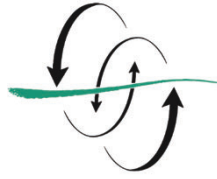


FACULTAD  
DE CIENCIAS  
DEL MAR



UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS  
DE GRAN CANARIA



INSTITUTO  
ESPAÑOL DE  
OCEANOGRAFÍA

# Análisis Geomorfológico del Flanco Occidental Submarino de la Isla de La Palma

**Alex Brenes Rueda**  
**Curso 2021/2022**

Tutor institucional

**Dr. José Mangas Viñuela**

Cotutores (IEO)

**Dr. Juan-Tomás Vázquez Garrido**

**Dra. Olga Sánchez Guillamón**

Trabajo de Fin de Título para la  
obtención del Máster en Oceanografía.

## Agradecimientos

Las erupciones volcánicas son un proceso emocionante que me han apasionado desde que tengo uso de razón. Para mí, es una suerte poder estudiarlas y más en nuestro propio país, “codo con codo” con investigadores que han formado parte de su monitorización a tiempo real del efecto de la erupción del volcán Tajogaite, que tuvo lugar en Cumbre Vieja a finales del año pasado.

En ese momento me encontraba en las instalaciones de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria (ULPGC) realizando este máster. Por todo ello, y el valor incalculable que me ha supuesto esta experiencia tanto a nivel personal, como profesional, quería agradecer al Instituto Español de Oceanografía (IEO) la oportunidad que me ha brindado de poder realizar esta memoria gracias a los datos geofísicos recopilados durante el proyecto VULCANA “Vulcanología submarina de las Islas Canarias”, en el margen continental de la isla de La Palma.

También quería agradecer a mis tutores Juan-Tomás Vázquez y Olga Sánchez su continua disponibilidad, entrega y participación. Por guiarme a lo largo de este trabajo ofreciéndome lo mejor de ellos y acogiéndome en su propia casa, el Grupo de Geociencias marinas del IEO en Málaga, estancia durante la cual reafirmé mi voluntad de continuar en el mundo de la investigación.

Agradecer también a mi tutor institucional Pepe Mangas su colaboración e intervención, que ha hecho posible que realice este estudio.

A mis profesores María José Sánchez e Ignacio Alonso, el haberme permitido participar en la campaña oceanográfica realizada en los nuevos deltas de lava pocos meses después del final de la erupción y que me ha brindado la oportunidad de conocer la zona de estudio en persona y comprender lo que este proceso ha supuesto.

A mis familiares y amigos por aguantar mis altibajos y mis charlas motivadoras sobre la erupción de La Palma y la importancia histórica de esta.

Agradecer a la ULPGC su oferta formativa, que me ha permitido con el máster de oceanografía encaminar mi futuro profesional hacia una temática apasionante: el estudio de los fondos oceánicos y los procesos que lo modelan.

Y por último, pero no menos importante, no querría dejar atrás a los palmeros. Aquellos valientes que han tenido que vivir una situación que muchos seríamos incapaces incluso de imaginar. Por su resiliencia y su ejemplo de superación, ¡gracias!

## Resumen

El fondo oceánico, hasta hace apenas unas décadas, ha sido un gran desconocido para la humanidad. La aparición de técnicas revolucionarias como la ecosonda multihaz, que permite obtener información espacial de alta resolución sobre el lecho marino y el desarrollo de sistemas de información geográfica (SIG) capaces de generar modelos del terreno, han promovido los estudios sobre el fondo marino, la morfología que lo caracteriza y los diferentes procesos que lo modelan.

En el presente trabajo se han caracterizado los tipos geomorfológicos del flanco occidental submarino de la isla de La Palma, más concretamente en el sector que fue afectado por las coladas de lava procedentes de la erupción del volcán Tajogaite, en Cumbre Vieja (2021). Para ello, se han utilizado datos de batimetría y reflectividad de la superficie del fondo marino que fueron adquiridos antes y después de que dichas coladas alcanzaran la línea de costa en septiembre y octubre de 2021, respectivamente.

Se han identificado 5 diferentes grupos de tipos morfológicos en función de su origen: a) erosivos, donde destacan los canales originados por la dinámica actual de la plataforma, y los cañones submarinos, que se extienden desde la plataforma al talud continental; b) deposicionales, como las ondas sedimentarias que se originan en los valles submarinos por corrientes turbidíticas en interacción con el fondo y los abanicos submarinos, debidos a la acumulación de sedimento en la parte distal de los sistemas turbidíticos; c) gravitacionales, diferenciándose cicatrices de deslizamientos y cuerpos deposicionales asociados, así como diversas cabeceras de barrancos dispuestas en hasta 5 cuencas de drenaje diferentes; d) estructurales y heredados, donde los afloramientos rocosos se identifican en zonas con predominio de procesos erosivos de la plataforma, así como a lo largo del talud continental, y heredados por procesos de inestabilidad de ladera generados en la parte emergida de la isla, y por último, e) volcánicos, entre los que destacan prodeltas de coladas de lava y la actual colada que está avanzando talud abajo, donde diferentes tubos lávicos originados por varios flujos de lava han sido identificados.

El análisis de estas geoformas submarinas ha permitido establecer relaciones con los diferentes procesos que las han generado, pudiendo diferenciar distintos ambientes morfosedimentarios, así como realizar una aproximación a la evolución morfológica de esta parte del margen continental de la isla de la Palma por la interacción de los procesos eruptivos en el crecimiento de la isla hasta la actualidad.

## Abstract

The bottom of the ocean, until just a few decades ago, has been a great unknown for humanity. The development of revolutionary techniques such as the multibeam echosounder, which allows us to obtain high-resolution spatial information on the seabed, and the improvement of geographic information systems (GIS) capable of obtaining terrain models, have promoted studies, focus on its morphology and the different processes that shape the seafloor.

In the present work, the geomorphological types of the submarine western flank of the La Palma island have been morphologically characterized, specifically in the sector where the lava flows from the eruption of the Tajogaite volcano, at Cumbre Vieja, arrived (2021). Therefore, bathymetry and backscatter datasets have been acquired before and after these flows reached the coastline in September and October 2021, respectively.

Five different groups of morphological types have been identified based on their genesis: a) erosive features, where the channels originated by the current dynamics of the shelf and the submarine valleys stand out, extending from the shelf to the continental slope; b) depositional features, such as the sedimentary waves that originate in the submarine valleys by turbidite currents in interaction with the seafloor, and the submarine fans, due to the accumulation of sediment in the distal part of the turbidite systems; c) gravitational features, distinguishing between slide scars and associated depositional bodies as well as various canyon/valley heads arranged in up to 5 different drainage basins; d) structural and inherited features, where the rock outcrops are identified in areas with a predominance of erosive processes of the shelf as well as along the slope, inherited by slope instability processes generated in the emerged part of the island, and finally, e) volcanic features, which several historical lava prodeltas and the current lava flow advancing down the slope stand out, and different lava tubes originated by various lava flows are identified.

The analysis of these submarine morphological features has allowed establish the interplay between the diverse geological and oceanographical processes that have generated them, being able to differentiate between different morphosedimentary environments, as well as carry out an approach of the morphological evolution of this sector of the continental margin of the La Palma island due to the interaction of eruptive processes in the growth of the island to the present.

## Índice

1.	INTRODUCCIÓN .....	2
1.1.	OBJETIVO DE ESTUDIO .....	2
1.2.	ENCUADRE GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO .....	2
1.2.1.	LAS ISLAS CANARIAS .....	2
1.2.2.	ISLA DE LA PALMA .....	3
1.2.3.	EL MARGEN INSULAR .....	6
2.	METODOLOGÍA .....	9
2.1.	ADQUISICIÓN DE DATOS Y MÉTODOS UTILIZADOS. CAMPAÑAS OCEANOGRÁFICAS. ....	9
2.2.	PROCESADO DE LOS DATOS.....	9
2.3.	ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS .....	10
3.	RESULTADOS.....	12
3.1.	FISIOGRAFÍA.....	12
3.2.	TIPOS MORFOLÓGICOS .....	14
3.2.1.	RASGOS EROSIVOS.....	14
3.2.2.	RASGOS DEPOSICIONALES.....	16
3.2.3.	RASGOS GRAVITACIONALES .....	17
3.2.4.	RASGOS ESTRUCTURALES Y HEREDADOS.....	20
3.2.5.	RASGOS VOLCÁNICOS .....	21
3.3.	AFECTACIÓN DE LA ERUPCIÓN DEL VOLCÁN TAJOGAITE .....	23
3.3.1.	COLADAS SUBMARINAS.....	23
3.3.2.	OTROS RASGOS .....	25
4.	DISCUSIÓN.....	26
4.1.	INTERACCIÓN DE LOS PROCESOS QUE AFECTAN AL MARGEN INSULAR .....	26
4.2.	EVOLUCIÓN DEL FONDO MARINO DEBIDO A LA ERUPCIÓN DEL VOLCÁN TAJOGAITE .....	29
5.	CONCLUSIONES .....	32
6.	BIBLIOGRAFÍA .....	33
7.	WEBIGRAFÍA .....	36

## 1. Introducción

### 1.1. Objetivo de estudio

El objetivo de este trabajo es caracterizar la geomorfología del relieve submarino del flanco occidental del margen insular de La Palma, concretamente en el sector que se extiende entre el puerto de Tazacorte y la punta de La Bombilla (Fig. 1). Este trabajo se ha desarrollado en las inmediaciones de la zona submarina afectada por las coladas de lava procedentes de la erupción del volcán Tajogaite, originado en la dorsal de Cumbre Vieja durante el año 2021.

Para llevar a cabo este objetivo principal se han planteado los siguientes objetivos específicos:

- Caracterización de los principales rasgos fisiográficos y morfológicos de la plataforma y talud continental mediante el análisis de los datos batimétricos y de reflectividad del fondo obtenido con ecosonda multihaz.
- Caracterización y evolución morfológica del fondo marino mediante la comparativa morfométrica de las batimetrías previa y posterior a las primeras llegadas de las coladas de lava procedentes de la erupción del volcán Tajogaite al fondo marino.
- Análisis de las relaciones existentes entre los tipos morfológicos y los procesos oceanográficos y geológicos de la zona.
- Aproximación a la evolución morfológica del margen insular de La Palma tras el proceso eruptivo reciente del volcán Tajogaite.

### 1.2. Encuadre geográfico y geológico

#### 1.2.1. Las islas Canarias

Las islas Canarias son un archipiélago volcánico situado en el océano Atlántico frente a la costa noroccidental africana (Fig. 1A). Está compuesto por ocho islas principales que se extienden de este, a oeste, a lo largo de 500 km, siendo las islas occidentales de La Palma (1,77 M.a.) y El Hierro (1,12 M.a.) las más jóvenes (van den Bogaard, 2013).

Las principales teorías sobre la génesis del archipiélago canario se dividen en: a) la hipótesis del punto caliente o "hotspot" (Carracedo et al., 1998; Geldmacher et al., 2001, 2005); b) la fractura progradante, donde la actividad tectónica sería factor clave en la distribución espacial y temporal de la actividad volcánica (Anguita & Hernán, 1975) y c) la teoría de los bloques levantados (Araña & Ortiz, 1991), quienes explican la elevación de algunas islas que presentan expuesto el complejo basal compuesto por materiales típicos de la etapa de monte submarino.

Las islas Canarias se formaron sobre corteza de tipo oceánica, de edad Jurásica y que se caracteriza por una baja tasa de crecimiento (Carracedo et al., 1998; Negro et al., 2022). El pie del talud de las islas orientales se sitúa sobre un fondo de unos 2000 m de profundidad debido a la existencia de una gran potencia de sedimento de origen continental en la zona, mientras que las orientales, como La Palma, se elevan sobre un fondo más profundo de unos 4000 m (Ranero et al., 1997; Negro et al., 2022).

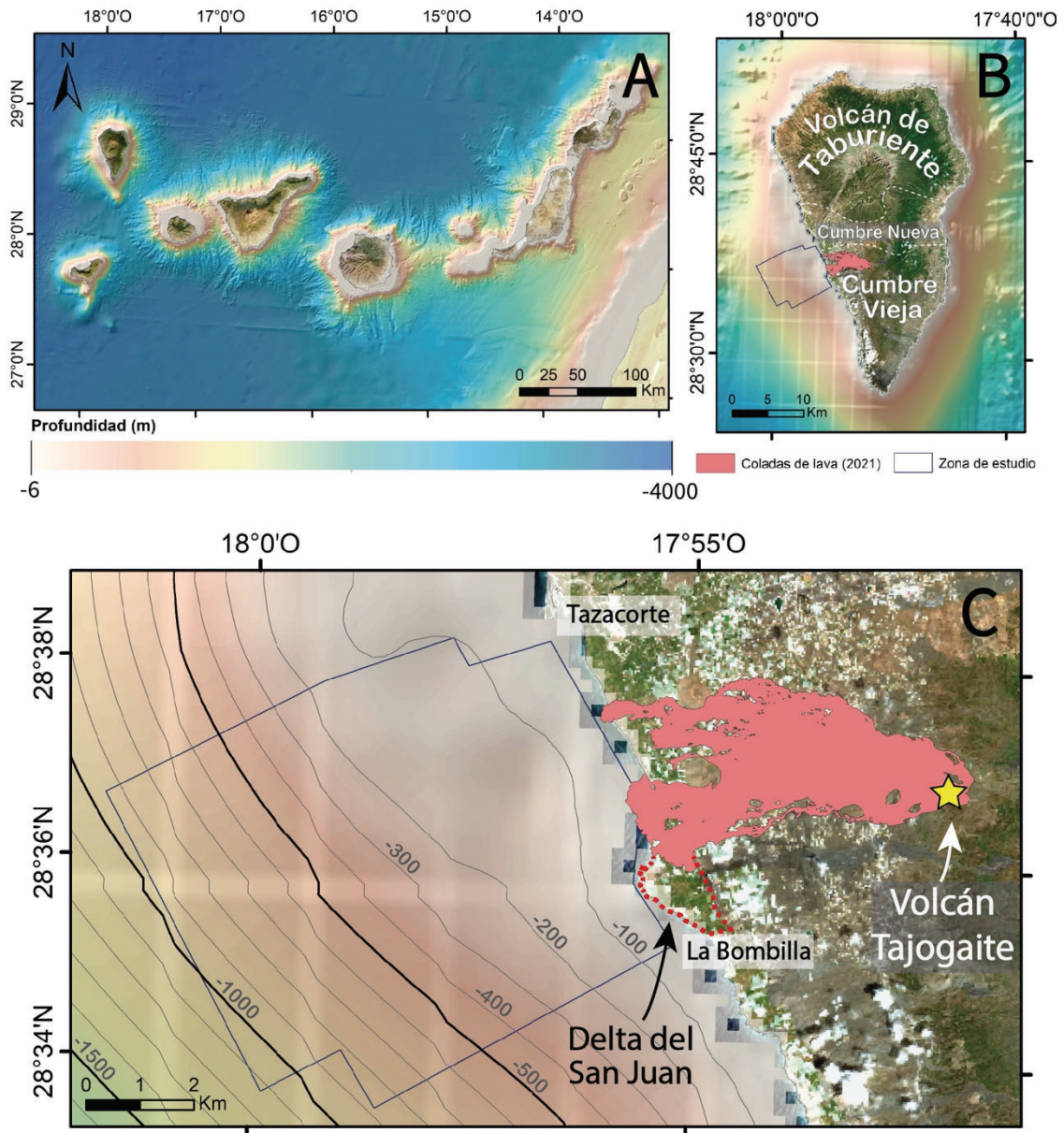


Figura 1: Contexto geográfico del área de estudio. A) Mapa batimétrico de las Islas Canarias (Fuente EMODNET); B) Mapa batimétrico de la isla de La Palma donde se indica la localización de la zona de estudio (izquierda) y las diferentes regiones de la isla; C) Área de estudio entre el puerto de Tazacorte y la punta de La Bombilla. En el mapa se indica la localización del volcán de Tajogaite (2021) y la extensión total cubierta por las coladas de lava.

### 1.2.2. Isla de La Palma

La isla de La Palma es la isla con mayor actividad volcánica de todo el archipiélago y se encuentra en una etapa de rápido crecimiento conocida como actividad en escudo (Guillou et al., 1998). La isla está formada principalmente por tres dominios (Fig. 1B): Volcán de Taburiente, Cumbre Nueva y Cumbre Vieja (Carracedo et al., 1999a).

En la mitad norte de la isla se sitúa el volcán de Taburiente de entre 1,7-0,5 M.a., el cual es un volcán en escudo de elevada pendiente (Carracedo et al., 1999b) que en su interior alberga una gran caldera que canaliza hacia el mar, desembocando en el flanco occidental de la isla (Fig. 1B). La Caldera de Taburiente se formó tras el deslizamiento gravitacional de Cumbre Nueva, que desencadenó un intenso proceso de erosión remontante (Carracedo et al., 1999b).

