

Grado en Geografía y Ordenación del Territorio (2014-2015)

**CARTOGRAFÍA GEOMORFOLÓGICA
DETALLADA DE LA COMARCA DE
PUNTA DEL HIDALGO.**

Trabajo realizado por: Néstor Marrero Rodríguez

Dirigido por: Constantino Criado Hernández

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	5
2. CONTEXTO GEOGRÁFICO DEL ÁREA DE ESTUDIO	6
2.1. Localización y delimitación espacial	6
2.2. Rasgos climáticos	7
3. ANTECEDENTES	9
3.1. El Cuaternario en La Punta del Hidalgo.....	9
4. HIPÓTESIS Y OBJETIVO.....	11
5. FUENTE Y METODOLOGÍA.....	12
6. CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLÓGICA Y SEDIMENTOLÓGICA	13
6.1. El volcanismo pleistoceno.....	13
6.2. Formas de origen fluviotorrencial.....	18
6.2.1. Los barrancos.....	18
6.2.2. Conos de deyección	19
6.2.3. Los depósitos gravitacionales.....	25
6.3. Formas de origen marino.....	26
6.3.1. Playas.....	26
6.3.2. <i>Beach rock</i>	29
6.3.3. Superficies de abrasión.....	30
6.3.3.1. Superficies de abrasión activas	30
6.3.3.2. Antiguas superficies de abrasión	31
6.3.4. Acantilados.....	32
6.3.4.1. Acantilados activos	32
6.3.4.2. Paleoacantilados.....	33
7. DISCUSIÓN	36
8. CONCLUSIONES	43
8.1. La relación nivel marino-pulsación climática.....	43
9. POSIBLE APLICACIÓN	44
10. AGRADECIMIENTOS	45
11. BIBLIOGRAFÍA.....	46

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.- Localización y delimitación del área de estudio.....	7
Figura 2. Ubicación de las muestras tomadas	13
Figura 3. Lámina delgada de la colada de las Rozas vista en el microscopio.....	15
Figura 4. Mapa hipsométrico de la comarca de Punta del Hidalgo.....	16
Figura 5. Mapa de pendientes de la comarca de Punta del Hidalgo.....	16
Figura 6. Corte en el depósito aluvial del barranco Seco.....	20
Figura 7. Perfil combinado del corte de la terraza alta en el Barranco Seco	22
Figura 8. Perfil combinado del corte muestreado en el Barranco de Flandes.....	23
Figura 9. Perfil combinado de la terraza baja del corte muestreado en el Barranco Seco	24
Figura 10. Contacto entre el cono de derrubios (arriba) y el depósito aluvial (abajo) del barranco de El Tomadero desde Los Troches	25
Figura 11. Histogramas de frecuencia granulométrica sobre berma y orilla en las acumulaciones de cantos	27
Figura 12. Curva acumulada de la distribución en porcentaje del diámetro de las partículas de fracción arenosa (< 2 mm) de las arenas correspondientes a la orilla de las playas de Juan Melián, El Altarejo, El Arquillo, Charco El Mono, Los Troches y El Roquete.....	28
Figura 13. <i>Beach rock</i> dispuesto sobre la Serie Basáltica Antigua en el extremo este de la playa de Los Troches.....	29
Figura 14. Plataformas de abrasión según su composición.....	30
Figura 15. Morfología de detalle sobre la plataforma de abrasión basáltica.....	31
Figura 16. Acantilado activo sobre los taludes de derrubio del paleoacantilado de Los Troches. Al fondo acantilado activo del Roque de Dos Hermanos	33
Figura 17. La plataforma lávica de Punta del Hidalgo.....	34
Figura 18. Mapa de las principales unidades geomorfológicas cuaternarias del entorno costero de Punta del Hidalgo.....	35
Figura 19. Estratos de bloques y cantos de aspecto anguloso o con escasos síntomas de rodamiento.....	37
Figura 20. Estrato de cantos de aspecto subanguloso o redondeado con síntomas de haber experimentado rodamiento durante el proceso de transporte	38

Figura 21. Estrato caracterizado por elevados porcentajes de arcillas, limos y materia orgánica	39
---	----

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Cuadro con la presencia de distintos procesos en los diferentes sectores del volcán según la clasificación de Dóniz (2006). Donde 1 es muy escaso, 2 escasos, 3 abundante y 4 muy abundante	17
Tabla 2. Rasgos sedimentológicos de las muestras recogidas en los flancos e interior del cráter del volcán de las Rozas. B: muestras tomadas en la vertiente de barlovento. S: muestras tomadas en la vertiente de sotavento.....	17
Tabla 3. Características morfométricas de los barrancos de Flandes, Seco y de El Tomadero por el método de Horton (1945). Se evalúan las características de El Tomadero y Barranco Seco por separado a pesar de que hoy se unifican cerca de su desembocadura	18
Tabla 4. Características de los estratos muestreados del cono de deyección del Bco. de Flandes	22
Tabla 5. Características de los estratos muestreados de la terraza alta del cono de deyección de Bco. Seco.....	22
Tabla 6. Características de los estratos muestreados de la terraza baja del cono de deyección de Bco. Seco.....	22
Tabla 7.- Características de las muestras de las arenas de fracción fina (< 2 mm) de las playas de Juan Melián, El Altarejo, El Arquillo, Charco El Mono, Los Troches y El Roquete.....	28
Tabla 8.- Resumen de las características de la superficie de abrasión en la Boca de Flandes	31
Tabla 9. Tabla resumen de las oscilaciones en el nivel del mar en el entorno costero de Punta del Hidalgo	42

Cartografía geomorfológica de detalle de la comarca de Punta del Hidalgo

RESUMEN

La plataforma volcánica de Punta del Hidalgo y el cono de piroclastos de Las Rozas tienen su origen en una reactivación cuaternaria de la actividad eruptiva en el

macizo volcánico antiguo de Anaga. Este sector representa una anomalía a las características generales del macizo por su reducida pendiente; a pesar de ello, las costas siguen siendo acantiladas por sectores. Además, en las laderas y *talwegs* aparecen formaciones detríticas modeladas por el mar. La mayor parte de la línea de costa actual está representada por playas de cantos y plataformas de abrasión. A estas formas se suman *beach-rocks*, plataformas de abrasión colgadas y paleoacantilados lejos del cero marino actual que creemos tienen su origen en variaciones glacio-eustáticas. El objetivo del presente trabajo es realizar la cartografía geomorfológica de las formas y formaciones superficiales cuaternarias de Punta del Hidalgo. Asimismo, se procede a partir del análisis geomorfológico y sedimentológico a explicar la génesis de estas.

Palabras clave: Cartografía Geomorfológica, Glacioeustatismo, Cuaternario, evolución geomorfológica, Punta del Hidalgo.

Detailed geomorphological mapping of Punta del Hidalgo

ABSTRACT

The Punta del Hidalgo volcanic platform and the cinder cone of Las Rozas have been formed by a reactivation of the Quaternary eruptive activity in the old volcanic Anaga massif. This sector represents an exception to the general characteristics of the massif because of its reduced slope; nonetheless, the coasts are still cliffs. Moreover detrital formations are localized at the hillsides and talwegs and most of the current shoreline is represented by pebble beaches and wave cuts platforms. To those formations we have to add wave-cuts platforms, cliffs and *beach-rocks* far from the current sea-level. The present paper is focuses on the geomorphological cartography of quaternary formations of Punta del Hidalgo. In order to describe the genesis of these forms we will use the morphological and granulometric characteristics.

Key words: Geomorphological Mapping, Glacio-eustatism, Quaternary, geomorphological evolution, Punta del Hidalgo.

1. INTRODUCCIÓN

El presente trabajo aborda la confección de la Cartografía Geomorfológica a escala 1:5.000, reconociendo las principales unidades geomorfológicas del espacio comprendido entre la Punta del Frontón y el Barranco de Flandes. Para ello, es imprescindible atender a los factores endógenos (los relacionados con la actividad volcánica y la topografía) y exógenos (todos aquellos agentes que participan indirecta o directamente en su modelado), en especial a los eventos atmosféricos de elevada capacidad morfogenética y, en algunas de ellas, a las oscilaciones Cuaternarias del nivel del mar.

La identidad geomorfológica del área de estudio está conformada por lavas pleistocenas que, adosadas a una estructura miopliocena, aparecen flanqueadas por dos barrancos que alojan depósitos aluviales y de ladera en su desembocadura, además de en toda la superficie de la plataforma lávica. En referencia a la costa de material coherente, destaca la aparición de acantilados y plataformas de abrasión sobre materiales esencialmente basálticos o detríticos cuyas tasas de retroceso son muy diferentes. En lo que respecta a la costa de material no coherente, su desarrollo espacial se circunscribe a una franja costera de amplio desarrollo longitudinal y escasa amplitud transversal, tratándose de acumulaciones en las que predominan cantos y bloques de naturaleza basáltica, siendo arenas y gravas mucho menos frecuentes. A todos ellos se suma el cono de piroclastos de Las Rozas ubicado en el curso bajo del barranco Seco y una gran variedad de paleoformas cuaternarias entre las que destacan plataformas de abrasión colgadas, *beach-rocks* y paleoacantilados.

La dificultad del estudio del Cuaternario es evidente en un área que ha estado expuesta a una elevada antropización. Ello enmascara y dificulta el acceso y estudio de muchas de las evidencias que podrían facilitar el análisis y caracterización de las paleoformas y los procesos que las generaron.

Es por ello que la reconstrucción paleoclimática a partir de *proxies* geomorfológicos presenta grandes dificultades. Sin embargo, los eventos atmosféricos quedan registrados en las estructuras sedimentarias que, al estar ubicadas en las desembocaduras de los barrancos, suponen auténticos “sumideros” topográficos donde los sedimentos quedan atrapados en capas de espesor variable permitiendo así su

análisis (Gómez, 1996). Las desembocaduras de los barrancos y los acantilados permiten observar, relacionar y muestrear las diferentes capas detrítico-sedimentarias posibilitando su estudio y su inserción en un esquema de interpretación morfogénica. Por tanto el estudio de todas estas estructuras, sumado al conocimiento de la dinámica reciente, tiene su justificación en determinar qué consecuencias geomorfológicas tienen estos eventos. No obstante, su ubicación cronológica parece prácticamente imposible, puesto que sería necesario encontrar restos susceptibles y en cantidades suficientes para poder ser datados por C^{14} , lo que por el momento no ha sido posible.

Se procede por tanto, a partir del estudio de las diferentes muestras recogidas y la información disponible, a caracterizar las condiciones morfoclimáticas sobre las que se generaron dichos depósitos y a elaborar la cartografía de esas formas. Se trata en unos casos de eventos únicos de elevada acción morfogénica o de uno o más fenómenos combinados, que dan lugar a la variedad de estratos existentes en las estructuras sedimentarias estudiadas. Asimismo, se pretende con la caracterización de las diferentes formas continentales y marinas a realizar una aproximación al modelado que ha experimentado la Punta del Hidalgo.

2. CONTEXTO GEOGRÁFICO DEL ÁREA DE ESTUDIO

2.1. Localización y delimitación espacial

El ámbito de estudio comprende parte de la costa del municipio de San Cristóbal de La Laguna, situada en la vertiente de barlovento en el límite noroeste del Macizo de Anaga en la isla de Tenerife.

Se trata de una franja limitada por la Punta del Frontón al este y el Barranco de Flandes al oeste. De norte a sur, va desde el área de ruptura de la ola (*swash zone*) hasta límites variables en función del sector. En la desembocadura del Barranco Seco, la zona de estudio, se extiende hacia el interior del barranco hasta el ápice de su cono de deyección (UTM. R28 X: 371183; Y: 3160703); así como, hasta los depósitos del barranco de El Tomadero (UTM. R28 X: 371716; Y: 3160871). En la plataforma lávica el límite está determinado por los taludes de derrubio al pie de la línea de costa previa a la erupción de las Rozas, constituido por los paleoacantilados del Andén Colorado y el Roque de los Cardos. La totalidad de los materiales pertenecientes a la

Serie Basáltica Moderna (Carracedo, 2011) se han incluido en este estudio es decir, se abarca el volcán de Las Rozas y la totalidad de la colada emitida. En la desembocadura del Barranco de Flandes, el sector estudiado comprende hasta el ápice de su cono de deyección (UTM. R28 X: 369913; Y: 3160053) que se encuentra completamente antropizado. La zona de ruptura de la ola está constituida por playas de cantos y bloques al pie de acantilados detríticos en la desembocadura del Barranco Seco (NE) y el Barranco de Flandes (NW); así como, el frente convexo de la plataforma lávica (N) que se adentra en el mar formando un saliente definido por su trazado irregular.

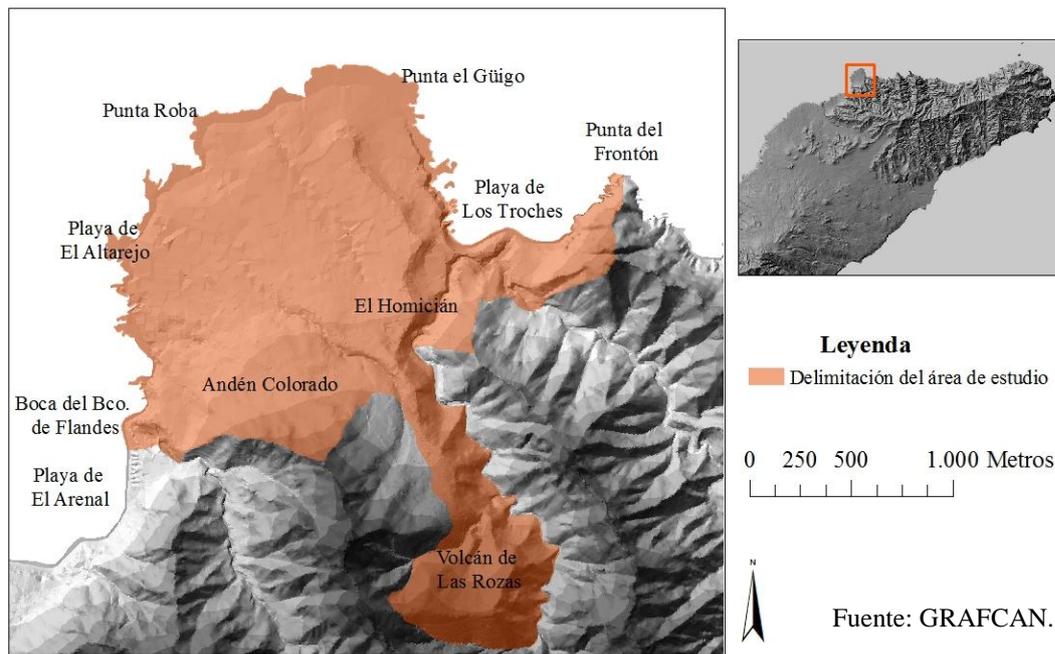


Figura 1.- Localización y delimitación del área de estudio. Elaboración propia.

