificultada. Debido a la impermeabilidad del sustrato, las zonas de depósitos de arcillas se encharcan. La entrada de la vegetación comienza en las partes externas de los llanos, en los que la tabaiba dulce, acompañada de aulaga, balo, tunera y espino de mar, empiezan a colonizar estos espacios (Fernández-Pello *et al.* 2005).

5.1. Actividades antrópicas

El ámbito del Malpaís de la Rasca se caracteriza por ser una franja costera, en el sur de Tenerife con mayor superficie del espacio no urbanizado (Sabaté, 1993). Las condiciones ambientales desfavorables que caracterizan dicha zona han proporcionado poco aprovechamiento del mismo, que conducía a la mayor preservación del ámbito. A pesar de la actividad humana reducida en este ámbito, la antropización que ha sufrido el Malpaís, es un factor, que hay que tener en cuenta. Existían diversos usos del espacio, como el pastoreo, la agricultura, las explotaciones mineras, que en diferentes siglos han tenido mayor importancia.

La agricultura fue el aprovechamiento que mayores consecuencias paisajísticas ha creado en el espacio. Debido a las condiciones de aridez, los cultivos se concentraban solamente en La Laguneta y los llanos arcillosos (las maretas). Se cultivaban cereales, como la cebada y el trigo; las leguminosas: chicharros, lentejas; plantas barrilleras silvestres, con el fin de elaborar la sosa y forraje para el ganado (Sabaté, 1993). El cultivo de tomate era el alimento que más destacaba en la producción de todo el Malpaís. Actualmente en la zona de La Laguneta, se ha introducido los viñedos y los cultivos de papas.

En el ámbito de estudio, se encuentran antiguos refugios de piedra, que indican, que el pastoreo ha sido una actividad presente en épocas anteriores. La actividad ganadera era de carácter itinerante, en la mayoría, la ganadería caprina, aunque también ovina. El pastoreo ha desaparecido totalmente del Malpaís de la Rasca.

Otra actividad antrópica que ha causado un gran impacto ambiental en la Reserva Natural, ha sido la extracción de áridos. La excavación más importante se produjo en el

lado NE de Montaña Grande o Gorda, en la que, debido a la pérdida del material, se formaron los taludes verticales de más de 100 m (Sabaté, 1993).

Debido a la variedad de los aprovechamientos del espacio por el hombre, creando una diversidad del paisaje, la Administración Pública ha tenido que actuar, para poder conservar el Malpaís, como un lugar donde hacer deporte y tener mayor contacto con la naturaleza. Por lo tanto, debido a los efectos negativos que generaba la actividad cinegética, como la proliferación de basuras, se ha prohibido dicha actividad en la Reserva Natural Especial del Malpaís de la Rasca.

Anteriormente se aprovechaba el litoral para la recolección de las lapas, burgados y peces en los charcos creados en bajamar (Sabaté, 1993). Actualmente, aquella actividad ya no se efectúa, los aprovechamientos del litoral se limitan a ser de carácter deportivo, como la pesca con la caña.

Hasta el día de hoy se pueden observar otras actividades, que son: apicultura, observaciones de avifauna, recorridos con bicicleta de montaña, senderismo, acampadas, etc. La observación de avifauna es una actividad muy presente en la zona estudiada, ya que ha sido declarada como la Zona de Especial Protección para las Aves (ZEPA).

Según los datos del Centro de Gestión Catastral y Cooperación Tributaria, la estructura de la propiedad es mayormente privada, con algunos casos de propiedad pública, como el Faro de la Rasca.

El Faro de la Rasca se encuentra en el lado SE del ámbito delimitado, en las cercanías de los salientes denominados Punta del Faro (X: 333360; Y: 3098474; Z: 16). El Faro ha sido construido en el año 1898 (Faro antiguo) y posteriormente levantado y restaurado en el año 1978.

6. INTRODUCCIÓN A LA GEOLOGÍA DE TENERIFE

El origen de las Islas Canarias y las teorías acerca de su formación han sido el motivo de polémicas durante décadas. Se han formulado diferentes teorías sobre la aparición de las islas volcánicas de las cuales hay tres hipótesis más destacables: La teoría de los bloques levantados, la suposición de una fractura propagante desde el Atlas hacia la zona de Canarias y la hipótesis de Punto Caliente.

En ambas teorías anteriormente nombradas (teoría de los bloques levantados y la suposición de una fractura propagante desde el Atlas) hay un hueco que no termina de convencer a los científicos. Las dos hipótesis suponen un ascenso del magma por la pluma

del manto, lo que se ve reforzado por los procesos tectónicos (orogénesis y deriva continental). Sin embargo, existe una teoría basada en Punto Caliente, en la que no tiene que haber ninguna fractura en la litósfera, ni siquiera ningún levantamiento de los bloques de las placas, para poder originarse el volcanismo. La teoría de Punto Caliente desarrollada por Carracedo no se contradice con los principios básicos de la geología. La teoría del Punto Caliente no requiere ninguna fractura en la superficie, ya que es capaz de generar una fisura por sí sola. Para que la teoría del Punto Caliente sea fiable, la placa litosférica tiene que presentar rasgos de vulnerabilidad (ser delgada y con un lento desplazamiento), así, el magma ascendente atraviesa la litosfera, generando fisuras y liberando la pluma del manto (Carracedo, 2011). Las Islas Canarias, al localizarse en la placa litosférica de África, tiene una velocidad de desplazamiento muy lenta (1,2 a 2,5 cm/ año), aunque tenga mayor espesor de la litosfera, tiene la vulnerabilidad elevada (Carracedo, 2011). Debido al desplazamiento de la dorsal Atlántica, la fuente de magma se mantiene constante, pero las placas de litosfera se desplazan, originando una sucesión de formación de las islas según su distribución de este al oeste (Carracedo, 2011). Así, la alineación de las Islas del Archipiélago Canario y su ordenación según la edad se ve explicada gracias al lento, pero continuo movimiento de las placas litosféricas.

Por supuesto, existen los argumentos en contra que no permiten aceptar la teoría de Punto Caliente por completo. Como el ejemplo se menciona las erupciones en Canarias que están distribuidas por todo el Archipiélago mientras, que en las islas originadas por Punto Caliente, tienen erupciones sucesivas espacialmente. La alineación de las erupciones debería haber sido desde las islas que emergieron como las primeras en el lado este de las Islas Canarias, hasta las más occidentales, donde actualmente se concentra la fuente de pluma de manto (Carracedo, 2011).

Sin embargo, la teoría de Punto Caliente es la que mayor probabilidad tiene a la hora de explicar el volcanismo de Islas Canarias. Al estar rodeado por otros Archipiélagos de la Macaronesia, que su origen se debe al volcanismo de la pluma de manto, tiene mayor posibilidad de compartir los rasgos de la formación con los demás.

Las dataciones de los materiales más antiguos en las Islas indican, que su formación en la Provincia Volcánica Canaria (PVC) empezó hace unos 68 millones de años (isla Lars), de los cuales los últimos 20,2 Ma definen la actividad volcánica emergida de las islas actuales (Carracedo, 2011). Las primeras islas aparecieron en el lado este de Canarias. De

las islas emergidas, Fuerteventura y Lanzarote son las más antiguas (20,2 Ma), representando rasgos de gran erosión a la que han sido expuestas durante millones de años.

UNIDADES VOLCANOESTRATIGRÁFICAS	
Fúster <i>et al.</i> (1968)	Carracedo (2011)
Serie IV	Series Basálticas Recientes o Modernas
Serie III	
Serie II	
Serie I	Serie Basáltica Antigua

Tabla 1. Unidades volcanoestratigráficas según Fúster *et al.* (1968) y Carracedo (2011). Elaboración propia.

De otro lado del Archipiélago, las islas más occidentales son las más jóvenes, presentando actividad volcánica hoy en día (erupción en la Restinga en el año 2011). Existen también islas que son de edad intermedia y se encuentran en la parte central del Archipiélago (Anguita *et al.*, 2002). Las demás islas, Paleocanarias, han ido retrocediendo debido a la erosión, dejando formas de montañas submarinas, de las cuales, solamente Islas Salvajes siguen estando por encima del nivel marino (Carracedo, 2011). Las Canarias Actuales (emergidas), desde hace 20,2 Ma presentan la actividad eruptiva con la dirección NE-SO (Carracedo, 2011).