En el centro de la isla se localiza Cumbre Nueva, una dorsal de 10 km de longitud que se formó inicialmente como una prolongación del volcán de Taburiente en sus últimas etapas hace 850-560 ka, debido a la migración hacia el sur de la actividad volcánica (Carracedo et al., 1999a; Carracedo et al. 1999b). Hace 560 ka sufrió un masivo colapso lateral causado por la sobrecarga del edificio volcánico y que movilizó en dirección oeste cerca de 200 km<sup>3</sup> de material. Este evento generó la morfología de herradura que presenta hoy en día (Fig. 1B) y es la causante de la presencia de grandes bloques deslizados en el fondo marino que se encuentran en la región en que desembocó dicho evento (Carracedo et al., 1999a; Urgeles et al., 1999).

Por último, situada en la mitad sur de la isla encontramos la dorsal volcánica de Cumbre Vieja (Fig. 1B) y la cual se extiende a lo largo de 17 km de longitud con orientación N-S. Cumbre Vieja está compuesta por un campo de volcanes monogenéticos distribuidos a lo largo de la dorsal y que se extiende más allá de la línea de costa. Esta es la zona volcánicamente más activa de la isla y que ha registrado la totalidad de las erupciones que han ocurrido en los últimos 125 ka, pudiéndose diferenciar cuatro etapas recientes en su actividad volcánica:

- **125-80 ka:** Esta etapa se caracteriza por el rápido crecimiento del volcán de Cumbre Vieja que causó una importante progradación de la isla hacia el sur (Carracedo et al., 1999a).
- **80-20 ka:** Durante este tiempo la actividad volcánica se reduce, por lo que la tasa de erosión es mayor. Este hecho ocasiona la formación de grandes acantilados debido principalmente a la acción del oleaje (Carracedo et al., 1999a) y a la bajada progresiva del nivel del mar a causa del último máximo glacial (Guillou et al., 1998).
- **20-7 ka:** En este período se intensifica de nuevo la actividad volcánica en la dorsal situada al noreste de Cumbre Vieja y al sur de la isla. Por lo que se expande la isla nuevamente y los acantilados formados previamente quedan sepultados en aquellas regiones de elevada actividad por la superposición de sucesivas coladas de lava que alcanzan la línea de costa (Carracedo et al., 1999a).
- **<7 ka:** Durante este el último periodo, que se extiende hasta la actualidad, la actividad volcánica se ha visto intensificada teniendo lugar en toda la región de Cumbre Vieja por medio de una única dorsal que atraviesa toda la región de norte a sur. Estas erupciones destacan por llegar frecuentemente al océano, formando nuevos deltas de lava (Guillou et al., 1998; Carracedo et al., 1999a).

En los últimos 500 años, la isla de La Palma ha registrado 8 erupciones históricas que han ocurrido en distintas zonas de la región volcánica de Cumbre Vieja, que hasta 2021 habían afectado a más del 15% de la superficie de la región. Las más destacadas han tenido lugar en los volcanes de Teneguía (1971), San Juan (1949), El Charco (1712), San Antonio (1667), Martín (1646) Tehuya (1585) y Tacande (1430-1440) (Coello, 1999). Sus coladas lávicas consiguieron alcanzar la línea de costa, excepto en la erupción de Tacande y han formado deltas de lava que incrementaron la superficie de la isla (Figura 1).

El 19 de septiembre de 2021, a las 15:10 (UTC), se inició la mayor erupción subaérea que ha ocurrido en La Palma en tiempos históricos y que alcanzó los 85 días de duración. La fisura eruptiva sobre la que se edificaría el nuevo cono volcánico (Fig. 1C), se originó en el flanco occidental de la dorsal de Cumbre Vieja, en la zona del barranco



de Cabeza de Vaca (Pankhurst et al., 2022) y dio lugar a un nuevo volcán que ha sido bautizado recientemente por votación popular con el nombre de Tajogaite. La erupción del volcán fue definida como estromboliana, pero con avanzado desarrollo de coladas de lava. Estas coladas fueron principalmente de tipo a'a', aunque también se identificaron coladas de tipo pahoehoe, que desde su inicio fueron canalizándose pendiente abajo y adaptándose a la topografía de la isla.

La llegada de las coladas de lava al mar se produjo a las 23:00h UTC del 28 de septiembre, tras caer la lava por el acantilado costero desde aproximadamente una altura de 100 m (Fig. 2A). A continuación, se fue produciendo un depósito que avanzó por la plataforma insular, creando el primer delta de lava y ocupando una superficie de 0.5 km desde la línea de costa, con una anchura máxima de 0.8 km (Fraile-Nuez et al., 2021).



Figura 2: A) Colada de lava cayendo desde los acantilados que caracterizan esta región de la costa, formando en este caso el delta de lava meridional; B) Penacho de ceniza volcánica que estaba siendo expulsada por el volcán de La Palma el 4 de octubre del 2021. La fotografía fue tomada por el astronauta Thomas Pesquet, desde la EEI y publicada por el "Earth Observatory" de la NASA. En ella también se puede apreciar el primer delta de lava meridional, de mayor tamaño.

Las coladas de lava avanzaron hacia el oeste a favor de la pendiente, pero de forma submarina, utilizando para ello algunos barrancos submarinos existentes en el talud superior de la isla como caminos de evacuación. De esta forma, se ha generado un frente submarino con forma de triángulo, cuya base procedía del frente subaéreo del delta y finalizaba formando un ángulo agudo en el extremo final de los dos barrancos submarinos más importantes, en torno a los 250-300 m de profundidad. Más tarde, el

22 de noviembre, se formó un nuevo delta de lava más pequeño al norte del delta anterior debido a la llegada de nuevas coladas lávicas (Fraile-Nuez et al., 2021).

En total la erupción del volcán Tajogaite ha ampliado la superficie de la isla de La Palma en unas 50 ha (Carracedo et al., 2022) formando plataformas costeras de las que se está estudiando actualmente su evolución.

### 1.2.3. El margen insular

La formación y evolución de los dominios fisiográficos de la plataforma y talud insulares en las islas oceánicas todavía no están muy bien estudiados. A grandes rasgos, su formación se debe al depósito de material sedimentario proveniente de la erosión de la isla y de los frentes de coladas lávicas procedentes de erupciones previas. Este aporte de material al margen continental tiende a provocar la agradación del fondo marino creciendo sobre formaciones sedimentarias marinas (Llanes et al., 2009; Ramalho et al., 2013) y formando estructuras que son, por lo general, resistentes a la erosión y que tienden a consolidar el edificio insular. El cual va creciendo por la superposición de coladas de lava. Este proceso se ve reforzado por la presencia de plataformas o coladas de lava previas, que hacen de base a las nuevas coladas aportando mayor estabilidad (Ramalho et al., 2013).

Adicionalmente, existen otros factores como la acción del oleaje, el clima, los procesos tectónicos y los procesos de inestabilidad (Ramalho et al., 2013) que controlan la dinámica sedimentaria de los márgenes continentales, a escala local y global, y por tanto, condicionan la formación de determinados elementos morfológicos. En menor medida, las fluctuaciones del nivel del mar causadas por los ciclos interglaciares también han podido modificar los patrones sedimentarios, aunque son menos relevantes en contextos oceánicos (Meireles et al., 2013).

La amplitud de la plataforma, en lugares donde predomina la acción del oleaje es normalmente indicativa de la edad de la isla (Ramalho et al., 2013; Ricchi et al., 2018). En el caso de las Islas Canarias, las islas más antiguas (Fuerteventura y Lanzarote) presentan una plataforma mejor desarrollada que contrasta con aquellas donde predomina la actividad volcánica o que no han estado expuestas a los agentes erosivos durante tanto tiempo, como en el caso de La Palma o El hierro, que presentan poca amplitud y depósitos sedimentarios de poca potencia.

Por su parte, el talud insular se caracteriza por tener elevadas pendientes, que son máximas en el talud superior y que paulatinamente se van suavizando a medida que evoluciona a talud inferior. Los estudios previos realizados en diferentes sectores del talud insular de La Palma (Velasco Martínez, 2019) han identificado como rasgos geomorfológicos predominantes los barrancos submarinos originados por procesos erosivos y cuya función es canalizar el material sedimentario desde las partes más someras y terrestres, hacia las más profundas del margen y los elementos volcánicos (conos, dorsales o prodeltas volcánicos) que también presentan continuidad en tierra. Cabe destacar que, debido a las elevadas pendientes que se dan en esta zona y la sobrecarga de material procedente de la erosión y aportes de la isla, los taludes son propensos a sufrir procesos de inestabilidad en masa y que en consecuencia generan cicatrices identificables (Ramalho et al., 2013) y pueden dejar expuestos sobre el fondo bloques de dimensiones variables (Urgeles et al., 1999).

La presencia de conos volcánicos submarinos es un rasgo típico en islas volcánicas (Schwarz et al., 2005), donde la actividad volcánica puede no limitarse únicamente al edificio volcánico emergido, cómo es el caso de La Palma, donde se han identificado numerosos edificios volcánicos en el talud (Velasco Martínez, 2019).

El margen de La Palma también se ve afectado por diferentes procesos que pueden tener un papel importante en su dinámica sedimentaria. Las mareas tienen una amplitud que varía a lo largo del año, alcanzando valores máximos durante los equinoccios del orden de 3 metros (Anuarios de Mareas, Instituto hidrográfico de la Marina Española), por lo que pueden resultar especialmente intensas como para que deban ser consideradas, especialmente en aquellas zonas someras del talud y plataforma insular. La estructura de masas de agua en la zona de estudio comienza con las aguas superficiales que se extienden hasta los 100 m de profundidad, seguida de las aguas centrales (*North Atlantic Central Water*) (100 a 700 m), aguas intermedias (*Mediterranean Water*, *Labrador Sea Water* y *Antarctic Intermediate Water*) (700 a 1500 m) y las aguas profundas (*North Atlantic Deep Water*) (1500 a 3000 m) (Hernández-Guerra et al., 2005; Pastor et al., 2015).

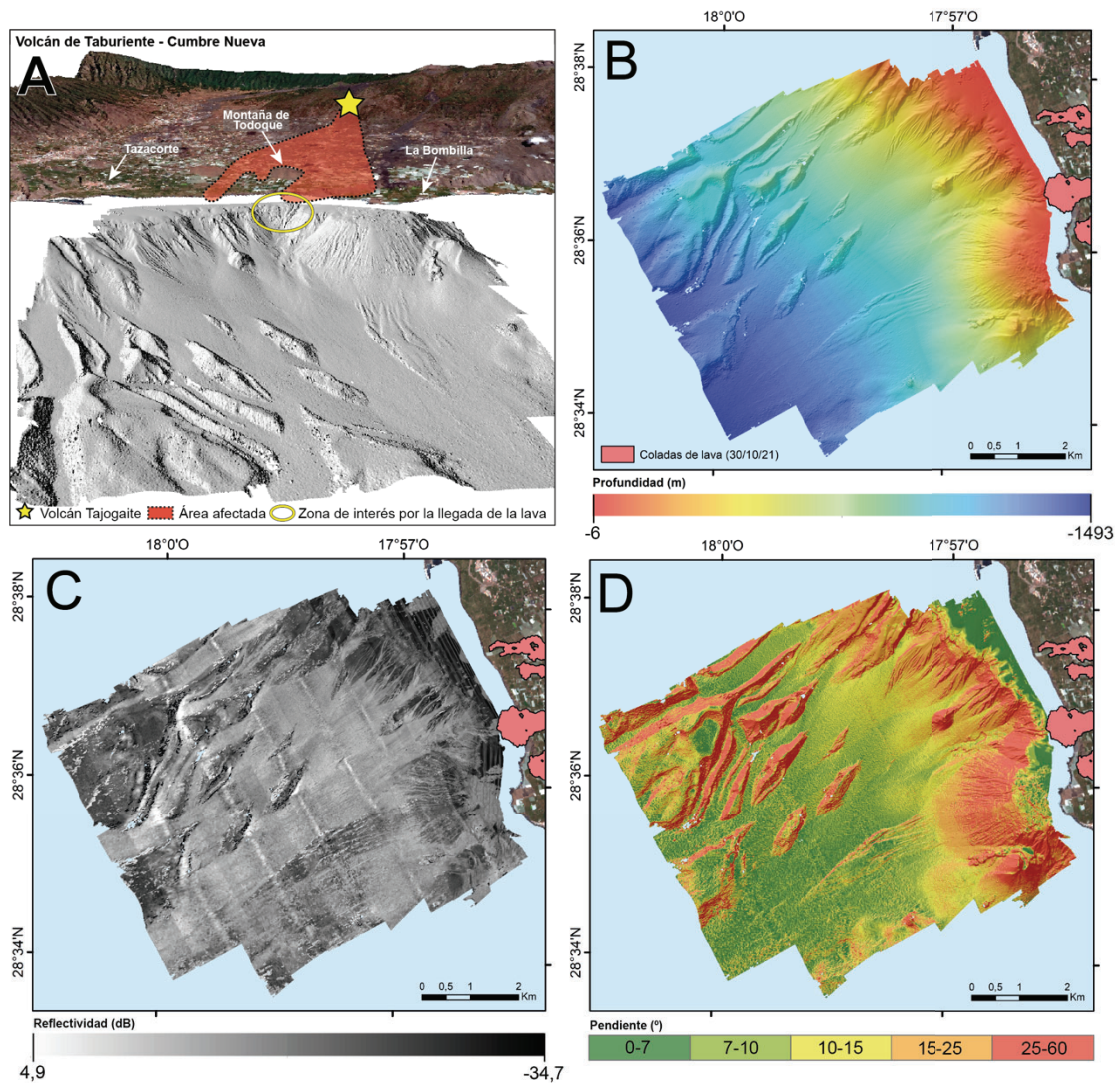


Figura 3: A) Modelo de sombras 3D del fondo marino obtenido durante la campaña VULCANA III\_LP\_0921 y por lo tanto previo a la llegada de las coladas de lava al mar. También se representa la parte subaérea de la isla para poner en perspectiva la zona de estudio; B) Modelo digital del fondo y con una resolución de 5 m; C) Mapa de reflectividad del fondo en el que se diferencian ciertos patrones; D) Mapa de pendientes que muestra valores más elevados en el dominio del talud insular.

La zona de estudio del presente trabajo se encuentra situada en el flanco occidental del margen insular de la isla (Fig. 1C) y comprende un rango extenso de profundidades que va desde 6 hasta 1493 m (Fig. 3) y abarca un total de 5800 ha. En ella se han identificado distintas morfologías ligadas a procesos geológicos de diverso origen que son objeto de estudio en este trabajo.

## 2. Metodología

En este apartado se describen los principales datos y métodos utilizados para el desarrollo de esta memoria.

### 2.1. Adquisición de datos y métodos utilizados. Campañas oceanográficas.

Para este trabajo se han utilizado los datos obtenidos durante dos campañas oceanográficas (VULCANA III\_LP\_0921 y VULCANA III\_LP\_1021) llevadas a cabo por el Instituto Español de Oceanografía (IEO-CSIC) dentro del proyecto VULCANA-III: "VULcanología CANARIA submarina". De estas campañas de carácter multidisciplinar se han usado los datos acústicos tanto de batimetría, como de reflectividad, obtenidos con la ecosonda multihaz EM710 de Kongsberg y la cual trabaja en una frecuencia que varía de 40 a 100 KHz. Su funcionamiento se basa en la emisión de forma secuencial de un haz de impulsos acústicos mediante transductores. Al conocerse el tiempo transcurrido entre la transmisión y recepción de los pulsos acústicos y la velocidad de propagación del sonido en el agua, se puede determinar la profundidad a la que se encuentra dicho fondo. Los datos fueron registrados con el software Seafloor Information System de Kongsberg en formato bruto "all", proyectados en el huso UTM zona 27N en el elipsoide WGS-84.

La campaña VULCANA\_III\_LP\_0921 tuvo lugar entre los días 25 de septiembre y 4 de octubre de 2021 a bordo del buque oceanográfico Ramón Margalef. De los datos adquiridos durante esta campaña se han utilizado los que fueron obtenidos previamente a la llegada de las coladas de lava al mar. La toma de datos se llevó a cabo realizando transectos subparalelos a las isóbatas con una velocidad máxima de 5 nudos, con un solape total y cubriendo la zona comprendida entre el puerto de Tazacorte y la población de La Bombilla, desde los 6 hasta los 1493 m de profundidad (Fig. 3).

La campaña oceanográfica VULCANA\_III\_LP\_1021 se realizó entre los días 18 y 31 de octubre a bordo del buque Ángeles Alvariño. En este caso, los datos utilizados de batimetría y reflectividad se obtuvieron un mes después, el día 28/10/2021, cuando la erupción todavía seguía activa y el primer delta lávico continuaba con su proceso de crecimiento. La toma de datos se realizó de manera análoga cubriendo una zona de menor extensión, que abarcaba desde los 13 a los 705 m de profundidad. Por lo que esta zona es la que se había visto afectada por la llegada de la lava al fondo marino.