2.2. Rasgos climáticos

La localización de la Punta del Hidalgo en la fachada de barlovento del macizo de Anaga le atribuye el clima característico de las regiones semiáridas de Canarias. Las temperaturas medias anuales están por encima de los 18° C., las precipitaciones llegan a superar los 300 mm/año, siendo la ETP calculada superior a los 900 mm/año (Criado, 2001).

Habitualmente el tiempo se caracteriza por la estabilidad atmosférica que produce el régimen de los vientos alisios. Este viento, predominantemente del primer cuadrante, se desplaza sobre el océano hasta llegar a las Islas Canarias generando mar de nubes en las vertientes de barlovento con temperaturas moderadas. Son vientos

suaves cuya velocidad varía entre los 20 y 25 km/h y se produce el 65% de los días del año (Dorta et al., 1993).

La retirada del Anticiclón de Azores hacia el centro del atlántico permite que la nubosidad del Frente Polar, procedente del noroeste, llegue hasta las islas siendo las principales consecuencias los temporales de viento, lluvias intensas, inundaciones y temporales marítimos (Marzol et al., 2006). Las precipitaciones van desde finales del otoño hasta bien entrada la primavera, sus principales características son la concentración y la intensidad, de forma que se producen lluvias durante dos días consecutivos y se contabiliza el 50% de la precipitación anual que coinciden con la llegada de la borrasca a la isla (Máyer y Marzol, 2014).

Según su origen y cuantía, se distinguen tres tipos de precipitación que repercuten en el paisaje de las Islas: *lluvias muy débiles*, de menos de 5 L/m² en 24 horas, debidas al contacto del mar de nubes con las medianías septentriones de las islas más montañosas. Son frecuentes durante todo el año [...]. *Lluvias moderadas*, inferiores a 30 L/m² al día, producidas por la llegada de un frente borrascoso por el noreste. Estas precipitaciones se registran sobre todo en invierno y afectan a las vertientes septentrionales de las islas occidentales. *Lluvias muy fuertes*, con una intensidad superior a 50 L/m² en 24 horas, que responden a una gran inestabilidad del aire por la proximidad a las Islas de una borrasca templada en superficie y embolsamiento de aire frío en las capas medias y altas. En estos días, las medianías meridionales de las islas más montañosas son las más afectadas. (Marzol, 2000, p. 94).

Si bien no todos los eventos atmosféricos nombrados repercuten directamente en el entorno costero de Punta del Hidalgo, si lo hacen de forma indirecta al generar una escorrentía desde las zonas altas del macizo que tiene consecuencias geomorfológicas nada despreciables. Por otra parte, a pesar de que la nubosidad asociada al alisio realiza un aporte hídrico importante, juega un papel muy limitado en la morfogénesis; puesto que, dicho aporte se produce de forma muy lenta para tener efectos de transporte destacables. Finalmente, cabe destacar que el papel del viento juega también un escaso protagonismo morfogenético ya que en este ámbito su actuación se reduce, además de lo ya nombrado, a su relación con el oleaje.

2.3. Rasgos de la vegetación y usos del suelo

Al clima definido anteriormente le corresponde una formación de cardonal-tabaibal. En el área de estudio, esta formación aparece únicamente sobre la Serie Basáltica Antigua, que constituye la periferia de nuestro trabajo, por tratarse de las zonas más escarpadas y de difícil acceso. En los depósitos ubicados tanto en los barrancos como sobre la plataforma lávica la vegetación ha sido sustituida por cultivos que paulatinamente han sido abandonados. La introducción de especies invasoras (*Pennisetum setaceum*, *Pennisetum purpureum*, *Nicotia glauca*, *Arunto donax*, etc.) contribuye al empobrecimiento de la biodiversidad, provocando el desplazamiento de las especies autóctonas, además el avance de éstas se ha visto favorecido por el abandono de los terrenos.

Los invernaderos que mantienen los cultivos activos son lo predominante sobre el área distal del cono de deyección ubicado sobre la plataforma lávica. El depósito de Bco. Seco está cubierto, principalmente, por cultivos en abandono en todo su sector este; mientras que, en su sector oeste se ubican un escaso número de construcciones y la carretera que desciende al barranco. El depósito de Flandes está muy alterado con abundantes construcciones y la carretera que conecta Punta del Hidalgo con Bajamar; así como, una fuerte ocupación residencial en los sectores de mayor accesibilidad. Por otra parte, la alteración litoral es evidente, con la construcción de viviendas, piscinas mareales y el paseo marítimo en todo el frente de la plataforma lávica.

3. ANTECEDENTES

3.1. El Cuaternario en La Punta del Hidalgo

Los cambios en la línea de costa cuaternaria han despertado el interés de numerosos investigadores sobre todo a partir de mediados del siglo XX; a pesar de ello, el material bibliográfico existente sigue siendo escaso. En los aproximadamente 50 Km. de costa que posee el Macizo de Anaga durante el cuaternario se han producido modificaciones litorales por efusiones volcánicas (Bravo, 1965; Yanes et al., 1988; Criado, 1981, 1990) y sedimentación de materiales (Yanes, 1990) que constituyen las formas más evidentes de adelantamiento de la línea de costa. Sin embargo, los cambios en el nivel marino asociados al glacioeustatismo son evidentes en el macizo. Para Criado (1981) existen un total de seis oscilaciones glacioeustáticas del nivel del mar,

posteriormente Yanes (1990) propone una sucesión de siete oscilaciones en el macizo de Anaga.

La formación de la isla baja y el Cono de las Rozas constituyen las últimas construcciones por volcanismo acontecidas dentro del macizo de Anaga (Bravo, 1965; Criado, 1981; Yanes et al. 1988; Criado, 1990). El estudio de la Serie Basáltica Moderna ha estado esencialmente marcado por las dataciones que se han llevado a cabo sobre ella por paleomagnetismo (Carracedo, 1979). A las dataciones se suman los estudios relacionados con la morfología del cono (Dóniz, 2004) y la alteración del cono (Criado, 1981, 1990) y la colada (Criado, 1981; Yanes, 1990).

La génesis de depósitos detríticos como los ubicados en el área de estudio están ligados a fuerte actividad torrencial circunscrita a periodos climáticos con pluviometría violenta de elevada eficacia en los procesos morfogenéticos (Criado, 1981, 1990). La evolución de estas formaciones guarda una estrecha relación con las oscilaciones en el nivel del mar (Criado y Yanes, 1981). Por ello, la relación entre las oscilaciones del nivel del mar y los paleoclimas cuaternarios ha llevado a numerosos investigadores a tratar de establecer los cambios en el nivel marino acontecidos en esta área.

Criado (1981) cita una primera regresión marina en la que se excavarían los principales barrancos Seco y El Tomadero. Una nueva regresión en la que se inscribe la emisión de las lavas de la Serie Moderna, puesto que es posible que estas coladas fueran emitidas por el Volcán de las Rozas durante una regresión desde el momento en que ganan terreno al mar (Yanes, 1990).

En 1958, Zeuner cita la existencia de una plataforma de abrasión colgada empleando el criterio altimétrico, la cual presenta evidentes huellas de arrasamiento mecánico (Yanes, 1990); por otra parte, Criado (1981) apunta que el modelado de la peana lávica es anterior a 18.000 B.P. porque los depósitos que se superponen a ella deben tener entre 8.000 y 18.000 años. La génesis de la primera generación de depósitos está relacionada con una regresión marina; mientras que, una transgresión da lugar a su remodelación. Hecho que se repite con una nueva generación de depósitos (Criado, 1981; Criado y Yanes, 1981; Yanes, 1990, 2013).

Al mismo tiempo que se producen las regresiones marinas se citan dos crisis climáticas subáridas en las que aparecerían fuertes y violentas lluvias que desplazarían

grandes masas de derrubios (Criado, 1981). Entre las fases subáridas los diferentes autores apuntan a fases climáticas más húmedas donde se restablecería la cobertura vegetal (Criado, 1981) y se produciría la incisión de las masas de derrubios anteriormente depositadas. Para Klug (1968) la fuerte incisión de la colada y el cono de las Rozas confirman la teoría de un clima de pluviometría más violenta y continua que en la actualidad.

A partir de la información aportada sobre las fuentes escritas podemos concluir que gran parte del estudio de los paleoclimas cuaternarios y las oscilaciones del nivel del mar está por hacer; sobre todo, en lo referente a sus relaciones y cronología a nivel mundial. La principal problemática de las teorías aportadas hasta la fecha es el uso de criterios stratigráficos, morfológicos, altimétricos y topográficos; ya que no se han encontrado restos de materia orgánica o cochas de gasterópodos, en cantidades suficientes, que puedan ser datadas por C^{14} .

4. HIPÓTESIS Y OBJETIVO.

La hipótesis de partida es que la confección de una cartografía de detalle, nos permitirá separar las diferentes secuencias morfogenéticas, implicando fenómenos volcánicos, morfoclimáticos y marinos a lo largo del Cuaternario, que han intervenido en la configuración de este sector de la isla de Tenerife.

El principal objetivo es la confección del mapa geomorfológico de detalle a escala 1:5.000. Además, se pretende conocer las condiciones climáticas y dinámicas sobre las que se han generado las principales unidades geomorfológicas cuaternarias de Punta del Hidalgo y que evolución han experimentado desde su génesis. Por ello estos objetivos principales implican:

- a) Conocer la evolución paleoclimática del entorno costero de Punta del Hidalgo a partir de *proxy datas* geomorfológicos y sedimentológicos.
- b) Describir la génesis y modelado que han experimentado las formas volcánicas, fluvio-torrenciales, gravitacionales y marinas.
- c) Establecer la secuencia de las variaciones de la línea de costa en el Cuaternario y su relación con los fenómenos fluvio-torrenciales y gravitacionales.
- d) Conocer las condiciones morfogenéticas actuales y sus posibles efectos sobre la ocupación humana y los usos del suelo.

5. FUENTE Y METODOLOGÍA.

En primer lugar se realizó la revisión bibliográfica, que ha sido fundamental para el conocimiento a grandes rasgos de la génesis, el clima y la geomorfología del área de estudio y su entorno. Por otra parte, se emplea la cartografía topográfica a escala 1:25.000 del Instituto Geográfico Nacional y la cartografía geológica del Instituto Geológico y Minero de España (IGME) edición Magna a escala 1:25.000.

En referencia a la metodología, para el presente trabajo hemos combinado la labor de gabinete, la de campo y la de laboratorio. El trabajo de gabinete tuvo el objetivo de delimitar el área de estudio, revisar la documentación y bibliografía existente; así como, precisar los objetivos del trabajo. El trabajo de campo ha sido muy necesario para identificar los rasgos geomorfológicos de las zonas acantiladas y la morfología de detalle; así como, realizar el muestreo de las formaciones detrítico-sedimentarias.

En el campo por una parte, para las formas de origen volcánico se llevaron a cabo medidas por paleomagnetismo con un magnetómetro portátil Fluxgate y se elaboraron láminas delgadas con las muestras de la colada que se examinaron con un microscopio petrográfico Motic modelo PM-205 . Además, se muestreó el cono del volcán de Las Rozas donde se tomaron cuatro muestras en las distintas vertientes del cono.

Por otra parte, para evaluar la génesis de los depósitos sedimentarios, se realizó el levantamiento de un primer corte de 17 metros de potencia, en el cono de deyección ubicado en la desembocadura del Barranco Seco donde se obtuvieron un total de catorce muestras. El segundo corte pertenece al acantilado detrítico de la desembocadura del Barranco de Flandes. En este corte, que tiene una potencia de aproximadamente 12 metros, se tomaron cinco muestras; puesto que, la inestabilidad y antropización de la parte alta del depósito imposibilitaba completar el muestreo.

Finalmente, para la caracterización de las formas marinas se realizó un muestreo de las playas, el *beach-rock* y las plataformas de abrasión. Cabe destacar que para las playas, en el caso de los cantos consistió en muestras de orilla y berma; mientras que, en el de las arenas solamente se tomaron en la orilla al no encontrarse sobre la berma.

La mayoría de los datos utilizados en este trabajo han sido obtenidos a partir de los protocolos realizados en el laboratorio. Las muestras recogidas se georreferenciaron con un GPS Garmin y se llevaron al laboratorio de Geomorfología del Departamento de Geografía e Historia de la Universidad de La Laguna y se sometieron a un protocolo que incluyó: determinación de la pedregosidad, determinación de colores Munsell, análisis textural por método Bouyoucos, determinación de carbonatos en los casos necesarios y granulometría de arenas. Para el cálculo de los parámetros granulométricos se empleó el programa GRADISTAT.

Finalmente, para la elaboración de la cartografía de los aspectos tratados se han empleado los Sistemas de Información Geográfica siguiendo los criterios de Tricart (1965), Peña-Monné (1997) y Martín-Serrano *et al.* (2004). La herramienta utilizada es el software ArcGis 9.3 tomando como base la cartografía de GRAFCAN (formato DGN) y la ortofoto (formato ECW) a escala 1:5.000.

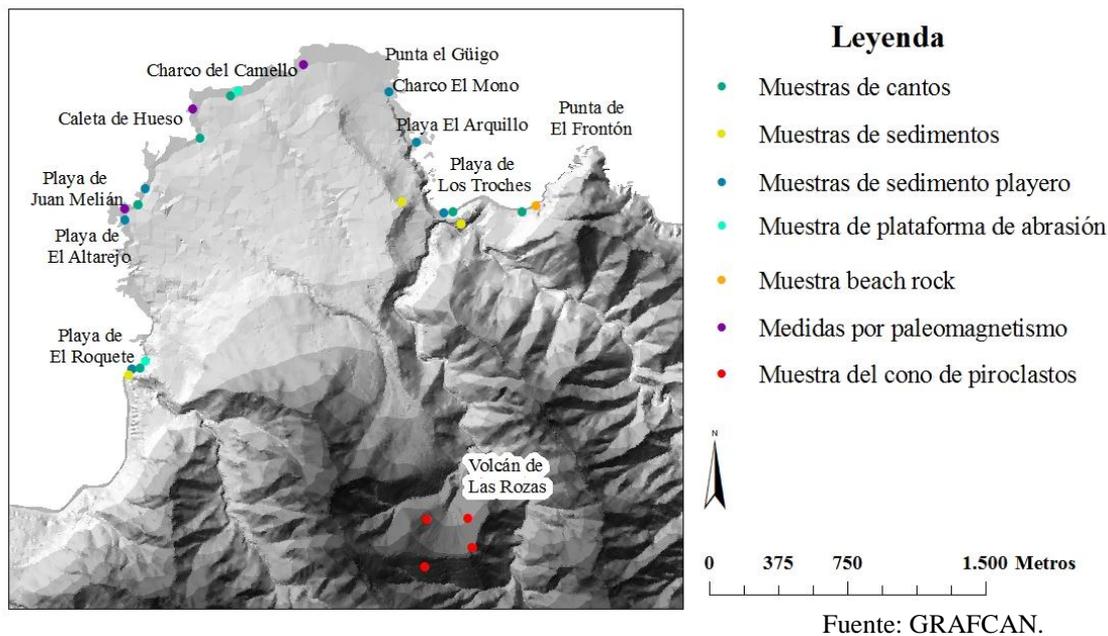


Figura 2. Ubicación de las muestras tomadas. Elaboración propia.

6. CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLÓGICA Y SEDIMENTOLÓGICA

6.1. El volcanismo pleistoceno.

La génesis de Anaga procede de la superposición de coladas de la Serie Basáltica Antigua durante un prolongado periodo de tiempo en el Mioceno y el Plioceno (Carracedo, 2011). Los ciclos eruptivos referidos en la bibliografía como Serie Inferior,

Media y Superior son episodios eruptivos que presentan variaciones materiales o discordancias importantes (Carracedo, 1979). Entre la emisión de la Serie Basáltica Antigua y la Serie Basáltica Reciente median intensos procesos de erosión marina y fluviotorrencial que acantilán y abren colectores en el macizo. Dicho periodo de desmantelamiento es imprescindible para la formación del relieve que caracteriza la Punta del Hidalgo. Este relieve volcánico al que se hace referencia en nuestro trabajo es emitido en su totalidad a inicios del Cuaternario, tratándose de un episodio constructivo terminal que se inscribe, por tanto, en una estructura altamente erosionada (Yanes et al, 1988).

La Serie Basáltica Reciente deriva de una reactivación volcánica cuaternaria que, en el interior del macizo de Anaga, solamente va a afectar al borde noreste. La primera manifestación de esta reactivación tendrá polaridad inversa Matuyama Post-Jaramillo (Carracedo, 1979), hecho que se vio confirmado por las tres dataciones por paleomagnetismo realizadas. Dicha erupción dio lugar a la formación del cono de las Rozas y la isla baja de Punta del Hidalgo, pudiendo ser esta misma reactivación la que diese lugar al primer relleno basáltico del valle de Tegueste que hoy aflora únicamente en las zonas de costa gracias al acantilamiento. La edad del Cono de las Rozas y la isla baja, propuesta a partir de las dataciones cronoestratigráficas y paleomagnéticas efectuadas por Fuster et al. (1968) y Carracedo (1979) respectivamente; así como, mediciones de polaridad magnética realizadas en el campo, que sitúan esta erupción en un momento indeterminado pero, con seguridad, acaecido entre 2,58 y 0,78 Ma.

Se trata de una erupción monogénica basáltica que se produjo en el curso bajo de Barranco Seco. La colada descendería por el lecho del barranco hasta llegar al mar donde daría lugar a la formación de una isla baja. El examen petrográfico de la muestra del basalto en el microscopio evidenció que el magma emitido por la erupción de las Rozas es de tipo olivinico-augítico. Predominando los olivinos muy alterados, las magnetitas y las augitas, mientras que las plagioclasas son muy escasas, todo ello envuelto en una matriz vítrea. Esta composición da a la colada una notable fluidez, lo que sumado a la pronunciada pendiente explica que las lavas experimenten un largo recorrido. La erupción obturó el cauce bajo y debió sepultar los cuerpos sedimentarios que ocupaban la desembocadura del barranco, siendo posible que esta se produjese durante una regresión del nivel del mar al dar lugar a un adelantamiento de la línea de costa (Yanes, 1990), teoría reforzada por el hecho de que no son visibles lavas que se

hayan solidificado bajo la superficie (*pillow-lavas*) en los afloramientos rocosos litorales.



Figura 3. Lámina delgada de la colada de las Rozas vista en el microscopio. Fotografía tomada con nicols cruzados. Se aprecian las magnetitas (opacos, de color negro), las plagioclasas (alargadas), las augitas de tonalidad clara y los olivinos alterados de color naranja. Autor: Orihuela, C. (2015).

El cono de piroclastos de las Rozas, ubicado a 200 metros de altitud, posee una altura de 315 metros aproximadamente. Según la clasificación de Dóniz (2004) es un edificio de envergadura mediana con una morfología en herradura típica, abierto hacia el nordeste debido con total seguridad a la topografía; ya que se ubica en una zona de fuerte pendiente y es el efecto de la gravedad el provoca que, las coladas se derramen a favor de la pendiente, por lo que evitan la formación del flanco nordeste (Dóniz, 2001).

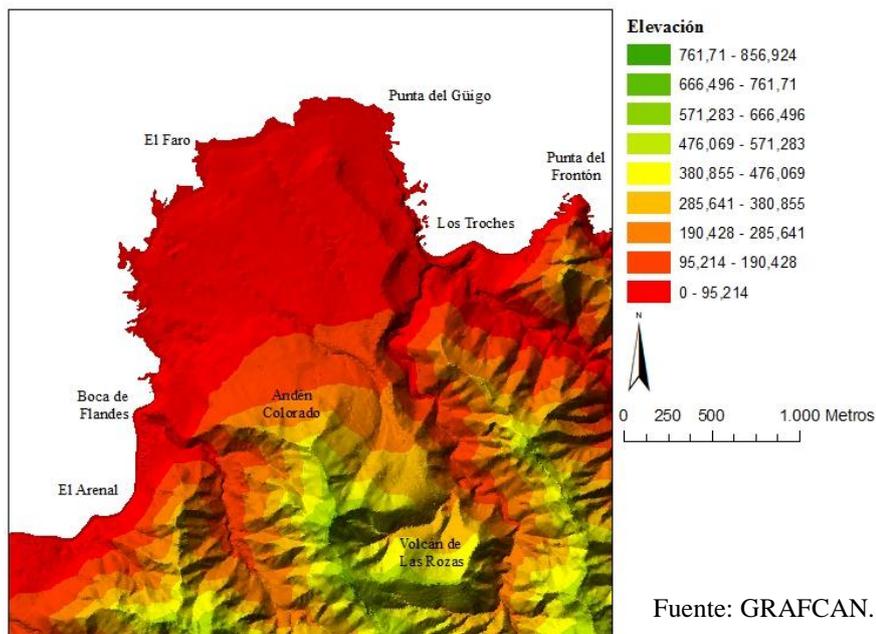


Figura 4. Mapa hipsométrico de la comarca de Punta Del Hidalgo. Elaboración propia.

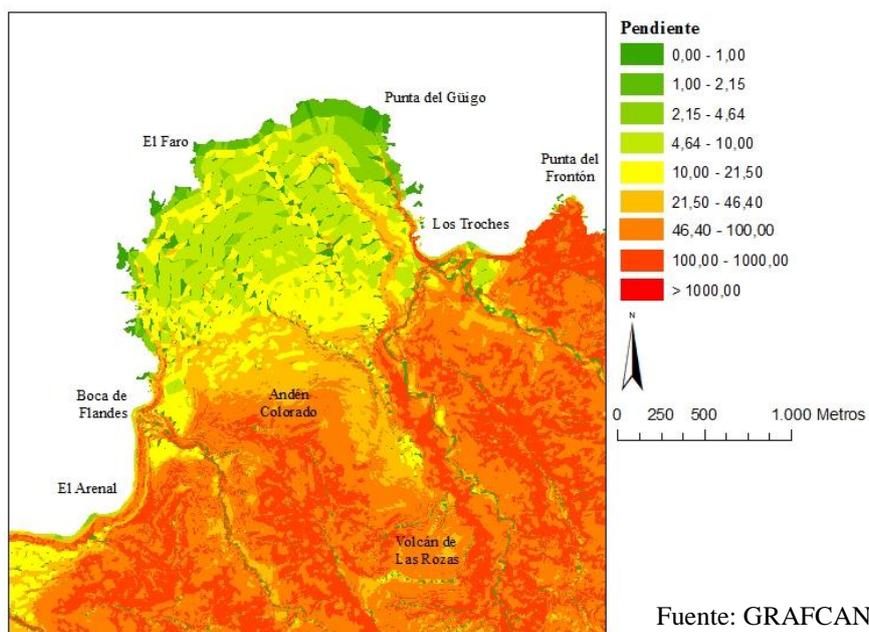


Figura 5. Mapa de pendientes de la comarca de Punta Del Hidalgo. Elaboración propia.

La evolución de este tipo de conos está relacionada directamente con su edad; sin embargo, parece importante destacar que existen otros muchos factores que pueden aparecer haciendo variar la intensidad en el desmantelamiento del cono. Para Dóniz y Romero (2007) estos factores, que actúan de forma combinada o individual, son la morfología del aparato volcánico, el tipo de material, condiciones climáticas,

características topográficas del área en la que se ubica, ocupación biológica y antrópica entre otros.

El análisis detallado del cono nos permitió determinar los principales procesos que en él se producen y el grado de desarrollo de suelos por sectores. En referencia al sustrato, la porosidad de los piroclastos evita la formación de escorrentía, excepto cuando la precipitación supera ciertos umbrales saturando los materiales (Dóniz, 2006). Otros autores apuntan a que la formación de suelos es imprescindible para que este tipo de conos presente cauces (Strahler et al., 1989). En el cono de las Rozas los cauces que aparecen en toda su fachada de barlovento son de escasa incisión y convergen en un punto cercano a la apertura del cráter. Lo mismo ocurre en los dorsos del volcán aunque aquí los suelos no aparecen tan desarrollados. La erosión remontante es evidente en el dorso este del edificio, a ello se suman pequeños torrentes y depósitos de ladera activos que componen en general la morfología de detalle del edificio. Finalmente, el recubrimiento vegetal es inferior en los dorsos que en el cráter; mientras que, la actividad antrópica es escasa en todo conjunto.

Proceso	Actividad torrencial	Ocupación biológica	Actividad antrópica	Procesos de gravedad
Dorso este	4	2	2	4
Dorso sur	1	2	2	1
Dorso oeste	1	4	1	1
Cráter	4	4	2	3

Tabla 1. Cuadro con la presencia de distintos procesos en los diferentes sectores del volcán según la clasificación de Dóniz (2006). Donde 1 es muy escaso, 2 escasos, 3 abundante y 4 muy abundante. Elaboración propia.

Muestras	Color Munsell	% > 2 mm	% < 2 mm	% Arenas	% Limos	% Arcillas	Textura	% M.O
Dorso S.	2.5Y4/4	85,34	14,66	96,03	3,03	0,94	Arena	0,71
Cima	10YR4/4	71,55	28,45	69,62	18,94	11,45	Franco arenosa	2,56
Cráter B.-1	7.5YR4/6	62,89	37,11	75,69	15,42	8,89	Areno francosa	1,68
Cráter B.-2	5YR4/4	49,05	50,95	88,62	5,61	5,78	Arena	2,09

Tabla 2. Rasgos sedimentológicos de las muestras recogidas en los flancos e interior del cráter del volcán de las Rozas. B: muestras tomadas en la vertiente de barlovento. S: muestras tomadas en la vertiente de sotavento. Elaboración propia.

La isla baja se extiende desde el área de rompientes hasta los 150 metros de altitud, abarcando en torno a 2,10 km². Se caracteriza por la suave pendiente que posee la plataforma, en contraste con la verticalidad de su entorno. Yanes et al. (1988) definieron la tipología de este tipo de estructuras para Canarias caracterizando la de

Punta del Hidalgo dentro de las que poseen planta en abanico. Por una parte, limita hacia tierra con el acantilado no funcional de Andén Colorado y el Roque de los Cardos que constituyen la antigua línea de costa. Por otra parte, la plataforma de abrasión convexa compone su borde externo con aproximadamente 4 km. de línea de costa. En ningún punto en los que aflora la colada del volcán de Las Rozas hemos podido observar el aspecto original de la superficie de la misma, no teniendo, por tanto, evidencias de si se trataba de coladas *aa* o *pahoehoe*. En su lugar, lo que aparece es una superficie arrasada sin rasgos de la morfología original.

6.2. Formas de origen fluviotorrencial.

6.2.1. Los barrancos.

En el área de estudio destacan dos tipos de sistemas de drenaje. Por un lado, los ubicados sobre la plataforma lávica y por otro, los que tienen su cabecera en las zonas altas del macizo. Los primeros son, por lo general, cauces sin cabecera, que presentan un trazado prácticamente recto en todo su recorrido, su excavación es únicamente cuaternaria siendo su grado de incisión poco importante y su dinámica actual casi inexistente. Sin embargo, esto no es lo predominante ni en Anaga ni en el conjunto estudiado.

El segundo tipo deriva de la morfología de tejado a dos aguas del macizo ha dado lugar a la organización de los barrancos coincidiendo con el eje estructural como punto de partida (Criado, 1981). Las cuencas, dispuestas casi siempre de forma paralela, se caracterizan por marcados interfluvios, cursos con pronunciados desniveles y corto recorrido (Romero et al, 2006), a veces muy jerarquizados con canales estrechos en los tramos finales. La mayoría de estos sistemas de drenaje tienen su génesis entre finales del terciario y principios del cuaternario, experimentando una fuerte incisión pleistocena bajo condiciones climáticas muy diferentes de las actuales (Criado, 1990).

Nombre del barranco	Longitud en km.	Área en km. ²	Densidad de drenaje km./km. ²	Desnivel (%)	Orden de la cuenca
Flandes	7,0	2,53	2,76	22,1	4
Seco	7,6	4,57	1,66	18,1	5
Tomadero	28,8	9,30	3,09	18,3	5

Tabla 3. Características morfométricas de los barrancos de Flandes, Seco y de El Tomadero por el método de Horton (1945). Se evalúan las características de El Tomadero y Barranco Seco por separado a pesar de que hoy se unifican cerca de su desembocadura. Modificada a partir de Criado (1990).