La formación de Tenerife empezó hace unos 11,7 Ma (Carracedo, 2011). Su creación se ha generado durante tres fases principales (Carracedo, 2011), entre las que se intercalan largos períodos de reposo. Durante la primera etapa de su formación, se han generado los complejos basales, que hacen de sostén de la isla. Se caracterizan por ser un conjunto de rocas plutónicas y materiales basálticos de los diques, por los cuales había ascendido el magma en la fase sumergida (Anguita *et al.* 2002). Estos materiales volcánicos están mezclados con los sedimentos de origen submarino (Anguita *et al.* 2002). La segunda etapa es la aparición de los volcanes en escudo, que se conocen como Teno, Anaga y Roque del Conde, localizándose respectivamente en los lados noroeste, noreste y sur de la Isla de Tenerife (Romero, 1991). Tras la etapa secundaria de la aparición de los primeros volcanes emergidos se produjo un largo período de reposo, durante el cual disminuyó la actividad volcánica (Carracedo *et al.* 2004). Tras la etapa de calma, empezó la actividad

volcánica que ha originado el Edificio Cañadas en la parte central de la Isla. Este edificio volcánico ha originado una enorme caldera (Carracedo *et al.* 2004). En la última fase de formación de la isla de Tenerife, se produjo una gran actividad de las dorsales volcánicas y la aparición del edificio central del Teide (Carracedo *et al.* 2004). La fase que terminó de construir la isla se caracterizó por la actividad de los volcanes recientes cuyas formas podemos observar en buena parte de la superficie de la isla. Dicha actividad volcánica, denominada también Serie IV en la cronoestratigrafía planteada por Fúster *et al.* (1968), agrupa los aparatos volcánicos de edad desde los 0,01 Ma hasta la actualidad (Dóniz, 2009). Mientras, que los procesos de formación de la Isla que han ocurrido antes de la Serie IV son la Serie III (0,69- 0,01 Ma.) y la Serie II (1,6-0,69 Ma.).

Las unidades volcanoestratigráficas conocidas con el término Serie presentan inconvenientes debido a las diferencias de edad que se presentan entre las distintas Series en cada isla. Por lo tanto, la denominación de las fases de formación de las islas aplicadas en los estudios de Carracedo (2011) abarcan las Series II, III y IV en un conjunto de las Series Basálticas Recientes o Modernas, mientras que la Serie I se denomina Serie Basáltica Antigua. De esta forma, para referirnos a las fases de formación de los volcanes de la Rasca, usaremos el término de las Series Basálticas Recientes o Modernas en Fase de Rejuvenecimiento (tabla 1).

La distribución de los volcanes en Tenerife está estrechamente relacionada con las bandas estructurales que caracterizan los rumbos de erupciones en todas las islas del Archipiélago. Los *rift* volcánicos son las fisuras por las que se liberaba el material volcánico, dejando conjunto de conos, alineados en la dirección de la fisura que los ha generado (Dóniz, 2009). En la Isla de Tenerife, las tres bandas con los diferentes rumbos NE, NO y S se han sobrepuesto, por lo cual se explica el gran volumen y altitud del estratovolcán del Teide. Por el contrario, las características de los volcanes en cada una de las bandas o *rift* estructurales representa rasgos como la distribución espacial de los aparatos volcánicos, su altitud media, la orientación o el agrupamiento (Dóniz, 2009).

Mientras las dos bandas estructurales NO y NE se caracterizan por tener rasgos semejantes en formación por una única fisura tectónica, la banda Meridional está compuesta por los conjuntos volcánicos que tienen las fisuras en diferentes rumbos NE-SO, NNE-SSO, NO-SE (Dóniz, 2009). Por lo tanto, representa también un rasgo característico para estas fisuras ortogonales, que la diferencia entre otras dos bandas

estructurales. Tiene mayor anchura, la extensión transversal y menos desarrollo longitudinal (Dóniz, 2009). El mismo autor explica, que la distribución de los conos volcánicos también es una característica especial para dicha banda estructural, ya que los conos se organizan en forma menos cerrada, con una mayor extensión espacial.

7. GEOLOGÍA DEL MALPAÍS DE LA RASCA

7.1 Materiales emitidos en el ámbito de la Rasca

El Malpaís de la Rasca se localiza en la banda estructural Meridional. Está asociada a los conjuntos volcánicos de la zona desde la Montaña Guajara, que es la parte externa septentrionalmente, hacia sus extremos meridionales, donde se encuentra el ámbito de estudio. Se sitúa en el Campo Volcánico de San Lorenzo - Las Galletas (Dóniz, 2009), siendo el conjunto de los edificios volcánicos situados en la parte más al sur de la Isla.

Los edificios volcánicos del Malpaís de la Rasca pertenecen a un episodio de la formación de las Series Basálticas Recientes, que se instala en un período de tiempo entre 0,78 a 0,01 millones de años (Dóniz, 2009). Al localizarse en el *rift* volcánico de las Bandas del Sur, donde los volcanes de la Serie Basáltica Reciente son más abundantes que en otras bandas estructurales (Dóniz, 2009), presentan una cierta heterogeneidad en sus alineaciones. Aun así, los aparatos volcánicos de la zona estudiada, están distribuidos de forma paralela a la fisura del *rift* volcánico Bandas del Sur, en el sentido NNE-SSO. Durante la serie Pliocena que caracteriza el origen de dichos aparatos volcánicos, es decir, después de la Serie I y II de la formación de la Isla, y su gran erosión en el Plioceno, han ocurrido episodios de gran actividad eruptiva, generando los volcanes recientes con conos bien conservados (Coello, 1985). Tras el episodio de la gran erosión en el Plioceno, los materiales emitidos han sido de naturaleza basáltica, salvo en el edificio central donde predominan materiales sálicos, las características de las erupciones varía muy poco en todo el conjunto de los volcanes de las Series Basálticas Recientes (Romero, 1991). Interrupciones eruptivas de carácter básico han sido afectadas por las intrusiones de los materiales sálicos, así la Montaña de Guaza combina los materiales, siendo principalmente coladas traquíticas y fonolíticas en el lado orientado al sur y los demás materiales, siendo los depósitos de aglomerados traquítico-fonolíticos. Al tener unos 928 Ka (Carracedo *et al.* 2007), Montaña de Guaza es claramente anterior a los volcanes de la Rasca, lo que es

evidente al observar la superposición de los materiales de naturaleza básica en el lado NE del citado domo.

El conjunto volcánico del ámbito de estudio presenta polaridad geomagnética positiva, de Época Bruhnes, que abarca desde 0,78 Ma hasta hoy (Carracedo, 2011). El conodomo de Guaza ha sido formado durante la época geomagnética de Matuyama, caracterizándose por ser de polaridad inversa. Sin embargo, el evento de inversión de la polaridad geomagnética durante la polaridad Matuyama, denominado Evento Jaramillo, coincide con la formación de dicha montaña. Por lo tanto la Montaña de Guaza, a pesar de formarse durante la Época Matuyama, tiene la polaridad normal (Carracedo, 2011).

El método aplicado K/Ar se utiliza para conocer la edad exacta de las rocas ígneas y metamórficas, gracias al proceso de la transmutación de ^{40}K en ^{40}Ar , conociendo así, el ratio descendente del isótopo inestable ^{40}Ar (1.250 Ma). Ahora bien, sabiendo que el domo de Guaza tiene la edad de 928 Ka, teniendo en su lado NE de las mesas de Guaza el material básico, sobrepuesto, perteneciente a los volcanes de la Rasca, sabemos, que su edad exacta es más joven que la Montaña de Guaza. Carracedo y Socorro (2003) han datado Montaña Gorda, con el método K/Ar dando una edad de 323 ± 6 Ka.

Por tanto, el área cubierta por lavas escoriáceas, es de superficie muy áspera y desigual. Está compuesta por basaltos, cuyas características petrográficas han sido estudiadas en lámina delgada bajo el microscopio petrográfico, ayudándonos en la identificación con atlas de mineralogía (Mackenzie & Guilford, 1996). Con nicoles cruzados observamos un basalto muy vacuolar, con abundantes cristales de plagioclasa (microcristales alargados). También se aprecian opacos (posiblemente magnetitas, minerales de hierro, opacos) y olivinos, de color amarillo/ naranja parcialmente alterados. La mayor parte de las lavas del Malpaís de Rasca puede ser clasificada como basaltos con textura holocristalina, en la que se observa una masa vítrea y otra cristalina con fenocristales bien desarrollados. Los cristales son de tamaño pequeño (hipocristalino), pero fácilmente identificables al microscopio; por tanto, el basalto tiene una estructura microclitalina.

