

CONSTITUCIÓN GEOLÓGICA DEL PARQUE NACIONAL DE LA CALDERA DE TABURIENTE

RAMÓN CASILLAS¹, JULIO DE LA NUEZ¹, JUAN R. COLMENERO²,
CARLOS FERNÁNDEZ³, SZABOLCS HARANGI⁴, RÉKA LUKÁCS⁴, FRED JOURDAN⁵

RESUMEN

En el Parque Nacional de la Caldera de Taburiente y en su entorno, aflora una potente secuencia submarina, atravesada por diversos plutones y sistemas de diques (dentro del Complejo Basal de la Isla de La Palma) y unas series volcánicas sub-aéreas, entre las que aparecen depósitos de avalanchas rocosas y depósitos sedimentarios de diverso origen. En esta potente secuencia submarina (con asociaciones de microfósiles del Plioceno Inferior), podemos distinguir una formación sálica, más antigua, y una secuencia basáltica-traquibasáltica más moderna. La formación sálica (de 3.1 Ma de edad) se corresponde con un Complejo Lóbulo-hialoclastítico traquítico submarino, previo a la formación traquibasáltica-basáltica submarina aflorante (de 2.5 Ma de edad), y sin relación genética con esta última formación submarina, relacionado con la evolución de un magma basáltico anterior que daría lugar a la formación de un edificio basáltico en escudo submarino, no aflorante, actualmente, en la superficie de la Isla.

Intrusivos en estos materiales aparecen, al menos, 2 secuencias sucesivas de intrusiones plutónicas (con edades entre 1.68 Ma y 1.05 Ma) formadas por gabros, melteigitas y sienitas relacionados con los primeros edificios sub-aéreos (Garafia y Taburiente) que se han sucedido en la evolución de la Isla.

Por otra parte, Los Roques Centrales de la Caldera de Taburiente representan los restos erosivos de la superposición de varias láminas deslizadas hace más de 47.000 años desde las paredes occidentales, septentrionales y orientales de la Caldera de Taburiente, sobre las que se depositaron, rellenando paleovalles, conglomerados procedentes de flujos tractivos acuosos («streamflows»).

El deslizamiento gravitacional de Playa de la Veta II, responsable de la destrucción parcial del edificio volcánico Taburiente Inferior, tuvo lugar en dos periodos sucesivos de deslizamiento entre los cuales habría tenido lugar un notable proceso de arqueamiento de la superficie basal de dicho deslizamiento que dio lugar a una geometría cómica alargada en dirección NNE-SSO.

Palabras clave: Caldera de Taburiente, La Palma, Roques Centrales, Complejo lóbulo-hialoclastítico traquítico, Colapso de flanco, edificios volcánicos, deslizamiento de Playa de la Veta II.

¹ Departamento de Biología Animal, Edafología y Geología de la Universidad de La Laguna. Av Astrofísico Francisco Sánchez, S/N, 38206, San Cristóbal de la Laguna, Tenerife. rcasilla@ull.es, jnuezpes@ull.es

² Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca. Plaza de la Merced s/n, 37008, Salamanca, colme@usal.es

³ Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Huelva. Facultad de Ciencias Experimentales. Campus de «El Carmen», Avenida de las Fuerzas Armadas, s/n. 21071, Huelva, fcarlos@uhu.es

⁴ Department of Petrology and Geochemistry. MTA-ELTE Volcanology Research Group & Eötvös Loránd University. H-1117 Budapest, Pázmány sétány 1/C, Hungary, szabolcs.harangi@geology.elte.hu, reka.harangi@gmail.com

⁵ Department of Applied Geology. School of Science and Engineering. Curtin University. Hayman road, Bentley, WA6102, Australia, f.jourdan@curtin.edu.au

GEOLOGICAL CONSTITUTION OF THE LA CALDERA DE TABURIENTE NATIONAL PARK

ABSTRACT

A thick submarine series crossed by diverse plutons and dyke systems (forming the Basal Complex of the Island of La Palma), and a subaerial volcanic series with interspersed deposits of rock avalanches and sedimentary deposits of diverse origin, constitute the two geological units appearing at the National Park of the Caldera de Taburiente and its surroundings. The thick submarine sequence (with microfossils associations of the Lower Pliocene) includes and old salic formation, and a younger basaltic-trachybasaltic sequence (2.5 Ma in age). The salic formation (3.1 Ma in age) corresponds to a submarine lobe-hyaloclastite trachytic complex probably related to the evolution of a former basaltic magma that would have led to the formation of a basaltic submarine shield, currently not exposed on the surface of the island.

Intrusive in these materials appear, at least, two successive sequences of plutonic intrusions (with ages between 1.68 Ma and 1.05 Ma) formed by gabbros, melteigites and syenites related to the first subaerial volcanos (Garafia and Taburiente) that have happened in the evolution of the island.

On the other hand, the central «Roques» (Roques Centrales) of the Caldera de Taburiente represent the erosive remains of the superposition of several run-out sheets formed from disintegration of huge blocks that collapsed more than 47,000 years ago from the western, northern and eastern walls of the Caldera de Taburiente. Conglomerates coming from aqueous tractive flows (streamflows), filling palaeovalleys, were deposited on those run-out sheets.

The gravitational landslide of Playa de la Veta II, responsible for the partial destruction of the Lower Taburiente volcanic edifice, took place in two successive periods of collapse between which a remarkable arching process of the basal surface of the main landslide would have taken place, giving place to an elongated NNE-SSW directed, dome structure.

Keywords: Caldera de Taburiente, La Palma, «Roques Centrales», Lobe-hyaloclastite trachytic complex, Flank collapse, volcanic edifices, Playa de la Veta II landslide.

INTRODUCCIÓN

En La Palma (Fig. 1) se expone una potente secuencia submarina, que se corresponde con el Complejo Basal (HERNÁNDEZ-PACHECO 1971; HERNÁNDEZ-PACHECO & FERNÁNDEZ-SANTÍN 1974; DE LA NUEZ 1983; STAUDIGEL & SCHMINCKE 1984; STAUDIGEL *et al.*, 1986; CARRACEDO *et al.*, 2001), y unas series volcánicas sub-aéreas fundamentalmente cuaternarias (COELLO, 1987; ANCOCHEA *et al.*, 1994; GUILLOU *et al.*, 1998; CARRACEDO *et al.*, 1999a y b; Carracedo *et al.*, 2001; GUILLOU *et al.*, 2001; SINGER *et al.*, 2002; HILDENBRAND *et al.*, 2003; QUIDELLEUR *et al.*, 2003).

El Complejo Basal está formado por materiales basálticos y traquíticos submarinos con asociaciones de microfósiles de edad Pliocena (STAUDIGEL *et al.*,

1986), intrusiones gabroides y sieníticas, y una densa red de diques basálticos (DE LA NUEZ 1983 Y STAUDIGEL & SCHMINCKE 1984), cuyas relaciones entre sí merecen una revisión. Cubriendo estos materiales aparecen diversos tipos de brechas que bien pudieran ser el resultado de la destrucción parcial del edificio submarino levantado o del primer volcán sub-aéreo (ANCOCHEA *et al.*, 1994; ROA, 2003). El conjunto se vio afectado a lo largo del tiempo por al menos por tres campos de esfuerzos distintos, que hacen presuponer una historia tectónica larga y compleja del mismo (FERNÁNDEZ ET AL. 2002).

La secuencia volcánica sub-aérea antigua se ha dividido en varias subseries (COELLO 1987), dataadas como plio-cuaternarias (ANCOCHEA *et al.*, 1994; GUILLOU *et al.*, 1998; CARRACEDO *et al.*, 1999a; GUILLOU *et al.*, 2001), cuya caracterización cartográfica, tectónica, petrológica y geoquímica

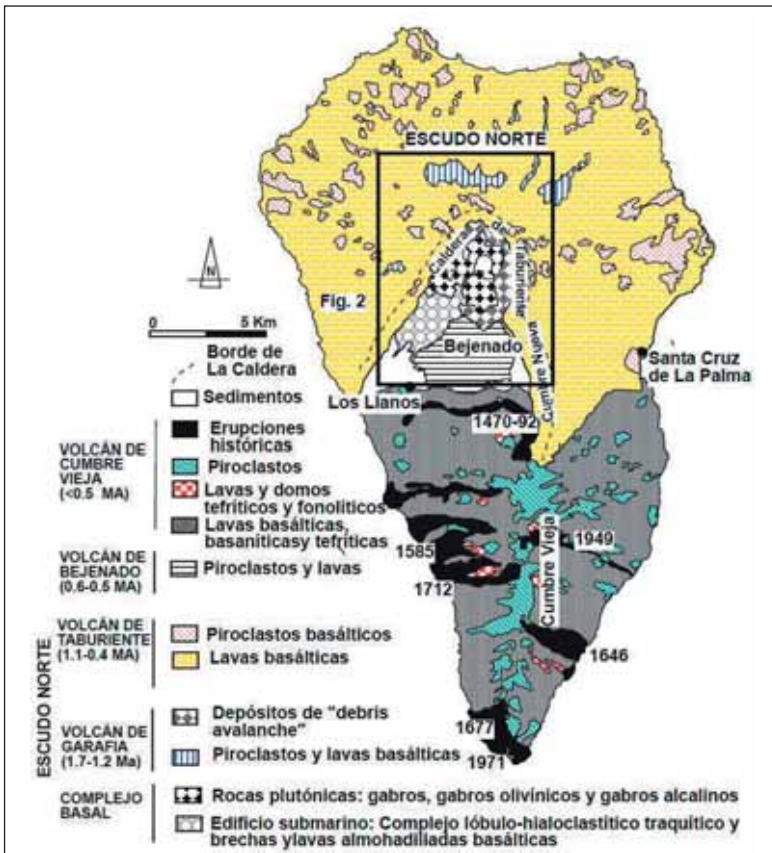


Figura 1. Mapa Geológico de La Isla de La Palma.