El Barranco Seco es una incisión precuaternaria, hecho que sería indispensable para que se produjera la canalización por el cauce de los materiales emitidos en la erupción de las Rozas durante el Pleistoceno Inferior (Criado, 1981). Además, la aparición de la plataforma lávica dio lugar a cambios en la red de drenaje, los barrancos de El Tomadero y Seco poseían cuencas independientes que hoy se unifican cerca de su desembocadura. Por lo general, los perfiles longitudinales se caracterizan por fuertes pendientes en la cabecera y perfiles más tendidos en los tramos finales. En el caso de El Tomadero, el perfil que presenta en el curso bajo y medio es mucho más tendido por lo que la sedimentación de los materiales más groseros se produce mucho antes de llegar al final del cauce. A pesar de ello, en la desembocadura de ambos barrancos es destacable la presencia de marmitas de gigante, grandes bloques abandonados y vegetación arrasada muestra de que, incluso hoy, se producen dinámicas torrenciales invernales de cierta importancia. En dicha desembocadura, el nivel de los barrancos está excavado por debajo del cero marino actual siendo posible que estos se excaven durante una regresión o que sufrieran fenómenos de subsidencia posteriores. El barranco de Flandes, presenta un perfil que dibuja una pendiente y trayectoria prácticamente rectilínea, siendo destacable la fuerte incisión del cauce en su tramo final.

6.2.2. Cono de deyección

Los depósitos aluviales, considerados como formaciones en las que los materiales de las áreas montañosas son depositados en las de pendiente suave (Gómez, 1996), tienen una génesis y evolución que, en el área de estudio, está marcada por una interacción de clima, topografía y glacioeustatismo.

Los conos de deyección localizados en la desembocadura de los barrancos presentan ciertos rasgos comunes: canal central muy encajado, cierto grado de alteración antrópica y predominio, en la actualidad, de los procesos erosivos frente a los de acumulación. Estos depósitos de materiales se producirían gracias a la reducción de la pendiente o al ensanchamiento del cauce (Gómez, 1996), lo que se traduciría en una pérdida de la competencia del agente de transporte, coincidiendo su génesis con una regresión; mientras que, su acantilamiento es resultado de una transgresión posterior (Yanes, 2013). El encajamiento del canal central responde a un cambio climático que produce una incisión acelerada del cauce (Bull, 1964) lo que es evidente en los depósitos de Barranco de Flandes y Barranco Seco. Además, Bull (1964) apunta que la

incisión se produce con una reducción del aporte de sedimentos durante periodos de temperaturas y precipitaciones elevadas; mientras que, otros autores apuntan que los cambios climáticos provocan que el abanico tienda a una situación de estabilidad (Lusting, 1965). En cualquier caso, la relación entre clima y producción de sedimentos parece jugar un papel determinante en estos abanicos aluviales durante el Cuaternario. Aunque, su evolución es muy diferente en función del sector donde se encuentren, puesto que las características de la cuenca son determinantes para el aporte hídrico y granulometría del sedimento aportado.

Nos encontramos con dos tipos de depósitos, aquellos que parecen ser más antiguos ubicados en la plataforma lávica y los que tienen una génesis posterior ubicados en las desembocaduras del Barranco de Flandes y Barranco Seco. Estas dos generaciones de depósitos eran considerados como la muestra de dos crisis climáticas de pluviometría muy violenta (Criado, 1981); sin embargo, el estudio detallado de los mismos ha revelado que también evolucionaron y crecieron durante periodos de estabilidad climática cuaternaria.

Los depósitos ubicados sobre la plataforma lávica se caracterizan por estar surcados por torrentes de escasa incisión, lo que sumado a su elevada ocupación antrópica dificulta en gran medida su estudio.



Figura 6. Corte en el depósito aluvial del Barranco Seco. Autor: Marrero, N. (2015).

El depósito, ubicado en la desembocadura de Barranco Seco, presenta una estratigrafía compleja con intercalación de capas de finos con cantos y bloques. La potencia del cono varía en función del sector; aunque, oscila en torno a los 35 metros. Se trata en unos casos, de un conglomerado de cantos y bloques que pueden aparecer envueltos o no en una matriz fina. En otros casos, los cantos son inexistentes predominando la mezcla de gravas, arenas, arcillas y limos. La variedad granulométrica puede haber sido determinada por las variaciones paleoclimáticas, que producirían cambios importantes en el tipo de sedimentos aportados. A ellos se suma que la morfología del depósito es alterada en función de las características climáticas dominantes (Lecce, 1990).

La dinámica actual del cono está marcada por la ubicación del depósito en la desembocadura única de ambos barrancos, lo que provoca que se encuentre afectado por la acción torrencial. La escorrentía, de carácter estacional, afecta especialmente a los estratos bajos y de matriz fina. La retirada del material de las capas subyacentes provoca la inestabilidad de los estratos superiores, generando una zapa en la base que precede a la caída del material inestabilizado. Además, encontramos dentro de uno de los flancos del depósito coladas de piedras, que tienen su origen en el desplome de los muros de cantos que limitaban las parcelas de cultivo.

Los procesos de gravedad se dan en los flancos y en el frente; puesto que, es donde encontramos las pendientes más acusadas. En los flancos internos los procesos torrenciales intensifican los de gravedad. En el frente, los materiales forman taludes de derrubios que se adosan a la pared acantilada no funcional a lo largo del extremo oeste de la playa de Los Troches.

El otro cono de deyección objeto de estudio es el ubicado en la desembocadura del Barranco de Flandes, presenta una estratigrafía marcada por la mayor presencia de finos en los estratos inferiores y material mucho más grosero en los estratos superiores. El retroceso que ha experimentado el cono es evidente no sólo por el fuerte acantilamiento que ha sufrido en todo su frente sino por la plataforma de abrasión detrítica que evidencia el espacio que antes ocupaba. A continuación, se presentan los datos obtenidos del muestreo y estudio de los conos:

Muestra	Color Munsell	% > 2 mm	% < 2 mm	% Arena	% Limo	% Arcilla	Textura	% MO
BF-8	10YR4/4	4,85	95,15	68,39	14,59	17,01	Franco arenosa	8,32
BF-7	10YR4/3	13,27	86,73	65,97	17,64	16,38	Franco arenosa	8,60
BF-5	10YR4/4	19,01	80,99	64,81	17,91	17,27	Franco arenosa	8,09
BF-3	7.5YR4/4	15,41	84,59	14,58	45,91	39,51	Franco arcillo limosa	10
BF-1	10YR4/4	12,07	87,92	59,92	21,78	18,30	Franco arenosa	8,30

Tabla 4. Características de los estratos muestreados del cono de deyección del Bco. de Flandes. Elaboración propia.

Código	Color Munsell	% > 2 mm	% < 2 mm	% Arena	% Limo	% Arcilla	Textura	% MO
BS-25	10YR5/3	50,29	49,71	75,80	20,31	3,89	Franco arenosa	6,07
BS-23	10YR5/3	56,33	43,67	86,92	5,37	7,70	Areno francosa	3,07
BS-21	10YR4/3	3,64	96,36	41,24	58,32	0,44	Franco limosa	16,36
BS-20	10YR5/3	46,03	53,97	90,97	7,49	1,53	Arenosa	3,65
BS-19	10YR4/4	32,21	67,79	83,9	6,52	9,58	Areno francosa	4,24
BS-18	10YR3/6	6,78	93,22	58,32	36,11	5,57	Franco arenosa	11,12

Tabla 5. Características de los estratos muestreados de la terraza alta del cono de deyección de Bco. Seco. Elaboración propia.

Código	Color Munsell	% > 2 mm	% < 2 mm	% Arena	% Limo	% Arcilla	Textura	% MO
BS-17	5YR3/4	68,2	31,8	69,7	19,1	11,2	Franco arenosa	5,85
BS-16	10YR4/3	0,2	99,8	75,5	16,5	8,0	Areno francosa	5,71
BS-14	5YR3/4	12,2	87,8	41,0	53,1	6,0	Franco limosa	7,83
BS-12	7.5YR4/3	21,6	78,4	30,1	39,9	30,0	Franco arcillosa	7,25
BS-6	10YR4/4	17,5	82,5	59,2	20,3	20,5	Franco arcillo arenosa	5,19
BS-5	7.5YR4/4	18,8	81,3	46,9	32,5	20,6	Franco arcillo arenosa	7,28
BS-3	10YR4/3	26,8	73,2	50,5	20,8	28,7	Franco arcillo arenosa	5,26
BS-1	10YR4/5	12,2	87,8	62,8	34,8	2,8	Franco arenosa	8,82

Tabla 6. Características de los estratos muestreados de la terraza baja del cono de deyección de Bco. Seco. Elaboración propia.

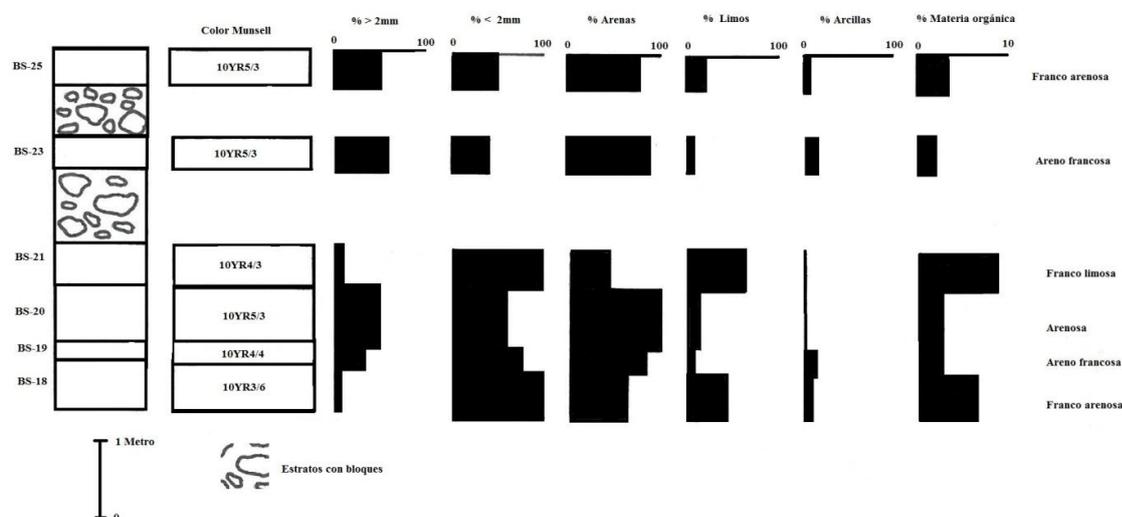


Figura 7. Perfil combinado del corte de la terraza alta en el Barranco Seco. Elaboración propia.

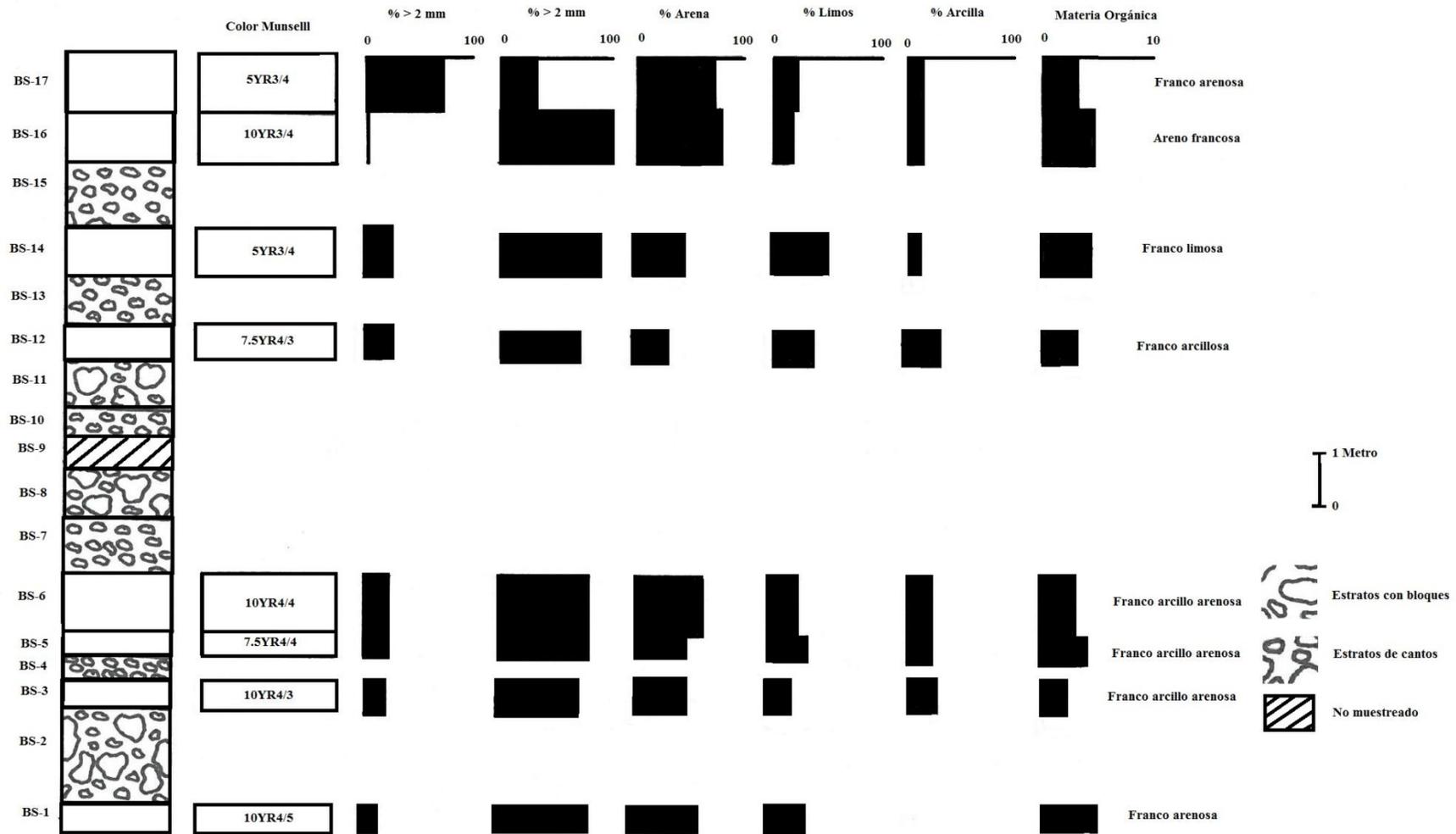


Figura 8. Perfil combinado de la terraza baja del corte muestreado en el Barranco Seco. Elaboración propia.