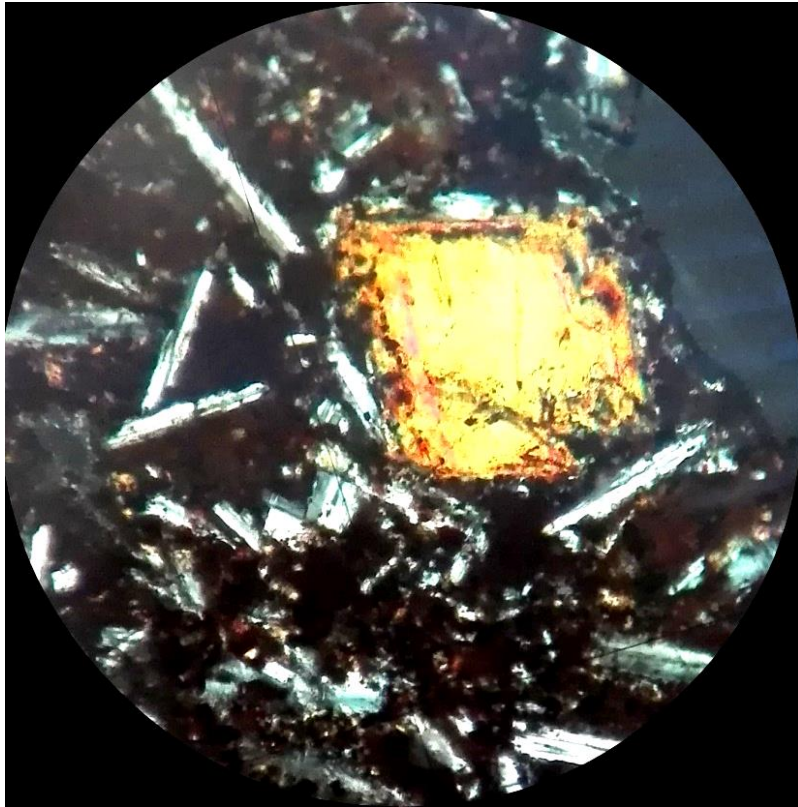


Figura 1. Lamina delgada de muestra recogida en Malpaís de la Rasca (X: 333760; Y: 3100995). Elaboración propia.

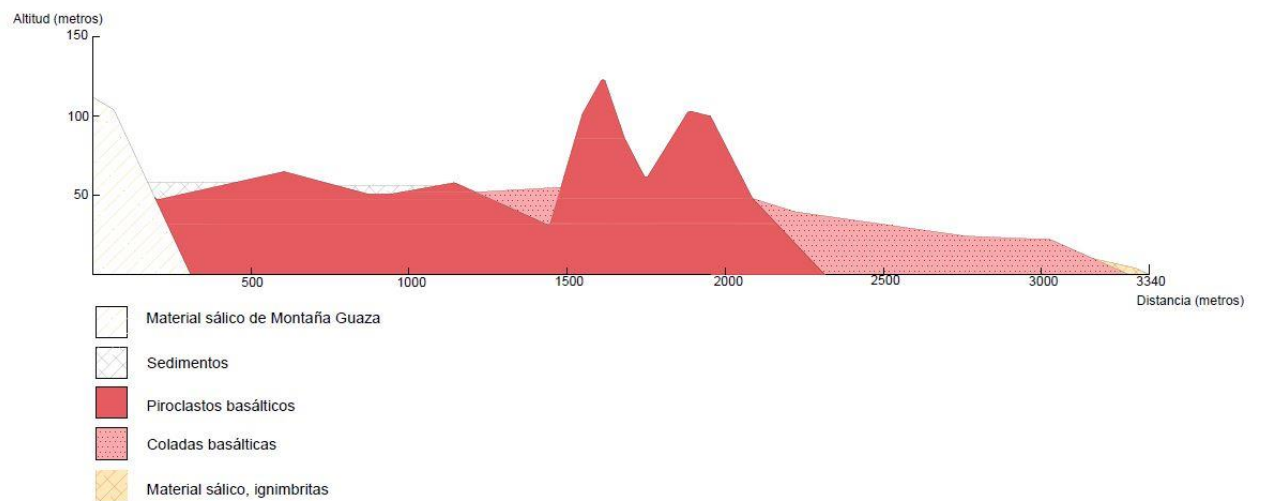


Figura 2. Perfil geológico del Malpaís de la Rasca. Elaboración propia.

7.2 Ignimbritas

En la zona también hemos localizado piroclásticos pertenecientes del edificio Las Cañadas, se trata de coladas piroclásticas de la Serie Cañadas Superior o Cañadas III (Coello, 1985) emitidas desde el edificio central de la isla entre 1,56 Ma y 0,17 Ma (Carracedo, 2011).

La franja litoral de la Rasca, aparte de caracterizarse por la presencia de las coladas basálticas en su mayor parte, también contiene depósitos de ignimbritas procedentes de las extrusiones sálicas en las proximidades. Aquellos depósitos corresponden a la formación de la pared de Diego Hernández, hace entre 196 y 171 Ka, cuando ha sido emitido 20 km^3 de material (Wolff *et al.* 2000). Dichos elementos se habían liberado hacia el Sur y sureste desde el centro de emisión, depositándose como sedimentos en la zona de Roque. Las ignimbritas tienen un espesor que llega a alcanzar unos 3 m, caracterizándose por ser de color gris pálido. Las pumitas se habían depositado tras un período de erupción explosiva pliniana (Wolff *et al.* 2000). En la superficie de las pumitas también se puede observar la influencia de la marecía, que deposita la sal en las oquedades y como también la acción hídrica, que erosiona las ignimbritas del litoral de la Rasca.



Figura 3. Imagen de las ignimbritas en la costa de la Rasca. Monika Przeor, 2016.

Según los datos geoquímicos de la muestra RP 1 (X: 333271; Y: 3100334; Z: 7), el contenido de SiO₂ representa un 57,19 % y la suma de Na₂O y K₂O dio un 10,28 %. Esto indica que nos encontramos con traquiandesitas, el material que representa una deposición de las ignimbritas de la formación Los Abrigos Member. Los depósitos de Abrigos pertenecen a la tercera y última de las fases de la actividad de Diego Hernández (denominado DH III), que depositaron pumitas, con intercalaciones de sienitas (Wolff *et al.* 2000).

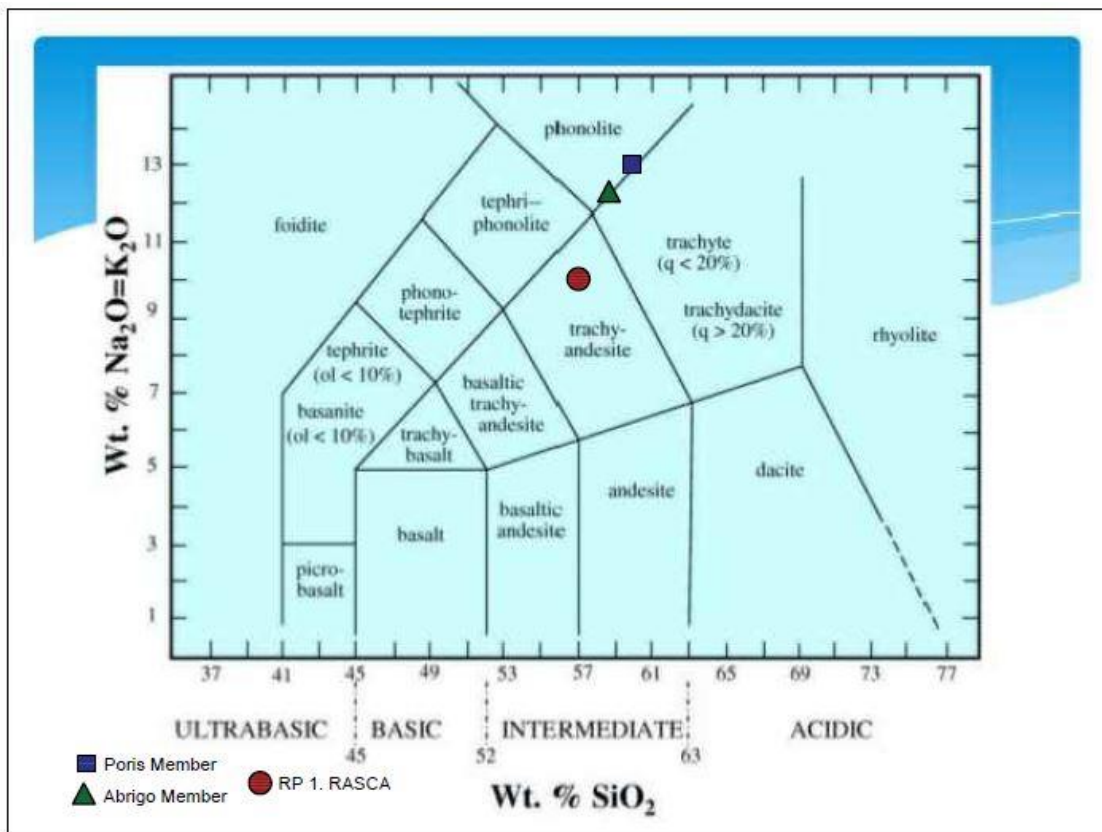


Figura 4. Diagrama TAS para ignimbritas depositadas en el Malpaís de la Rasca, El Poris y Los Abrigos. Elaboración propia.