### 2.2. Procesado de los datos

Tras la obtención de los datos acústicos de ecosonda multihaz se llevó a cabo su procesado mediante el programa *CARIS HIPS&SIPS* (Sistema de Procesado de Información Hidrográfica) v. 11.3 de *Teledyne* en el Laboratorio de Geofísica del Centro Oceanográfico de Málaga (IEO-CSIC). El tratamiento de los datos batimétricos se dividió en varias fases:

- Preparación del proyecto e importación de los datos brutos adquiridos en diferentes conjuntos de líneas: se realizó una visualización inicial de los datos que consiste en verificar que todos los parámetros de posicionamiento y navegación del buque (esto es el cabeceo, el balanceo y la orientación de la línea de proa) han sido corregidos correctamente durante la adquisición.
- Preprocesado: en esta fase se aplican las correcciones de marea de la zona de estudio a los conjuntos de líneas obtenidas por el mareógrafo de La Palma. Esta

- información es obtenida de la web de Puertos del Estado para los días correspondientes y con una frecuencia de datos de 5 minutos.
- Procesado de datos batimétricos: se realizó mediante los módulos de edición *Swath* y *Subset Editor*, que permiten la búsqueda de ecos falsos y errores puntuales, así como la aplicación de filtros automáticos de procesado (ej: filtros de profundidad, de desviación estándar, etc.). Para esta fase se crearon dos superficies batimétricas de 5 y 1 m de resolución con los datos previos a la llegada de las coladas de lava al mar (VULCANA\_III\_LP\_0921) y de 1 m de resolución para los datos posteriores a dicha llegada (VULCANA\_III\_LP\_1021). Para el tratamiento de estas superficies se utilizó el algoritmo *CUBE* y se realizó la limpieza de los datos con la orientación del plano de edición perpendicular a las isóbatas, a favor de la pendiente. Cuando el solape era irregular, se llevaba a cabo una nueva edición adicional paralela a las isóbatas, para así corregir con mayor efectividad las anomalías en el fondo.
  - Interpolación de los datos de la superficie batimétrica: una vez procesados los datos batimétricos y para reducir los huecos en nuestros datos correspondientes a la limpieza de errores, se utilizó la herramienta "*Fill Raster Holidays*".
  - Procesado de datos de reflectividad: se realizó mediante los módulos de edición *Mosaic*, que permiten aplicar una serie de correcciones radiométricas (relacionadas con la absorción y dispersión del sonido en la columna de agua) y geométricas (relacionadas con la dirección y el ángulo de incidencia del haz acústico). Se crearon superficies de reflectividad de 1 m de resolución para cada uno de los conjuntos de datos "pre" y "post llegada" de la colada de lava al mar en la zona más somera del área de estudio. Para el tratamiento de estas superficies se utilizó el algoritmo *Backscatter* y aplicaron las correcciones de temperatura, salinidad, tipo de haz, entre otras.
  - Exportación de los datos: todas estas superficies batimétricas y de reflectividad fueron exportadas en formato GeoTiff, constituyendo diferentes modelos de datos ráster georreferenciados que contienen longitud, latitud y profundidad o valor de reflectividad del fondo por cada píxel.

### 2.3. Análisis e interpretación de los datos

A continuación, para la integración de los datos utilizados en este trabajo, se ha utilizado el Sistema de Información Geográfica ArcGIS 10.8, el cual permite realizar diversos análisis geomorfológicos y morfométricos tras la obtención de numerosas variables derivadas de la batimetría, así como la integración de la interpretación conjunta con la reflectividad. Las principales variables morfológicas calculadas mediante el conjunto de herramientas espaciales resultan en diferentes modelos o mapa de sombras (Fig. 3), pendientes, orientación, isóbatas, perfiles batimétricos, etc. Se utilizó la herramienta espacial "*Minus*" que permite calcular la diferencia batimétrica en la zona de estudio comparando las profundidades existentes entre el momento pre y post llegada de las coladas de lava al fondo marino.

Se integraron otros elementos como la línea de costa, los modelos digitales de las Islas Canarias, así como los polígonos que representan al delta lávico sur o Delta 1, en el momento de adquisición de las batimetrías e imágenes satelitales de las islas.

Gracias a la combinación de estas técnicas se ha podido realizar la interpretación geomorfológica de las distintas zonas, una cartografía en detalle de todos los tipos morfológicos (Fig. 4) y el estudio de los procesos geológicos recientes que afectan a la superficie del fondo marino.

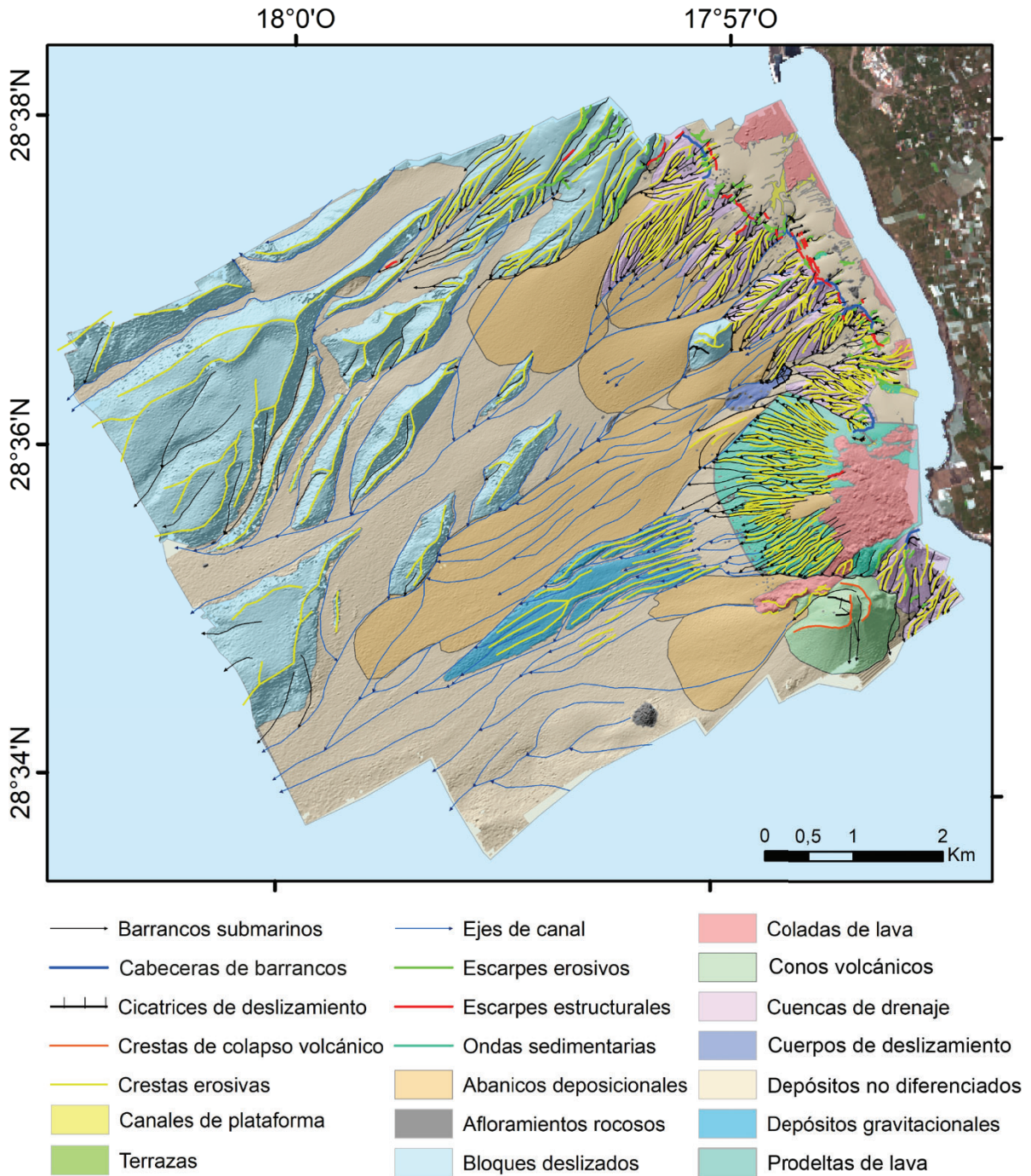


Figura 4: Rasgos morfológicos identificados en la zona de estudio. Se aprecia mayor diversidad de tipos morfológicos en las zonas más someras, mientras que en profundidad los tipos morfológicos son menos variados, pero de dimensiones mayores.

### 3. Resultados

En este apartado se realiza una caracterización fisiográfica del área de estudio y una descripción morfológica de las diferentes formas que han sido interpretadas como unidades geomorfológicas.

#### 3.1. Fisiografía

El dominio de la plataforma insular se encuentra poco desarrollado (Fig. 5A) y abarca un área en la zona de estudio de 291 ha. A lo largo de la zona, la plataforma muestra cambios morfológicos tanto en profundidad, como en anchura. Esta es más somera en el sector norte, donde el límite inferior se encuentra en profundidades medias de unos 60 metros, aunque es capaz de alcanzar profundidades más someras de hasta 33 m. Mientras, en el sector sur, el límite de este dominio alcanza la mayor profundidad de 155 m, coincidiendo con el frente del prodelta submarino del San Juan.

La anchura máxima de la plataforma es de 1730 m en el sector norte, y disminuye progresivamente hacia el sur, donde alcanza el valor mínimo de anchura de 530 m, en el área de emplazamiento de las coladas submarinas de la erupción de 2021 y que además coincide con el cambio de orientación de la plataforma de NO-SE a NNE-SSO (Fig. 5A). La pendiente media de la plataforma suele ser suave (4-5°) (Fig. 3D), aunque en algunas regiones llega a ser más pronunciada (32-35°) debido a la presencia de coladas de lava y escarpes, como sería el caso de la zona situada frente al delta del San Juan y que presenta gran rugosidad. Por último, la pendiente llega a ser máxima de forma puntual (48°) en la zona central de la zona de estudio (Fig. 3D), por donde se formó el delta sur de lava de la erupción del 2021, debido a la presencia de diversos barrancos submarinos encajados en la plataforma.

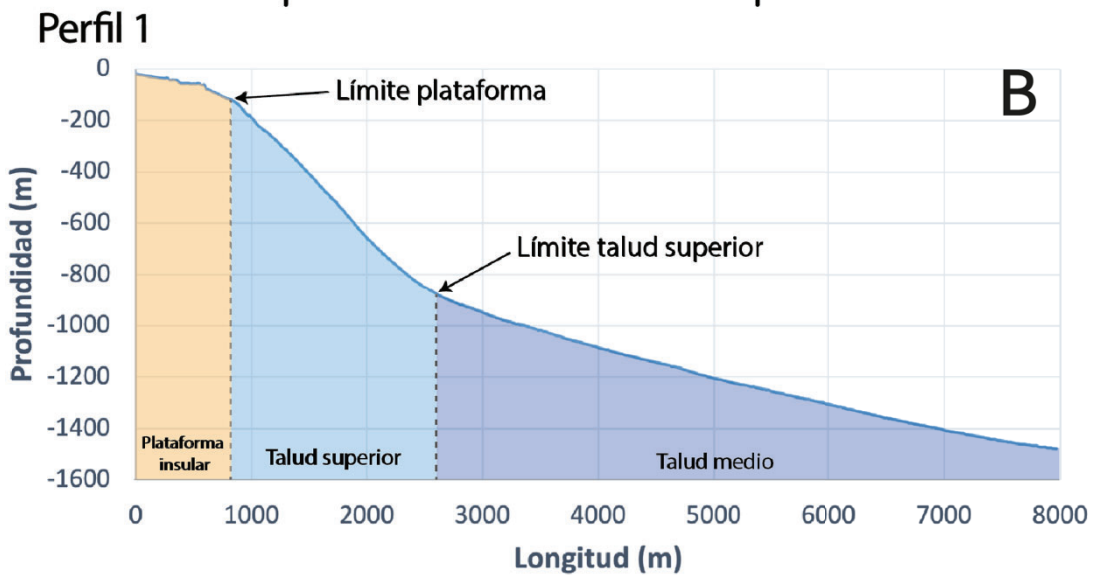
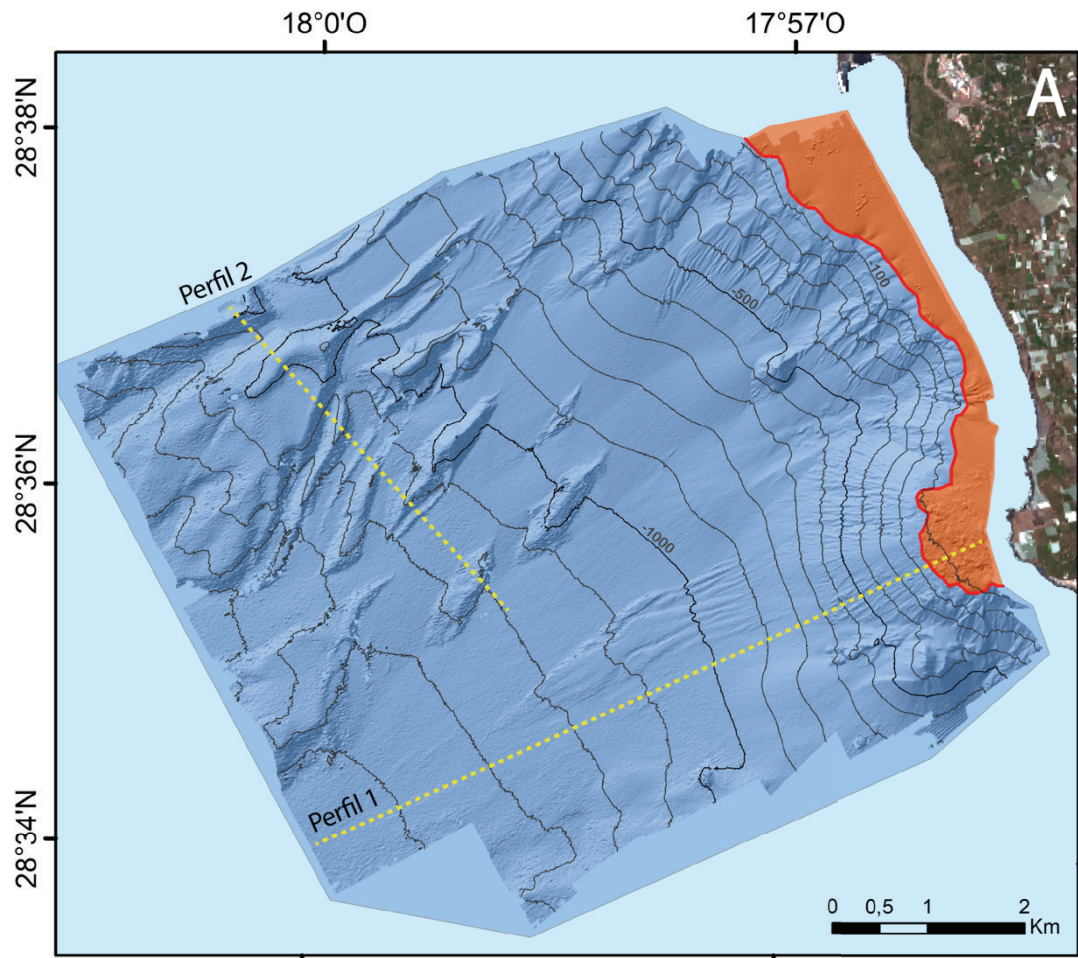
El perfil morfológico dominante de esta provincia fisiográfica es aplacerado (Fig. 5B), con accidentes morfológicos abruptos poco numerosos, pero de elevada pendiente local. El borde de plataforma marca un gran cambio de la pendiente, aumentando su gradiente en el talud y se localiza a distintas profundidades debido a su morfología irregular, oscilando entre 33 y 155 m.

El dominio del talud insular comienza a la profundidad del borde de plataforma insular entre 50 y 155 m, donde la pendiente se incrementa considerablemente y se extendería más allá de 1493 m. Abarca un total de 5700 ha y presenta una anchura de 8000 m en la zona estudiada, con una geometría abrupta donde pueden diferenciarse 2 subprovincias fisiográficas: segmentos superior y medio (Fig. 5A y B).

El talud superior se caracteriza por pendientes más elevadas en comparación con el talud medio (25-60°). Su geometría varía entre la zona norte y la sur. En la zona norte se extiende hasta un límite de 400 m de profundidad aproximadamente y en la zona sur, en el frente submarino del delta del San Juan, llega hasta 800-900 m (Fig. 5A).

A partir de este límite se da paso al talud medio, que tiene pendientes algo más suaves (7-20°), aunque en ambos se pueden encontrar pendientes elevadas que puntualmente pueden alcanzar 60° a causa de la presencia de escarpes y bloques. Esto sucede principalmente en el sector noroccidental de la zona de estudio, donde hay gran cantidad de bloques deslizados de grandes dimensiones.





— Límite Plataforma    Plataforma Insular    Talud    ..... Perfiles Batimétricos

Figura 5: A) Provincias fisiográficas de la zona de estudio. Se diferencia la plataforma insular en la zona, el borde de plataforma y el talud continental. También se indican los transectos de los dos perfiles batimétricos. El perfil 2 se presenta en la Figura 9; B) Perfil batimétrico 1 en el que se diferencian los principales dominios, junto con el borde de la plataforma insular y el límite inferior del talud superior.

### 3.2. Tipos morfológicos

A continuación, se detallan los principales rasgos morfológicos identificados en el área de estudio agrupados según su origen. La clasificación incluye rasgos erosivos, deposicionales, gravitacionales, estructurales y heredados y volcánicos, los cuales han sido descritos según su identificación desde más generales a más específicos:

#### 3.2.1. Rasgos erosivos

Los rasgos erosivos incluyen cuencas de drenaje, canales de plataforma, escarpes erosivos, barrancos submarinos, ejes de canal y crestas erosivas.