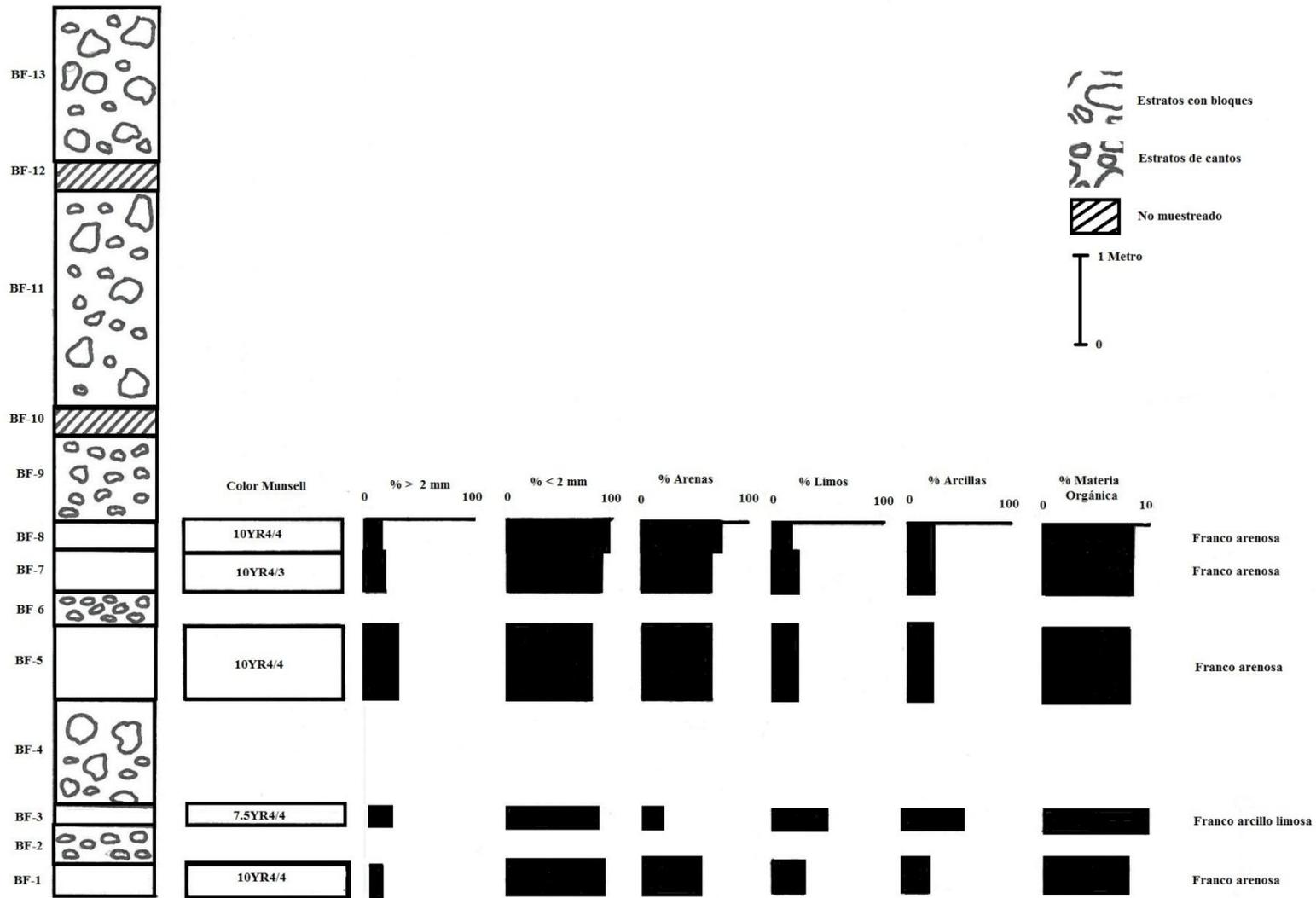


Figura 9. Perfil combinado del corte muestreado en el Barranco de Flandes. Elaboración propia.

6.2.3. Los depósitos gravitacionales.

Los depósitos de ladera relictos se encuentran apoyados por un lado en la base el Roque de los Cardos y el Andén Colorado. La fecha de elaboración de los primeros es, con total seguridad posterior a la erupción de las Rozas, puesto que aparecen apoyados sobre la plataforma lávica.

Por otra parte, también aparece un cono de derrubios activo que se apoya en la pared del Roque de Dos Hermanos y que tiene su base en el depósito aluvial con una altura aproximada de 65 metros. Se encuentra acantilado en su lado norte, lo que nos permite identificar cantos y bloques angulosos envueltos en una matriz fina. La granulometría de los materiales es muy variada encontrando desde grandes bloques hasta pequeños cantos. La línea de contacto de ambos depósitos no es clara en el corte observable desde Los Troches, siendo la disposición caótica de los materiales la principal característica del depósito.

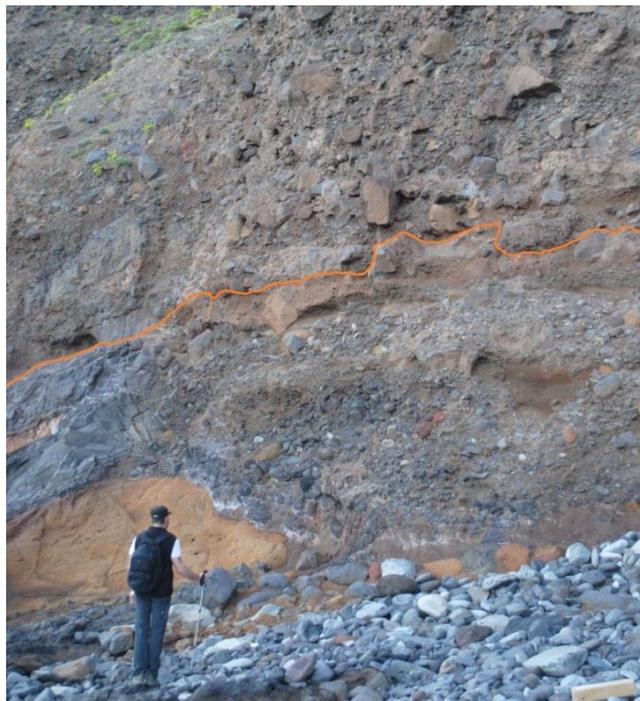


Figura 10. Contacto entre el cono de derrubios (arriba) y el depósito aluvial (abajo) del barranco del Tomadero desde Los Troches. Autor: Marrero, N. (2015).

6.3. Formas de origen marino.

6.3.1. Playas

Las acumulaciones de cantos, gravas y arenas se encuentran apoyadas en casi todo el frente de la plataforma lávica; así como, en la desembocadura de los barrancos donde también aparecen bloques de gran tamaño. La extensión de las playas es muy variable. La de Los Troches tiene una longitud aproximada de 750 metros y una anchura que va desde los 25 hasta los 30 metros en función del sector. Las ubicadas en el frente de la plataforma presentan un desarrollo longitudinal escaso, entre 80 y 150 metros, y una anchura que no supera los 15 metros. En referencia al conjunto El Roquete - Boca de Flandes - Callao de La Hoya la longitud es de 250 metros y la anchura de la playa es de aproximadamente 20 metros.

En cuanto a la tipología, la de Los Troches se trata de una playa de tipo encajada, flanqueada por la Punta del Frontón al este y la isla baja al oeste; sin embargo, también presenta características que se le atribuyen a las playas de tipo frente deltaico (Plan indicativo de usos del dominio público litoral, 1979 en Yanes, 1990). Los cantos que aparecen apoyados sobre la plataforma lávica conforman playas apoyadas, ligadas a la retención del sedimento, gracias a la barrera natural que la superficie de abrasión supone para los materiales. A lo largo del frente de la isla baja, también aparecen pequeñas acumulaciones como Caleta de Hueso o playa de El Altarejo que constituyen playas de tipo encajado. Finalmente, el conjunto El Roquete-Boca de Flandes-Callao de La Hoya conforma una playa de tipo frente deltaico. En este último caso y el de la playa de Los Troches la propia morfología de la playa recuerda a la de un delta, siendo observable un frente convexo al final de un canal central que constituye el desagüe del barranco.

El perfil transversal de la playa está caracterizado por una única berma que marca el alcance diario de las olas. El oleaje relacionado con temporales marinos o mareas vivas, en lugar de formar una segunda berma, retoca los depósitos detríticos situados detrás de los cordones de cantos como es el caso de las Playa de Los Troches o playa de El Roquete. En estos casos, la retirada de la matriz fina que compacta los cantos deja estos a disposición del oleaje. Por otra parte, en el frente de la plataforma lávica el oleaje de carácter excepcional forma una berma única ubicada detrás de la

superficie de abrasión o retoca dichos depósitos; puesto que, en condiciones normales la ola refracta mucho antes de llegar a las acumulaciones de cantos.

En referencia a la litología de los bloques y cantos es esencialmente basáltica con escasas variaciones espaciales ya que en general tienen su origen en el desmantelamiento del macizo.

A continuación se presentan los resultados del análisis de granulometría de las muestras.

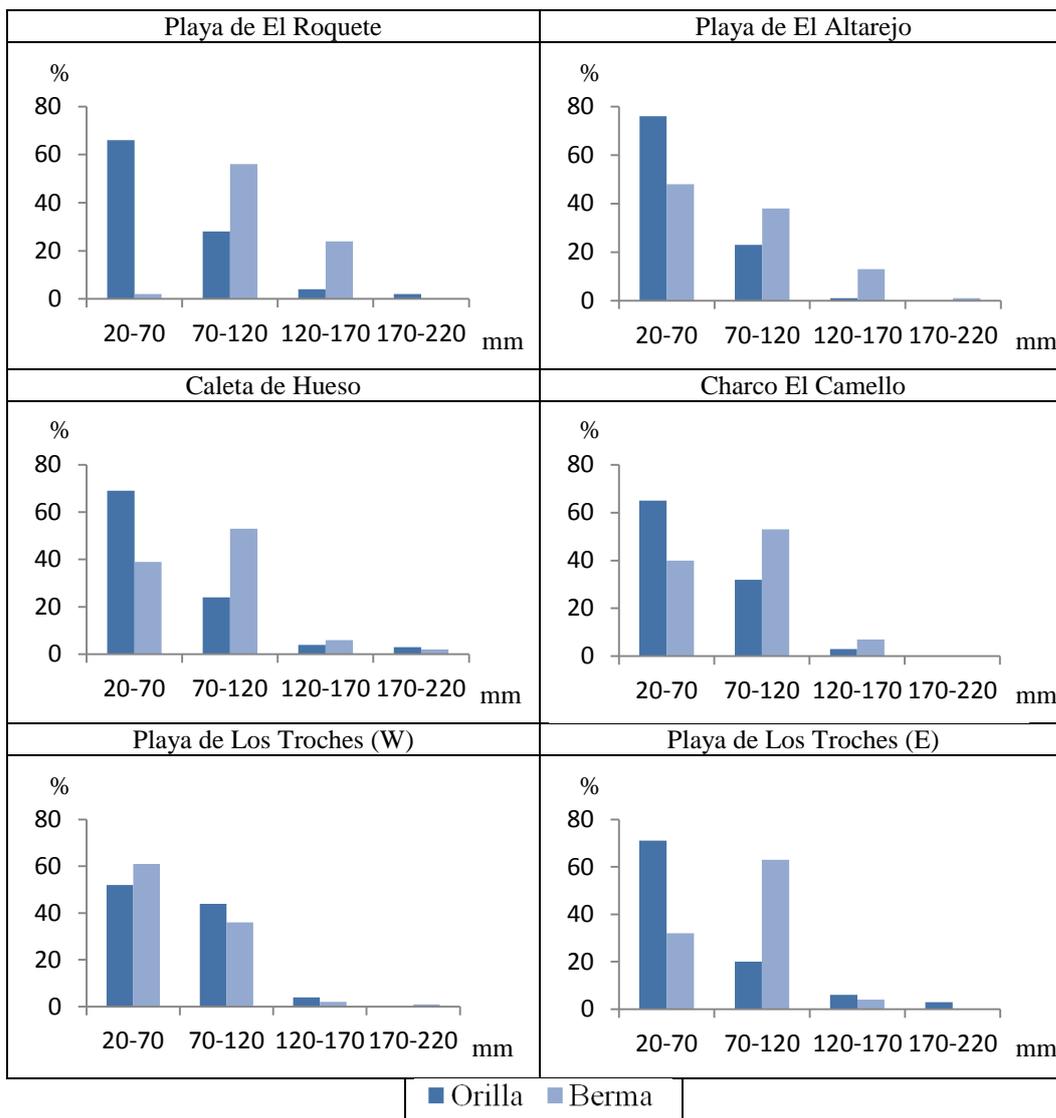


Figura 11. Histogramas de frecuencia granulométrica sobre berma y orilla en las acumulaciones de cantos. Elaboración propia.

El análisis de la granulometría de los materiales presentó variaciones en su disposición espacial. Los materiales de granulometría más fina se localizan sólo en sectores muy concretos, sobre la berma son prácticamente inexistentes; mientras que, en

el área de rompientes aparecen gracias a que el material es removido de forma continua (Yanes, 1990).

	MEAN	SORTING	SKWENES	KURTOSIS	GRUPO TEXTURAL
Juan Melián	0,268 Φ Arena muy gruesa	0,682 Φ Moderadamente bien clasificada	-0,047 Φ Simétrico	0,876 Φ Platicúrtico	Arena con gravas
El Altarejo	0,045 Φ Arena gruesa	0,399 Φ Bien clasificada	-0,009 Φ Simétrico	0,952 Φ Mesocúrtico	Ligero predominio de gravas
El Arquillo	-0,108 Φ Arena muy gruesa	0,863 Φ Moderadamente bien clasificada	-0,009 Φ Simétrico	0,831 Φ Platicúrtico	Arena con gravas
El Mono	-0,108 Φ Arena gruesa	0,863 Φ Bien clasificada	-0,009 Φ Simétrico	0,831 Φ Mesocúrtico	Ligero predominio de gravas
Los Troches	-0,533 Φ Arena muy gruesa	0,500 Φ Moderadamente bien clasificada	-0,004 Φ Simétrico	0,985 Φ Mesocúrtico	Arena con gravas
El Roquete	-0,387 Φ Arena muy gruesa	0,362 Φ Bien clasificada	-0,143 Φ Ligeramente inclinado	1,042 Φ Mesocúrtico	Ligero predominio de gravas

Tabla 7. Características de las muestras de las arenas de fracción fina (< 2 mm) de las playas de Juan Melián, El Altarejo, El Arquillo, Charco El Mono, Los Troches y El Roquete. Elaboración propia.