La similitud de la muestra tomada de la Rasca con los testigos que pertenecen a los depósitos de Poris y Abrigos se señala en el diagrama TAS. Las dos muestras, en sus resultados de geoquímica representan valores de SiO₂ y Na₂O con K₂O cercanos a los valores obtenidos tras el análisis geoquímico de las pumitas de la costa de la Rasca. Los valores de Zr de las tres muestras no se diferencian de forma muy importante. Las ignimbritas representan un 1075 ppm para el Abrigo Member, el Poris 1209 ppm y las de la Rasca son de 1145 ppm, por tanto no es posible determinar cuál de las muestras es más

cercana a la muestra analizada dirigiéndonos con los valores de zirconio. Para poder asignar la muestra con uno de los miembros de depósitos pumíticos, hay que tener en cuenta valores obtenidos de Ba. Las ignimbritas depositadas como Poris Member se caracterizan por tener valores de Ba muy bajos (Wolff *et al.* 2000), con lo que la muestra de Poris es de 42 ppm, mientras que la de Los Abrigos representa valores más altos, de 360 ppm. La zona de la Rasca, en la que se ha elaborado el análisis geoquímico, tiene valores de Ba similares a los depósitos de Los Abrigos. Por tanto, la similitud de los elementos químicos de Abrigo Member con los de La Rasca hace, que podemos asignar las muestras tomadas de la zona de estudio a los depósitos en Los Abrigos.

8. CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL MALPAÍS DE LA RASCA

8.1. Geomorfología

En este apartado examinamos las formas que derivan de la acción de los agentes exógenos y endógenos en el ámbito estudiado. En el Malpaís de la Rasca, diferenciamos las morfoestructuras volcánicas, siendo productos de la acción endógena, como también formas de modelado derivadas de los procesos de meteorización, fluviotorrenciales, gravitacionales y formas litorales vinculadas a la acción marina.

8.2 Geomorfología estructural

La zona analizada del Malpaís de la Rasca está constituida por seis edificios volcánicos principales, otros centros de emisión de menor tamaño, y las coladas volcánicas emitidas por ellos. Pertenecen a episodios de proyección de los materiales en cada uno de los centros emisores. Son los conos de piroclastos que durante su formación han experimentado las erupciones estrombolianas, cruzándose las erupciones explosivas y efusivas (Fernández-Pello *et al.* 2005). Los depósitos piroclásticos se han acumulado alrededor de las bocas eruptivas. La deposición de los lapilli y otros materiales piroclásticos en torno a los conos, ha originado notables pendientes, de las cuales, Montaña Gorda, Montaña Aguzada y Montaña la Caraba llegan a presentar hasta unos 27,9° de la inclinación de las laderas, ocupando unos 2,6 % de la superficie de la Reserva Natural (Plan Director de la Reserva Natural Especial del Malpaís de la Rasca, 2004). El resto del conjunto, un campo extenso de las coladas escoriáceas que representa el 57 % de superficie, muestra valores de pendiente muy pequeños (mapa 3).

En el estudio de los conos del Malpaís de la Rasca se trata de definir la geomorfología de los conos pertenecientes al área delimitada. Para ello, cabría citar los edificios volcánicos analizados. Son principalmente: Montaña Aguzada, Montaña la Caraba, Montaña Gorda y, Montaña la Pardela. Aparte de los volcanes de tamaños superiores (54-151 m), existen las montañas de piroclastos que, por su localización y lejanía no se consideran pertenecientes al ámbito de la Reserva Natural Especial del Malpaís de la Rasca (mapa 4). Montaña Boca del Cascajo y Montaña Los Corrales, son las acumulaciones piroclásticas, de la Serie Basáltica Reciente, formadas en el mismo período de tiempo que las montañas de la Rasca. La alineación de dichas acumulaciones es la misma que la de las montañas de la zona analizada (NNE-SSO). Además, se sitúan en el lado SE encima de las Mesas de Guaza.

Ahora bien, sabiendo que el domo de Guaza ha sido el primero en instalarse, las dos montañas citadas, más cercanas al domo, se han originado con posterioridad al domo sálico de Guaza. De igual forma, aplicando la ley de la superposición de los estratos (Ley de Steno), observando el grado de erosión y el número de barranquillos en cada uno de los edificios volcánicos, podemos reconocer la secuencia temporal de cada uno de los centros emisores (Fernández-Pello *et al.* 2005). Dichos autores deducen que Montaña Gorda fue la primera en formarse, basándose en el grado de desarrollo de la red de barranqueras y cárcavas. Así, cuanto mayor es su densidad, mayor sería la edad del cono analizado, aunque quizás haya también un factor litológico al desarrollar las cárcavas sobre piroclastos de posible origen freatomagmático, más débiles que las escorias soldadas que aparecen en el resto de los conos. Más tarde debió originarse la Montaña Aguzada, con su enorme cráter. Encima del cráter de La Laguneta, en el lado occidental de la misma, se apoyan los materiales que forman Montaña la Caraba (Fernández-Pello *et al.* 2005) La última en formarse sería Montaña la Pardela, emitiendo las coladas que hoy en día tienen como característica haber sido más fluidas, están en mejor estado de conservación, más compactadas y menos rugosas (Fernández-Pello *et al.* 2005) (mapa 5).

A la hora de formarse un cono volcánico, la acción del viento, la topografía y la inclinación del conducto eruptivo no son los únicos factores determinantes. Según Romero (1991), en la forma de los conos interfieren también: la composición química del magma, la distribución de las fracturas, las características hidrológicas, estilo y evolución de la dinámica, la duración del período activo, etc.

Ha habido dos ciclos de formación de la Montaña Aguzada. En la primera parte, el proceso eruptivo ha sido poco violento, originando un pequeño cono de escorias soldadas, cuya parte oriental se ha conservado hasta día de hoy, que es la cima de la Montaña Aguzada (Fernández-Pello *et al.* 2005). La segunda parte de la formación ha sido hidromagmática. Una gran explosividad ha proyectado una parte del cono anteriormente originado, dejando solamente el borde del cráter con una altura de unos 70 m (Fernández-Pello *et al.* 2005) formando un “*maar*”. Según el Plan Director, después de la gran explosión, se ha originado un lago de magma en el interior del cono, cuyas lavas se derramaron hacia el este (Plan Director de la Reserva Natural Especial del Malpaís de la Rasca, 2004). Debido al menor aporte de lava, el lago descendió su nivel, creando así una depresión en el centro del cráter de forma anular. Este ha sido ocupado por el agua de la lluvia y, posteriormente liberado para los fines agrícolas en su interior (Plan Director de la Reserva Natural Especial del Malpaís de la Rasca, 2004).

En el caso de la Montaña La Caraba, la emisión de los derrames lávicos ha sido a favor de la pendiente mientras, que en el caso de la Montaña Pardela y Montaña Gorda, la forma de herradura típica fue originada por la acción eólica (Dóniz, 2009). La orografía también puede ejercer un papel importante en la dirección de los flujos de lava, aunque son mayores sus efectos en los ámbitos de topografías más abruptas. Junto con los dos factores anteriormente nombrados, la inclinación del conducto eruptivo es uno más de los elementos que decide la dirección de los materiales emitidos y de la forma del cono. De este modo, debido a la acción eólica, Montaña Gorda se formó con unas características de cráter de herradura típica, con un diámetro de 380 m y la separación entre los brazos de unos 190 m. La apertura del cráter se dirige hacia el este y el perímetro del cono tiene unos 2.322 m de largo. Montaña La Pardela, siendo también un cono de herradura típica, presenta un diámetro de 176 m, abarcando un perímetro de 1.082 m. El derrame de los materiales ha sido hacia el sur, abriendo el cráter en la parte meridional del cono.