#### Cuencas de drenaje

Las cuencas de drenaje representan un relieve acaravado que se inicia normalmente a partir de escarpes estructurales o erosivos (Figs. 4 y 6), a la vez que presenta una superficie poco rugosa en la que se encajan la mayoría de los barrancos submarinos.

En el área de estudio se han identificado un total de 5 cuencas de drenaje, con áreas que varían desde 1 hasta 92 ha, y se encuentran situadas normalmente en un rango de profundidades que varía desde 70 hasta 660 m y que se localizan en el talud superior y en el talud medio teniendo elevadas pendientes de entre 23-40°.

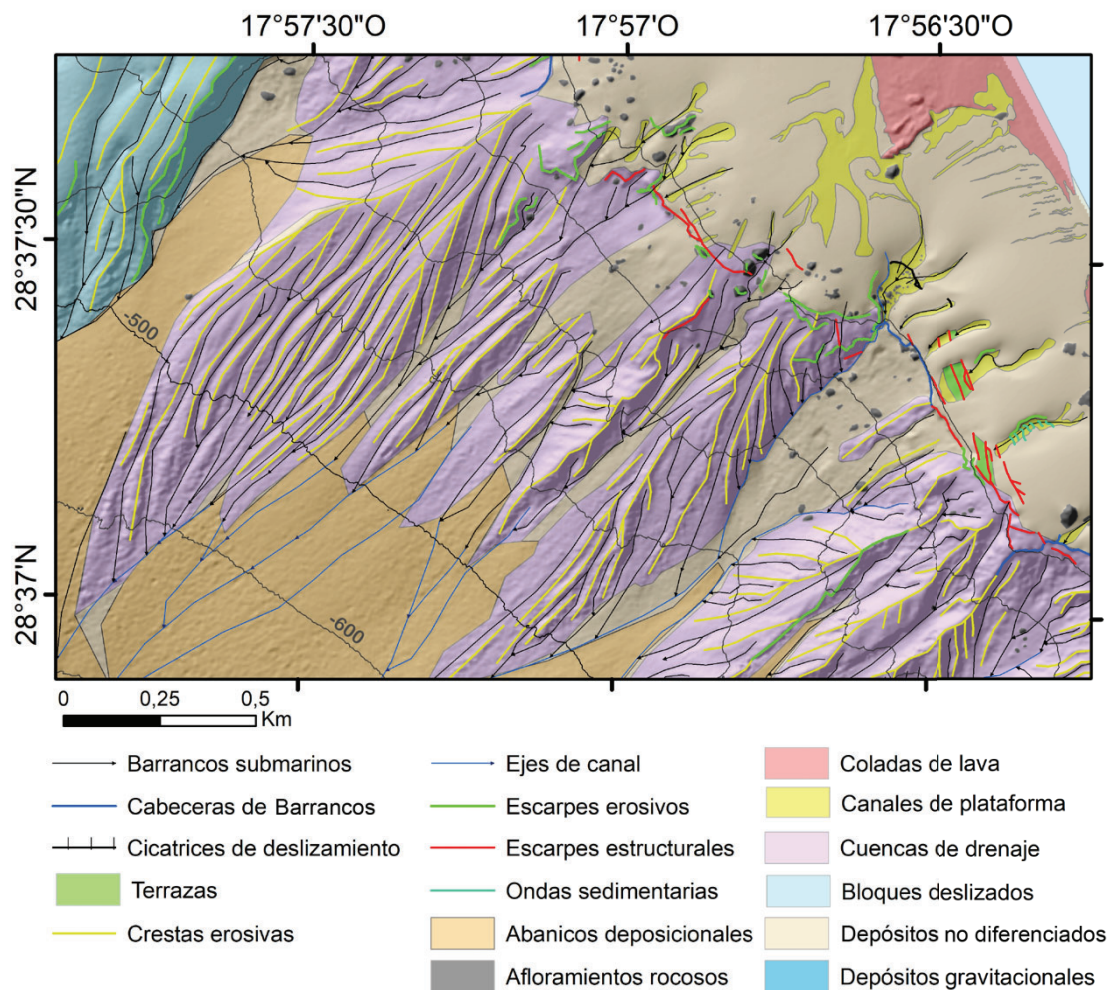


Figura 6: Geformas presentes en una de las zonas más someras de la zona de estudio donde destacan las cuencas de drenaje, canales, crestas erosivas y barrancos submarinos.

### Canales de plataforma

Los canales de plataforma son geoformas de relieve negativo que suelen tener una geometría sinuosa e incluso meandriforme (Figs. 4 y 6). Se identifican un total de 83 canales, los cuales muestran longitudes de entre 30 a 1000 m.

Están comprendidos en profundidades someras desde los 14 m (con continuidad fuera de la zona de estudio) hasta 120 m, con pendientes suaves que oscilan entre 2° y 5°.

### Escarpes erosivos

Los escarpes erosivos se caracterizan por ser cambios abruptos en el relieve de morfología lineal y sinuosa (Figs. 4 y 7) y cuya longitud puede variar hasta dos órdenes de magnitud (9-549 m). Se identifican un total de 107 escarpes erosivos que se encuentran principalmente a profundidades de entre 60 a 500 m, por lo que están emplazados en la zona más somera del talud superior y alcanzan importantes pendientes de hasta 40°.

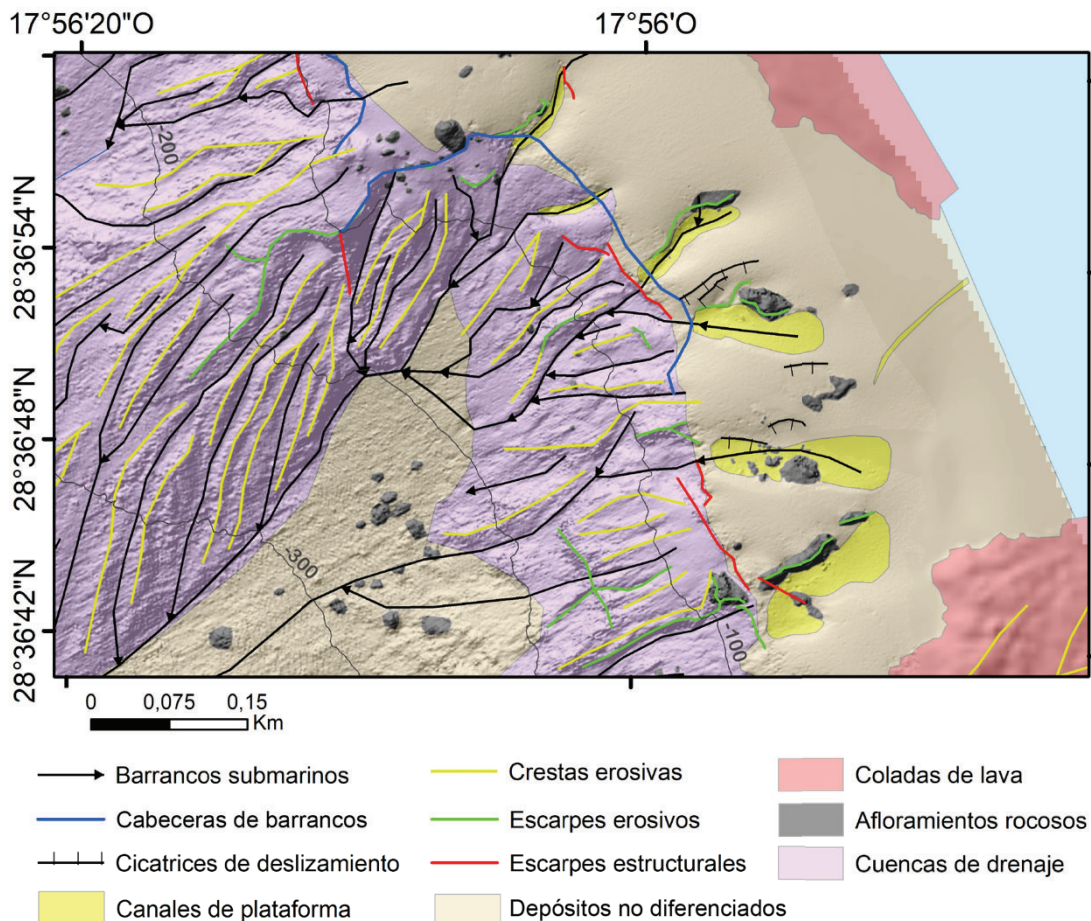


Figura 7: Geoformas presentes en la plataforma insular y zona más somera del talud, donde destacan los escarpes erosivos, canales de plataforma, cabeceras de barrancos y algunos de los barrancos submarinos en las inmediaciones de las cuencas de drenaje más occidentales.

### Barrancos submarinos

Los barrancos submarinos son formas lineales de relieve negativo que indican la zona de mayor profundidad presente entre dos flancos o dos crestas erosivas (Figs. 4 y 7) y que se encuentran encajados en el relieve. En profundidad, estos pasan a ser ejes de canal los cuales están menos encajados en el relieve y presentan longitudes mayores.

En el área de estudio encontramos un total de 440 barrancos submarinos, con longitudes variables desde 200 hasta 1700 m. Este tipo morfológico se inicia a partir de los 50 m de profundidad, cerca del borde de plataforma, hasta los 800 m y con una pendiente pronunciada de unos 35-40°.

### **Ejes de canal**

Los ejes de canal se han caracterizado como formas lineales que se encuentran en los canales profundos de la zona de estudio y generalmente presentan un fondo plano dando continuidad a los barrancos submarinos (Fig. 4). En total, se han reconocido 113 ejes de canal, los cuales tienen gran longitud que varía desde 100 hasta 8500 m y que generalmente se inician en profundidades de entre 400 m, en la transición entre el dominio del talud superior y medio, que se extienden más allá de los 1480 m, fuera de la zona de estudio.

La pendiente de dicha geoforma es generalmente más abrupta en las zonas más someras (15-20°), mientras que se suaviza a medida que aumenta su profundidad (6-9°).

### **Crestas erosivas**

Las crestas erosivas se caracterizan por ser geoformas lineales de mayor elevación y que delimitan los barrancos submarinos (Figs. 4, 6 y 7). Encontramos un total de 577 crestas erosivas, con longitudes variables que pueden ir desde 13 hasta 3151 m y que abarcan un gran rango de profundidades, iniciándose normalmente a partir de los 70 m cerca del borde de la plataforma y que se prolongan incluso fuera de la zona de estudio. Este tipo de geoforma es común en diferentes estructuras como las cuencas de drenaje, los prodeltas de lava y los bloques deslizados.

### **3.2.2. Rasgos deposicionales**

Los rasgos deposicionales incluyen abanicos deposicionales y ondas sedimentarias.

#### **Abanicos deposicionales**

Los abanicos deposicionales son geoformas de geometría lobulada presentes en el talud medio y que representan la parte distal de un sistema de transporte de sedimento (Fig. 4). Encontramos un total de 8 abanicos que cubren una superficie de entre 12-450 ha y que se inician generalmente a partir de los 400 m, encajados en barrancos submarinos hasta los 900 m. Aunque aquellos que ocupan mayor superficie alcanzan profundidades de hasta 1350 m y longitudes de hasta 5450 m. Su pendiente es mayor en la parte superior que se encuentra confinada en los barrancos, con valores medios de entre 15-19°. Si bien, al salir de estos, su pendiente disminuye a una media de 8-12°.

A medida que se extienden en profundidad y se prolongan en longitud, dejan de estar confinados en los barrancos submarinos y aumentan su anchura de forma considerable, alcanzando valores que varían entre 150 y 1300 m, aunque generalmente la anchura no supera los 1000 m.

### Ondas sedimentarias

Las ondas sedimentarias corresponden a ondulaciones del relieve positivas que aparecen confinadas en canales de plataforma con una altura de ondas inferior a su longitud y una pendiente suave (Fig. 8).

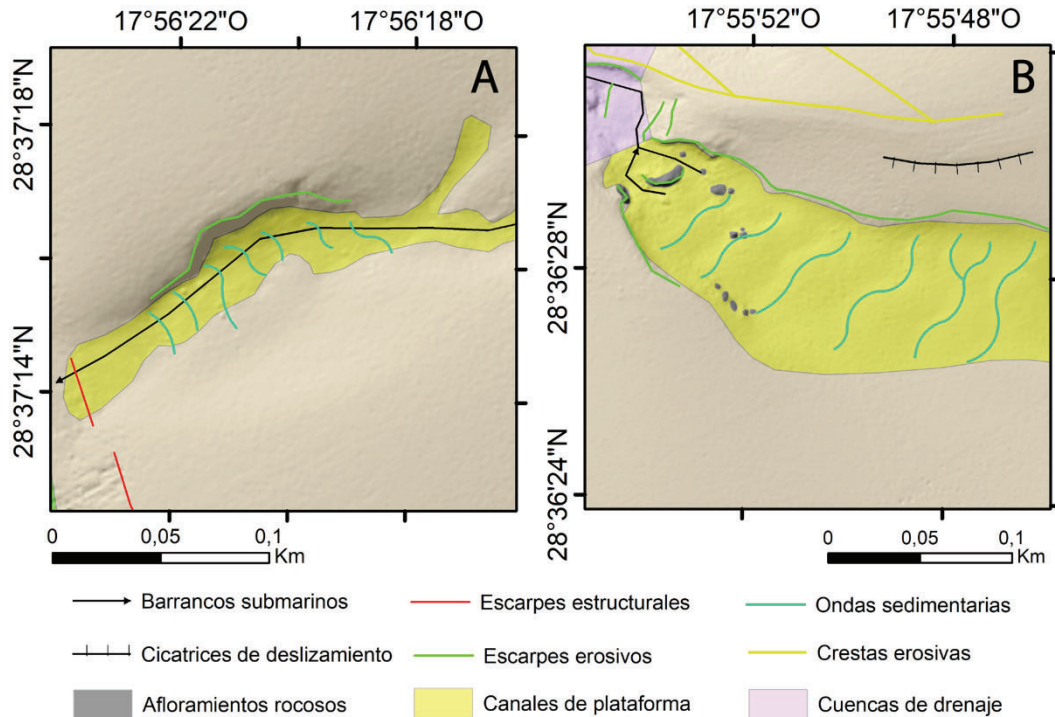


Figura 8: Dos grupos de ondas sedimentarias encontradas en la zona de estudio. A) Ondas sedimentarias septentrionales presentes en un canal de plataforma en la zona central de la plataforma insular; B) Ondas sedimentarias más meridionales presentes en un canal de plataforma cerca de la zona afectada por la lava.

Se han identificado dos grupos de ondas sedimentarias. El primer grupo de menor tamaño se localiza en la zona central de la plataforma insular (Fig. 8A), mientras que el segundo grupo de mayor tamaño se encuentra cerca del prodelta del San Juan (Fig. 8B).

El grupo localizado en la zona central de la plataforma insular se sitúa entre 50-70 m de profundidad y está compuesto por 7 ondas asimétricas. Tienen una altura que supera escasamente el metro sobre el relieve circundante, una longitud de unos 16-20 m y una pendiente de aproximadamente 3-8 grados.

El grupo de ondas del prodelta del San Juan se localiza entre 50 y 70 m de profundidad, se caracteriza por siete ondas asimétricas con una altura de 1-2 m sobre el relieve circundante y con una longitud de unos 15-20 m. Su pendiente se incrementa a medida que aumenta la profundidad, pasando de 7-8° las ondas más someras, a 10-11° las más profundas.

#### 3.2.3. Rasgos gravitacionales

Los rasgos gravitacionales incluyen las cabeceras de barrancos, los bloques deslizados, depósitos gravitacionales, cicatrices de deslizamiento y un cuerpo de deslizamiento.

### Cabeceras de barrancos

Las cabeceras de barrancos se caracterizan por ser un tipo de geoforma lineal de fuerte desnivel, situadas en la proximidad al borde de plataforma y con geometría de herradura (Figs. 4, 6 y 7). Se encuentran en el talud superior y determinan el inicio de barrancos submarinos que se canalizan pendiente abajo formando canales.

En el área de estudio se identifican un total de 7 cabeceras, con longitudes que van desde 287 hasta 643 m y se encuentran situadas en profundidades cercanas a los 100 m. Dichas cabeceras presentan fuertes pendientes que pueden alcanzar puntualmente los  $55^\circ$ , aunque por lo general no superan los  $45^\circ$ .

### Bloques deslizados

Los bloques deslizados se corresponden con grandes estructuras elongadas y masivas alineadas en dirección NE-SO, que se disponen a lo largo de la zona de estudio en la mitad noroeste y cuya elevación sobre el fondo alcanza, en algunos casos, los 100 m (Fig. 4).

Encontramos un total de 15 bloques, los cuales presentan áreas muy variables que van desde 2 hasta 455 ha. Esta geoforma muestra longitudes variables que pueden alcanzar 3120 m y anchuras de hasta 1900 m. Aunque por lo general, la anchura no supera los 450 m. Se encuentran distribuidos entre 100 y 1370 m de profundidad, aunque se extienden fuera de la zona de estudio tanto en superficie, como en profundidad.