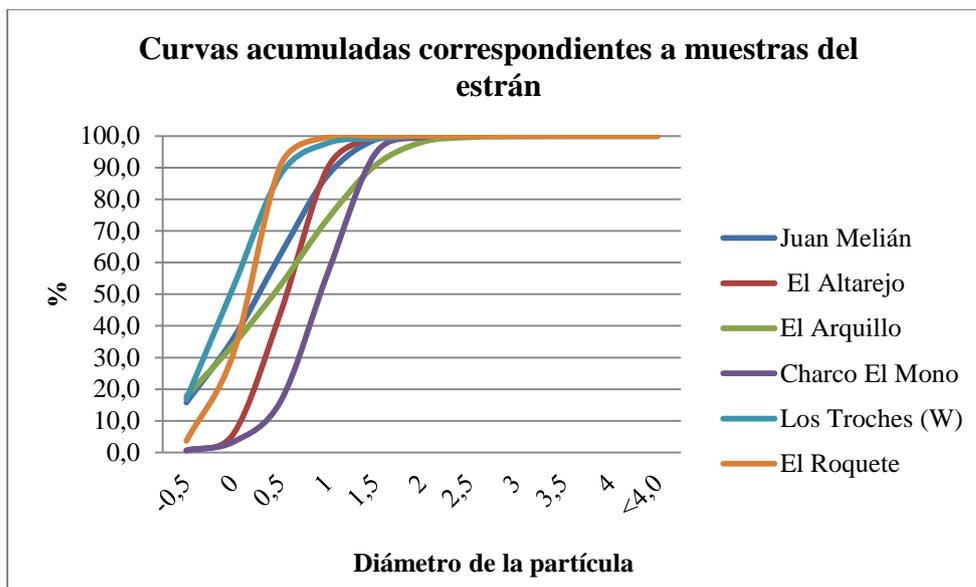


Figura 12. Curva acumulada de la distribución en porcentaje del diámetro de las partículas de fracción arenosa (< 2 mm) de las arenas correspondientes a la orilla de las playas de Juan Melián, El Altarejo, El Arquillo, Charco El Mono, Los Troches y El Roquete. Elaboración propia.

Finalmente cabe destacar que, en la playa de Los Troches y en la desembocadura del barranco de Flandes los materiales más groseros no parecen presentar ningún tipo

de disposición concreta; puesto que, los bloques se ubican tanto en la parte posterior como en la orilla.

6.3.2. *Beach rock*

Se trata de una formación situada en el extremo oeste de la playa de Los Troches integrada por cantos y gravas empastados en una matriz fina de arenas y gravas organógenas. Se encuentra superpuesta a la serie basáltica antigua y cubierta, parcialmente, por depósitos de ladera. Su espesor es centimétrico y su desarrollo longitudinal es difícilmente reconocible, ya que en gran medida se encuentra cubierto, además de que su disposición espacial es discontinua. La altitud a la que se localiza el depósito es de aproximadamente 6 metros sobre el nivel marino actual.

La litología de los cantos es homogénea; puesto que, todos ellos tienen su origen en el desmantelamiento de la serie basáltica antigua. A cantos y gravas se suman los carbonatos que, en las muestras analizadas, representan un 33,68% del total. Los materiales no parecen presentar ningún tipo de disposición concreta. El fuerte grado de consolidación está marcado por la disolución y precipitación del carbonato cálcico que actúa como un cemento natural (Yanes, 1990). Por ello, cantos que fueron moldeados por procesos mecánicos y que no se encontraban consolidados aparecen hoy como *beach-rock*.



Figura 13. *Beach rock* dispuesto sobre la Serie Basáltica Antigua en el extremo este de la playa de Los Troches. Autor: Marrero, N. (2015).

6.3.3. Superficies de abrasión.

6.3.3.1. Superficies de abrasión activas

En líneas generales, las plataformas de abrasión presentan una suave inclinación hacia el mar, abarcando longitudinalmente unos 30 metros en el conjunto Callao La Hoya-El Roquete y algo menos de 4 km. en el caso del frente de la plataforma lávica. Transversalmente sus proporciones varían entre los 25 y 30 metros. La naturaleza de los materiales es variable siendo basáltica en el frente de la plataforma lávica y franco arenosa en la desembocadura de El Roquete - Callao de La Hoya.



Figura 14. Plataformas de abrasión según su composición. 1.- Plataforma de abrasión basáltica dispuesta en el frente de la plataforma lávica de Punta del Hidalgo. 2.- Plataforma de abrasión franco arenosa de El Roquete - Callao de La Hoya. Autor: Marrero, N. (2015).

En la plataforma de abrasión constituida por los materiales de la Serie Basáltica Reciente es visible la fuerte alteración sufrida sobre la colada por la acción mecánica de las olas y los procesos físico-químicos. Los procesos de mayor importancia son los relacionados con la acción hidráulica y la corrosión, que generan, mediante la descamación y pulido de los materiales, espacios donde se producen los procesos físico-químicos.

El borde externo está constituido, en algunos sectores, por un pequeño *rampart* que las olas superan de forma habitual, siendo visible solamente durante la bajamar. En el extremo noreste de la plataforma, la fuerte abrasión ha dado lugar a sectores de culminación prácticamente plana donde es visible la disyunción prismática del basalto. El sector central se presenta como una zona de aspecto irregular marcada por la existencia de charcos y cubetas en los que se acumulan arenas, gravas y cantos. Finalmente el borde interno, está marcado por la aparición de cordones de cantos o depósitos detríticos, retocados por la acción marina de forma puntual, superpuestos a la

plataforma que sobre sale en zonas concretas. En este sector y en el central la evaporación del agua contenida en las cubetas y demás depósitos tiene un papel destacable gracias a la cristalización de la sal.

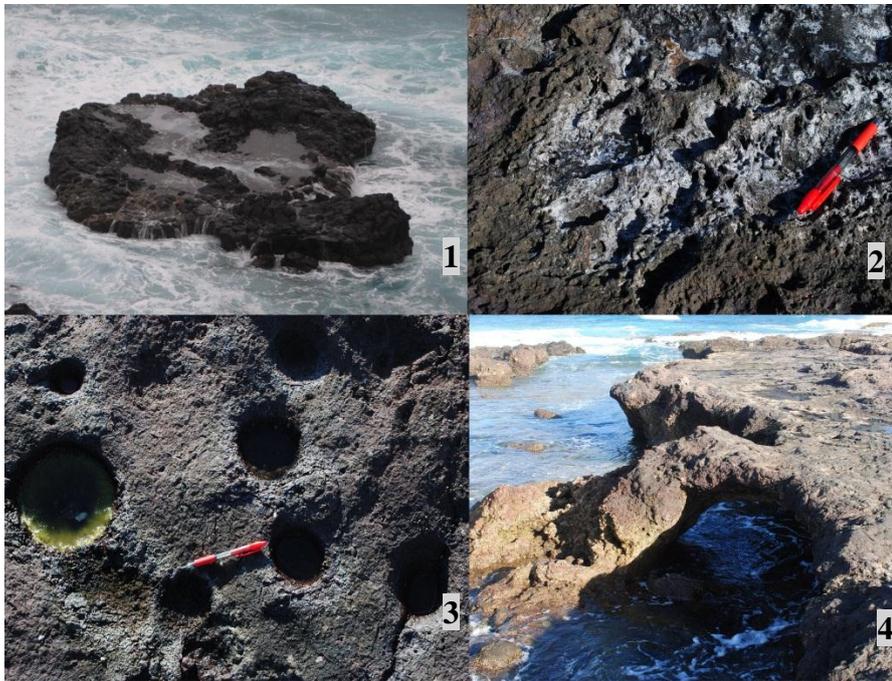


Figura 15. Morfología de detalle sobre la plataforma de abrasión basáltica. 1.- Sector de culminación plana en la Punta del Güigo. 2.- Cristalización de la sal y taffonización. 3.- Cubetas formadas a partir de la cristalización de la sal. 4.- *Rampart* en el frente de la plataforma y arco litoral. Autor: Marrero, N. (2015).

La plataforma de abrasión de la Boca de Flandes corresponde al retroceso del cono de deyección producido por la acción marina que supera en competencia la capacidad de aporte fluviotorrencial. Se trata de un conglomerado de cantos de escaso tamaño envueltos en una matriz de textura franco arenosa. En la actualidad, se encuentra cubierta por grandes bloques de naturaleza basáltica procedentes del desmantelamiento del acantilado detrítico.

Color Munsell	% > 2 mm	% < 2 mm	% Arena	% Limo	% Arcilla	% M.O.
7.5YR3/4	21,3	78,7	57,82	22,87	16,36	8,37

Tabla 8.- Resumen de las características de la superficie de abrasión en la Boca de Flandes. Elaboración propia.

6.3.3.2. Antiguas superficies de abrasión

Las oscilaciones de la línea de costa no sólo han modelado los depósitos detríticos, al noreste de la isla baja existe un sector que constituye una antigua plataforma de abrasión sobre la Serie Reciente a cuatro metros de altitud. La antigua

superficie de abrasión está limitada por el paleoacantilado sobre material detrítico al oeste, la Punta del Güigo al noreste y la playa de Los Troches al sureste. Hoy fuera de la acción de los procesos marinos, excepto en su frente, y tapizada por depósitos recientes de espesor variable que dificultan su estudio.

6.3.4. Acantilados.

En general, los acantilados son la forma litoral predominante en el conjunto del macizo, teniendo un importante desarrollo espacial en el área de estudio. Para su correcta caracterización es necesario, por una parte, atender a su perfil, altura, la funcionalidad y el retroceso. Por otra parte, parece imprescindible tener en cuenta las variaciones en el cero marino, puesto que la sucesión de regresiones y transgresiones generan cambios en los procesos que los caracterizan.

En referencia a la litología las diferencias son muy escasas. En general, los detritos tienen su procedencia en el desmantelamiento del macizo, en el caso de los labrados sobre depósitos aluviales y de ladera, o en el retroceso de materiales esencialmente basálticos, como es el caso de los esculpidos sobre la propia estructura volcánica. Se trata en la mayoría de los casos, en los que la altura los permite, de cantiles subverticales con perfiles de tipo *slope over wall*. Sus tasas de retroceso son muy diferentes, siendo más rápida en los detríticos donde la acción marina elimina la matriz fina que envuelve los cantos y los deja dispuestos en su frente.

6.3.4.1. Acantilados activos

Los cantiles sobre la Serie Basáltica Reciente, de litología homogénea, se reducen, en este ámbito, a microescarpes de desarrollo muy reducido que no presentan prácticamente características destacables.

En el caso del Barranco de Flandes el acantilado detrítico varía entre los 25 y 30 metros altura, siendo este el único acantilado sobre material detrítico en el que las olas rompen diariamente contra un sector de su frente; mientras que, en el resto del depósito el cordón de cantos, dispuesto en su base, provoca que sólo se vea afectado por mareas vivas como las equinocciales y las provocadas por situaciones de temporal. En el Barranco Seco los materiales objeto de remodelación en la actualidad se ubican sobre taludes de derrubios que son retocados por la acción de los procesos marinos en situaciones extraordinarias, como las expuestas anteriormente, generando acantilados

bajos (Guilcher, 1966) con una altura que varía desde los 2 a los 20 metros. Además, en todo el frente nordeste de la plataforma es visible un acantilado activo en el que se diferencia un estrato basáltico y otro detrítico superpuesto al primero, su altura es de aproximadamente 30 metros y se reduce hacia el norte.



Figura 16. Acantilado activo sobre los taludes de derrubio del paleoacantilado de Los Troches. Al fondo acantilado activo del Roque de Dos Hermano. Autor: Marrero, N. (2015).

6.3.4.2. Paleoacantilados

Los acantilados que hoy se encuentran fuera de la acción marina están representados por acantilados bajos (menos de 100 metros) y acantilados muy altos (entre 250 y 500 metros) (Guilcher, 1966), siendo los primeros los labrados sobre las Series Basálticas Antiguas y los segundos sobre los depósitos aluviales y de ladera.

Los acantilados de la Series Basálticas Antiguas se reducen al Roque de los Cardos (270 metros) y al Andén Colorado (470 metros), estos dos últimos quedaron fuera de la acción de la dinámica marina por la colada emitida en la erupción de las Rozas.

El acantilado detrítico dispuesto al este de la isla baja tiene una extensión de algo menos de 800 metros, labrado sobre los depósitos de El Tomadero y Barranco Seco su altitud varía entre los 30 y 60 metros, siendo algo mayor donde conecta con el cono de derrubios que se apoya en el sector este del depósito. Por otra parte, existe un cantil detrítico sobre los materiales ubicados en la plataforma volcánica, situado en el noreste de la plataforma con una altura máxima de 70 metros que se reduce hacia el norte del depósito.