Figure 1. Geological Map of the La Palma Island.

permite precisar que han existido dos edificios en forma de escudo (Garafia y Taburiente, NAVARRO & COELLO 1993; GUILLOU *et al.*, 1998; GUILLOU *et al.*, 2001) entre los que aparecen niveles sedimentarios producidos por su destrucción parcial (NAVARRO & COELLO 1993; ANCOCHEA *et al.*, 1994; CARRACEDO *et al.*, 1999a y b; ROA 2003).

Los resultados que se muestran en esta publicación se han obtenido a través de las investigaciones realizadas en relación al proyecto 529/2012 «Origen geológico de la Caldera de Taburiente y su significado en la evolución de La Palma. Estudio de los procesos magmáticos, tectónicos y sedimentarios implicados en su génesis» (concedido por el Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente al amparo de la Resolución de 19 de abril de 2012, de Parques Nacionales, por la que se convoca la concesión de subvenciones para la realización de proyectos de investigación científica en la Red de Parques Nacionales para el año 2012).

El objeto de este proyecto fue tratar de establecer claramente el origen de las diferentes unidades rocosas que aparecen formando parte del Parque Nacional de la Caldera de Taburiente, y que incluyen rocas sedimentarias o volcanosedimentarias, rocas volcánicas submarinas de variada estructura y composición, complejos plutónicos e hipoabisales de distinta edad y naturaleza, y enjambres de diques con geometrías y significado muy diferente.

Para alcanzar este objetivo fue necesario estudiar las características petrológicas y geoquímicas de las rocas volcánicas submarinas y sub-aéreas más tempranas que afloran en el Parque Nacional de la Caldera de Taburiente y de los correspondientes complejos hipoabisales y subvolcánicos cogenéticos, examinar las características sedimentológicas de los depósitos volcanoclásticos asociados y realizar el análisis paleontológico y bioestratigráfico de la micro y macrofauna contenida en los depósitos intercalados en el edificio submarino aflorante en la Caldera de Taburiente y en barranco de Las Angustias.

MATERIAL Y MÉTODOS

Para la obtención de los resultados presentados se han realizado una serie de actividades que se describen a continuación:

A) Recopilación previa del material existente. Para alcanzar los objetivos propuestos en el proyecto, se realizó la recopilación previa del material existente: muestras de rocas en litotecas, láminas delgadas en archivos petrográficos, cartografías geológicas y datos geoquímicos existentes.

B) Seminario informativo para el personal del Parque Nacional. A principios del año 2013 el equipo investigador se puso en contacto con la Dirección del Parque Nacional de la Caldera de Taburiente para realizar un pequeño Seminario de 1 día (que tuvo lugar el 10 de mayo de 2013). En este seminario se procedió a la explicación a los guías del Parque sobre cuáles eran los objetivos que pretendía alcanzar el proyecto de investigación así como cuáles son los resultados esperables en el desarrollo del mismo, y las tareas a realizar. En este último sentido, se procedió también a recabar la colaboración de los guías del Parque en su desarrollo.

C) Campañas de campo. A lo largo de todo el desarrollo del proyecto de investigación, se han llevado a cabo diversas campañas de campo que han tenido como objeto:

I) Estudio vulcanológico-petroológico de los materiales volcánicos submarinos traquíticos que aparecen en el Complejo Basal de la Isla. Este estudio incluyó la toma de datos y observaciones sobre el terreno de la sucesión de tipos de materiales volcánicos submarinos presentes (cuerpos coherentes de lavas, depósitos autoclásticos e hialoclastíticos, depósitos volcanoclásticos resedimentados, etc), el levantamiento de columnas estratigráficas, el establecimiento de sus relaciones espacio-temporales, así como la toma de muestras y el posterior estudio petroológico y geoquímico de las rocas volcánicas encontradas. Las muestras recogidas también se emplearon para separar minerales con fines geocronológicos (circones para el empleo del método radiométrico U-Pb, y biotitas y anfíboles para su empleo en el método radiométrico Ar-Ar).

II) Estudio sedimentológico de los depósitos relacionados con los grandes deslizamientos gravitacionales (*debris-avalanche*, *debris-flow*, flujos hiperconcentrados, etc...) que acontecieron en las primeras etapas de crecimiento de las islas,

y aparecen en el interior de la Caldera: Cabe-cera del Barranco del Almendro Amargo, del Barranco de los Cantos, zona de Los Roques, etc. Este estudio incluyó el levantamiento de columnas estratigráficas, la toma de datos sobre las estructuras sedimentarias encontradas y la descripción de las características texturales y composicionales de los depósitos.

- III) Estudio petrológico de las intrusiones plutónicas e hipoabisales que se encuentran en el interior de la Caldera. Estos trabajos partieron de la toma de observaciones sobre el terreno de los distintos cuerpos intrusivos presentes, sus relaciones de contactos mutuas, su composición mineralógica, su estructura, para luego proceder a un muestreo que permitió realizar estudios petrográficos, geoquímicos y geocronológicos. De esta forma, las muestras recogidas de las diferentes rocas plutónicas sirvieron para realizar análisis químicos de roca total. También se emplearon para separar minerales con fines geocronológicos (circones para el empleo del método radiométrico U-Pb, y biotitas y anfíboles para su empleo en el método radiométrico Ar-Ar).
- IV) Estudio de detalle y caracterización geológica de los Roques que aparecen en el interior de la Caldera: la Brevera Macha, El Negrito, el Roque Salvaje, el Chiquito, el de la Viña, el del Huso, el del Capadero, el de las Piteras, el de las Ramas, el de Iafe y el de la Relvita.
- V) Estudio y caracterización del plano de deslizamiento de Playa de la Veta en la base de la Pared, en el sector del Barranco del Hoyo Verde, prestando especial atención a la orientación y significado de las estructuras deformativas asociadas al plano de deslizamiento basal.
- D) Realización e interpretación de análisis químicos de roca total de las rocas de las diferentes formaciones rocosas que aparecen en el Parque Nacional. Se realizaron 49 análisis de roca total (6 de basaltos y traquibasaltos de la serie submarina: 10 de traquitas del Complejo Lóbulo-hialoclastítico traquítico; 5 de diques traquíticos; 8 de gabros y gabros olivínicos; 14 de gabros anfibólicos, gabros alcalinos y monzonitas y 6 de sienitas).

E) Estudio de los yacimientos de nanofósiles que aparecen en distintos niveles intercalados en las series volcánicas submarinas. Esta actividad se llevó a cabo con el fin de establecer las características tafonómicas, paleobiológicas y bioestratigráficas de los mismos (se estudiaron 13 muestras).

F) Realización de determinaciones isotópicas de Sr, Rb, Sm, Nd y Pb. Se eligieron 19 muestras (traquitas y basaltos submarinos; rocas plutónicas: sienitas y gabros) para realizar en ellas la determinación isotópica de Sr, Rb, Sm, Nd y Pb, en el Servicio de Geocronología y Geoquímica Isotópica de la Universidad del País Vasco.

G) Separación de minerales (circón, apatito, biotita, anfíbol y feldespato alcalino) en 21 muestras (traquitas y basaltos submarinos; rocas plutónicas: sienitas y gabros). En estas muestras se realizaron tareas de separación mineral para obtener concentrados de cristales de circón, anfíbol, feldespato alcalino y biotita. Estos procesos se realizaron en el Laboratorio de Separación Mineral del Departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad Eötvös Loránd de Budapest, en Hungría.

H) Determinación isotópica U-Pb de 7 muestras de zircones (traquitas y basaltos submarinos y gabros anfibólicos, 20 medidas por muestra) por medio de la microsonda iónica SHRIMP II/mc del Servicio de Laboratorio IBERSIMS del Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada.

I) Determinación isotópica Ar-Ar en 9 muestras de minerales (biotita, anfíbol y feldespato alcalino) de rocas (traquitas y basaltos submarinos y gabros anfibólicos) en el espectrómetro de masas MAP 215/50 del Western Australian Argon Isotope Facility de la Universidad de Curtin (Australia).

RESULTADOS

El Complejo Lóbulo-Hialoclastítico Traquítico de la Caldera de Taburiente.