A simple vista, la densidad de los conos volcánicos en el área estudiada es significativa, ya que en un espacio de 5,98 km², los conos de piroclastos ocupan unos 1,39 km², suponiendo unos 23,2 % de todas las estructuras volcánicas en el área de estudio. La densidad de los aparatos volcánicos en la zona de estudio es de 0,23 conos/km². Este parámetro se refleja en un estudio de Javier Dóniz (2009), en el que explica, que cuanto menor es el número de aparatos volcánicos por km², mayor es la separación de los conos. Para entender bien esta propuesta teoría, hay que tener en cuenta otro parámetro, que es la

distancia media de los conos volcánicos. En el área de estudio, dicha longitud de separación es de 300 m aproximadamente. Acertando con la propuesta de Dóniz, la distancia entre los conos no es muy pequeña, ya que la densidad de los aparatos volcánicos en la zona supera solamente unos 0,23 conos/km². Es un valor de densidad superior a lo que representa el Valle San Lorenzo con una superficie de 877,25 km² (el límite septentrional está el el Barranco de Erques, mientras que el límite meridional llega hasta el Barranco de Troya) y una densidad de 0,11 conos por km² (Dóniz, 2009), mientras que, la zona de la Rasca se caracteriza por tener mayor densidad de los edificios volcánicos.

Envergadura	Altura (m)	Volumen (km ³)	Superficie (km ²)
Grande	>200	>0,1	>0,5
Mediano	>100-<200	<0,1->0,01	>0,2-<0,5
Pequeño	<100	<0,01	<0,2

Tabla 2. Clasificación de los conos volcánicos monogénicos según sus parámetros morfométricos. Autor: Dóniz, 2009.

El análisis morfométrico de cada uno de los aparatos volcánicos, según las medidas establecidas por los autores Settle (1979); Wood (1980); Dóniz (2009), en las que examinando la altura del cono y su superficie y volumen se define el tamaño del cono.

CARACTERÍSTICA	M. LA PARDELA	M. GRANDE	M. AGUZADA	M. LA CARABA	M. BOCA DEL CASCAJO	M. LOS CORRALES
SUP Km ²	0,09	0,39	0,50	0,26	0,08	0,073
VOL Km ³	0,0003	0,015	0,004	0,002	0,00002	0,0007
ALTURA m	54	153	121	114	138	83
TAMAÑO	PEQUEÑO	MEDIANO	PEQUEÑO	PEQUEÑO	PEQUEÑO	PEQUEÑO

Tabla 3. Características morfométricas de conos volcánicos en el Malpaís de la Rasca. Elaboración propia, datos propios.

Según los valores obtenidos a través de mediciones morfométricas, el volumen del cono, su superficie, como también la altura que alcanza, se puede catalogar a los volcanes como pequeños, medianos o grandes. En el conjunto de los aparatos volcánicos analizados no se encuentra ningún volcán que fuera de gran envergadura. De los seis edificios volcánicos, solamente uno tiene parámetros que lo definen como un cono de tamaño

mediano, en el que la altura oscila entre 101 y 200 m de altitud, el volumen es mayor o igual a $0,01 \text{ km}^3$, pero no supera $0,1 \text{ km}^3$ y la superficie está entre $0,2$ y $0,5 \text{ km}^2$. Dichas características definen Montaña Grande como un volcán de tamaño mediano.

Montaña Aguzada, por sus parámetros de altura y la superficie podría ser clasificada como un volcán de tamaño mediano; sin embargo, el volumen no supera los límites establecidos para ser considerado como mediano. Los demás conos volcánicos son de tamaño pequeño, aunque en algunos casos los valores de altura o superficie pueden superar el valor de clasificación establecido por Dóniz.

8.2.1. Formas volcánicas

La parte central y occidental de la Reserva, junto con los edificios volcánicos, son las zonas que presentan las coladas mejor conservadas del ámbito. En ella, está localizado un extenso campo de las coladas *aa*, con los conos de escorias, hornitos y túmulos. Este ámbito presenta un alto grado de interés geológico debido a su buen estado de conservación. La parte de los antiguos cultivos, donde actualmente la mayoría ha sido abandonada, es una zona muy antropizada, por lo tanto, el grado de transformación ha sido significativo. Se encuentran conos de escorias en las cercanías de las superficies abancaladas y los hornitos. Los bordes de las coladas también han sido conservados (mapa 6).



Figura 5. Imagen de las coladas *aa*. Monika Przeor, 2016.

La zona más antropizada, con menor interés geológico es un ámbito de una gran afección antrópica, de las que destacan las extracciones de áridos, construcciones y las actividades agrícolas.

Los hornitos encontrados en el Malpaís de la Rasca son de pequeña envergadura, de unos cuantos metros de altura. Estas formas de acumulación de lava de pequeño tamaño se localizan principalmente en el espacio menos antropizado de la Rasca, perteneciendo a la parte central de la Reserva. En las zonas con mayor grado de afección humana, la presencia de dichas formas es más difícil de ver. En las cercanías de los hornitos, los túmulos también están tomando un gran protagonismo en la descripción de la morfología de la Rasca. Las elevaciones alargadas de las lavas se orientan en el sentido del flujo de lava (S-SO), en algunos casos teniendo como característica las grietas que se producen en la superficie de dichos salientes.

Los bordes de las coladas todavía presentes en el malpaís, han sido afectados por la acción humana. Aun así, sus formas se han conservado hasta la actualidad, donde la presencia de los bordes de las coladas *aa* se localizan en una parte muy antropizada en el pasado, la cual se utilizaba para la actividad agrícola. La otra parte de una colada de lava, el espacio central de la misma es un cauce por el cual discurre el flujo. Se crea un canal de lava que en su parte central carece de un gran espesor de lava. Sus bordes han quedado visibles, debido al enfriamiento del flujo y su solidificación, mientras que en la parte central, con mayor temperatura, la lava ha discurrido pendiente abajo. En otro caso, cuando un canal de lava se cierra en el lado superior, se crea un tubo o pequeño túnel volcánico. Estas formas de morfología volcánica también se localizan en el Malpaís, siendo unas pequeñas formas creadas en el momento de la actividad volcánica. Dicho elemento se ubica en el lado S-SE de la Montaña Gorda y ha sido transformado por el hombre para la construcción de un canal de agua.

8.3. Formas litorales

El litoral de la Rasca es de forma semicircular y con una longitud de 6,47 km, se caracteriza por presentar un conjunto de pequeños entrantes, donde se reconocen playas de cantos y salientes acantilados en ocasiones con plataformas de abrasión a su pie. Toda la zona del litoral posee una escasa vegetación, formada por plantas halófilas capaces de soportar los ambientes próximos al mar.

En cuanto a la batimetría de la franja costera de la Rasca, las grandes profundidades próximas a la costa son una característica peculiar del borde de la plataforma insular. El fondo marino tiene una elevada pendiente, siendo de origen basáltico y con relieve irregular. La estrecha plataforma externa del ámbito termina con un dominio marino, que en sus profundidades alcanza unos 2.000 m (Plan Insular de Ordenación de Tenerife, 2011). Desde el punto de vista oceanográfico, la franja litoral de la Rasca se ve poco afectada por la fuerte acción de oleaje, estando en el sector a sotavento de los vientos y corrientes dominantes durante la mayor parte del año. El hidrodinamismo es de carácter moderado-bajo.

8.3.1. Playas de cantos

Las dos playas son de carácter cóncavo, con la longitud de casi 200 m cada una y una anchura que no supera los 30 m. Se localizan en las desembocaduras de los barrancos, en El Calladito y en la zona de la Reserva Natural, en el lado NNO de Piedra Mena y ambas están compuestas de cantos marinos mezclados con gravas y arenas.

Los depósitos de las playas provienen tanto de la acción marina, en su mayor parte, como también de la acción torrencial, ya que ambas playas se encuentran en las desembocaduras de barrancos. La playa que se localiza en las cercanías a la Piedra Mena, denominada Callao las Cabras, deposita los sedimentos procedentes de las aguas desde Montaña Gorda. En la playa de Calladito, la acumulación del material sedimentario procedente de la acción torrencial tiene menor importancia, debido a que está situada en las proximidades de los antiguos banales, que retenían el agua. Por tanto, actualmente la playa Callao las Cabras está experimentando mayor llegada de depósitos de torrenciales, mientras que la playa del Calladito, tras la modificación del paisaje por el hombre, recibe una menor cantidad de sedimentos.