Figura 17. La plataforma lávica de Punta del Hidalgo al fondo. Los depósitos aluviales y de ladera del barranco Seco y de El Tomadero. Paleoacantilados de Los Troches y acantilados que siguen siendo objeto de remodelación sobre la plataforma lávica. Autor: Cabrera, I. (2014)

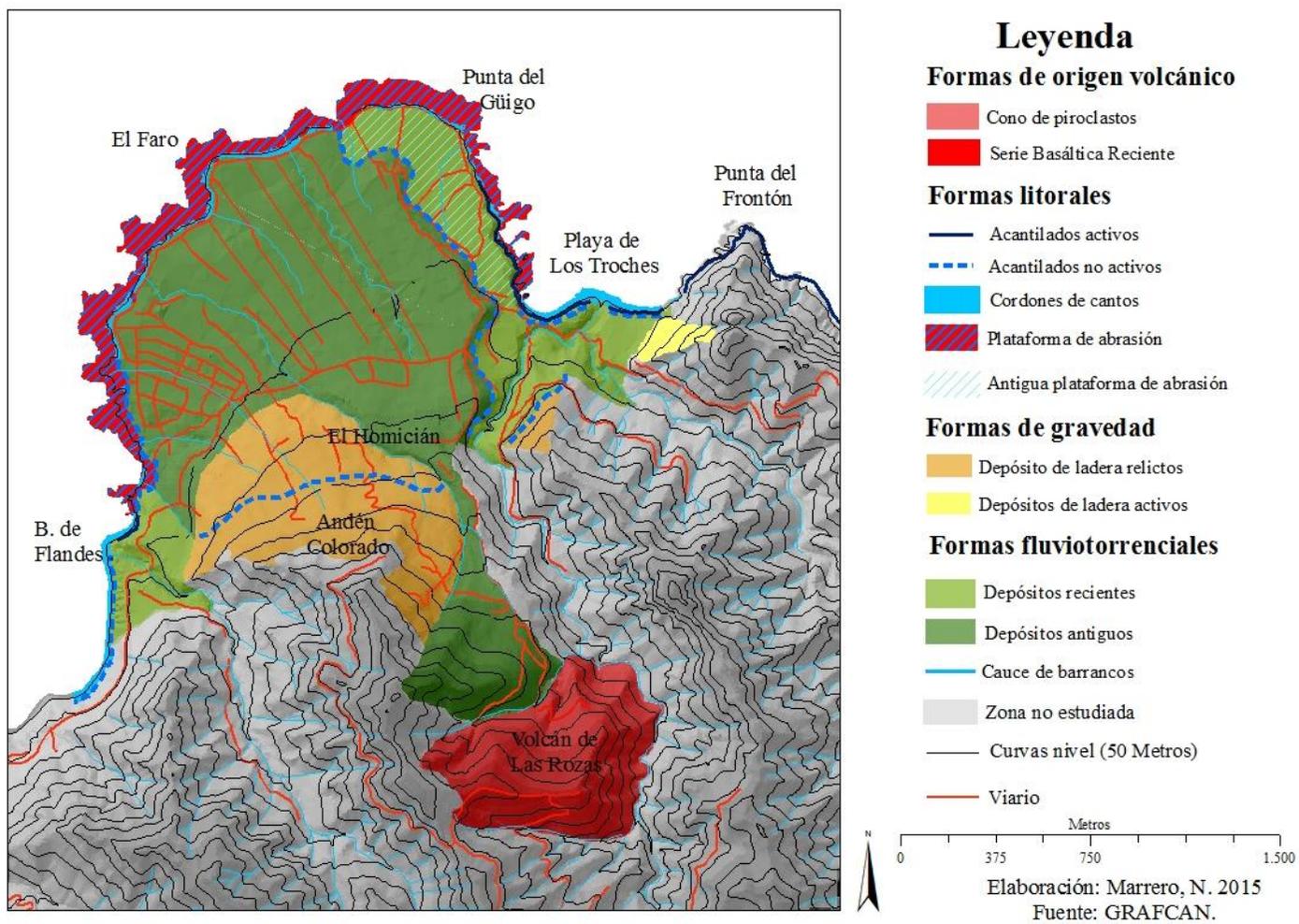


Figura 18. Mapa de las principales unidades geomorfológicas cuaternarias del entorno costero de Punta del Hidalgo (ver anexo, abierto con adobe se puede hacer zoom hasta distinguir todos los detalles).

7. DISCUSIÓN

a) Geomorfología volcánica

La alteración del volcán a escala de conjunto está determinada por la edad del edificio; mientras que, al sectorizar el volcán los factores determinantes de la fuerte alteración sufrida son: su ubicación en la red de drenaje, las condiciones climáticas y el sustrato. La escasa coherencia del material que lo compone ha permitido un mayor desmantelamiento del flanco que está más expuesto a la actividad torrencial del barranco.

Las características de las muestras indican que en el dorso sur del volcán la fracción dominante es la gruesa (85,34%) con un porcentaje de limos (3,03%), arcillas (0,94%) y materia orgánica (0,71%) muy bajos; a pesar de no tratarse de suelos desarrollados ya encontramos cauces de escasa importancia. En la muestra de la zona baja del cráter lo predominante son las arenas (88,62%) siendo limos y arcillas inferiores al 6 % del total de la muestra. En la zona media (cráter B.-1) los porcentajes de limos (15,42%) y arcillas (8,89%) aumentaron respecto a la base. Aunque en la cima, los porcentajes de limos (18,94%) y arcillas (11,45%) fueron los más altos junto con los de materia orgánica (2,56%); sin embargo, su fracción fina estaba representada únicamente por un 28,45%.

Tras el análisis de las muestras en ningún caso, dorso o cráter, la formación de suelos parece ser determinante para que aparezcan los cauces, sino que los materiales, saturados por precipitaciones intensas de escasa amplitud horaria, son desplazados en masa siguiendo la pendiente. La edad, dado que todo el edificio tiene su génesis en la misma erupción, no es el factor determinante para la formación de suelos, pues el grado de desarrollo de los mismos es desigual en función del sector. Los piroclastos están más alterados en el cráter que en el dorso. Además, la descripción anterior de las muestras y el trabajo de campo indican que el desarrollo de los suelos es más evidente para la fachada de barlovento donde los porcentajes de materia orgánica fueron más elevados, al igual que el porcentaje de limos y arcillas; mientras que, para la fachada de sotavento la fracción mayor de 2 mm. es lo predominante. Asimismo, la muestra de la zona más alta del volcán fue la que presentó mayor porcentaje de limos y arcillas invitándonos a pensar que la altura dentro del propio volcán juega un papel importante en su relación con las condiciones climáticas para el desarrollo de suelos. Todo esto resalta el papel

del clima y las vertientes como condicionantes de la evolución superficial del cono (formación de suelos y cauces) y su ocupación biológica.

Finalmente, al no existir un edificio de edad y características similares en el interior del macizo de Anaga la comparativa de las muestras con otras pertenecientes a conos cercanos es imposible.

b) Formaciones fluviotorrenciales

Los estratos analizados ponen de manifiesto un total de cuatro grupos diferenciados según los materiales que lo componen.

El primer grupo estaría representado por bloques angulosos y cantos rodados envueltos en una matriz fina. Este estrato se asocia a precipitaciones intensas de poca amplitud horaria que gracias a las fuertes pendientes del macizo son arrastrados hasta las zonas bajas. Se trata de avenidas excepcionales como la ocurrida en el Barranco de San Juan en Bajamar que arrastró bloques de características similares en 1977 (Quirantes et al, 1993). Si bien los bloques no recorren demasiado espacio ya que no presentan síntomas de rodamiento, si lo hacen los cantos aunque, en general, mantienen características angulosas; por lo que, es probable que estos hayan experimentado un transporte muy corto o que este se haya producido en suspensión sobre matriz fina, hablaríamos por tanto de *debris-flow*.



Figura 19. Estratos de bloques y cantos de aspecto anguloso o con escasos síntomas de rodamiento.
Autor: Marrero, N. (2015).

El segundo grupo se caracteriza por estratos de cantos rodados que aparecen en vueltos en una matriz fina debido casi con total seguridad a lluvias moderadas. Los cantos, con toda probabilidad, experimentan largos recorridos desde las zonas altas del macizo obteniendo así la forma redondeada durante el transporte. En estos casos, la matriz fina no actúa como transporte sino que se produce primero el transporte de los cantos y posteriormente la deposición de los materiales finos actúa como compactante.



Figura 20. Estrato de cantos de aspecto subanguloso o redondeado con síntomas de haber experimentado rodamiento durante el proceso de transporte. Autor: Marrero, N. (2015).

El tercer tipo de estrato aparece marcado por arenas, limos y arcillas con bajos porcentajes de materia orgánica. Los estratos del abanico aluvial de Barranco Seco pertenecientes a este grupo son los BS-1, BS-3, BS-5, BS-6, BS-12, BS-14 y BS-16, BS-17; mientras que, para la terraza antigua los estratos que pertenecen a este grupo son BS-19, BS-20, BS-23 y BS-25 que en ningún caso sus porcentajes de materia orgánica superan el 10%. En el barranco de Flandes los estratos pertenecientes a este grupo son BF-1, BF-5, BF-7, BF-8, todas con importantes cantidades de arena y escasa materia orgánica.

Este tipo de estratos parece tener su génesis en la deposición de materiales finos gracias a una escorrentía poco turbulenta procedente de las zonas altas del macizo; puesto que, no aparecen cantos que hayan sido transportados ni por rodamiento ni por suspensión

El cuarto grupo parece evidenciar periodos de cierta estabilidad estando compuesto por estratos cuyos porcentajes de materia orgánica superan el 10%. Para los estratos del depósito más antiguo de Barranco Seco el grupo abarca dos estratos que serían BS-18 con una textura franco-arenosa y un porcentaje de materia orgánica de 11,12 % y BS-21 con una textura franco-limosa y 16,36% de materia orgánica. En el caso del abanico aluvial de Flandes sólo encontramos un estrato con estas características que sería BF-3 con 10% de materia orgánica y porcentajes de limos (45,91%) y arcillas (39,51%) muy superiores a los porcentajes de arenas (14,58%). Cabe la posibilidad de que se trate de paleosuelos desarrollados sobre depósitos de material más fino, ubicados en momentos de lluvias regulares y fuerte recubrimiento vegetal de las laderas. Serían el resultado de paleoclimas húmedos, asociados quizás a determinados Estadios Isotópicos ligados a fases interglaciares, como por ejemplo el estadio isotópico 5. Es la estabilidad climática que permite el establecimiento de la vegetación que posteriormente es arrasada por periodos de precipitaciones intensas de escasa amplitud horaria.



Figura 21. Estrato caracterizado por elevados porcentajes de arcillas, limos y materia orgánica. Autor: Marrero, N. (2015).

Estos cuatros tipos nos muestran la existencia de diferentes procesos de transporte ligados a eventos atmosféricos distintos. Los primeros están relacionados a periodos de pluviosidad violenta, en los que las precipitaciones se producen con escasa amplitud horaria dando lugar a avenidas excepcionales en los barrancos; aunque, probablemente hayan mediado periodos de menor violencia en los que se hayan producido los sedimentos que posteriormente son transportados en masa. Por otra parte,

el tercer grupo de estratos pertenece a precipitaciones suaves que producen un transporte lento y continuo de sedimentos con escasa capacidad para arrastrar materiales gruesos. El último grupo evidencia periodos de gran estabilidad que permiten el asentamiento de una comunidad vegetal existiendo la posibilidad de que esta fuese característica de estadios de sucesión no iniciales por los altos porcentajes de materia orgánica.

No parece evidente que la relación entre los estratos sea lineal, es decir, estos no presentan un orden, por lo que hablar de pulsaciones climáticas húmedas con características similares es complicado, de la misma forma que lo es para los periodos de mayor aridez. Lo que sí parece evidente es que la llegada de borrascas a la isla si producía consecuencias en la morfología de los abanicos aluviales, ya fuese el arrasamiento de la vegetación existente o la incisión del canal. Por otra parte, estos eventos tienen un carácter extraordinario, como lo tienen en la actualidad, ya que de lo predominante en los conos estudiados son los estratos con elevados porcentajes de arena en los que la materia orgánica tiene poco protagonismo. Siendo posible que estos se originen con una escorrentía de carácter estacional, similar a la producida en la actualidad, relacionada con el aporte hídrico característico de las lluvias moderadas durante dilatados periodos de tiempo. Sin embargo, el elevado volumen de sedimentos desplazados desde las zonas altas del macizo sí parece evidenciar climas más húmedos.

Finalmente, la dinámica actual de las formas aluviales parece indicar que se encuentran en un periodo de desmantelamiento que está dando lugar a un canal central cada vez más ancho en su zona media y distal; así como, a un retroceso del frente acantilado. Además, la ocupación de estas estructuras y su intenso desmantelamiento actual ponen en peligro las infraestructuras que albergan, como demuestra el derrumbe de muros asociados a las parcelas de cultivo o la caída de grandes paquetes de material en zonas próximas a viviendas.

c) Los depósitos de gravedad

El análisis de las formas de gravedad nos permite concluir que estas se forman una vez ha cesado el proceso de aporte fluvio-torrencial. Puesto que, en el corte observado desde la playa de Los Troches es visible que un primer paquete de materiales situado en la base tiene su origen fluvio-torrencial; mientras que, el paquete superior procede,

exclusivamente, del cono de derrubios. El estudio de los conos no reviste mayor interés puesto que, en los que presentan cortes visibles, no aparece ningún tipo de estratigrafía.

d) Las paleoformas marinas

Todo lo expuesto hasta ahora prueba la existencia de cambios en la línea de costa debidos al glacioeustatismo. La interpretación de las diferentes paleoformas nos deja con criterios únicamente altimétricos a la hora de establecer relaciones entre los cambios acontecidos en este sector y sus cronologías a nivel mundial.

La primera regresión marina es aquella en la que se produce la incisión de los barrancos Seco y de El Tomadero; puesto que, los lechos de los barrancos se encuentran excavados por debajo del cero marino actual y que hoy aparecen completamente tapizados. Aunque esto puede deberse a fenómenos de subsidencia característicos de las formaciones basálticas. Una nueva regresión marina en la cual la erupción de las Rozas gana terreno al mar y retranquea la antigua línea de costa. El modelado de la peana lávica se produce durante una transgresión marina que provoca en ella visibles huellas de arrasamiento mecánico. Durante una nueva regresión se produce la sedimentación de la primera generación de depósitos sobre la plataforma lávica y estos son acantilados por una transgresión evidenciada únicamente por el acantilado situado al noroeste de la plataforma lávica. Coetáneamente al acantilamiento de la primera generación del depósito debe formarse el *beach-rock* sobre la Serie Basáltica Antigua. Otra regresión marina permite la génesis de los depósitos del Bco. Seco, Tomadero y Flandes; siendo su acantilamiento fruto de una nueva transgresión. La formación de los depósitos gravitacionales en la pared del paleoacantilado de los Troches es la última evidencia de la más reciente regresión marina acontecida en este sector.

A continuación se presenta una tabla de la relación entre las paleoformas y su posible cronología temporal:

Periodo	Serie	Nivel	Paleoforma	Altitud
Plioceno superior		Regresión	Incisión de los barrancos Seco y de El Tomadero	
Pleistoceno inferior		Regresión	Emisión de la colada de las Rozas	
Pleistoceno Medio		Transgresión	Modelado de la peana lávica	+ 4 metros
Pleistoceno Medio		Regresión	Primera generación de depósitos	
Pleistoceno superior	Eemiense (MIS 5)	Transgresión	Acantilamiento de la primera generación de depósitos y formación del <i>beach-rock</i>	+6 metros
Pleistoceno superior		Regresión	Segunda generación de depósitos	
Holoceno	Flandriense	Transgresión	Acantilados sobre la nueva generación de depósitos	+5 metros
Holoceno	Post-Flandriense	Regresión	Formación de taludes de derrubios sobre el paleoacantilado de los Troches	
Holoceno		Nivel Marino Actual	Acantilado en los taludes de derrubio sobre el paleoacantilado	

Tabla 9. Tabla resumen de las oscilaciones en el nivel del mar en el entorno costero de Punta del Hidalgo. Elaboración propia.

e) Las formas marinas actuales

El estudio de las formas litorales actuales no ofrece mayores perspectivas más allá de su correcta caracterización; puesto que, lo predominante es la erosión marcada por la abrasión y corrosión sobre la Serie Basáltica Moderna y la formación de playas de cantos a partir del desmantelamiento de los conos de deyección.