Los materiales del episodio traquítico (Fig. 2) forman una secuencia estratigráfica que tiene una orientación Noroeste-Sureste, con buzamientos al Suroeste de entre 15° y 62°, cuyo muro se sitúa hacia

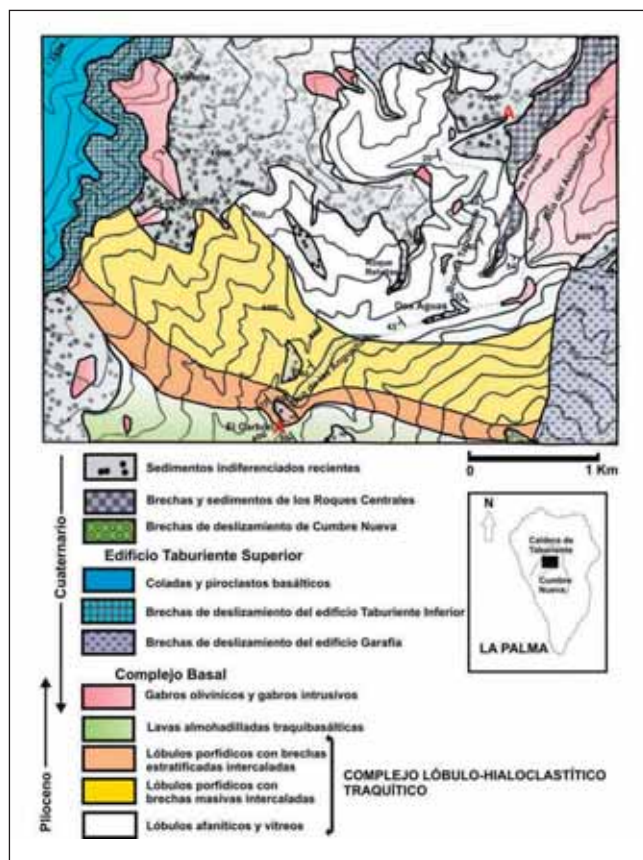


Figura 2. Mapa geológico del sector central de la Caldera de Taburiente.

Figure 2. Geological map of the central sector of the Caldera de Taburiente.

el centro de la Caldera y el techo aparece, en contacto conforme, bajo la secuencia traquibasáltica-basáltica submarina superior (en el Barranco de Las Angustias, a la altura de El Carbón). La posición relativa de esta secuencia traquítica con respecto a la secuencia basáltica-traquibasáltica y la continuidad estratigráfica que manifiestan ambas formaciones, pone de manifiesto que el episodio sálico no es intrusivo en la serie intermedia-básica, sino anterior a la misma, por lo que la secuencia traquítica constituye la formación aflorante más antigua de la Isla de La Palma. Desde el Barranco de Taburiente (A, a unos 500 metros al Sur de la zona de acampada del Parque Nacional), hasta El Carbón (A'), siguiendo los Barrancos de Taburiente y de Las Angustias (Fig. 2), se ha realizado una columna estratigráfica de unos 330 m de potencia para caracterizar este episodio traquítico submarino (Fig. 3), pasando

desde los niveles más profundos e internos hasta los más someros y distales del episodio traquítico submarino. Se reconocen tres tipos de facies principales (que incluyen varias subfacies, Tabla 1):

- Facies coherentes.
- Facies autoclásticas.
- Facies sin-eruptivas resedimentadas.

Los caracteres de las facies encontradas, así como su disposición y ordenamiento en la serie, sugieren que el episodio sálico del edificio submarino de La Palma representa un Complejo traquítico de lóbulos e hialoclastitas («trachytic lobe-hyaloclastite flow Complex») similar a los descritos por DE ROSEN-SPENCE *et al.* (1980); CAS (1990) y MORGAN & SCHULTZ (2012). Un esquema de dicho

| **FACIES | LITOLOGÍA, ESTRATIFICACIÓN, TEXTURAS Y ESTRUCTURAS | INTERPRETACIÓN |
|--|--|---|
| <p>A1. LAVAS ALMOHADILLADAS TRAQUIBASÁLTICAS</p> <p>A2. LÓBULOS DE TRAQUITAS VITREAS O AFIANÍTICAS</p> | <p>Lavas almohadilladas muy vesiculadas formando tubos continuos de hasta 1 m de diámetro. Entre las lavas almohadilladas hay escaso material hialoclastítico.</p> <p>Traquitas afaníticas o vítreas en cuerpos tubulares, en forma de lóbulos, de diámetro individual variable entre 0,5 y 1 m, superpuestos hasta alcanzar potencias de hasta 20 m. En los lóbulos se observa una zonación de núcleo a borde:</p> <p>1). Núcleo. Traquita afanítica o vítreo, de color negro o gris-violeta, con la matriz vítreo, micro-cristalina, fluidal, feldespática, esférica y carbonatada. 2). Zona intermedia interna de traquita afanítica o vítreo con frecuentes bandeados por flujo. 3). Zona Intermedia externa de traquita afanítica de color blanco con vesículas (5-20%) de color verde (con calcita, albita y epidota) y estradas de hasta 2 cm de largo. 4). Borde externo de traquita vítreo de unos 2-3 cm de espesor y de color verdoso o negro (obsidiana transformada a clorita).</p> | <p><i>Flujos lávicos</i> procedentes de erupciones submarinas traquibasálticas.</p> <p><i>Lóbulos traquíticos</i> (similares a los descritos por DE ROSEN-SPENCE <i>et al.</i>, 1980; CAS, 1990; MORGAN Y SCHULTZ, 2012). Primera vez que se describen en islas oceánicas.</p> |
| <p>A3. LÓBULOS DE TRAQUITAS PORFÍDICAS</p> | <p>Traquitas porfídicas claras o grises en cuerpos tubulares, en forma de lóbulos, de diámetro individual variable entre 0,5 y 1 m, superpuestos hasta alcanzar potencias de hasta 30 m. Los lóbulos pueden no tener ninguna zonación interna con (subfacies A.3.1.) o sin textura fluidal (subfacies A.3.2); o mostrar una zonación de núcleo a borde (subfacies A.3.3.):</p> <p>1). Núcleo de traquita porfídica, con fenocristales de plagioclasa, feldespato potásico (de hasta 3-4 cm, alterado a albita y epidota), biotita (de hasta 2 mm, alterada a clorita, epidota y opacos), opacos y apatito. Matriz microcristalina, feldespática, no fluidal, esférica, con algo de epidota, opacos y clorita. Apenas presentan vacuolas. 2). Zona intermedia interna de traquita porfídica con frecuentes bandeados por flujo. 3). Zona Intermedia externa de traquita porfídica de color blanco con vesículas (5-20%) de color verde (con calcita, albita y epidota) estradas de hasta 2 cm de largo. 4). Borde externo (2-3 cm de espesor) de traquita vítreo de color verdoso o negro (obsidiana transformada a clorita), con algún microlito de feldespato disperso.</p> | <p><i>Lóbulos traquíticos</i> (similares a los descritos por DE ROSEN-SPENCE <i>et al.</i>, 1980; CAS, 1990; MORGAN Y SCHULTZ, 2012). Primera vez que se describen en islas oceánicas.</p> |
| <p>B1: HIALOCLASTITAS</p> | <p>Brechas monomíticas clasto-matriz-soportadas, pobremente clasificadas, no gradadas, con escasa matriz, ordenadas en capas masivas de espesor inferior a 10 m con contactos gradacionales con los cuerpos traquíticos adyacentes. Clastos de hasta 30 cm de tamaño (2-3 cm de media), angulosos y subangulosos con formas poliédricas o «blocky», márgenes curvilineares, esquinas rectas y, más raramente, con formas ameboides. Algunos exhiben texturas «jigsaw-fit» o clasto-rotadas con tránsito gradual desde los lóbulos a las brechas con texturas jigsaw-fit y de éstas a las brechas con texturas clasto-rotadas. La naturaleza de los clastos es la misma que la de los lóbulos traquíticos adyacentes: traquitas porfídicas (subfacies B.1.1.), traquitas porfídicas fluidales (subfacies B.1.2.) o traquitas afaníticas fluidales (subfacies B.1.3.), con variada vesiculación (vesículas estradas o redondeadas).</p> | <p>Hialoclastitas «in situ», generadas por fragmentación y contracción de los lóbulos traquíticos por enfriamiento rápido en contacto con el agua del mar (SCUTTER <i>et al.</i>, 1998; GIFKINS, 2001; STEWART Y MCPHIE, 2006). En condiciones subacuáticas, el contacto de agua con magma o con la roca todavía caliente produce una fragmentación no explosiva por sobrenfriamiento y contracción; generando las hialoclastitas. Si el magma estaba en proceso de desgasificación, las hialoclastitas aparecen con un alto grado de vesiculación, dando lugar a clastos con aspecto de pumitas.</p> |
| <p>B2: AUTOBRECHAS</p> | <p>Brechas monomíticas clasto-soportadas, pobremente clasificadas, masivas y con escasa matriz, formando capas de espesor inferior a 3 m, aunque pueden alcanzar los 10 m. Contacto gradacional con los lóbulos traquíticos. Clastos de entre 3 cm y 50 cm, de formas ameboides, o, más raramente, angulosos, y, frecuentemente, deformados plásticamente. Presentan texturas «jigsaw-fit» y clasto-rotadas. La naturaleza de los clastos es la misma que la de los lóbulos traquíticos adyacentes: traquitas porfídicas (subfacies B.2.1.), traquitas porfídicas fluidales (subfacies B.2.2.) o traquitas afaníticas fluidales (subfacies B.2.3.), con variados grados de vesiculación (las vesículas están estradas o son redondeadas).</p> | <p><i>Autobrechificación o fracturación de los bordes de los lóbulos traquíticos</i> por el esfuerzo de cizalla o distensivo que se genera entre el magma en movimiento y el borde del lóbulo ya solidificado (CAS, 1990). Si la fragmentación se produce en condiciones plásticas, los clastos son muy irregulares y se adaptan unos a otros (SCUTTER <i>et al.</i>, 1998). Si es más frágil, se producen acumulaciones de clastos con superficies curvilineares (GIFKINS, 2001).</p> |
| <p>A: FACIES COHERENTES</p> | | |
| <p>B: FACIES AUTOCLÁSTICAS</p> | | |