El perfil transversal de ambas playas se caracteriza por tener rasgos del cambio diario del nivel marino, creando así una berma (figura 6). Se forma una acumulación de los sedimentos detríticos en la parte diariamente afectada por la acción del oleaje, durante la pleamar. En el caso de marea viva o los temporales, el oleaje supera la primera berma y deposita los sedimentos en su alcance máximo, creando una segunda convexidad.



Figura 6. Perfil topográfico del litoral de la Rasca. Elaboración propia.

8.3.2. Acantilados

Los cantiles están esculpidos sobre roca basáltica, siendo las partes extremas de las coladas que se adentraron en el mar. Los pequeños acantilados, de 1-5 m de altura son de pendiente poco acusada. Los salientes están sometidos a la directa acción erosiva del oleaje (*Swash Zone*). Piedra Mena es una parte acantilada del litoral de la Rasca, que alcanza las mayores alturas, superando unos 25 m, en el punto donde está construido el Faro. Las pendientes más acusadas están en torno al mismo.

Los acantilados presentan una forma litoral dominante en el conjunto del Malpaís de la Rasca. Son el producto de las variaciones del nivel marino en Cuaternario. Se trata de acantilados bajos que no superan los 30 m de altura. A lo largo de la franja litoral comprendida por los acantilados, en sus partes más bajas se encuentran las plataformas costeras afectadas diariamente por el mar. Sin embargo, desde la Piedra Mena hacia el Este, el mar toma el protagonismo en la erosión directa de los cantiles, por lo cual, los acantilados se caracterizan por ser activos, presentando paredes escarpadas. Podemos clasificarlos como de tipo *Pluning*.

En las demás zonas litorales se encuentran los de tipo *Slope Over Wall*. Estos son de menor altura y la pendiente menos acusada. Son los acantilados estabilizados en los que el oleaje no interfiere habitualmente, solo alcanza la base de los cantiles en los temporales

o durante las mareas vivas. En la base de dichos acantilados se ubican plataformas costeras. A falta de otros criterios podemos considerar que su modelado se efectuó con algún nivel marino transgresivo del Holoceno.

8.3.3. Plataformas de abrasión

Las superficies de abrasión son de carácter activo, estando continuamente afectadas por el mar. Se localizan a lo largo del sector de costa en la que aparecen los acantilados estabilizados. Las de mayor anchura llegan a medir unos 30 m, estando suavemente inclinadas hacia el mar.

Las plataformas están siendo afectadas por los procesos físico-químicos (corrosión litoral), como también por la acción directa del oleaje. La base de las plataformas está siendo pulida por el oleaje, mientras que en sus partes menos afectadas por la directa acción de las olas, donde la “marecía” que aporta la sal, se crean oquedades o huecos en su superficie, derivados de haloclastia sobre los basaltos.

8.3.4. Paleoplaya. Antiguo nivel marino.

En algunos puntos del sur de Tenerife, Zazo *et al.* (2003), localizaron conglomerados, formados por cantos de basalto parcialmente cementados, descansando sobre los materiales de la Serie Basáltica Reciente. Estas formaciones están por encima del límite superior de las pleamares debido a que se formaron en fases transgresivas vinculadas a variaciones glacio-eustáticas pleistocenas (mapa 7). Podrían corresponder al Estadio Isotópico 5 (OIS 5) y, concretamente a su subestadio 5e, conocida como Termination II. Este último interglaciar, conocido con el nombre de Eemiense (en Canarias conocido como Jandiense) se produjo entre 135-75 ka B.P. Trabajo de Buchner *et al.* (2015) establecen que durante esta fase transgresiva el mar se situó unos 8 m por encima del nivel del mar actual. En la costa meridional han sido localizados restos de especies de moluscos fósiles (*Strombus bubonius*) a unos 6 m por encima del nivel marino actual. Por desgracia dichos depósitos no han sido encontrados en la Rasca durante los trabajos de campo.

Sin embargo, testigos de antiguas posiciones de la línea del mar se encuentran a lo largo de la costa de la Rasca, constituidos por cantos marinos, en la parte alta del foreshore a cotas de +5 m a +12 m por encima de nivel medio del mar.



Figura 7. Imagen de los cantos marinos encontrados a 8 m de altura por encima del mar actual. Monika Przeor, 2016.

Esta significativa diferencia entre la altura de los cantos de paleoplayas podría indicar que en la costa de la Rasca se localizan depósitos de dos niveles marinos Pleistocenos. Uno que llegaría a los +8 m (acorde con el trabajo citado) y otro nivel marino que alcanzaría los +12 m por encima del nivel del mar actual. Sin embargo Criado y Yanes (2005), en su estudio sobre las paleocostas de Teno Bajo, señalan que esas cotas tan elevadas pueden indicar alcances máximos del oleaje durante temporales, debido a la configuración de la costa y de los fondos próximos, generando áreas de refracción convergente del oleaje. De esta forma, la acción de los temporales podría haber conformado estos cordones de cantos por encima del nivel marino del Jandiense visibles en amplias áreas del litoral estudiado.

8.4. Formas de modelado subaéreas

8.4.1. Red hídrica

Como ya se comentó el Malpaís de la Rasca recibe un total anual de precipitaciones bastante bajo 97,9 mm (Marzol, 1988). Este hecho – a pesar de poder haber sufrido variaciones en el pasado – junto con la escasa energía del relieve y la naturaleza volcánica reciente del mismo, ha propiciado un escaso desarrollo de la red hidrográfica. Esta está constituida por un total de 52 cauces, cuya longitud total es de unos 20,206 km. Si lo relacionamos con los conos volcánicos (en los que se desarrolla) nos da una media 8,6 barrancos/cono. No obstante, este dato morfométrico esconde variaciones importantes, existiendo montañas que presentan mayor número de los cauces, junto a otros conos cuyo sistema hidrográfico es escaso o nulo. Es destacable el dato, que los aparatos volcánicos basálticos monogénicos de Tenerife de la zona de estudio contienen entre 2-10 barrancos por cono, que se agrupan en un 66,38% de todos los conos de la misma característica torrencial en Tenerife (Dóniz, 2009).

Debido a que los conos volcánicos pertenecientes al área de estudio son de tamaño pequeño, exceptuando Montaña Grande, la remodelación de los torrentes en los conos es poco significativa. Al contrario, Montaña Gorda representa mayor grado de erosión torrencial de todo el conjunto de los volcanes analizados. Ello se relaciona con el principio básico de que cuanto mayor es la superficie del cono, mayor superficie potencial tiene para ser erosionada (Dóniz, 2009). La jerarquía que representan los cauces llega a tener valores máximos de 4. El grado de erosión de los barrancos se relaciona directamente con la gran influencia morfoclimática (Dóniz, 2009) que ejerce su papel en el área (mapa 8).

Dado que todos los volcanes del Malpaís de la Rasca pertenecen a la Serie Basáltica Reciente, su edad ha influido en la creación de formas derivadas de procesos hídricos. Esto se explica con una teoría, que supone que cuanto más antiguo sea el material, mayor grado de acciones torrenciales presentará.

La forma del volcán también es un factor que influye en la morfoestructura de los barrancos. Según como relaciona Dóniz (2009), los conos de forma anular representan menor grado de erosión torrencial, mientras en los conos con forma de herradura típica, las incisiones hídricas son más abundantes. Debido a la morfología de herradura típica de Montaña La Pardela, Montaña Grande Y Montaña la Caraba, presentan varios barrancos. Al contrario, Montaña Aguzada carece de dichas formas, existiendo un único cauce en el

lado sur del cráter. En La Laguneta, la depresión cratérica existente ha creado pequeñas cuencas endorreicas, donde se han depositado sedimentos aluviales cuya edafización ha permitido el desarrollo de suelos aptos para el cultivo.

La mayor parte de los cauces se localizan en el lado sur de Montaña Gorda y Montaña La Pardela, ubicándose en los flancos de dichas montañas, como también en los cráteres. Los demás conos no disponen de una red de barrancos, que puede deberse de su mayor juventud. Al contrario, la causa de mayor erosión de la Montaña Gorda puede deberse al material más erodible como los piroclastos freatomagmáticos que se depositan en las laderas de los conos. Eso puede significar que las variaciones de la edad de los conos no son significativas y la mayor erosión de los conos es causada por la diferencia del material que los construye.