El acantilamiento que experimenta el depósito del Barranco de Flandes ha de ser tenido en cuenta, en la medida en la que este aloja una cantidad importante de viviendas y sistema viario. Además, el tránsito de personas en la playa de El Roquete es algo habitual y en esta es observable la caída de paquetes de material desde la parte alta del cono.

En las playas, podemos observar que los materiales dispuestos en la zona donde la ola rompe de forma habitual son los comprendidos en el intervalo 20-70 mm mezclados con gravas y arenas; mientras que, los cantos de entre 70 y 120 mm predominan sobre la berma. En el extremo oeste de la playa de Los Troches, se produce una variación en la disposición de los materiales a la que presentan el resto de playas, siendo la más frecuente sobre la berma los cantos de intervalo 20-70 mm y los de 70-120 mm en la orilla.

El estudio de los materiales finos pone de relevancia la homogeneidad en el tamaño de gravas y arenas. Siendo la recogida en El Roquete y Los Troches las concentradas en los diámetros inferiores a $0'5 \Phi$, ambas playas son las más abiertas al oleaje. En el caso del resto de las arenas su clasificación no es unimodal siendo, probablemente, su origen la descamación de la plataforma lávica y, en el caso de la arena de la Playa del Arquillo que consiste en pequeños piroclastos, su procedencia es, casi con total seguridad, el desmantelamiento del cono de las Rozas.

La distribución descrita de los sedimentos y su granulometría nos invita a pensar que la dinámica torrencial juega un gran papel en la distribución de los bloques, ya que luego de su deposición, la dinámica marina no tiene la capacidad de redistribuirlos. Dada la granulometría del sedimento estudiado y la propia tipología de las playas, marcada por un elevado número de obstáculos, podemos concluir que existe una escasa deriva litoral de sedimentos; sin embargo, estos sí son removidos en un movimiento ascendente y descendente en función de la pendiente de la playa, la configuración litoral muy diferente por sectores y la granulometría del propio sedimento.

8. CONCLUSIONES

8.1. La relación nivel marino-pulsación climática.

Todo lo expuesto hasta ahora prueba de forma irrefutable la existencia de diferentes niveles marinos durante el Cuaternario y periodos de estabilidad climática intercalados con periodos más húmedos. La altura a la que se emplazan las paleoformas hace evidente que se trate de variaciones glacioeustáticas, no siendo necesario recurrir a procesos de subsidencia o los relacionados con dinámicas marinas concretas.

Parece posible que regresión marina y pulsación húmeda hayan tenido relación de forma que, durante las regresiones marinas mayores volúmenes de hielos en el Ártico dieran lugar a un mayor enfriamiento de las masas de aire lo que se traduciría en un aumento del número de borrascas del frente polar que llegaban a la isla; puesto que, es evidente que los conos de deyección de los barrancos se forman durante regresiones marinas. Además, la excavación de los barrancos no avala la teoría de pulsaciones húmedas cuaternarias, ya que estos tienen su origen durante el Terciario; no obstante, sí corroboran la relación regresión periodo húmedo al estar su desembocadura por debajo del cero marino actual.

Por otra parte, la existencia de al menos dos suelos más desarrollados en los depósitos antiguos prueba que mediaron periodos de estabilidad durante el Pleistoceno Superior y que luego reaparecen durante el Holoceno, tras la formación de los conos Seco y Flandes, siendo posible que esos periodos de estabilidad coincidan con transgresiones marinas.

En la actualidad, se está produciendo una transgresión marina y las borrascas de fuertes consecuencias geomorfológicas no son habituales en el macizo. Por eso se propone, que para las transgresiones marinas lo predominante sería un clima de características más áridas durante los cuales los suelos y la vegetación alcanzan un mayor desarrollo. De la misma forma, durante esas transgresiones el material que en las regresiones es arrastrado hacia las desembocaduras de los barrancos es elaborado en las zonas altas del macizo. Además, para transgresiones y regresiones los procesos dominantes serían diferentes. Durante las regresiones lo predominante sería la acción fluviotorrencial que se traduce en *debris flow* desde las zonas altas del macizo, excavación de los barrancos, alteración de la colada y el cono de Las Rozas. Mientras que, durante las transgresiones domina el modelado litoral con la formación de acantilados, playas y superficies de arrasamiento; asimismo, los procesos gravitacionales allí donde las pendientes lo permiten.

Sería interesante buscar en el *beach-rock* restos en cantidades suficientes de ser datados por C^{14} o Th/U. para conocer la edad de dicho depósito; así mismo, nuevos trabajos de otras áreas de Anaga con depósitos originados durante el Cuaternario pueden permitir establecer correlaciones con las formas localizadas en Punta del Hidalgo.

Finalmente, es importante destacar que es la sucesión de periodos climáticos húmedos, con los consecuentes aportes de sedimentos depositados sobre las suaves pendientes originadas durante el cuaternario, los que han sido determinantes para la instalación de la actividad agrícola en este sector del macizo.

9. POSIBLE APLICACIÓN

La plataforma de Punta del Hidalgo ha experimentado una alta demanda de suelo para su destino residencial, turístico y agrícola por tratarse de una anomalía a las fuertes pendientes del macizo. Por ello, es imprescindible conocer la dinámica actual y

pasada que la isla baja ha experimentado, puesto que esta es muy importante a la hora de establecer criterios de actuación y gestión. Muchas de las construcciones actuales se ubican en zonas que los cambios del nivel marino acontecidos durante el Cuaternario habrían afectado. De ahí la importancia de conocer las antiguas líneas de costa como base para calcular el alcance de un posible ascenso del nivel marino vinculado al Cambio Climático actual. Es por tanto que, los mapas geomorfológicos son necesarios en la elaboración de mapas de riesgos, puesto que registran la dinámica natural pasada y actual de un área que hoy se encuentra altamente antropizada.

El conocimiento las formas generadas durante el Pleistoceno y Holoceno nos permite extrapolar las características de los sucesos ocurrido en el pasado al futuro, es decir conocer el pasado con el objetivo de predecir el futuro; puesto que, sabemos que los fenómenos naturales se rigen por leyes físicas difíciles de predecir. No obstante, el conocido cambio climático provoca que los patrones establecidos según los datos obtenidos hasta ahora pierdan su validez (Gallart, 1990). Todo esto, nos deja en incertidumbre ante nuestro futuro próximo.

Además, el estudio de la dinámica actual y los aportes sedimentológicos realizados sirve de base a estudios de colonización vegetal sobre los diferentes depósitos.

10. AGRADECIMIENTOS

El Dr. Ramón Casillas (UDI de Edafología y Geología de la ULL) nos facilitó la confección de la lámina delgada de la muestra rocosa de la plataforma lávica. El Dr. Francisco Pérez-Torrado (Departamento de Física de la ULPGC) nos facilitó el magnetómetro *Fluxgate* con el que hicimos las determinaciones de polaridad magnética. Por último, quiero agradecer a Constantino Criado Hernández, por el interés que ha mostrado en mi Trabajo Fin de Grado, por su confianza, colaboración y apoyo en el proceso de elaboración.

A mis padres y hermana. A mi familia en la carrera: Juanma, Yugle y Mayte. Cuatro años llenos de altibajos y seguimos aquí. No habría podido elegir un equipo mejor. Finalmente, me gustaría decir que después de cuatro años mi mayor lección ha sido que no importa lo profundo que puedas llegar a caer, tus sueños siguen siendo igualmente válidos.

*“Vi a mis padres correr en busca del dorado
Vi a mis padres luchar cada uno por su lado
Lo mejor de sus vidas dónde se ha quedado
Quizás yendo detrás del maldito el dorado”*

Revólver

11. BIBLIOGRAFÍA

- BRAVO, T. (1965). «Modificaciones litorales por efusiones volcánicas cuaternarias». *Actas del V Congreso Panafricano de Prehistoria y estudio del Cuaternario*. Santa Cruz de Tenerife, Publicaciones del Museo Arqueológico, págs. 207-223.
- BULL, W, B. (1964). «Geomorphology of segmented alluvial fans in Western Fresno County, California» *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 352 págs. 89-125.
- CARRACEDO, J. C. (1979). *Paleomagnetismo e historia volcánica de Tenerife*. Santa Cruz de Tenerife, Aula de Cultura del Cabildo, 82 págs.
- CARRACEDO, J. C. (2011). *Geología de Canarias. I, Origen, evolución, edad y volcanismo*. Editorial Rueda, 398 págs.
- CRIADO, C. (1981). *Los paisajes naturales del macizo de Anaga*. Memoria de Licenciatura. Departamento de Geografía de La Universidad de La Laguna. 568 págs.
- CRIADO, C. y YANES, A. (1981). «Depósitos torrenciales y formaciones coluviales en el macizo de Anaga» *VII Coloquio de Geografía. AGE*, págs. 203-209.
- CRIADO, C. (1990). “Rasgos geomorfológicos del macizo de Anaga (Tenerife)”. En *II jornadas de campo de Geomorfología Volcánica*, Romero, C. 346 págs. Zaragoza: monografía 5. S.E.G.
- CRIADO, C. (2001). "El modelo de relieve en Canarias". En *Espacio natural y dinámicas territoriales: homenaje a Jesús García Fernández*. Manero, F. Valladolid: Universidad de Valladolid, págs. 205-218.
- DÓNIZ, J. (2001): «La influencia de la topografía en las características morfológicas y morfométricas de los volcanes basálticos monogénicos de Tenerife (Islas Canarias)» *Cuaternario y Geomorfología*, nº 15 (3-4), págs. 101-114.

DÓNIZ, J. (2004): *Caracterización geomorfológica del volcanismo basáltico monogénico de la isla de Tenerife*. Tesis Doctoral. Departamento de Geografía. Universidad de La Laguna, 378 págs.

DÓNIZ, J. (2006): «Estudio de la erosión de los volcanes basálticos monogénicos de El Cerillar, Guamasa y En Medio, en el Parque Nacional de Las Cañadas del Teide (Tenerife. Canarias. España)». *Boletín de la A.G.E. N.º 42*, págs. 285-301.

DÓNIZ, J. & ROMERO, C. (2007). Gully erosion on cinder cones of Tenerife (Canary Islands, Spain). En Casalí, J. y Giménez, R. (eds). *Progress in gully erosion research*. Universidad Pública de Pamplona, págs. 40-41.

DORTA, P., MARZOL, M^a V. y VALLADARES, P. (1993): «Localisation et fréquence des cellules de pression dans l'Atlantique Nord, L'Europe Occidentale et le Nord de L'Afrique (1983-1992)». *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, vol 6, 453-466.

FUSTER, J. M.; ARAÑA, V.; BRANDLE, J. L.; NAVARRO, J. M.; ALONSO, U. & APARICIO, A. (1968). "Geología y volcanología de las Islas Canarias: Tenerife". Inst. Lucas Mallada. C.I.S.C. 218 págs.

GALLART, F. (1990). "El papel de los sucesos lluviosos de baja frecuencia en la evolución geomorfológica de las áreas montañosas". En *Geoecología de las áreas de montaña*, García, J.M. 337 págs. Logroño: Geoforma Ediciones.

GIL, M. C. & MORO, L. (2014). *Toponimia popular costera: desde Bajamar a Punta del Hidalgo*. Ayuntamiento de San Cristóbal de La Laguna. 123 págs.

GÓMEZ, A. (1996). «Abanicos aluviales: aportación teórica a sus aspectos más significativos». *Cuaternario y Geomorfología*, págs. 77-124.

GUILCHER, A. (1966). «Les grandes falises et megafalaises des cotes sud-ouest de L'Irlande». *Annales de Geographie*. n° 75, págs. 26-38.

KLUG, H. (1968). *Morphologische studien auf der kanarischen insel*. Schriften des Geographischen Institut de Universität, Kiel págs 184.

- LECCE, S.A. (1990). «The alluvial fan problem». En A.H. Rachocky & M. Church (Eds): *Alluvial fans. A field approach*. John Wiley & Sons, págs.:3-24.
- LUSTING, K. (1965). Clastic sedimentation in Deep Springs Valley, California. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, págs. 131-192.
- MARTÍN-SERRANO, A.; SALAZAR, A.; NOZAL, F. & SUAREZ, A. (2004). *Mapa geomorfológico de España a escala 1:50.000. Guía para su elaboración*. Madrid, Instituto Geológico y Minero de España., 128 págs.
- MARZOL, V. (2000). "El clima". En *Gran Atlas Temático de Canarias*, Morales, G. & Pérez, R. 376 págs. Editorial Interinsular Canaria.
- MARZOL, M.V.; YANES, A.; ROMERO, C.; BRITO DE AZEVEDO, E.; PRADA, S. & MARTINS, A. (2006): «Los riesgos de las lluvias torrenciales en las islas de la Macaronesia (Azores, Madeira, Canarias y Cabo Verde) » en *Clima, Sociedad y Medio Ambiente* (Cuadrat, J. et al., eds.). Publicaciones de la A.E.C., nº 5, págs. 443-452.
- MÁYER, P. & MARZOL, M. V. (2014): «La concentración pluviométrica diaria y las secuencias lluviosas en Canarias: dos factores de peligrosidad». *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles* N.º 65, págs. 231-247.
- PEÑA MONNÉ, J. L., (1997). *Cartografía geomorfológica básica y aplicada*. Logroño: Geoforma Ediciones, 227 págs.
- QUIRANTES, F., FERNÁNDEZ-PELLO, L., ROMERO, C., & YANES, A., (1993). «Los aluviones históricos en Canarias». En nuevos procesos territoriales. *XIII Congreso de Geografía*, Sevilla, págs. 611-615.
- ROMERO RUIZ, C., YANES LUQUE, A., & MARZOL JAÉN, 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, 10 págs.
- STRAHLER, A. (1988): *Geografía Física*. Barcelona, Ediciones Omega S.A., 767 págs.

TRICART, J. (1965): *Principes et methodes de la géomorphologie*. Paris: Masson, 496 págs.

YANES, A.; LUIS, M. & ROMERO, C. (1988): «La entidad geográfica de las islas bajas canarias». *Ería* 17, págs. 259-269.

YANES, A. (1990). *Morfología litoral de las Islas Canarias Occidentales*. La Laguna (Tenerife). Servicio de publicaciones de la Universidad de La Laguna, 208 págs.

YANES, A. (2013). «Caracterización y clasificación de los acantilados en formaciones sedimentarias en áreas volcánicas. Acantilados detríticos en Tenerife». *Geo-Temas* 14, págs. 83-86.

ZEUNER, F. (1958). «Líneas costeras del Pleistoceno de Canarias» *Anuario de Estudios Atlánticos*. Madrid-Las Palmas, págs. 9-16.