| **FACIES | LITOLOGÍA, ESTRATIFICACIÓN, TEXTURAS Y ESTRUCTURAS | INTERPRETACIÓN |
|--|---|---|
| C1: BRECHAS TRAQUÍTICAS MASIVAS O CON LIGERA GRADACIÓN POSITIVA | Brechas monomíticas, clasto-matriz-soportadas, mal clasificadas, masivas o con ligera gradación normal, en capas de 3 m de espesor máximo. Clastos angulosos a subangulosos, de diámetro medio de 1,5 cm y máximo 20 cm, con morfologías poliédricas y, más raramente, ameboides, con clastos (ángulosos a subangulosos, generalmente de formas poliédricas y, más raramente, con formas ameboides de traquitas porfídicas y afáníticas, fluidales o no, y con variado grado de vesiculación. | <i>Fujos en masa submarinos (debris flows)</i> producidos por la sedimentación de hialoclastitas y autobrechas (STEWART Y MCPHIE, 2006). |
| C2: BRECHAS POLIMÍCTICAS MASIVAS | Brechas polimíticas clasto y matriz-soportadas, masivas y muy mal clasificadas, con clastos de diámetro entre 0,5 cm y 2 m, (media de 5 cm). Los clastos son de naturaleza muy variada: subangulosos de traquitas porfídicas; traquitas de color blanco con vesículas estridadas; traquitas afáníticas de color gris y traquitas fluidales (de tamaños superiores a los 2 m que parecen representar grandes fragmentos de lóbulos traquíticos); subangulosos de traquibasaltos y subredondeados de gabros y monzonitas. | <i>Fujos en masa submarinos (debris flows)</i> producidos por pequeñas avalanchas de hialoclastitas, autobrechas y lóbulos del Complejo Lóbulo-hialoclastítico y de las lavas almohadilladas y brechas de fragmentos de almohadillas traquibasálticas. Los clastos superiores a 2 m parecen representar grandes fragmentos de los lóbulos traquíticos. Los clastos subredondeados de gabros y monzonitas indican abrasión durante el transporte o previamente al mismo. |
| C3: BRECHAS POLIMÍCTICAS MASIVAS CON GRADACIÓN INVERSA A LA BASE | Brechas mono y polimíticas clasto y matriz-soportadas, mediana a pobremente clasificadas, de clastos subredondeados y subangulosos de tamaño mínimo 2 cm y máximo de 30 cm (media de 10 cm). Matriz de tamaño arena y grava. Las capas muestran gradación inversa en la parte inferior y, en algún caso, normal en la superior. Los clastos son de traquitas porfídicas con matriz vítrea o microcristalina y vesículas estridadas; traquitas porfídicas fluidales; traquitas afáníticas, vítreas, más o menos fluidales; traquibasaltos porfídicos, muy vesiculados, con formas curvi-planares («trozos de tartar») y bordes curvos de enfriamiento o ameboides, y cantos redondeados de gabros y monzonitas. Distinguímos las siguientes subfacies: subfacies C3.1. , si exclusivamente los clastos son de traquibasaltos porfídicos, muy vesiculados, con formas curvi-planares («trozos de tartar») y bordes curvos de enfriamiento o ameboides; subfacies C3.2. , si exclusivamente los clastos son de traquitas; subfacies C3.3. , si existen clastos de traquitas, traquibasaltos, gabros y monzonitas. | <i>Fujos en masa submarinos</i> procedentes de la resedimentación de lóbulos, lavas almohadilladas deslizadas, hialoclastitas y autobrechas de composición traquítica o traquibasáltica. Los flujos en masa serían <i>fujos de gravedad subacuáticos</i> («turbiditas de gravas de alta densidad» en el sentido de LOWE, 1982; o flujos de densidad concentrados de MULDER & ALEXANDER, 2001) con predominante población de cantos de tipo 2 y 3 de LOWE (1982) o A y B DE MUTTI <i>et al.</i> , (1999). Las facies observadas corresponderían a las partes R2 de una turbidita de alta densidad definidas por LOWE (1982) o a las divisiones F2 de una idealizada turbidita de MUTTI <i>et al.</i> , (1999). |
| C4: ARENAS Y GRAVAS POLIMÍCTICAS CON GRADACIÓN INVERSA A LA BASE | Arenas gruesas y gravas ordenadas en secuencias granocrecientes superpuestas de 1 a 3 m de espesor, con fragmentos subangulosos de traquibasaltos y traquitas porfídicas de hasta 20 cm en la parte superior de cada una de ellas. Las traquitas están muy vesiculadas, llegando, en algunos casos al 40% de vesiculación. | <i>Fujos en masa submarinos posiblemente de tipo turbidítico</i> (turbiditas arenosas de alta densidad; S2 de LOWE 1982), por transformación de los flujos de gravedad subacuáticos de las turbiditas de gravas de alta densidad que formaron las brechas polimíticas masivas con gradación inversa a la base (C3). |

Tabla 1. Descripción e interpretación de las principales litofacies observadas en el episodio traquítico de la Caldera de Taburiente.

Table 1. Description and interpretation of the main lithofacies observed in the trachytic episode of the Caldera de Taburiente.

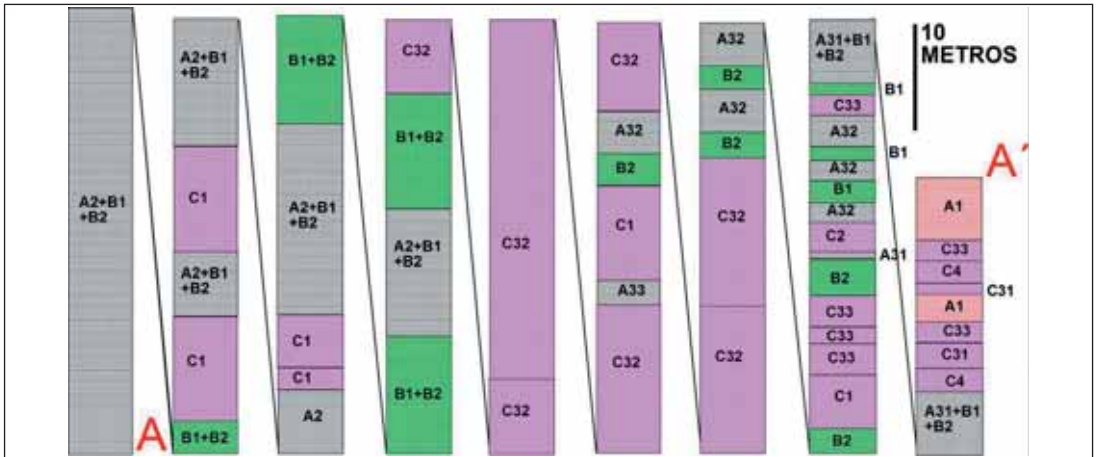


Figura 3. Columna estratigráfica simplificada de las rocas estudiadas realizada a lo largo del Barranco de Taburiente y el Barranco de Las Angustias (desde A a A' en la Fig. 2). Las características de las diferentes facies y subfacies se describen en la Tabla 1.

Figure 3. Simplified stratigraphic section of the studied rocks along the Barranco de Taburiente and the Barranco de las Angustias (from A to A' in Fig. 2). The characteristics of the different facies and subfacies are described in Table 1.

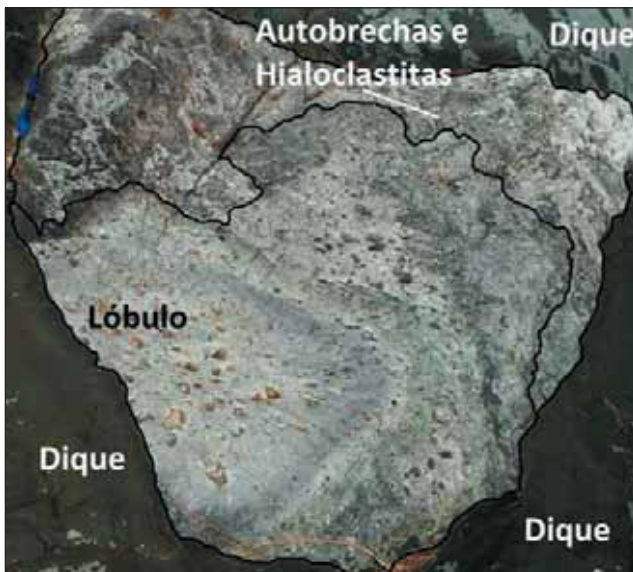


Figura 4. Lóbulo traquítico afanítico (A2) rodeado de Hialoclastitas (B1) y Autobrechas (B2).

Figure 4. Aphanitic trachyte lobe (A2) surrounded by Hyaloclastites (B1) and Autobreccias (B2).