El agua de escorrentía que fluye por la superficie, circula por los cauces hasta que desembocan en el océano. Sin embargo, no siempre llega a canalizarse hacia el mar, ya que debido a las construcciones de los muros que retenían el agua en el pasado, se estanca en las zonas con menor pendiente. En estas superficies, denominadas llanos endorreicos o maretas, el agua al retenerse traía consigo material sedimentario. Depositándose en las maretas creaba un suelo tipo fluvent, proporcionando, además, el agua necesaria para asegurar la cosecha en un ambiente casi desértico. De esta forma, las maretas tienen un origen antrópico, cuyo uso se ha abandonado tras desaparecer la actividad agrícola en la zona, dejando así depresiones en la superficie, rellenas de sedimentos finos y bajo procesos de colonización por la vegetación natural.

8.4.2. *Reg* o *Stone pavements*

El agente de modelado que crea los *reg* o *Stone pavement*, es el viento. Son la consecuencia del barrido superficial de los materiales finos en los sectores cimeros de las superficies de los conos expuestos a los fuertes vientos. Estas formas de carácter eólico se localizan en el lado N-NO de La Laguneta, en la entrada a la Rasca desde la Avenida el Pal-Mar, como también en los demás terrenos de menor pendiente recubiertos por las coladas.

8.4.3. Relleno de las maretas. Rasgos sedimentológicos

El análisis sedimentológico, llevado a cabo en el laboratorio, se desarrolló con tres muestras procedentes de otras áreas endorreicas. Éstas se localizan en las siguientes

coordinadas en: RM 1: X: 332619; Y: 309921,4; RM 2: X: 332927; Y: 309920,6; RM 3: X: 332859; Y: 309898,2.

Los colores de las muestras han indicado que la muestra RM 1 era de color *Brownish Yellow* y las dos últimas *Yellowish Brown* de la tabla Munsell. Los distintos colores de las muestras se pueden interpretar por su mayor o menor contenido de minerales, principalmente minerales férricos, que proveen mayor variedad de pigmentos al suelo. Color *Brownish Yellow* es más claro, lo que indica el valor de claridad en la tabla de Munsell. Su claridad se debe a la mayor luminosidad del color con relación a una escala de gris neutro, mientras que, el color *Yellowish Brown* es más oscuro. Otra variable que define los colores de las muestras tomadas es la pureza, que indica el grado de saturación del gris neutro por el color de la gama. Todas las muestras indicaban el mismo grado de saturación. Los tres ejemplares de las muestras dan colores rojo-amarillos.

El análisis de la textura de las muestras (método de Boyoucos) permitió calcular los porcentajes de arenas, limos y arcillas. Las dos primeras muestras dieron porcentajes de limo superiores al 70% (74,58% para RM 1 y 72,45% RM 2), con cantidades de arcillas superiores a las de arena; usando el triángulo textural ambas son clasificables como franco-limosas. La muestra RM 3 dio un porcentaje de arena del 10,72%, limos 81,64% y arcilla 7,64%, clasificable como limosa. Las tres muestras presentan una escasa humedad, RM 1: 6,8%; RM 2: 4,3%; RM 3: 4,7%. El valor tan bajo de la humedad en la zona de estudio se debe a que en el momento de tomar las muestras el terreno estaba seco tras un verano cálido y un invierno seco, lo que permitió apreciar como la superficie de las áreas endorreicas presentaba grietas de retracción.



Figura 8. Imagen de grietas de retracción en la RM 2. Monika Przeor, 2016.

El contenido de materia orgánica por LOI (*Loss On Ignition*) es muy bajo, ya que no es un ámbito donde el humus se genere con facilidad. La muestra RM 1 presentaba un 7% de materia orgánica, mientras que en la RM 2 y RM 3 eran de 0,1% y 1,4% respectivamente.

El grado de microestructura es una característica importante de cada tipo de suelo, ya que los tamaños inferiores a un centímetro mantienen elevada porosidad del mismo y, en consecuencia, muy escasa permeabilidad (debido a la lenta circulación del agua entre los poros y el aumento del volumen de las partículas arcillosas al humedecerse). Arena gruesa (2000-200 μ m) en las tres muestras dio una menor proporción que la arena fina (200-50 μ m).

	RM 1	RM 2	RM3
COORDENADAS	X: 332619; Y: 309921,4	X: 332927; Y: 309920,6	X: 332859; Y: 309898,2
COLOR MUNSELL	10 YR 6/6	10 YR 5/6	10 YR 5/6
% > 2 mm	0,62%	5,57%	2,62%
% < 2 mm	1,08%	7,22%	8,10%
% ARENAS	1,70%	12,79%	10,72%
% LIMOS	74,58%	72,45%	81,64%
% ARCILLAS	23,71%	14,76%	7,64%
TEXTURA	Franco- limosa	Franco- limosa	Limosa
HUMEDAD	6,8%	4,3%	3,7%
MATERIA ORGÁNICA	7%	0,1%	1,4%
CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA	2,06 mS	501 μ S	6,85 mS
pH	6,5	6,0	7,0
CO₃Ca	-	-	1,73%

Tabla 4. Rasgos sedimentológicos de las muestras recogidas en los llanos endorreicos de la Rasca. Elaboración propia.

9. CONCLUSIONES

Tras estudiar los rasgos geomorfológicos expuestos, se puede llegar a una serie de conclusiones:

El Malpaís de la Rasca se formó a partir de erupciones estrombolianas, que fueron ganando terreno al mar mediante la emisión de coladas y formación de conos volcánicos.

Los aparatos volcánicos se caracterizan por ser monogénicos a excepción de Montaña Aguzada.

Los conos volcánicos son de pequeña envergadura, exceptuando Montaña Gorda, que tiene el tamaño mediano.

Los volcanes tienen rasgos de haber tenido erupciones con algunas fases iniciales hidromagmáticas, debido a su instalación en un ámbito costero, en el que la intrusión del agua durante las erupciones pudo haber sido posible. Por tanto, se pueden encontrar materiales freatomagmáticos en las cercanías a algunos centros eruptivos.

El material basáltico ha sido datado de 323 ± 6 ka, que corresponde a la Serie Basáltica Reciente. Presentando todos ellos encuadrados en la Época Geomagnética Normal Bruhnes (0,78-0,00 Ma).

El material es mayoritariamente basáltico, aunque es imprescindible señalar la presencia de afloramientos de ignimbritas que proceden de la formación de Diego Hernández (entre 196 y 171 ka).

Podría ser de gran interés la investigación de las variaciones marinas de Cuaternario, que han dejado huellas a lo largo de la franja litoral de la Rasca.

La acción erosiva del mar, los procesos hídricos y otros agentes morfogenéticos actúan en el área, diversificando los aspectos geomorfológicos del Malpaís. De esta manera, la jerarquía de los barrancos localizados en la Rasca llega a representar valores de 4. El oleaje erosiona las plataformas costeras y los acantilados pertenecientes a la costa. La franja litoral se caracteriza por tener huellas de antiguos niveles marinos, donde la altura del mar llegaba a unos +8 m y + 12 m por encima del nivel del mar actual. Las maretas se encharcan, por lo cual, la instalación de la vegetación está dificultada.

La significativa acción del hombre en el pasado, con fines agrícolas y cinegéticas entre otras, ha influenciado en el aspecto y morfología actual de la Rasca, como también en la vegetación que caracteriza el área.

10. POSIBLE APLICACIÓN

El estudio geomorfológico del Malpaís de la Rasca amplía el conocimiento que se tiene de esta parte de la isla. Los aspectos geomorfológicos, geológicos y sedimentológicos del área, pueden ser de gran interés en diferentes ámbitos de estudio. Las características del área mencionadas en el trabajo, junto con la aplicación del conocimiento de la dinámica actual de la zona y sus aportes sedimentológicos, sirven de base a estudios de vegetación y su colonización dependiente del sustrato. Saber delimitar los antiguos niveles marinos es la base para predecir el posible avance del mar en el futuro en relación con el Cambio Climático actual.

Por otra parte, la riqueza geomorfológica que representa el área más extensa de franja costera no urbanizada del Sur de Tenerife permite, que los visitantes puedan beneficiarse de nuevos conocimientos sobre la Geografía Física y Humana de esta parte de la isla, en la línea que propuso Sabaté (1993).

11. AGRADECIMIENTOS

Quería agradecer a mi familia que me ha enseñado que no hay cosas imposibles, que con trabajo y mucho esfuerzo se puede conseguir todo. Por su interés y el apoyo que han mostrado en mi proyecto y su tiempo dedicado a acompañarme durante las salidas de campo.