Por último, suelen presentar fuertes pendientes en los laterales que alcanzan hasta  $40^\circ$ , aunque los bloques de dimensiones más grandes pueden presentar una cumbre aplanada con una pendiente más suave (Figs. 4 y 9) y que no supera los  $20^\circ$ .

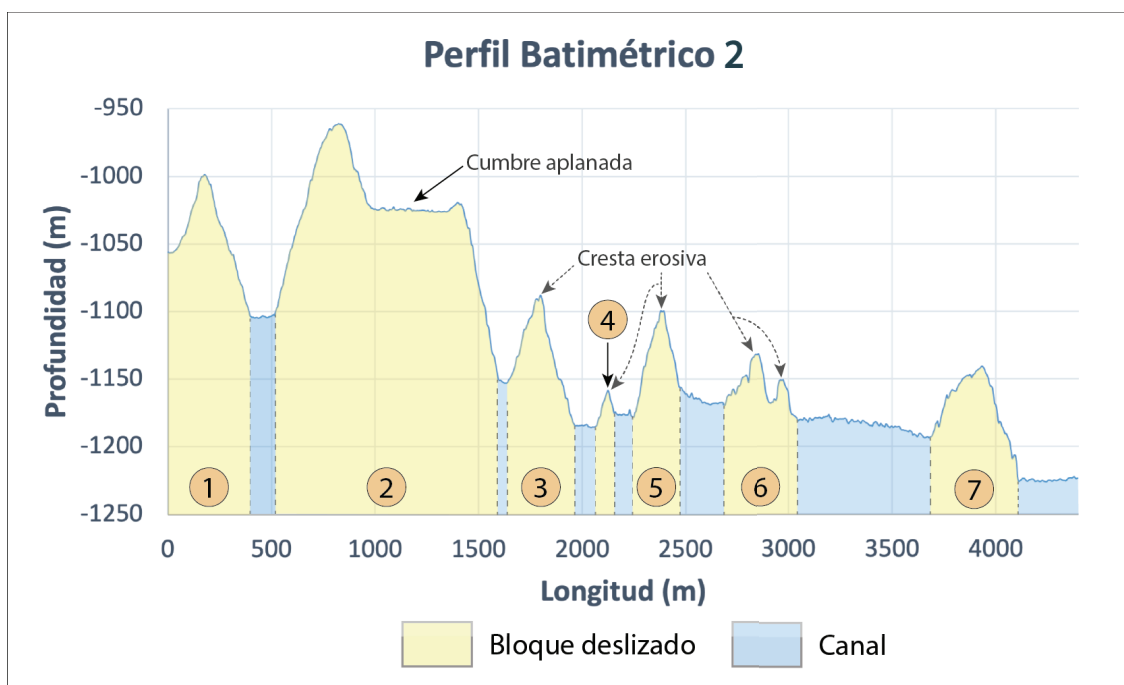


Figura 9: Perfil batimétrico 2 que cruza los bloques deslizados que se encuentran al oeste de la zona de estudio en el talud medio. El transecto de este perfil se presenta en la Figura 5A. Los bloques mayoritariamente presentan crestas erosivas a lo largo de la zona más elevada, aunque algunos también pueden presentar una cumbre aplanada.

### Depósitos gravitacionales

Se ha interpretado como depósitos gravitacionales a un grupo de formas que se caracterizan por tener relieve positivo y con geometría lobulada-elongada (Fig. 4). Se han localizado un total de 8 lóbulos diferentes, que pueden llegar a unirse entre ellos y que suelen estar separados por canales. Si bien sería necesario confirmar esta interpretación con otro tipo de datos como testigos de sedimentos o perfiles sísmicos.

El área de estas geoformas puede variar entre 0,95 a 84 ha, alcanzando longitudes variables que van desde 250 hasta 3130 m. La altura de estos depósitos respecto a los canales que los separan es de entre 5 hasta 15 m y abarcan un rango de profundidades que va desde 860 hasta 1280 m, por lo que se encuentran en el talud medio.

La pendiente de dichos depósitos es generalmente suave y puede ir desde 3 hasta 10°. En los límites laterales, donde se encuentran los canales, la pendiente se intensifica considerablemente, alcanzando 47°.

### Cicatrices de deslizamiento

Las cicatrices de deslizamiento se identifican como un desnivel abrupto en el relieve de geometría curva y que delimita una zona de material que ha sido movilizada a favor de la pendiente, respecto a otra que no sufrió ese desplazamiento (Figs. 4 y 10).

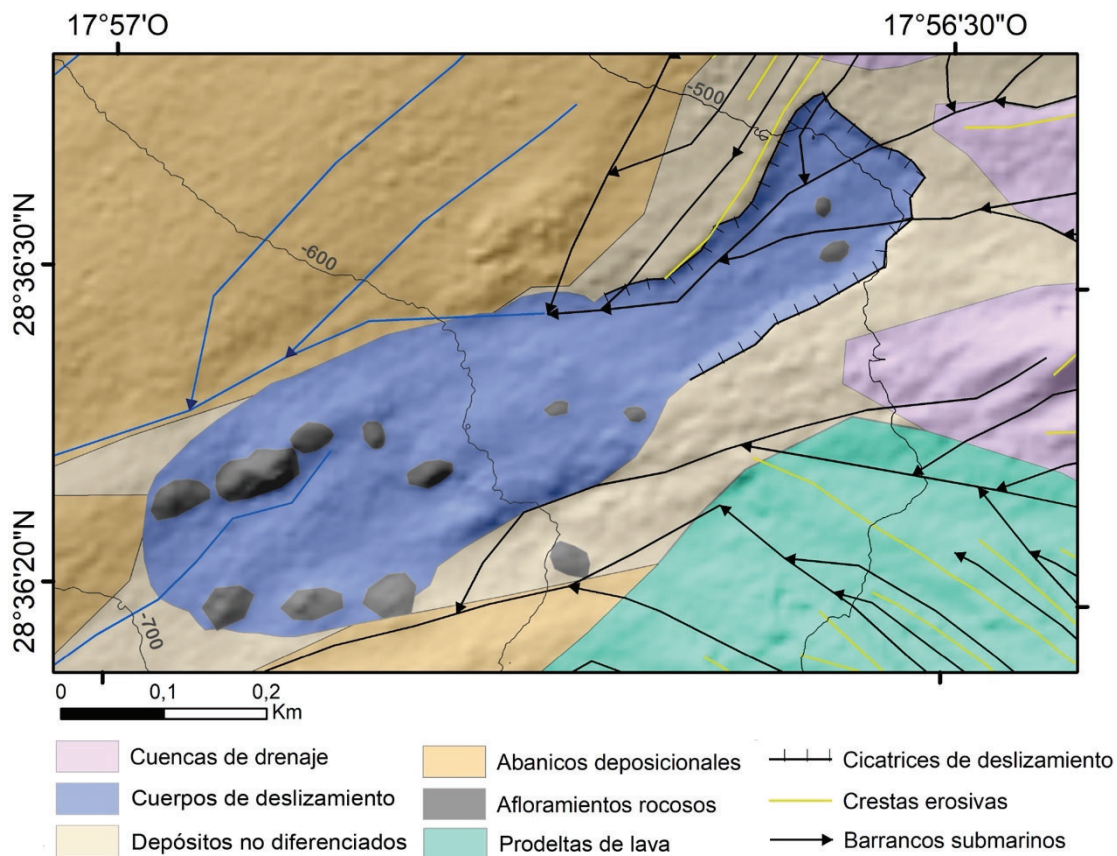


Figura 10: Geoformas presentes en el deslizamiento mejor identificado de la zona de estudio. Se distingue la cicatriz del deslizamiento que delimita la zona donde se inició la movilización del material, afloramientos rocosos y el cuerpo del deslizamiento formado durante dicho evento.

En el área de estudio se identifican un total de 13 cicatrices, que tienen longitudes entre 26 y 763 m. Se localizan en un amplio rango de profundidades que van desde 40 hasta 600 m, entre la plataforma insular y el límite del talud superior. La pendiente de este tipo

de geoforma es elevada y varía de media entre 45-50°, aunque puede alcanzar pendientes mayores de incluso 60° de forma puntual.

### **Cuerpos de deslizamiento**

Los cuerpos de deslizamientos se caracterizan por tener una forma lobular-elongada, similar a la del abanico deposicional, pero más estrecho y de menor dimensión (Figs. 4 y 10). En la zona de estudio se ha identificado un cuerpo de deslizamiento, el cual tiene una superficie de 14,3 ha, una longitud de 807 m y una anchura máxima de 221 metros. El límite superior del cuerpo del deslizamiento, a partir de la cicatriz del deslizamiento, está comprendido a una profundidad de entre 490 y 690 m, situándose en el talud superior.

La pendiente de esta estructura suele variar desde suave (6-8°) en la zona central, a más pronunciada (45-50°) en los bordes del cuerpo de deslizamiento y en aquellas zonas donde se identifican bloques.

#### **3.2.4. Rasgos estructurales y heredados**

Los rasgos estructurales y heredados incluyen afloramientos rocosos, escarpes estructurales y terrazas.

### **Afloramientos rocosos**

Los afloramientos rocosos están compuestos por bloques de tamaños muy variables que mayoritariamente se encuentran distribuidos entre la plataforma insular y el talud superior, coincidiendo con las áreas de mayor pendiente de la zona de estudio (Figs. 4 y 11). También es posible encontrarlos en el talud inferior en menor abundancia.

Se reconocen un total de 611 afloramientos rocosos, que en su mayoría presentan una geometría circular, aunque irregular. Cuentan con flancos escarpados y pendientes que llegan a superar 50°. Sus áreas son muy variables pudiendo ir desde 0,00027 ha, hasta un máximo de 5,7 ha.

### **Escarpes estructurales**

Los escarpes estructurales consisten en desniveles abruptos en el relieve, con geometría rectilínea y que en general están dispuestos normalmente paralelos a las isóbatas (Figs. 4, 6, 7 y 11). Se encuentran a unos 90 m de profundidad, en la zona más superficial del talud superior, cerca del borde de plataforma. En total se identifican 43 escarpes estructurales, que se diferencian de los escarpes erosivos debido a su carácter rectilíneo. Presentan longitudes que pueden ir desde 21 hasta 373 m y presentan una pendiente media abrupta de unos 42°.

### **Terrazas**

Las terrazas se relacionan con planicies de geometría rectangular y suave pendiente, que se encuentran normalmente al final del curso de canales de plataforma y/o delimitadas por escarpes estructurales (Figs. 4 y 11). Se han identificado un total de 4 terrazas, situadas en la zona central de la plataforma insular, aunque dentro ya del talud



superior. Tienen una superficie que varía entre 0,0377 a 0,4912 ha, abarcan un rango de profundidades entre 70 a 100 m y presentan pendientes comprendidas entre 4 y 10°.

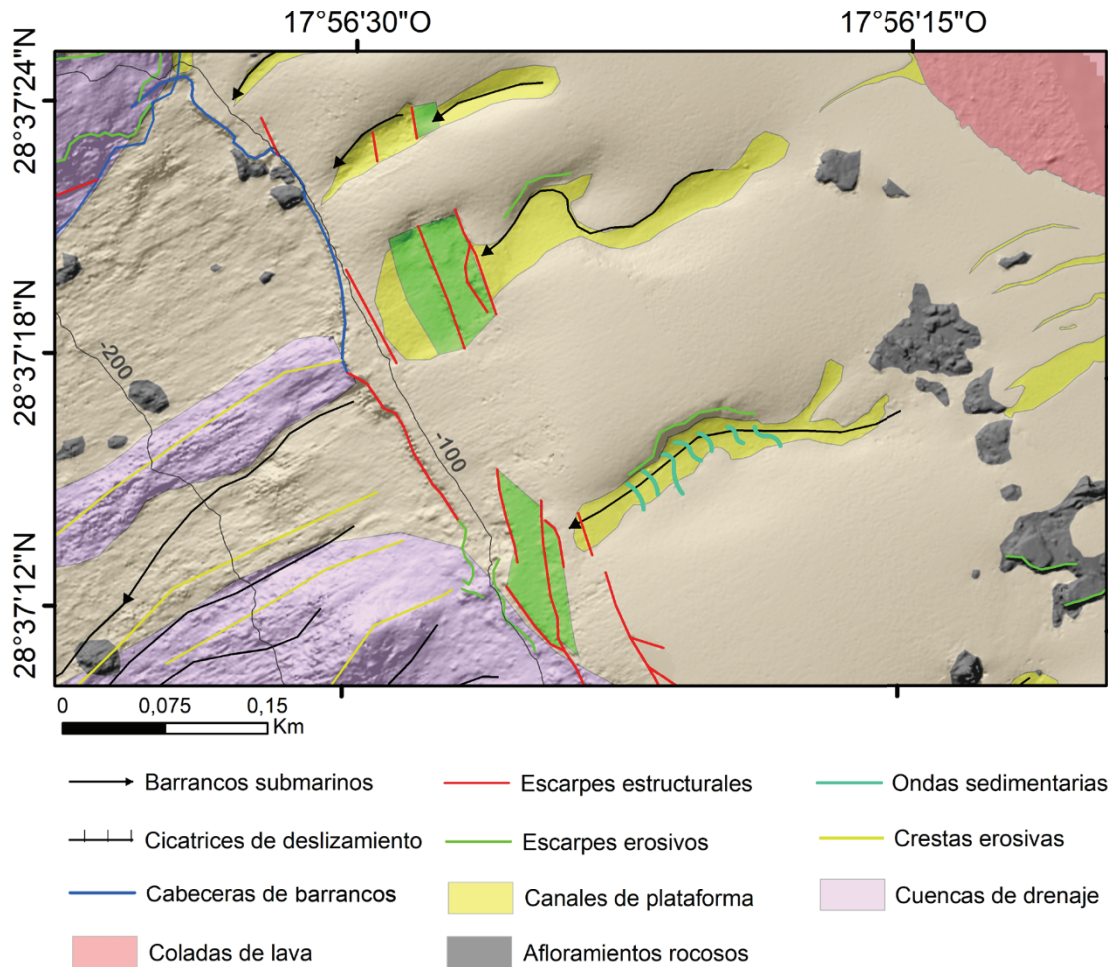


Figura 11: Geoformas típicas de la plataforma insular y su límite. Se distinguen morfologías como ondas sedimentarias, canales de plataforma, coladas de lava, afloramientos rocosos, escarpes estructurales y terrazas. También se puede identificar como las terrazas suelen estar delimitadas por escarpes estructurales.

### 3.2.5. Rasgos volcánicos

Los rasgos volcánicos incluyen prodeltas de lava, conos volcánicos, coladas de lava y crestas de colapso volcánico.

#### **Prodeltas de lava**

Los prodeltas de lava corresponderían a la parte sumergida de un delta de lava, en referencia a su límite externo al frente del delta (Figs. 4 y 12). Se trata de un área semicircular que rodea al delta de lava y contiene frecuentemente coladas de lava bien diferenciadas en la parte más somera, mientras que en la zona más profunda abundan algunos bloques. En la zona de estudio solo se identifica claramente un único prodelta de lava en la zona sur, que se corresponde con el del volcán San Juan. Este ocupa una superficie de 266 ha y se localiza a profundidades de entre 8 y 770 m.

La pendiente de esta estructura es más suave en la zona superior (8-12°), la cual es bastante aplanada y forma parte de la plataforma insular, mientras que aumenta según lo hace la profundidad, alcanzando valores de unos 35°. El límite inferior del delta, a partir del cual la pendiente disminuye hasta valores de 18 a 20°, marca el límite entre el talud superior y el medio, tal como se puede apreciar en la Figura 5B.

### Conos volcánicos

Se trata de un edificio de geometría asimétrica y que se encuentra situado al sureste de la zona de estudio, limitado por el prodelta de lava del San Juan (Figs. 4 y 12). Presenta un área de 108 ha y una altura máxima a una profundidad de 300 m.

En el cono se pueden apreciar otros rasgos como dos crestas de colapso volcánico, varios barrancos submarinos que se prolongan a favor de la pendiente y una cicatriz de deslizamiento. La pendiente en esta estructura es abrupta y presenta valores medios de entre 28 a 30°, pudiendo ser inferiores (3-7°) en la zona donde se canalizan los barrancos submarinos.