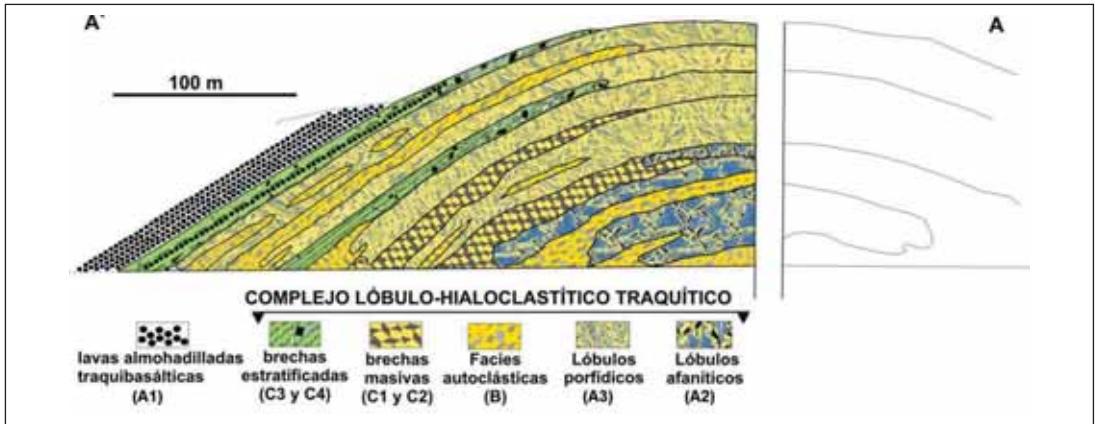


Figura 5. Disposición general del Complejo lóbulo-hialoclastítico de la Caldera de Taburiente. No se han representado ni gabros ni diques intrusivos.

Figure 5. General layout of the lobe-hyaloclastic Complex of the Caldera de Taburiente. Neither intrusive dikes nor gabros have been represented.

complejo, aplicado al caso de la Palma, se muestra en la Fig. 5. Hasta el momento sólo se han descrito en dorsales centro-oceánicas actuales, en complejos ofiolíticos como Oman y Semail, así como en ambientes de arco-isla y tras-arco (CAS 1990), por lo que es la primera vez que se describe en islas oceánicas de ambiente intraplaca.

Estos complejos representan los episodios más evolucionados, finales, tardíos y volumétricamente, menos importantes, de la evolución del vulcanismo fisural basáltico que forma grandes volcanes en escudo sobre el fondo oceánico, y suelen aparecer rellenando calderas de colapso formadas en la parte más alta de estos volcanes, distinguiéndose varias subfacies, desde su parte más interna hacia las partes más externas:

- 1) Zona proximal masiva con lóbulos de más de 100 m de largo densamente apilados, que parten de un dique alimentador central, disponiéndose a favor de la pendiente y que por su mayor viscosidad y menor T^a adoptan formas diferentes a las de los flujos basálticos y traquibasálticas (lavas almohadilladas).
- 2) Zona media de lóbulos-hialoclastitas: lóbulos de 2-100 m de largo rodeados de hialoclastitas y lavas brechificadas con bandeado de flujo.

- 3) Zona distal de brechas: brechas matriz-soprotadas hialoclastíticas con clastos de los lóbulos y escasos lóbulos brechificados con texturas «jigsaw-fit» o clasto-rotadas. Se distinguen dos tipos de brechas: a) autobrechas que forman el caparazón que cubre los lóbulos (clastos con bandeado de flujo en disposición caótica) y b) brechas hialoclastíticas de flanco (clastosoprotadas, con grandes fragmentos de lóbulos, intercaladas con hialoclastitas estratificadas) que forman el borde distal y perimetral del complejo (brechas de flanco). La génesis de estas últimas se debe al deslizamiento y redeposición tardía de autobrechas e hialoclastitas por flujos en masa subacuáticos.

Las rocas del Complejo lóbulo-hialoclastítico se proyectan (en una representación de estos análisis en el diagrama TAS), como traquitas y constituyen la serie de rocas de mayor saturación de la isla con un 60-67% de SiO₂ (Fig. 6A). Por otro lado, las rocas de la formación volcánica submarina más moderna y menos diferenciada y los diques intermedios más tempranos del Complejo Basal, forman una serie desde basaltos, traquibasaltos (hawaitas), hasta algunos términos mugearíticos y benmoreíticos (LE MAITRE 2002). El dique asociado al vulcanismo sub-aéreo (triángulo verde hueco en la Fig. 6A)

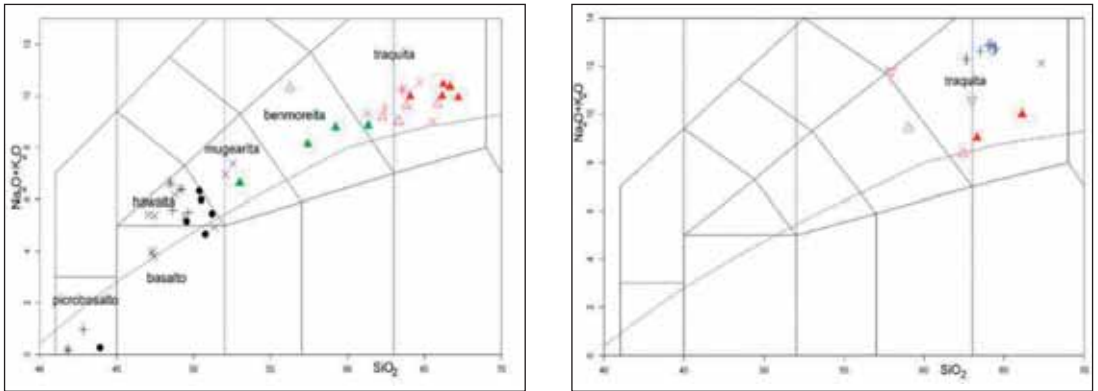


Figura 6. Diagrama TAS de rocas submarinas y enclaves de Canarias. A) De las rocas de la formación submarina de La Palma. Color negro: rocas basálticas y traquibasálticas; verde: diques intermedios; rojo: lóbulos traquíticos; cruces: tomados de HERNÁNDEZ-PACHECO & FERNÁNDEZ SANTÍN (1974); aspas: tomados de STAUDIGEL & SCHMINCKE (1984); asteriscos: tomados de CARRACEDO *et al.* (2001); resto: este trabajo (triángulos huecos: traquitas porfídicas; triángulos llenos: traquitas afaníticas). B) De Traquitas seleccionadas: triángulos llenos: C. B. de La Palma; triángulos huecos: rocas submarinas del C. B. de La Gomera; triángulos invertidos: rocas submarinas del C. B. de Fuerteventura; aspa: enclave de color gris incluido en las coladas del volcán Teneguía; Cruces: muestras del monte submarino Henry; rombo: pómez gris de la erupción 2011-12 de El Hierro.

Figure 6. TAS diagram of submarine rocks and enclaves of the Canary Islands. A) Rocks from the submarine formation of La Palma. Black symbols: basaltic and trachy-basaltic rocks; green symbols: intermediate levees; red: trachyte lobes; crosses: taken from HERNÁNDEZ-PACHECO & FERNÁNDEZ SANTÍN (1974); X marks: taken from STAUDIGEL & SCHMINCKE (1984); asterisks: taken from CARRACEDO *et al.* (2001); rest: this work (hollow triangles: porphyritic trachytes, filled triangles: aphanitic trachytes). B) Of selected trachytes: filled triangles: C. B. of La Palma; hollow triangles: submarine rocks of C. B. de La Gomera; inverted triangles: submarine rocks of the C. B. of Fuerteventura; X marks: gray xenolite included in the lava flows of the Teneguía volcano; Crosses: samples of the submarine mount Henry; rhombuses: gray pumice from the eruption 2011-12 of El Hierro.

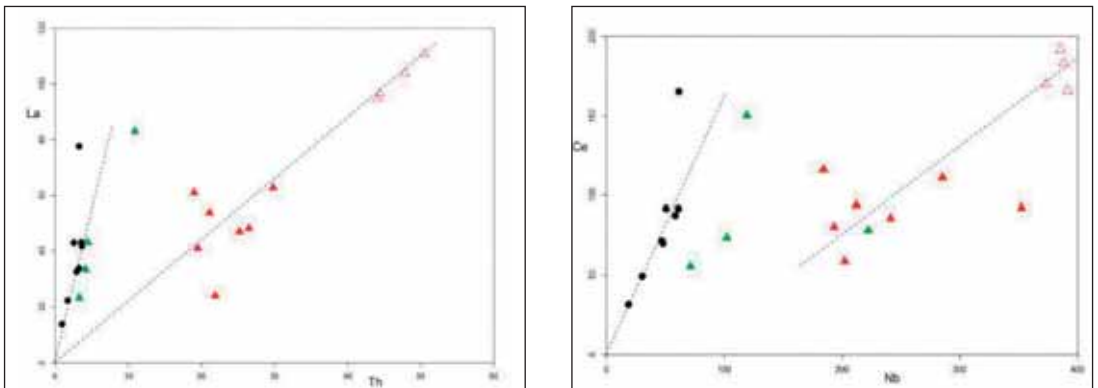


Figura 7. Diagramas de elementos incompatibles CiH-CjH. A) Th-La. B) Nb-Ce. Símbolos como en Fig. 6A.