Quiero agradecer a todo el profesorado y en especial a Constantino Criado Hernández por su dedicación, el interés que ha mostrado y el apoyo en el proceso de la elaboración de mi Trabajo Fin de Grado. A Dr. Ramón Casillas (UDI de Edafología y Geología de la ULL) que nos facilitó la confección de la lámina delgada de la muestra rocosa.

Por último, quiero agradecer a Iván Cabrera Pérez por la ayuda que he recibido de él, por acompañarme en las salidas de campo y por compartir conmigo el interés del ámbito volcánico que nos rodea.

12. BIBLIOGRAFÍA

ANCOCHEA, E., FUSTER, J.M., IBARROLA, E., CENDRERO, A., COELLO, J., HERNAN, F., CANTAGREL, J.M., 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.

ANGUITA, F., MÁRQUEZ, Á., CASTIÑERAS, P., GERNÁN, F. (2002): *Los volcanes de Canarias. Guía geológica e itinerarios.* (Madrid). Editorial Rueda S.L.

BUCHNER, E., KRÖCHERT, J., SCHMIEDER, M., (2015): *An updated and refined Holocene uplift history of southern Tenerife (Canary Islands) and the possible consequences for future volcanic activity.* Geological Magazine: page 1 of 8. Cambridge University Press 2015.

BRYAN, S.E., MARTÍ, J., LEOSSON, M. (2002): *Petrology and Geochemistry of the Bandas del Sur Formation, Las Cañadas Edifice, Tenerife (Canary Islands).* Journal of Petrology vol.43; 10: 1815-1856.

CARRACEDO, J.C. (1979): *Paleomagnetismo e historia volcánica de Tenerife.* (Santa Cruz de Tenerife). Aula de cultura de Tenerife.

CARRACEDO, J.C. (2011): *Geología de Canarias. I, Origen, evolución, edad y volcanismo.* (Madrid). Alcorcón: Rueda.

CARRACEDO GÓMEZ, J.C., SOCORRO HERNÁNDEZ, J.S. (2003): *Canarias, volcanes en el mar.* Servicio de Publicaciones de la Caja General de Ahorros de Canarias.

CARRACEDO, J.C., GUILLOU, H., PETERNE, M., SCAILLET, S., RODRÍGUEZ BADIOLA, E., PARIS, R., PÉREZ TORRADO, F.J., HANSEN MACHÍN, A. (2004). *Análisis del riesgo volcánico asociado al flujo de lavas en Tenerife (Islas Canarias): Escenarios previsibles para una futura erupción en la isla.* Estudios Geológicos, 60: 63-93.

CARRACEDO, J.C., RODRIGUEZ BADIOLA, E., GUILLOU, H., PATERNE, M., SCAILLET, S., PÉREZ TORRADO, F.J., PARIS, R., FRA-PALEO, U. & HANSEN, A. (2007): *Eruptive and structural history of Teide Volcano and rift zones of Tenerife, Canary Islands.* The Geological Society of America Bulletin 119, 1027-51.

COELLO, J., et al. (1985): *Síntesis de la actividad volcánica de las Islas Canarias: (5 conferencias pronunciadas en el curso Evolución volcanológica del Atlántico Central de la U.I.M.P. en Santa Cruz de Tenerife, 1985)*. (La Laguna). Instituto de Estudios Canarios.

CRIADO, C., YANES, A. (2005): *Acerca de las paleoformas marinas cuaternarias de Teno Bajo (Tenerife, I. Canarias)*. (Valencia). Geomorfología litoral y Cuaternaria. Homenaje al profesor Vincenç M. Roselló i Verger. R. E. Santjaume y J.F. Mateu (eds). PUV.

DÓNIZ PÁEZ, F.J. (2001). Tesis doctoral inédita: *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 PÁEZ, F.J. (2009): *Volcanes basálticos monogénicos de Tenerife*. (Los Realejos). Concejalía de Medioambiente del Ayuntamiento de los Realejos.

EDGAR, C.J., WOLFF, J.A., NICHOLS, H.J., CAS, R.A.F., MARTÍ, J. (2002): *A complex Quaternary ignimbrite-forming phonolitic eruption: the Poris Member of the Diego Hernández Formation (Tenerife, Canary Islands)*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 118: 99-130.

EDGAR, C.J., WOLFF, J.A., OLIN, P.H., NICHOLS, H.J., PITTARI, A., CAS, R.A.F., REINERS, P.W., SPELL, T.L., MARTÍ, J., (2007): *The late Quaternary Diego Hernández Formation, Tenerife: Volcanology of a complex cycle of voluminous explosive phonolitic eruptions*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 160: 59-85.

FERNÁNDEZ-PELLO MARTÍN, L., LUIS GONZÁLEZ Y M., QUIRANTES, F. (2005): *El paisaje vegetal del Malpaís de la Rasca (Tenerife, Islas Canarias)*. Ería, págs. 331-349.

FERNÁNDEZ SANTÍN, S., NAFRÍA LÓPEZ, R. (1978): *La extrusión fonolítico-traquítica de Montaña de Guaza, Tenerife (Canarias)*. (Madrid). Estudios Geológicos, 34, 375-387.

FÚSTER CASAS, J.M., et al. (1968): *Geología y volcanología de las Islas Canarias*. (Madrid). Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Instituto "Lucas Mallada".

IGME (1978). *Mapa Geológico de España a escala 1:25.000. Valle San Lorenzo*. Madrid.

- IRRIBARREN RODRÍGUEZ, I. (2004): *Modelos geológicos en 3D de la isla de Tenerife. (Barcelona)*. Programa de Doctorado de Ciencias de la Tierra; Departamento de Geodinámica y Geofísica. Universidad de Barcelona.
- MACKENZIE, W.S. y GUILDFORD, C. (1996). *Atlas de petrografía: minerales formadores de rocas en lámina delgada*. Barcelona, Masson.
- MARZOL JAÉN, M^a. V. (1988): *La lluvia, un recurso natural para Canarias*. Servicio de Publicaciones de la Caja General de Ahorros de Canarias, N° 130. Santa Cruz de Tenerife.
- MARZOL JAÉN, M^a. V. et al. (1983): *Geografía de Canarias*. Editorial Interinsular Canaria, S.A. Santa Cruz de Tenerife.
- MECO, J., et al. (2008): *Historia geológica del clima en Canarias*. (Las Palmas de Gran Canaria). Joaquín Meco.
- PLAN DIRECTOR DE LA RESERVA NATURAL ESPECIAL DEL MALPAÍS DE LA RASCA (2004).
- PLAN INSULAR DE ORDENACIÓN DE TENERIFE (2011).
- ROMERO RUIZ, C. (1991): *Las manifestaciones volcánicas históricas del archipiélago canario*. (La Laguna). Consejería de Política Territorial “El Cedro, S.L.).
- SABATÉ BEL. F. (1993): *Burgados, tomates, turistas y espacios protegidos. Usos tradicionales de un espacio litoral del Sur de Tenerife: Guaza y Rasca (Arona)*. Servicio de Publicaciones de la Caja General de Ahorros de Canarias. Santa Cruz de Tenerife.
- SIMONSEN, S.L., NEUMANN, E.R., SEIM, K., (2000): *Sr-Nd-Pb isotope and trace-element geochemistry evidence for a young HIMU source and assimilation at Tenerife (Canary Island)*. (Oslo). Journal of Volcanology and Geothermal Research 103, 299-312.
- SETTLE, M. (1979): *The structure and emplacement of cinder cone fields*. American Journal of Science, 279, 1089-1107.
- WOLFF, J.A., GRANDY, J.S., LARSON, P.B. (2000): *Interaction of mantle-derived magma with island crust? Trace element and oxygen isotope data from the Diego Hernández Formation, Las Cañadas, Tenerife*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 103: 343-366.

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

ZAZO, C., GOY, J.L., HILLAIRE-MARCEL, C., GONZÁLEZ DELGADO, J.A., SOLER, V., GHALEB, B., DABIRO, C.J. (2003): *Registro de los cambios del nivel del mar durante el Cuaternario en las Islas Canarias Occidentales (Tenerife y La Palma)*. Estudios Geol., 59 133-144.

ZAZO, C., HILLAIRE-MARCEL, C., GOY, J.L. GHALEB, G., HOYOS, M. (1997): *Cambios del nivel del mar- clima en los últimos 250 Ka: (Canarias Orientales, España)*. Boletín Geológico y Minero. Vol. 108-4 y 5 (487-497).