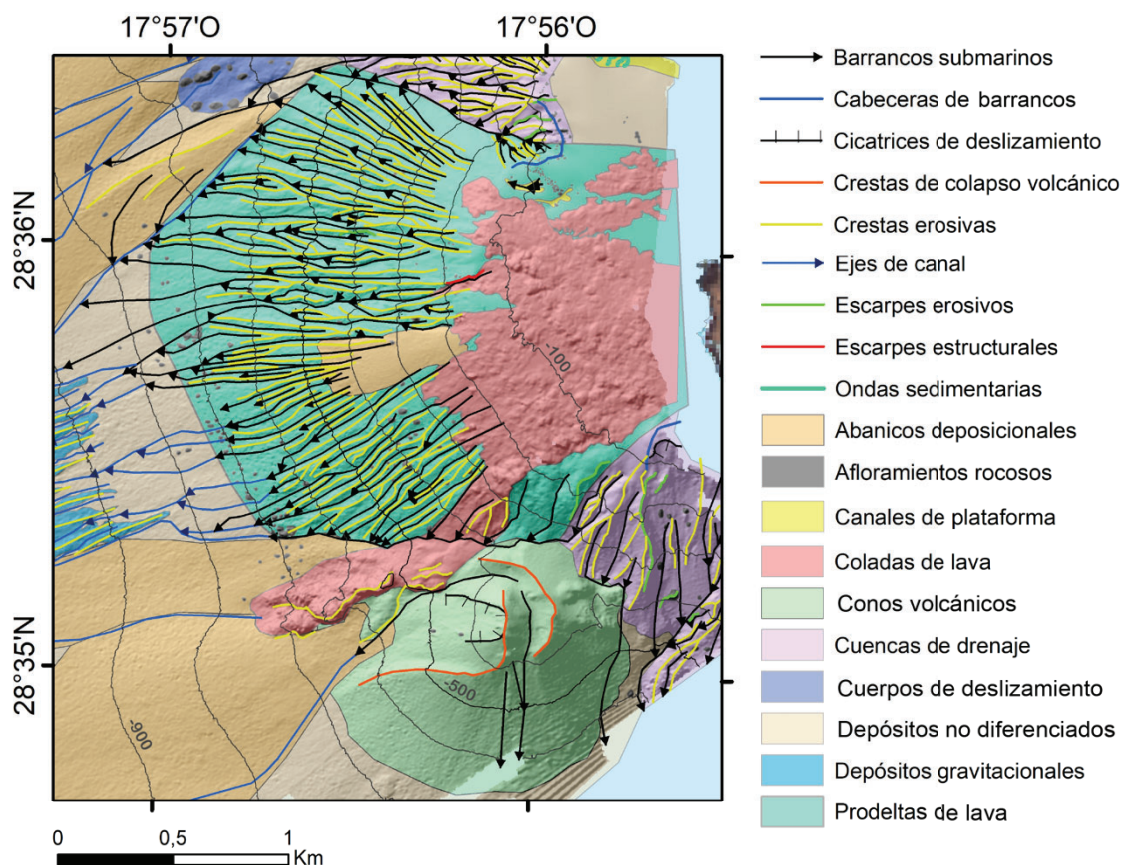


Figura 12: Geofomas presentes en el sureste de la zona de estudio. Destacan los de origen volcánico, como prodeltas de lava, conos volcánicos, cicatrices de deslizamiento y coladas de lava como la del San Juan, que alcanza los 740 m de profundidad.

### Coladas de lava

Las coladas de lava son estructuras comunes a lo largo de toda la plataforma insular, especialmente en las zonas cercanas a la línea de costa (Figs. 4 y 12). Se caracterizan por ser formas lobulares que generan un relieve positivo de aspecto masivo, con una superficie muy rugosa y reflectiva (Fig. 3C).

En el área de estudio se han reconocido un total de 9 coladas, con áreas que van desde 0,18 hasta 118 ha. La profundidad a la que se encuentran va desde zonas costeras (con continuidad fuera de la zona de estudio), hasta 90 m aproximadamente. En el caso de la colada de lava del San Juan (Fig. 12), la más grande identificada, llega a alcanzar una profundidad mayor de 740 m.

Cabe destacar que algunas de las coladas que generalmente no superan unas pocas hectáreas es posible que acaben uniéndose en zonas más someras fuera de la región de estudio. Por lo que presentarían extensiones mayores de las que se han caracterizado en este trabajo.

### **Crestas de colapso volcánico**

Las crestas de colapso volcánico se caracterizan por presentar una geometría lineal, correspondiendo a una elevación entre dos flancos del cono volcánico (Fig. 12). Encontramos un total de dos crestas de colapso, las cuales tienen una longitud de 665 y 971 m y pendientes más suavizadas que los flancos del cono volcánico, que en algunos puntos pueden alcanzar valores de 4°.

## 3.3. Afectación de la erupción del volcán Tajogaite

### 3.3.1. Coladas submarinas

Durante el momento de adquisición de la campaña VULCANA\_III\_LP\_1021 funcionaban dos coladas de lava submarinas relacionadas con la formación del prodelta del delta lávico meridional, localizadas frente a la parte central y noroeste de este delta (Fig. 13).

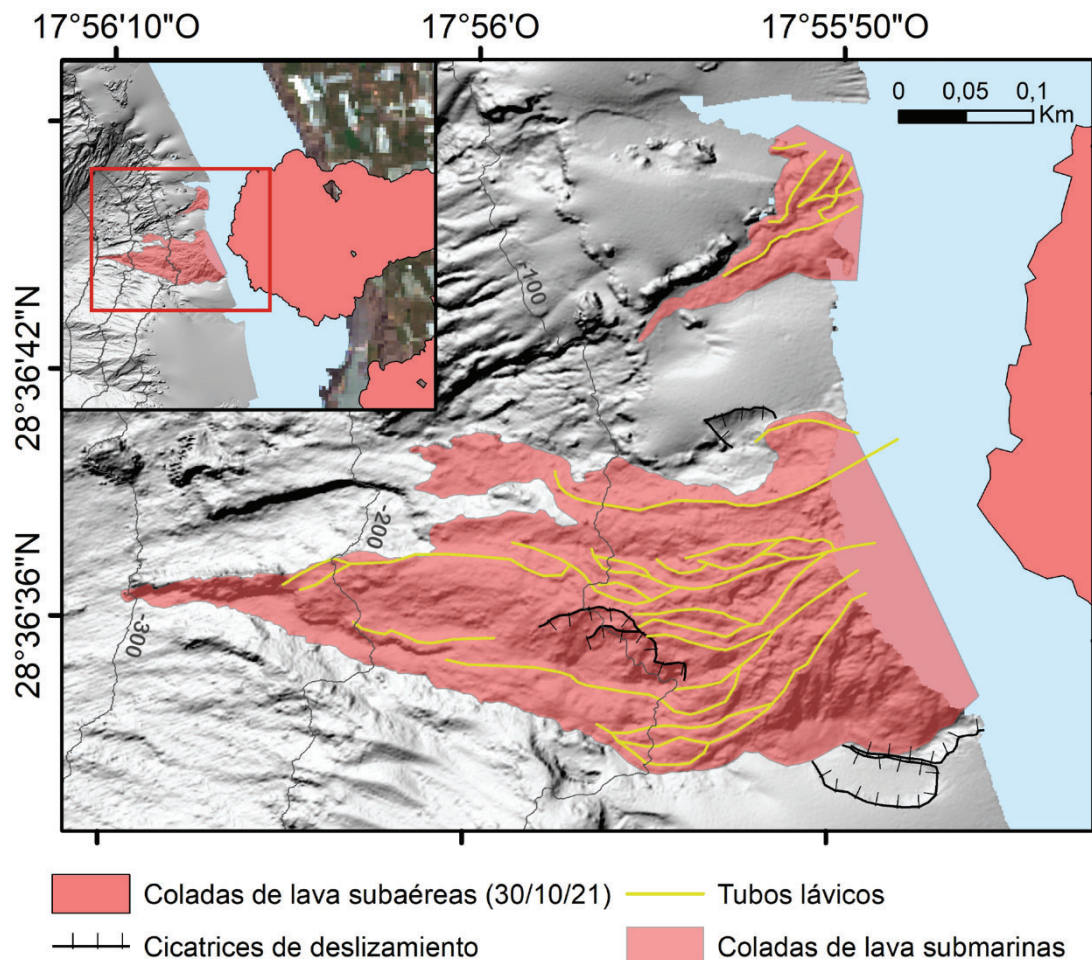


Figura 13: Perímetro de las coladas de lava identificadas durante la batimetría obtenida durante la campaña VULCANA III\_LP\_1021, patrón de flujo de lavas, tubos lávicos identificados y cicatrices de deslizamiento relacionadas con el emplazamiento de las coladas. Además, también se representa el estado del delta lávico en el momento de adquisición de los datos.

La colada septentrional, de menor tamaño, tiene una extensión estimada de 0,898 ha, una longitud de 205 m y una anchura máxima de 109 m en la zona más somera, hasta un mínimo de 6,9 m en el extremo más profundo. Esta colada abarca un rango de profundidades que va desde los 30 m (con continuidad hacia la superficie), hasta los 72 m.

En cambio, la colada meridional, es considerablemente más grande. Presenta una extensión estimada de 8,841 ha, una longitud de 542 metros, con una anchura máxima en la zona más somera de 264 m y una anchura mínima de 9,16 m en la zona más profunda. Esta segunda colada abarca un rango de profundidades que va desde los 19 m, con continuidad hacia la superficie, hasta los 305 m. Cabe destacar que de esta colada se canaliza otro lóbulo más pequeño que se extiende a lo largo de 150 m por otro barranco submarino.

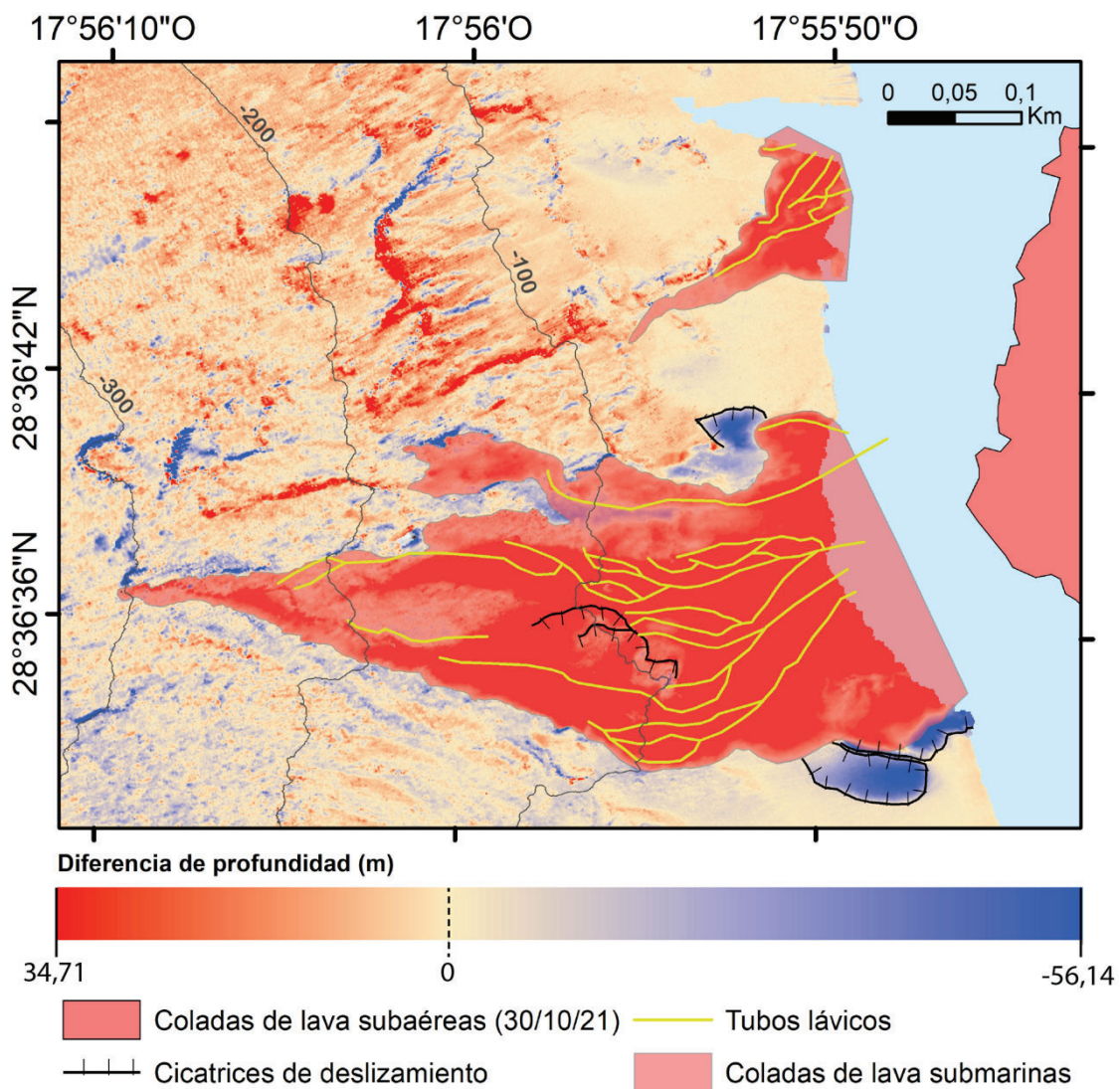


Figura 14: Mapa de diferencias batimétricas entre los datos previos adquiridos durante la campaña VULCANA III\_LP\_0921 y los datos de la campaña VULCANA III\_LP\_1021. Se aprecia ruido fuera de las coladas de lava debido al comparar dos batimetrías diferentes y, por tanto, dos modelos digitales adquiridos en condiciones diferentes.

Las coladas son fácilmente identificables al calcular la diferencia de profundidad entre la batimetría de octubre (posterior) y la de septiembre (previa) (Fig. 14). Se identifica que las coladas tienen una mayor potencia, por un lado, en las zonas más someras y

en los ejes centrales donde había previamente varios barrancos submarinos. La colada septentrional presenta una potencia máxima en la zona somera de 10,8 m respecto al fondo marino previo, mientras que la potencia máxima de la colada de lava meridional es de 34,17 m.

### 3.3.2. Otros rasgos

#### **Tubos lávicos**

Se ha definido como tubos lávicos a un tipo de geoforma lineal, aunque sinuosa, que se extienden en profundidad, indicando los principales flujos en el interior de las coladas y que sólo se han identificado en las coladas originadas durante la erupción del 2021 (Figs. 13 y 14).

A medida que avanzan tienden a ramificarse en otros tubos de lava. Se han identificado un total de 30, de los cuales 6 se encuentran en la colada septentrional, mientras que 24 en la colada meridional. Las longitudes van desde 24 hasta 281 m. Los tubos de lava, que tienen continuidad en superficie, se extienden hasta una profundidad de 230 m.

#### **Cicatrices de deslizamiento**

En la zona de estudio, a partir de los datos de octubre, aparecen 5 nuevas cicatrices de deslizamiento que no se identificaban en el modelo de septiembre (Figs. 13 y 14). Las cicatrices se encuentran tanto en las paredes que canalizan las coladas de lava, cómo en la propia colada.

Estas cicatrices presentan longitudes variables de entre 44 y 203 m y unas pendientes elevadas de 30° y que incluso, de forma local, pueden alcanzar mayores pendientes de hasta 70°. Junto a estas cicatrices se identifican nuevas zonas de deslizamientos que generan una pérdida de fondo y aumento de profundidad de hasta 56 m en las áreas colindantes a las coladas de lava.

## 4. Discusión

El margen insular de La Palma refleja una gran complejidad de procesos que lo modelan y que pueden ser analizados a partir del estudio de la geomorfología. Algunos de los procesos, tanto erosivos como deposicionales, que toman parte de la dinámica morfosedimentaria de dicho margen se ven modificados según el ambiente sea más o menos energético. En ese caso, conocer la provincia fisiográfica en la que se emplazan los diferentes tipos de geoformas, es clave. Ya que nos indica, por ejemplo, la profundidad y la topografía que determinan si se trata de un ambiente más o menos energético, al igual que la pendiente, que puede tener efectos importantes en el desencadenamiento de otros procesos relacionados con el transporte y la inestabilidad de los materiales. En este sentido, la plataforma insular está afectada con mayor intensidad por procesos energéticos como puede ser oleaje, acción de corrientes superficiales, mareas e incluso eventos extremos como temporales o tsunamis. Por otro lado, a profundidades mayores, estos procesos tienen poco o ningún efecto sobre el fondo y son otro tipo de procesos, como los relacionados con corrientes turbidíticas o de fondo, los que tendrán un papel más relevante en el modelado del fondo marino.

### 4.1. Interacción de los procesos que afectan al margen insular

La plataforma insular muestra una clara inmadurez tras presentar en la región de estudio y en general en la isla de La Palma, muy poca profundidad y anchura (Fig. 5). Esto es un indicativo tanto de la joven edad de la isla (Ramalho et al., 2013) que apenas llega a los dos millones de años (van den Bogaard, 2013), como de la elevada actividad volcánica que ocurre en ella y que genera que los procesos constructivos tengan un papel más relevante que los destructivos, los cuales condicionan el desarrollo de esta provincia fisiográfica (Ramalho et al., 2013).

Además, en el borde de plataforma, son comunes los escarpes estructurales (Fig. 6). Por lo que los procesos tectónicos parecen ser un factor clave en la delimitación de la plataforma insular y el talud.

De entre los rasgos morfológicos erosivos reconocidos en la zona, se identifican canales de plataforma que se asocian a ambientes someros y por tanto muy energéticos. Posiblemente sean rasgos formados a partir de la erosión generada por sistemas costeros encauzados a mayor profundidad a favor de corrientes de marea tal y como se han identificado en otras regiones del atlántico (Nordfjord et al., 2005), los cuales son capaces de desplazar el sedimento de acuerdo con la pendiente y que finalizan frente a las cabeceras de barrancos o incluso en los propios barrancos (Figs. 7 y 11). Por lo que podrían suponer una de las fases iniciales del transporte de sedimento desde las zonas someras, hacia las profundas.