Figure 7. Diagrams of incompatible elements CiH-CjH. A) Th-La. B) Nb-Ce. Symbols as in Fig. 6A.

se proyecta cerca del campo de las tefrifonolitas, mucho más subsaturado, motivo por el cual se ha omitido en el resto del trabajo. Las rocas traquíticas separadas en afaníticas y porfídicas, atendiendo a las facies reconocidas por CASILLAS *et al.* (2016), se distinguen en el diagrama, siendo las afaníticas (triángulos llenos) algo más diferenciadas que las porfídicas (triángulos huecos).

Aunque las traquitas submarinas de La Palma presentan una proporción de LOI <2,5% (excepto en dos análisis), existen evidencias mineralógicas de una importante alteración hidrotermal, fundamentalmente una fuerte albitización del feldespatos potásico (HERNÁNDEZ-PACHECO & FERNÁNDEZ SANTÍN 1974), que se reflejan en un muy bajo contenido en K_2O (<0,35%) en relación con otras traquitas de Canarias, por lo que las rocas estudiadas del Complejo lóbulo-hialoclastítico deben ser consideradas como metatraquitas.

Traquitas seleccionadas de los Complejos Basales (C.B.) de La Palma, La Gomera y Fuerteventura (Fig. 6B) presentan una posición parecida en el diagrama, si bien en todos los casos existe un déficit de K_2O bastante significativo. Donde parece existir una mayor similitud es entre las traquitas submarinas de La Palma y las traquitas del monte submarino Henry (KLÜGEL *et al.*, 2011), los pómez grises menos alterados de la erupción de 2011-12 de El Hierro (METLETIDIS *et al.*, 2012) y los pómez menos alterados emitidos como enclaves en la erupción del Teneguía en 1971, teniendo en cuenta que todas estas rocas, excepto las del Complejo Basal, no presentan alteración hidrotermal y por tanto, no tienen déficit de K_2O .

Relación entre las rocas volcánicas submarinas de La Palma.

Puesto que las traquitas del Complejo lóbulo-hialoclastítico de la Caldera de Taburiente son anteriores a las rocas basálticas-traquibasálticas submarinas con las que mantienen una continuidad estratigráfica, se plantea la posibilidad de que estas rocas estén emparentadas entre sí por un proceso de cristalización fraccionada, a pesar de que sea difícilmente aceptable que en un conjunto de rocas volcánicas

relacionadas espacial y temporalmente, se emitan primero los magmas más diferenciados y, posteriormente, después de un período indeterminado de tiempo, se emitan fundidos basálticos cercanos a magmas primarios. Para ello se ha procedido al estudio de los elementos traza de las diferentes rocas submarinas del Complejo Basal, para tratar de identificar el proceso petrogenético que pudiera estar involucrado en la formación de estas rocas. En este sentido, los diagramas más sencillos de dos elementos altamente incompatibles (CiH-CjH) (LÓPEZ RUIZ & CEBRIÁ 1990), pueden mostrar si las rocas mencionadas anteriormente están emparentadas o no por procesos de cristalización fraccionada. Por ejemplo, en los diagramas La-Th y Ce-Nb (Fig. 7), las rocas del Complejo lóbulo-hialoclastítico traquítico, por un lado, y las rocas basálticas-traquibasálticas submarinas más modernas, junto con los diques más tempranos que atraviesan el Complejo, por otro, se agrupan según 2 rectas diferentes que pasan por el origen. Esto nos indica que ambos conjuntos se han formado a partir de procesos de cristalización fraccionada diferentes, posiblemente desde distintos magmas primarios. De esta forma, las traquitas del Complejo lóbulo-hialoclastítico serían los términos finales de una serie de diferenciación magmática formada por la cristalización fraccionada de magmas basálticos más antiguos y diferentes a los que dieron lugar con posterioridad las rocas basálticas y traquibasálticas submarinas más tardías aflorantes en el C.B. de La Palma. En este proceso de cristalización fraccionada, las rocas traquíticas forman una recta que no pasa por el origen en el diagrama Nb-Ce, lo que indica que el apatito debió estar involucrado en el proceso (Fig. 7B). Aunque existen algunas divergencias, de los diagramas de la Fig. 7 se deduce que el magma implicado en la formación de los diques mugearíticos y benmoreíticos que atraviesan el Complejo lóbulo-hialoclastítico traquítico, podría proceder de la cristalización fraccionada de los magmas que dieron lugar a las rocas de la formación basáltica-traquibasáltica submarina de la isla.

Una conclusión similar se alcanza si se consideran diagramas del tipo CiH-CiH/CjH (METLETIDIS *et al.*, 2012), como Th-Th/La o Ta-Ta/La, en los que si las traquitas del Complejo lóbulo-hialoclastítico estuvieran emparentadas por procesos de cristaliza-

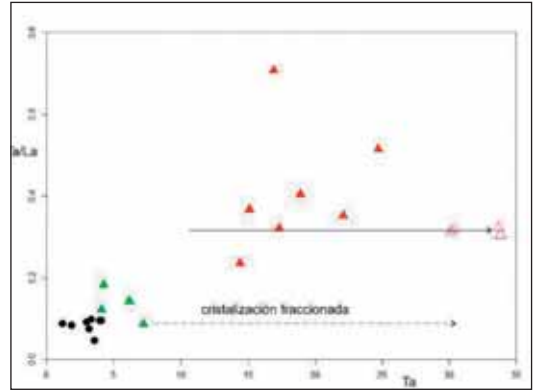
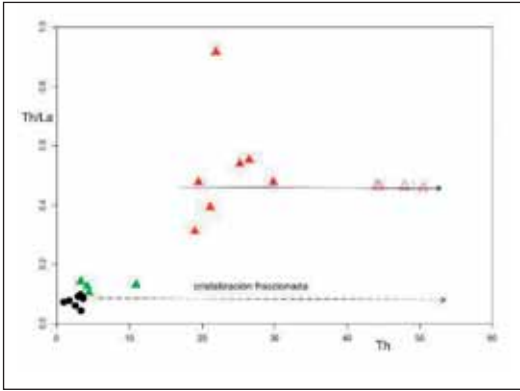


Figura 8. Diagramas de elementos incompatibles C_iH-C_iH/C_jH . A) $Th-Th/La$ y B) $Ta-Ta/La$. Símbolos como en Fig. 6A.
Figure 8. Diagrams of incompatible elements C_iH-C_iH / C_jH . A) $Th-Th / La$ and B) $Ta-Ta / La$. Symbols as in Fig. 6A.

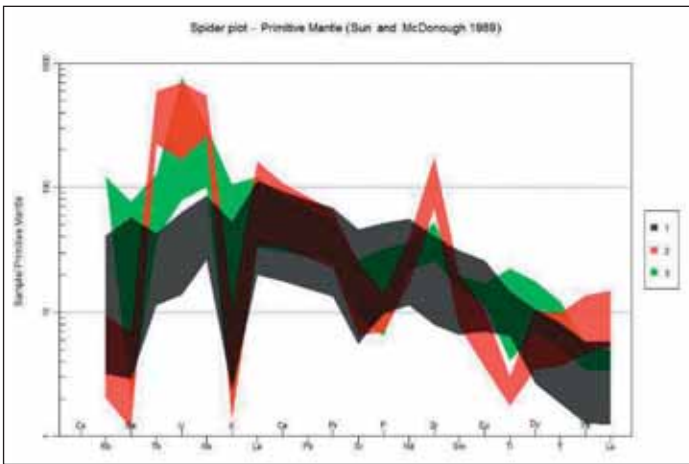


Figura 9. Diagrama de elementos traza incompatibles normalizado al manto primitivo (SUN & MCDONOUGH, 1989) de los basaltos y traquibasaltos submarinos (negro), diques intermedios asociados (verde) y traquitas submarinas (rojo).

Figure 9. Incompatible trace elements diagram normalized to the primitive mantle (SUN & MCDONOUGH, 1989) of submarine basalts and trachy-basalts (black), associated intermediate dykes (green) and submarine trachytes (red).

ción fraccionada con los magmas que dieron origen a los traquibasaltos y basaltos submarinos, ambos conjuntos de rocas aparecerían formando una recta horizontal paralela al eje X, partiendo de las rocas menos diferenciadas (los basaltos y traquibasaltos submarinos y los diques mugearíticos y benmoreíticos), cosa que no ocurre (línea discontinua en la Fig. 8). Sin embargo, las rocas traquíticas, considerando las afaníticas y las porfídicas, sí aparecen alineadas según una recta paralela al eje X desde valores más altos en las relaciones Th/La y Ta/La (línea continua en la Fig. 8); lo que parece indicar que proceden de la cristalización fraccionada de magmas basálticos más antiguos y con relaciones

Th/La y Ta/La más altas que los que dieron lugar a los basaltos-traquibasaltos submarinos posteriores y los diques con ellos relacionados.