Los barrancos submarinos son estructuras que se asocian con procesos de erosión en el talud insular, especialmente de tipo gravitacional y que canalizan el sedimento desde las zonas más someras, hacia las más profundas (Eschard, 2001). Los barrancos submarinos se han descrito ampliamente en todos los márgenes continentales del mundo (Harris et al., 2014) y constituyen un elemento morfológico fundamental con un papel crucial en el transporte sedimentario hacia el océano profundo (Eschard, 2001). Esta erosión suele llevarse a cabo mediante corrientes turbidíticas o de gravedad (Porter Smith et al., 2012) que movilizan el material de forma frecuente y que surgen de la propia inestabilidad que ocasiona la naturaleza de la plataforma insular, la cual crece de forma

progresiva a medida que la erosión aporta material sedimentario que se acumula en esta provincia (Ramalho et al., 2013).

En la zona de estudio, las regiones que presentan mayor abundancia de barrancos, escarpes y crestas erosivas se han agrupado en cuencas de drenaje (Figs. 6 y 7), a lo largo de las cuales se van unificando los diferentes barrancos en uno principal. La formación de las cuencas de drenaje parece estar relacionada con el último máximo glacial, durante el cual el nivel del mar se encontraba 120 metros por debajo del actual (Bintanja et al., 2005; Carracedo et al., 1999a), lo que supondría una mayor actividad erosiva en el talud superior al quedar expuesto a la acción de procesos más energéticos mencionados anteriormente (Eschard, 2001) y generando otros tipos morfológicos como escarpes y crestas erosivas (Fig. 6).

En profundidad, los barrancos submarinos evolucionan a ejes de canal (Figs. 4, 6 y 12). Estos dejan de estar confinados en angostas depresiones de elevada pendiente y pasan a cubrir grandes superficies con pendiente más suave que se prolongan más allá del área de estudio y que están relacionados con procesos deposicionales.

Los procesos deposicionales tienen una gran influencia sobre los márgenes insulares (Meireles et al., 2013). Por un lado, la presencia de abanicos deposicionales que se originan en la desembocadura de los barrancos submarinos (Fig. 4) y que funcionan como la principal “carretera” por la que se moviliza el sedimento (Eschard, 2001), refuerza la importancia de los procesos de transporte de sedimento hacia zonas profundas. Estos abanicos deposicionales, una vez dejan de estar confinados en los barrancos submarinos, se abren generando la morfología lobulada tan típica que los caracteriza (Ercilla et al., 2022).

Por otro lado, la presencia de ondas sedimentarias dentro de canales de plataforma (Fig. 8) supone la existencia de importantes procesos de movilización y acumulación de sedimento que se inicia ya en profundidades someras (Wynn & Stow, 2002). Además, la asimetría de dichas ondas, que tienen el flanco de mayor pendiente (lee) hacia el lado más profundo, indica su migración hacia zonas más profundas debido posiblemente a la acción de flujos hiperpícnicos o incluso a flujos de densidad (Wynn & Stow, 2002; Quartau et al., 2018; Ma et al., 2019). Estas ondas sedimentarias representan una de las fases iniciales del proceso de transporte desde la plataforma, hacia el océano profundo (Wynn & Stow, 2002) y siguiendo la clasificación de Symons et al., (2016), corresponden con ondas de sedimento de entre muy pequeña y pequeña escala (<20 m y de 20-300 m de longitud de onda).

Los procesos de inestabilidad gravitacional son aquellos que requieren del movimiento de material por acción de la gravedad (Hampton et al., 1996). Estos son frecuentes en las distintas etapas de las islas oceánicas (Carracedo et al., 1999b; Ramalho et al., 2013).

Los efectos de estos procesos se ven reflejados en la zona de estudio. Las cabeceras de barrancos (Figs. 4, 6 y 7), por un lado, tienen su origen normalmente en inestabilidades gravitacionales (He et al., 2014). Donde, además, los procesos erosivos también juegan un importante papel en su ampliación (He et al., 2014).

La abundancia de grandes bloques con orientación NE-SO, posiblemente estén relacionados con el gran deslizamiento de la dorsal de Cumbre Nueva-Volcán de Taburiente (Carracedo et al., 1999b; Urgeles et al., 1999), el cual sucedió en esta misma

dirección tal y como se puede apreciar en la Figura 3A y que, aunque este tipo de eventos son frecuentes en islas volcánicas como las Canarias (Krastel et al., 2001), ocurren en escalas de tiempo geológicas. Estos estudios geofísicos previos sugieren la presencia de estos bloques, con geometría suavizada y muy erosionados en comparación con otras estructuras similares como las cuencas de drenaje (Figs. 4 y 6). Por lo que se puede suponer que son más antiguos y podrían corresponder con los depósitos de avalanchas del gran deslizamiento de Cumbre Nueva-Volcán de Taburiente.

En la zona de estudio se reconoce otro tipo de geoformas como las cicatrices de deslizamiento (Fig. 10) que aportan información sobre lo común que son los procesos de inestabilidad, aunque de menor magnitud a los mencionados previamente. La mayoría de las cicatrices de deslizamientos se encuentran cerca del borde de la plataforma, lo que refleja la elevada frecuencia de estos en esta zona que posiblemente sea debido al incremento de la pendiente que caracteriza este límite (Figs. 3D y 5B) y donde seguramente la sobrecarga, a causa de la continua sedimentación de partículas, juega un papel importante (Meireles et al., 2013). También se encuentran cicatrices de este tipo a mayores profundidades, donde la pendiente continúa siendo considerablemente alta (especialmente en el talud superior) (Fig. 4).

Las inestabilidades gravitacionales generan también depósitos debido a la acumulación del material que ha sido previamente movilizado a favor de la gravedad. En la región de estudio se identifican un grupo de depósitos gravitacionales, que serían necesarios estudiar en mayor profundidad en un futuro para entender mejor su formación (Fig. 4) y un cuerpo de deslizamiento (Fig. 10) formado por el mismo evento que le da nombre y que parece tener menor potencia cerca de la cabecera donde se inició y que aumenta con la distancia a esta.

No encontrar los depósitos del material movilizado en relación con otras cicatrices de deslizamiento puede suponer una posterior modificación del depósito o la continuidad del flujo fuera de la zona de estudio, como ocurre en otros sectores del margen insular (Velasco Martínez, 2019).

Los escarpes estructurales son el resultado de los procesos tectónicos en el margen insular y por tanto de su papel determinante. Estos escarpes están asociados a fracturas, tal y como indica su morfología recta y en su mayoría son paralelos a las isóbatas (Figs. 4, 6 y 7). Se encuentran mayoritariamente cerca del límite de la plataforma y tienden a delimitar la extensión de otros tipos de estructuras como los canales de plataforma o incluso las terrazas (Fig. 11), por lo que parecen tener un importante efecto en la generación y modificación de otros tipos de geoformas. Especialmente aquellos de carácter erosivo y deposicional. Así que conocer la tectónica del margen insular permite comprender mejor la geomorfología de este.

Un claro ejemplo de dicha influencia son las terrazas, las cuales suelen estar delimitadas por escarpes estructurales generados por fallas que podrían favorecer la generación de espacio de acomodación para el desarrollo de cuerpos sedimentarios (Fig. 11).

Los afloramientos rocosos, en cambio, presentan una naturaleza muy variada. Estos pueden relacionarse no solo con estructuras que han quedado expuestas sobre el fondo marino (Fig. 11), sino que también podrían estar en algunos casos relacionados con desprendimientos de bloques ocurridos en zonas superiores, como podrían ser los



situados en la basa del prodelta del San Juan (Fig. 4). Pero debido a la dificultad de catalogar en cada caso la naturaleza de estas estructuras de características similares, se ha preferido incluirlas en rasgos estructurales y heredados.

La presencia de coladas de lava en la zona de estudio (Fig. 4) sugiere la frecuente ocurrencia de erupciones volcánicas cuyas coladas alcanzan el mar (Guillou et al., 1998). Aunque en la región de estudio destaca la presencia de grandes acantilados a lo largo de la línea de costa y que, por tanto, se formaron durante un periodo de menor actividad volcánica que permitió su erosión (Carracedo et al., 1999a) y que se estima que ocurrió durante el último máximo glacial cuando el nivel del mar era más bajo que el actual (Bintanja et al., 2005; Guillou et al., 1998).

Las coladas situadas en el delta del San Juan (Fig. 12), en cambio, se asocian con la erupción histórica del volcán de mismo nombre que se vivió en la isla en el año 1949. Estas coladas de morfología lobular, que se van ramificando en profundidad, presentan una naturaleza muy similar a las formadas durante la última erupción del año 2021 (Fig. 13) y alcanzan grandes profundidades que incluso se adentran en el talud medio.

Por otro lado, la formación de prodeltas de lava, como el del San Juan, es una causa directa del proceso de agradación y progradación de la línea de costa (Ramalho et al., 2013) tal y como se puede observar en los márgenes pasivos continentales, donde ríos cargados de sedimento depositan el material y generan el crecimiento de las plataformas continentales.

Pero no todas las erupciones sucedidas en la isla son de carácter subaéreo tal y como se ha mencionado en otros estudios (Velasco Martínez, 2019). La presencia de un cono volcánico al sureste de la zona de estudio (Fig. 12), cuya cumbre se encuentra a una profundidad de 300 m, profundidad que no ha sido alcanzada por el nivel del mar en el último millón de años (Bintanja et al., 2005) y en una isla de edad tan joven, sugiere que este volcán representa una erupción submarina relativamente reciente. Aunque todavía no datada. Este volcán, además, presenta estructuras que aportan información sobre los procesos de inestabilidad que se pueden dar a lo largo de las erupciones volcánicas submarinas, como son las crestas de colapso volcánico generadas tras el colapso parcial del edificio volcánico.

Estas inestabilidades son típicas en los volcanes situados sobre zonas de alta pendiente (McGuire, 2006), como son los taludes insulares y su efecto es la formación de edificios volcánicos asimétricos que tienden a sufrir estos procesos de inestabilidad. Las erupciones explosivas pueden generar estos mismos efectos, ya sea por la fragmentación del material que expulsa y que vuelve a la estructura inestable, como por la alta energía que liberan de forma repentina y que facilitan dichos procesos (McGuire, 2006).

#### 4.2. Evolución del fondo marino debido a la erupción del volcán Tajogaite

Una vez las coladas de lava llegaron a la costa, se precipitaron desde lo alto del acantilado y comenzaron a generar un depósito de acumulación pegado al borde inferior del acantilado (Fig. 2A) y formaron el delta de lava que con los días iría creciendo tanto por agradación (debido al rápido enfriamiento de la lava en contacto con el agua), como por progradación (a causa de un flujo continuo de lava que llegaba a la zona). Esta misma evolución es comparable a la que debió causar el volcán San Juan.

El delta de lava meridional, tal y como podemos observar en los resultados obtenidos durante la batimetría previa a la llegada de la lava al mar, se construyó sobre coladas de lavas más antiguas que formaban parte de la plataforma insular de esta zona (Fig. 4). Por lo que este hecho, posiblemente, haya generado que la estructura que se ha construido recientemente sea de gran estabilidad, especialmente si se comparara con una estructura similar formada sobre materiales no compactos, como podrían ser depósitos sedimentarios. Para constatar este hecho serán necesarias futuras investigaciones que analicen la variabilidad temporal y naturaleza del delta.

La pendiente de la plataforma facilitó, a medida que el delta crecía de tamaño, que se formaran por debajo del nivel del mar en un inicio dos coladas de lava (Fig. 13). Estas fueron avanzando y consiguieron canalizarse hacia mayores profundidades a partir de tres barrancos submarinos y que incluso llegaron a colmatar debido al gran aporte continuo de lava que generó la disminución de la profundidad en algunas zonas de hasta 35 m (Fig. 14).

El rápido enfriamiento de los canales de lava debido al elevado poder calorífico del medio acuoso, lejos de dificultar el avance de la lava, facilitó la formación de tubos de lava (Fig. 13) (Mitchell et al., 2008). Estos tubos lávicos son un claro ejemplo de transporte efectivo de este material ya que la roca solidificada alrededor del flujo de lava actúa como aislante térmico, por lo que facilita el avance de la lava a mayores profundidades.

Los efectos originados por la erupción del volcán Tajogaite en el margen occidental de la isla son importantes y no solo se han desarrollado en la plataforma insular, ya que la canalización de las coladas ha afectado también el talud superior. Para conocer el alcance final de dichas coladas submarinas sería necesaria la adquisición de nuevos modelos batimétricos, tanto tras la finalización de la erupción, como mediante una monitorización del fondo marino con la que conocer así la evolución de estas con el enfriamiento del material.

Además, las erupciones volcánicas son uno de los procesos que pueden jugar un papel importante en la generación de inestabilidades (Hampton et al., 1996; Carracedo et al., 1999a; Carracedo et al., 1999b; Krastel et al., 2001). En el caso de la erupción del 2021, se han identificado diferentes cicatrices de deslizamiento recientes (Figs. 13 y 14) que aportan material al fenómeno de transporte en masa que está actuando en la zona de estudio y que se ha comentado previamente. Estos deslizamientos se han generado tanto en el terreno cercano a las coladas de lava, como en la propia colada y cuyas causas pueden estar relacionadas con diversos factores como la consolidación del material, la topografía del terreno o la sismicidad de la zona.

Por un lado, las dos cicatrices situadas en el centro de la colada meridional pueden estar originadas por la sobrecarga causada por el propio crecimiento de la colada. Por otro lado, las cicatrices en las paredes laterales que canalizaban la colada generan más incertidumbre y pueden ser debidas a la afectación de alguno de los terremotos que se registraron durante la erupción, la eliminación del soporte lateral del sustrato debido a la llegada masiva de lava que pudiera ir modificando el relieve a medida que iba extendiéndose o la sobrecarga de la plataforma. Dada la estrecha relación que presentan con el emplazamiento de la colada, el segundo mecanismo parece el más favorable.

Por último, podemos comparar los depósitos de la erupción del volcán Tajogaite con otros ejemplos que han sido estudiados previamente alrededor del mundo. En aquellas islas o regiones donde la plataforma insular se encuentra en un estado más avanzado y no presenta cañones submarinos encajados y próximos a la costa, las coladas de lava submarinas que parten del delta lávico tienden a ramificarse de forma dendrítica en profundidad. Cubriendo cada vez más superficie y creando una estructura con forma similar a un abanico, tal y como se ha identificado en islas como la de Pico, en Azores (Mitchell et al., 2008). En cambio, en aquellas regiones donde la plataforma se encuentra poco o nada desarrollada y existen cañones encajados en ella y cercanos a la costa, estas coladas tienden a canalizarse a lo largo de estas estructuras, por lo que avanzan confinadas. Esto corresponde con lo sucedido en la erupción del volcán Tajogaite. Asimismo, se ha identificado en otros lugares como en la isla de Stromboli, en Italia (Bosman et al., 2014). Por lo que estas dos erupciones son fácilmente comparables.

Si comparamos las erupciones de La Palma (2021) y Stromboli (2007), se aprecia que esta segunda generó un delta de lava de coladas de tipo 'a'a' (Bosman et al., 2014), el mismo tipo que formó principalmente los de La Palma. A partir de este delta se canalizaron diferentes flujos en las zonas de mayor pendiente que reflejaban la continuidad con la parte subaérea, tal como se ha podido apreciar en este trabajo. Las coladas también adquirieron una longitud de entre 200 y 500 m, una anchura de entre 40 a 100 m, una potencia media de unos 45 m (Bosman et al., 2014) y generó cambios en el relieve hasta los 600 m de profundidad. Aunque estos valores sean similares a los que se han obtenido en este trabajo, cabe destacar que la erupción de La Palma duró dos meses más y por ello, los valores finales son considerablemente superiores a los obtenidos de la erupción del Stromboli, la cual duró únicamente 34 días (Bosman et al., 2014). Por otro lado, cabe destacar que esta erupción no reflejó procesos de desestabilización en el talud, aunque han sido frecuentes a lo largo de la historia reciente de la isla, como el sucedido durante la erupción del 2002 que generó un tsunami de 10 m de altura en las costas más cercanas (Chiocci et al., 2008). Este factor de inestabilización del frente deltaico no se ha observado en los deltas formados durante la erupción de La Palma (2021). Se puede afirmar, por tanto, que estas dos erupciones tuvieron características similares, aunque en el caso de la erupción de La Palma, los depósitos generados tienen una magnitud considerablemente más grande.