Se han representado todas las rocas del edificio submarino de La Palma en un diagrama de elementos traza incompatibles, normalizado al manto primitivo (SUN & MCDONOUGH 1989) (Fig. 9). En este diagrama se observa que las rocas traquíticas muestran un fuerte empobrecimiento en Rb, Ba, K, Sr, Eu, P y Ti. Si bien el empobrecimiento en algunos de estos elementos incompatibles (Rb, K, y, probablemente, Ba) puede explicarse por la removilización debida a la acción del metamorfismo hidrotermal que ha afectado

tado principalmente a las traquitas, al ser las rocas más antiguas y estar situadas más hacia el centro del edificio (donde el calentamiento fue mayor debido a la mayor intensidad en la intrusión plutónica y filoniana), el empobrecimiento en el resto de estos elementos (Sr, Eu, P y Ti) nos indica la intervención de procesos de cristalización fraccionada en los magmas traquíticos de minerales como plagioclasa (Sr, Eu), ilmenita-esfena (Ti) o apatito (P) (Thompson *et al.*, 1982), fraccionamiento que no se aprecia que haya afectado a los magmas que dieron lugar a los diques mugearítico-benmoreíticos que atraviesan las traquitas. Por otra parte, las traquitas (y los diques) también muestran un enriquecimiento en Th, U, Nb y Zr, característico de rocas diferenciadas.

En el diagrama de Tierras Raras normalizado al manto primitivo (SUN & MCDONOUGH 1989), de la composición de las rocas submarinas del C.B. de La Palma (Fig. 10) se puede destacar que:

- 1) no hay un enriquecimiento apreciable en Tierras Raras ligeras de las traquitas con respecto a los basaltos-traquibasaltos, lo cual corrobora que no deben estar conectados genéticamente.
- 2) las traquitas presentan un acusado empobrecimiento en Tierras Raras intermedias, lo cual indica de nuevo un fraccionamiento de esfena y apatito,

coincidente con la disminución de Ti y P en el diagrama de la Fig. 10. La anomalía negativa del Eu que presentan las traquitas se debería a la cristalización fraccionada de plagioclasa en el proceso de diferenciación. Este empobrecimiento en Tierras Raras intermedias no se da en los diques mugearíticos y benmoreíticos, sino que, por el contrario, están algo enriquecidos en Tierras Raras intermedias, lo cual también nos indica que tampoco existe relación cogenética entre ellos y las traquitas del Complejo lóbulo-hialoclastítico.

En resumen, del análisis de los contenidos en elementos trazas incompatibles y de Tierras Raras que muestran las rocas submarinas del Complejo Basal de La Palma y los diques intermedios más tempranos, se puede establecer que no existe relación genética entre las traquitas del Complejo lóbulo-hialoclastítico y el resto de la formación volcánica submarina de La Palma, por lo que este complejo traquítico debe estar asociado a un episodio basáltico submarino anterior no aflorante actualmente en la Isla.

Composición y origen de los Roques Centrales de la Caldera de Taburiente: restos de láminas deslizadas.

Los roques centrales de la Caldera de Taburiente (Idafe, Relvitas, Ramas, Piteras, Capadero, Breve-

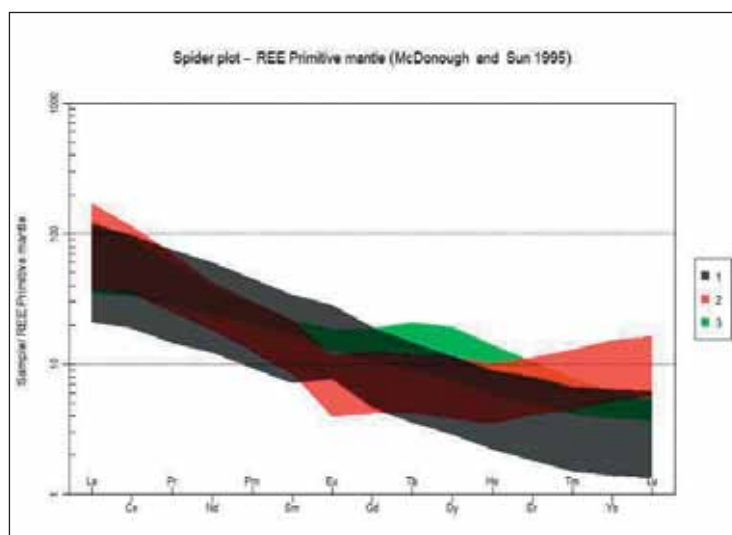


Figura 10. Diagrama de Tierras Raras normalizado al manto primitivo (SUN & MCDONOUGH, 1989). Campos iguales a los de la Fig. 9.

Figure 10. Rare Earth diagram normalized to the primitive mantle (SUN & MCDONOUGH, 1989). Fields equal to those in Fig. 9.



Figura 11. Distribución de Los Roques en el interior de la Caldera de Taburiente.

Figure 11. Distribution of Los Roques in the interior of the Caldera de Taburiente.

ra Macha, Salvaje, Chiquito, Negrito, Huso y La Viña) son promontorios singulares y notables que ocupan, generalmente, los interfluvios entre los barrancos más importantes del interior de la Caldera: Rivaceras, Almendro Amargo, Taburiente, Hoyo Verde y Bombas de Agua (Fig. 11). DE LA NUEZ, (1983) considera que están formados por aglomerados basálticos y sedimentos correspondientes a restos erosivos de la Serie de la Pared, dentro de la Caldera. ANCOCHEA *et al.* (1984) opinan que están formados por sedimentos y coladas de lavas que habrían ocupado antiguos paleovalles. En la misma idea, CARRACEDO & DAY (2002) los interpretan como restos de aglomerados volcánicos intercalados entre coladas de lava y piroclastos, frutos de la actividad volcánica parásita del edificio Bejenado, que rellenaron antiguos paleovalles. Ambos trabajos explican el origen de los roques por inversión posterior del relieve, ocasionando su aparición en los interfluvios actuales. NAVARRO & COELLO (1993) opinan que son el resultado de avalanchas recientes. En la misma dirección, ROA (2003) considera los roques como restos erosivos de megabloques deslizados tanto desde el flanco septentrional y la parte sumital del Edificio Bejenado, como desde las

paredes más septentrionales del anfiteatro formado por el deslizamiento de Cumbre Nueva. Finalmente, RODRÍGUEZ (2011) los interpreta como restos erosivos de depósitos de brechas caóticas. Para tratar de solventar la controversia generada se realizó un estudio detallado de los mencionados roques que consistió en: a) análisis sedimentológico de los materiales que los componen y levantamiento de columnas estratigráficas; y b) determinación de las relaciones de los roques con el sustrato de la Caldera sobre el que se apoyan, prestando especial atención al análisis de las estructuras deformativas existentes (planos S/C, estrías, fallas y fracturas asociadas, etc.).

Dos tipos de litofacies se reconocen en los roques y zonas adyacentes (Fig. 11): a) depósitos de transporte en masa asociados a deslizamientos gravitacionales; y b) depósitos de flujos tractivos acuosos («streamflood»). Ambos tipos aparecen superpuestos en algunos roques (Capadero, Idafe y Ramas), mientras que en otros sólo se encuentran depósitos de deslizamiento (Chiquito, Salvaje, Brevera Macha, Negrito, Piteras y Huso) o aluviales (La Viña y Relvitas).

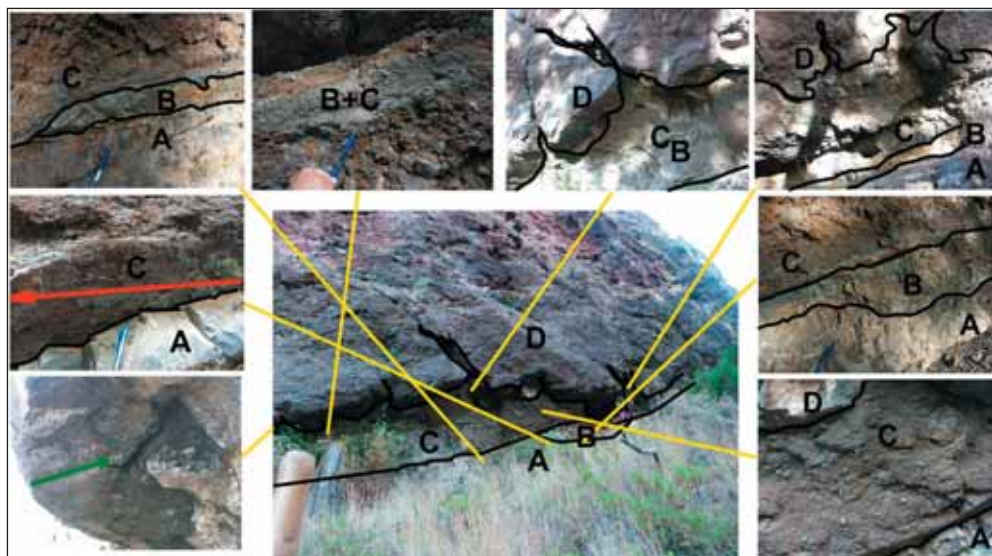


Figura 12. Base del Roque del Huso (cara oriental). Las letras designan los diferentes niveles. Las flechas indican la dirección y el sentido de inmersión de las estrias.

Figure 12. Base of Roque del Huso (eastern face). The letters designate the different levels. The arrows indicate the orientation of the grooves and slickenside striations.