## 5. Conclusiones

El relieve submarino del flanco occidental de La Palma cuenta con gran cantidad de geoformas que nos hablan de una gran complejidad de procesos que han modelado el fondo marino y que todavía continúan modificándolo. Las principales conclusiones del trabajo son las siguientes:

- Los datos batimétricos adquiridos durante las diferentes campañas oceanográficas nos permiten extraer gran cantidad de información para la caracterización del fondo. El estudio geomorfológico es una herramienta efectiva para comprender los procesos que han actuado a lo largo de la historia geológica reciente de la isla y aquellos procesos que hoy en día todavía continúan actuando.
- La plataforma insular de La Palma está muy poco desarrollada debido a su morfología irregular, su profundidad bastante somera y su inmadurez. Esto es consecuencia de que se trata de una isla joven y que además presenta una gran actividad volcánica. Por tanto, el dominio de la plataforma que se forma por efecto de la acción de procesos erosivos, no ha podido desarrollarse todavía. La erupción del 2021, cuyos efectos en el fondo marino se han estudiado durante este trabajo, es el perfecto ejemplo de ello.
- La canalización de las recientes coladas de lava procedentes del delta de lava por diferentes barrancos submarinos, muestran cierta continuidad entre los procesos que ocurren en tierra y en el mar. Lo mismo que se ha apreciado con los depósitos generados por la erupción del volcán San Juan en 1949.
- La formación del delta meridional, que se ha estudiado durante este trabajo, ha tenido lugar sobre antiguas coladas de lava que fueron cartografiadas previamente a la llegada de la lava al mar y que han servido de base para esta nueva estructura. Proporcionando, posiblemente, una alta estabilidad general, aunque este hecho deberá ser estudiado en mayor detalle a partir del análisis de la variabilidad temporal del delta. Ya que pueden producirse desestabilizaciones menores a lo largo del frente deltaico y del prodelta. Este factor puede ser crucial en el crecimiento de la isla gracias a la formación de nuevas estructuras estables que se construyan sobre sustratos más resistentes.
- La actividad volcánica reciente en la isla no solo es subaérea, ya que en la misma zona de estudio se identifica un cono volcánico a una profundidad de 300 m. En este sentido, futuras erupciones submarinas, aunque más improbables que las subaéreas, podrían darse en la región tal y como sucedió en el 2011 con el volcán Tagoro en la isla de El Hierro. Para ahondar mejor en las probabilidades de estos fenómenos, sería necesario datar la erupción que formó este cono volcánico en el margen occidental, aunque este objetivo va más allá del objetivo general del presente trabajo.
- La comparación de la erupción del volcán Tajogaite, con la erupción del volcán Stromboli en el año 2007, muestra grandes similitudes en los depósitos volcánicos desarrollados en el medio marino, aunque en el caso de La Palma estos depósitos sean de mayor magnitud. Por lo que este estudio aporta información relevante que puede ser de interés para comprender el origen de otras estructuras similares en islas volcánicas e incluso mejorar el entendimiento sobre los depósitos esperables en futuras erupciones.

## 6. Bibliografía

- Anguita, F., & Hernán, F. (1975). A propagating fracture model versus a hot spot origin for the Canary islands. In *Earth and Planetary Science Letters* (Vol. 27, Issue 1975).
- Araña, V., & Ortiz, R. (1991). *The Canary Islands: Tectonics, Magmatism and Geodynamic Framework*.
- Bintanja, R., van de Wal, R. S. W., & Oerlemans, J. (2005). Modelled atmospheric temperatures and global sea levels over the past million years. *Nature*, *437*(7055), 125–128. <https://doi.org/10.1038/nature03975>
- Bosman, A., Casalbore, D., Romagnoli, C., & Chiocci, F. L. (2014). Formation of an 'a'ā lava delta: Insights from time-lapse multibeam bathymetry and direct observations during the Stromboli 2007 eruption. *Bulletin of Volcanology*, *76*(7), 1–12. <https://doi.org/10.1007/s00445-014-0838-2>
- Carracedo, J. C., Day, S., Guillou, H., Rodríguez Badiola, E., Canas, J. A., & Pérez Torrado, F. J. (1998). Hotspot volcanism close to a passive continental margin: The Canary Islands. *Geological Magazine*, *135*(5), 591–604. <https://doi.org/10.1017/S0016756898001447>
- Carracedo, J. C., Day, Simon. J., Guillou, H., & Gravestock, P. (1999a). *Later stages of volcanic evolution of La Palma, Canary Islands: Rift evolution, giant landslides, and the genesis of the Caldera de Taburiente*. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1999\)111<0755:LSOVEO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1999)111<0755:LSOVEO>2.3.CO;2)
- Carracedo, J. C., Day, S. J., Guillou, H., & Perez Torrado, F. J. (1999b). Giant Quaternary landslides in the evolution of La Palma and El Hierro, Canary Islands. In *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (Vol. 94). [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(99\)00102-X](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00102-X)
- Carracedo, J. C., Troll, V. R., Day, J., Geiger, H., Aulinas Junca, M., Soler, V., Deegan, F. M., Perez-Torrado, F. J., Gisbert Pinto, G., Gazel, E., Rodríguez-Gonzalez, A., Albert, H., & Franques, M. (2022). *The 2021 eruption of the Cumbre Vieja Volcanic Ridge on La Palma, Canary Islands*.
- Chiocci, F. L., Romagnoli, C., & Bosman, A. (2008). Morphologic resilience and depositional processes due to the rapid evolution of the submerged Sciarra del Fuoco (Stromboli Island) after the December 2002 submarine slide and tsunami. *Geomorphology*, *100*(3–4), 356–365. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.01.008>
- Ercilla, Ercilla, G., Casas, D., Alonso, B., Casalbore, D., Estrada, F., Idárraga-García, J., López-González, N., Pedrosa, M.T., Teixeira, M., Sánchez-Guillamón, O., Azpiroz-Zabala, M., Bárcenas, P., Chiocci, F.L., García, M., Galindo-Zaldívar, J., Geyer, A., Gómez-Ballesteros, M., Juan, C., Martorelli, E., Mata, M.P., Nespereira, J., Palomino; D., Rueda, J.L., Vázquez, J.T., Yenes, M., 2022. 8.35 - Deep Sea

Sedimentation, En: J.F. Shroder (Ed), Treatise on Geomorphology (Second Edition), Academic Press, pp. 960-988.

Eschard, R. Â. (2001). *Geological factors controlling sediment transport from platform to deep basin: a review*. [www.elsevier.com/locate/marpetgeo](http://www.elsevier.com/locate/marpetgeo)

Fraile-Nuez, E. Vázquez, J.T., Gómez-Ballesteros, M., Arrieta, J.M., Huertas, M.E., Tovar, A., González-Vega, A., Martín-Díaz, J.p., Ferrera, I., Álvarez-Valero, A., Sánchez-Guillamón, O., Naranjo, S., Roque, D., Navarro, G., Escánez-Pérez, J., Presas-Navarro, C. Informe Científico-Técnico de la campala VULCANA-III-0921-LP. Crisis sismo-volcánica de La Palma. Instituto Español de Oceanografía.

Geldmacher, J., Hoernle, K., van den Bogaard, P., Zankl, G., & Garbe-Schönberg, D. (2001). *Earlier history of the >70-Ma-old Canary hotspot based on the temporal and geochemical evolution of the Selvagen Archipelago and neighboring seamounts in the eastern North Atlantic*. [www.elsevier.com/locate/jvolgeores](http://www.elsevier.com/locate/jvolgeores)

Geldmacher, J., Hoernle, K., Bogaard, P. v.d., Duggen, S., & Werner, R. (2005). New <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar age and geochemical data from seamounts in the Canary and Madeira volcanic provinces: Support for the mantle plume hypothesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 237(1–2), 85–101. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.04.037>

Guillou, H., Carracedo, J. C., & Day, S. J. (1998). Dating of the Upper Pleistocene-Holocene volcanic activity of La Palma using the unspiked K-Ar technique. In *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (Vol. 86).

Hampton, M. A., Lee, H. J., & Locat, J. (1996). Submarine landslides. *Reviews of Geophysics*, 34(1), 33–59. <https://doi.org/10.1029/95RG03287>

Harris, P. T., Macmillan-Lawler, M., Rupp, J., & Baker, E. K. (2014). Geomorphology of the oceans. *Marine Geology*, 352, 4–24. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.01.011>

He, Y., Zhong, G., Wang, L., & Kuang, Z. (2014). Characteristics and occurrence of submarine canyon-associated landslides in the middle of the northern continental slope, South China Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 57, 546–560. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.07.003>

Hernández-Guerra, A., Fraile-Nuez, E., López-Laatzén, F., Martínez, A., Parrilla, G., & Vélez-Belchí, P. (2005). Canary Current and North Equatorial Current from an inverse box model. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 110(12), 1–16. <https://doi.org/10.1029/2005JC003032>

Krastel, S., Schmincke, H.-U., Jacobs, C. L., Rihm, R., le Bas, T. P., & Alibes, B. (2001). Submarine landslides around the Canary Islands. In *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH* (Vol. 106, Issue B3).

Llanes, P., Herrera, R., Gómez, M., Muñoz, A., Acosta, J., Uchupi, E., & Smith, D. (2009). Geological evolution of the volcanic island La Gomera, Canary Islands, from analysis

- of its geomorphology. *Marine Geology*, 264(3–4), 123–139. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.05.001>
- Ma, X., Yan, J., Song, Y., Liu, X., Zhang, J., & Traykovski, P. A. (2019). Morphology and maintenance of steep dunes near dune asymmetry transitional areas on the shallow shelf (Beibu Gulf, northwest South China Sea). *Marine Geology*, 412, 37–52. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2019.03.006>
- McGuire, W. J. (2006). Lateral collapse and tsunamigenic potential of marine volcanoes. *Geological Society Special Publication*, 269, 121–140. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.269.01.08>
- Meireles, R. P., Quartau, R., Ramalho, R. S., Rebelo, A. C., Madeira, J., Zanon, V., & Ávila, S. P. (2013). Depositional processes on oceanic island shelves - Evidence from storm-generated Neogene deposits from the mid-North Atlantic. *Sedimentology*, 60(7), 1769–1785. <https://doi.org/10.1111/sed.12055>
- Mitchell, N. C., Beier, C., Rosin, P. L., Quartau, R., & Tempera, F. (2008). Lava penetrating water: Submarine lava flows around the coasts of Pico Island, Azores. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(3). <https://doi.org/10.1029/2007GC001725>
- Negredo, A. M., van Hunen, J., Rodríguez González, J., & Fullea, J. (2022). On the origin of the Canary Islands: Insights from mantle convection modelling. *Earth and Planetary Science Letters*, 584. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117506>
- Nordfjord, S., Goff, J. A., Austin, J. A., & Sommerfield, C. K. (2005). Seismic geomorphology of buried channel systems on the New Jersey outer shelf: Assessing past environmental conditions. *Marine Geology*, 214(4), 339–364. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.10.035>
- Pankhurst, M. J., Scarrow, J. H., Barbee, O. A., Hickey, J., Coldwell, B. C., Rollinson, G. K., Rodríguez Losada, J. A., Martín Lorenzo, A., Rodríguez, F., Hernández, W., Calvo Fernández, D., Hernández, P. A., & Pérez, N. M. (2022). *Rapid response petrology for the opening eruptive phase of the 2021 Cumbre Vieja eruption, La Palma, Canary Islands*. <https://doi.org/10.30909/vol.05.01.0110>
- Pastor, M., Vélez-Belchí, P., & Hernández-Guerra, A. (2015). *Water masses in the Canary Current Large Marine Ecosystem Item Type Report Section*. <http://hdl.handle.net/1834/9178>
- Porter Smith, R., Lyne, V. D., Kloser, R. J., & Lucieer, V. L. (2012). Catchment-based classification of Australia's continental slope canyons. *Marine Geology*, 303–306, 183–192. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2012.01.008>
- Quartau, R., Ramalho, R. S., Madeira, J., Santos, R., Rodrigues, A., Roque, C., Carrara, G., & Brum da Silveira, A. (2018). Gravitational, erosional and depositional processes on volcanic ocean islands: Insights from the submarine morphology of Madeira

- Archipelago. *Earth and Planetary Science Letters*, 482, 288–299. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.11.003>
- Ramalho, R. S., Quartau, R., Trenhaile, A. S., Mitchell, N. C., Woodroffe, C. D., & Ávila, S. P. (2013). Coastal evolution on volcanic oceanic islands: A complex interplay between volcanism, erosion, sedimentation, sea-level change and biogenic production. In *Earth-Science Reviews* (Vol. 127, pp. 140–170). <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.10.007>
- Ranero, C. R., Banda, E., & Buhl, P. (1997). The crustal structure of the Canary Basin: Accretion processes at slow spreading centers. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B5), 10185–10201. <https://doi.org/10.1029/97jb00101>
- Ricchi, A., Quartau, R., Ramalho, R. S., Romagnoli, C., Casalbore, D., Ventura da Cruz, J., Fradique, C., & Vinhas, A. (2018). Marine terrace development on reefless volcanic islands: New insights from high-resolution marine geophysical data offshore Santa Maria Island (Azores Archipelago). *Marine Geology*, 406, 42–56. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.09.002>
- Schwarz, S., Klügel, A., van den Bogaard, P., & Geldmacher, J. (2005). Internal structure and evolution of a volcanic rift system in the eastern North Atlantic: The Desertas rift zone, Madeira archipelago. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 141(1–2), 123–155. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.10.002>
- Symons, W. O., Sumner, E. J., Talling, P. J., Cartigny, M. J. B., & Clare, M. A. (2016). Large-scale sediment waves and scours on the modern seafloor and their implications for the prevalence of supercritical flows. *Marine Geology*, 371, 130–148. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.11.009>
- Urgeles, R., Masson, D. G., Canals, M., Watts, A. B., & le Bas, T. (1999). Recurrent large-scale landsliding on the west flank of La Palma, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B11), 25331–25348. <https://doi.org/10.1029/1999jb900243>
- Van den Bogaard, P. van de. (2013). The origin of the Canary Island Seamount Province—New ages of old seamounts. *Scientific Reports*, 3. <https://doi.org/10.1038/srep02107>
- Velasco Martínez, A. (2019). *Island shelf and slope geomorphology of La Palma island (Southern Sector)*. University of Las Palmas de Gran Canaria.
- Wynn, R. B., & Stow, D. A. v. (2002). *Classification and characterization of deep-water sediment waves*. [www.elsevier.com/locate/margeo](http://www.elsevier.com/locate/margeo)

## 7. Webigrafía

Copernicus Sentinel data 2021, procesado by ESA. Página web que permite la descarga de fotografías satelitales. <https://apps.sentinel-hub.com>



La Palma Open Data, Cabildo de La Palma. Página web con información de libre acceso sobre La Palma y la erupción del volcán Tajogaite. <https://www.opendatalapalma.es>

### Descripción detallada de las actividades desarrolladas durante la realización del TFM

Las actividades llevadas a cabo para la realización de este estudio han sido variadas y se especifican a continuación. En un inicio fue necesario realizar una revisión bibliográfica para conocer y comprender el contexto geológico de la isla de La Palma y los diferentes procesos oceánicos que pueden tener lugar en el margen insular, aunque esta documentación ha sido continua a lo largo de la realización del trabajo a causa de frecuentes actualizaciones en la temática.

Aunque no pude participar en las diferentes campañas oceanográficas en las que se llevó a cabo la adquisición de los datos de batimetría y reflectividad, sí que tuve que desplazarme al centro oceanográfico de Málaga, dónde se encuentra la sede del IEO en la que trabajan mis tutores, para realizar el procesado de los datos geofísicos adquiridos durante un período de tres semanas. Cuando finalicé esta estancia, se crearon los tres modelos digitales del terreno (dos previos a la llegada de la lava al mar a 5 y 1 m de resolución y uno posterior a 1 m) que sirvieron de base para realizar el análisis geomorfológico y morfométrico en detalle y que representan la principal tarea del trabajo que he llevado a cabo durante los últimos 4 meses.

Una vez se dio por terminada la cartografía, se procedió a la generación de mapas y figuras que acompañan el trabajo, las cuales también ha habido que ir actualizando a medida que la redacción evolucionaba.

Por último, la redacción ha sido continuada a lo largo de todo el tiempo de realización del TFM, aunque cabe destacar que esta ha sido especialmente intensa durante las semanas previas a la entrega de dicho trabajo.

### Formación Recibida

Aunque ya había trabajado con los softwares Caris HIPS & SIPS y ArcGIS, ha sido necesario refrescar ciertos conceptos y funciones a través de tutorías presenciales y online llevadas a cabo por mis tutores, al igual que ha sido necesario el autoaprendizaje, utilizando portales especializados en estos programas.

### Nivel de integración e implicación dentro del departamento y relaciones con el personal

Personalmente, el hecho de haber podido desplazarme a Málaga me ha permitido implicarme al máximo con el proyecto, conocer de primera mano a investigadores de gran relevancia en geociencias marinas a nivel español e incluso internacional y tener un primer contacto profesional con la investigación científica. Me he sentido muy acogido en las instalaciones del IEO de Málaga.

### Aspectos positivos y negativos más significativos relacionados con el desarrollo del TFM

Los aspectos positivos han sido muchos, entre los que destacaría la oportunidad que se me ha ofrecido para trabajar datos de tanta actualidad e interés social y que además me han permitido aumentar mi conocimiento en cuanto al estudio del fondo marino se refiere, especialmente en islas volcánicas. Lo que me ha parecido muy interesante al

haber trabajado durante la carrera en márgenes pasivos continentales, los cuales son muy diferentes.

Cómo aspectos negativos, si tuviera que destacar alguno, mencionaría la dificultad de redactar un trabajo de este tipo con una extensión tan limitada. Ya que este se basa en la cartografía y en la utilización de muchos parámetros. Por lo que he tenido que dejar fuera muchas imágenes que podían aportar información adicional relevante para la comprensión de dicho estudio.

Valoración personal de aprendizaje conseguido a lo largo del TFT

Destacaría el incremento de tanto formación académica, como de experiencia profesional que he obtenido a partir de este trabajo. Al igual que las habilidades que he adquirido y mejorado a lo largo de la investigación.