Los depósitos de transporte en masa están constituidos por la superposición de una o varias láminas deslizadas (megabloques o torevas) separadas entre sí por planos de deslizamiento discretos. Así, encontramos roques en los que sólo existe una sola lámina (El Chiquito, Brevera Macha, Idafé, Negrito y del Huso, Fig. 11) y otros en los que se superponen más de una de ellas (Salvaje, Capadero, Piteras y las Ramas) (Fig. 11). Los depósitos aluviales aparecen generalmente rellenando paleocauces, excavados en los niveles deslizados o en los materiales del Complejo Basal (Fig. 11), aunque también se encuentran adosados a la parte alta de los actuales barrancos del Almendro Amargo y Taburiente (Fig. 11). En cada una de las láminas deslizadas se reconocen, de muro a techo, los siguientes niveles (p. ej. en el roque del Huso, Fig. 12):

— Nivel A. El sustrato (A en la Fig. 12) sobre el que se apoyan las láminas deslizadas: Brechas y Megabrechas de la Cumbrecita (COLMENERO *et al.*, 2012) en los roques Chiquito, Salvaje, Negrito y Brevera Macha; gabros, bajo el Huso e Idafé; gabros y otras láminas deslizadas en los roques Capadero, Piteras y Ramas.

— Nivel B. El sustrato intensamente triturado (0.5 a 2 m de espesor), formando una brecha de falla, clastoportada, polimítica, muy mal clasificada compuesta por clastos, angulosos a subangulosos de rocas plutónicas y volcánicas, y diques, de hasta 15 cm de diámetro máximo y 2-3 cm de media, con matriz de tamaño arena. Esta brecha forma bandas de color verdoso-amarillento con distinto grado de trituración y sería el resultado de la rotura, trituración y deformación que sufrió el sustrato rocoso (la roca madre del paleosuelo existente) al paso de las láminas deslizadas por encima de él.

— Nivel C (corresponde al «volcanoclastic Group B» de ROA 2003). Es una brecha de color rojo característico, matriz-soportada, polimítica y mal clasificada, de clastos subangulosos y subredondeados de hasta 15 cm de diámetro máximo y 2-3 cm de media, constituidos por fragmentos de diques y rocas volcánicas y plutónicas. En la matriz (arenosa-limosa-arcillosa) predomina el componente arcilloso. El espesor varía entre 0.5 y 3 m y, en ocasiones, se encuentra muy mezclada con el material del sustrato inferior (nivel B, sustrato intensamente triturado). Esta brecha, bajo el roque del Capadero, en

el camino del Reventón, contiene fragmentos de madera de 2 a 20 cm de longitud. La brecha, en algunos puntos, forma diques clásicos que rellenan fracturas que atraviesan los megabloques que integran las láminas deslizadas (nivel D) (Fig. 12). En el roque del Huso, estas fracturas se orientan perpendicularmente a la dirección de movimiento expresada por la orientación de las estrías presentes entre este nivel C y el A o B (Fig. 11 y Fig. 12). La orientación de las estrías que aparecen en la base de este nivel C (como veremos más adelante), y sus características peculiares (su intenso color rojo, la mezcla de cantos subangulosos y subredondeados, y la presencia de clastos de madera), parecen indicar que su origen es el resultado del aplastamiento y trituración que sufrió el antiguo suelo y la vegetación asentada en él, al paso de las láminas deslizadas desde la antigua pared de la Caldera. Los cantos subredondeados procederían del arrastre de los aluviones existentes en el lecho de pequeños barrancos presentes en el momento de producirse los deslizamientos.

— Nivel D. Constituye el cuerpo de las láminas deslizadas y está integrado por varias decenas de metros de brechas matriz-soportadas, con fábrica masiva y caótica, de clastos y megaclastos (>10 m de diáme-

tro) con frecuentes texturas en «jigsaw-fit», de piroclastos de color rojo y coladas basálticas atravesados por diques basálticos. Esta estructura y composición recuerdan las secuencias que forman las actuales paredes septentrionales y occidentales de la Caldera de Taburiente, correspondientes al edificio volcánico Taburiente.

Los depósitos aluviales, como ya se ha indicado, se disponen erosivamente sobre el nivel D o directamente sobre el zócalo (nivel A), rellendo paleocanales de dimensiones muy variables. Están constituidos por conglomerados y, en proporción menor, por brechas, clasto-soportados, polimodales y muy heterométricos, de tamaño canto a bloque, con matriz de tamaño arena-grava fina. Aparecen groseramente estratificados en capas irregulares con los clastos orientados con el eje mayor paralelo a la estratificación o ligeramente imbricados. Se interpretan como materiales acumulados por corrientes tractivas acuosas con alta capacidad de transporte y erosión, capaces de excavar y rellenar profundos canales o paleovalles como el que se observa en la parte más alta del roque Capadero (Fig. 13). Episódicamente pueden haber evolucionado a *de-*



Figura 13. Vista desde el Noroeste de la alineación de roques de El Capadero y las Piteras.
Figure 13. View from the Northwest of the roques alignment of El Capadero and Las Piteras.

bris flows no cohesivos y a flujos hiperconcentrados. El material procedería de la erosión, tanto de las paredes de la Caldera como de las láminas deslizadas subyacentes. Los depósitos que aparecen adosados a las partes más altas de los barrancos de Taburiente (Fig. 13) y el Almendro Amargo parecen representar niveles de terrazas relacionados con sucesivos episodios de incisión y sedimentación fluvial de los actuales barrancos. Estratigráficamente se correlacionan con los sectores proximales de los Conglomerados de Tazacorte descritos por COLMENERO *et al.* (2012).

En todos los roques, en la base del nivel C, en contacto con el sustrato intensamente triturado (nivel B) o el sustrato sin triturar (nivel A), aparecen estrías con criterios cinemáticos asociados, cuyas orientaciones y sentidos de desplazamiento deducidos cambian de roque en roque, aunque se han identificado dos situaciones (Fig. 11):

a) La dirección del plano de movimiento se sitúa entre N-S y NO-SE, con buzamiento general al O o al SO; mientras que los indicadores cinemáticos muestran un movimiento siempre desde el N o NE al S o SO (roques Salvaje, Brevera Macha, Capadero y Piteiras). Estas orientaciones son congruentes con el hecho de que las láminas deslizadas, cuyos restos forman estos roques, procederían de las paredes septentrionales o nororientales de la Caldera.

b) El plano de movimiento se sitúa en la dirección NO-SE, con buzamiento bien al NE (El Negrito), bien al SO (El Huso); mientras que los indicadores cinemáticos marcan movimientos en el sentido general O-E (roque del Negrito) a NO-SE (roque del Huso); lo que indica que la lámina deslizada cuyos restos forman estos roques procederían de las paredes occidentales o noroccidentales de la Caldera.

La disposición espacial de los restos de estos dos conjuntos de láminas deslizadas nos indica que el deslizamiento que dio lugar a la lámina del roque de El Negrito fue probablemente anterior a los deslizamientos que dieron lugar a las láminas del conjunto de roques desplazados hacia el S o SO. De esta forma, parece que la «primitiva» Caldera de Taburiente llegó a estar rellena con un conjunto de láminas deslizadas desde las paredes de la misma, cuyos restos erosivos aparecen hoy en día formando algunos de los roques centrales.

De todo lo indicado anteriormente, se puede concluir que la evolución de la Caldera de Taburiente en los últimos 560 Ka (Fig. 14) puede resumirse en:

1) Tras producirse el deslizamiento de Cumbre Nueva hace aproximadamente 560 ka, y el crecimiento del edificio volcánico Bejenado, dentro del anfiteatro formado, se empezó a excavar la Caldera de Taburiente. En estas primeras etapas, el proceso trajo consigo una importante erosión del flanco septentrional del citado Bejenado.

2) El progresivo ensanchamiento erosivo de la Caldera hacia el NE estuvo acompañado de sucesivos deslizamientos desde las paredes de la depresión, cuyos materiales transportados gravitacionalmente en masa, ocuparon la parte central de la «primitiva» Caldera (A en la Fig. 14). La ausencia de ^{14}C en 2 muestras de madera encontradas en el nivel B bajo el roque del Capadero, hace pensar que los deslizamientos tuvieron lugar con anterioridad a los 47.000 años BP, y probablemente antes de los 400.000 años (COLMENERO *et al.*, 2012).

3) Posteriormente (etapas B y C de la Fig. 14) los materiales de las láminas deslizadas fueron parcialmente removidos y erosionados por la acción de flujos acuosos de alta energía (en menor medida por *debris flows* no cohesivos y flujos hiperconcentrados), que dieron lugar a la formación de paleocauces, posteriormente rellenados con los depósitos transportados por estos flujos. Debido al continuo ascenso de la isla o la bajada del nivel del mar, la acción de estos flujos acuosos daría lugar a los sedimentos aluviales que aparecen en la parte alta de los barrancos de El Almendro Amargo y Taburiente; y a la continua erosión de las láminas deslizadas. Estos depósitos aluviales se prolongaron hasta la línea de costa a través del paleobarranco de las Angustias formando parte del fan-delta representado por los Conglomerados de Tazacorte (Unidad 5 descrita por COLMENERO *et al.*, 2012).

4) La erosión posterior generaría la red de barrancos actual de la Caldera quedando relegados los materiales de las láminas deslizadas y los depósitos aluviales posteriores, a relieves relictos en los interfluvios entre los barrancos (etapa D en Fig. 14). Proceso, éste, relacionado con el sucesivo levantamiento del bloque insular o con descensos del nivel del mar que darían lugar a la formación de probables horizontes de terrazas aluviales en algunos barrancos de la Caldera.

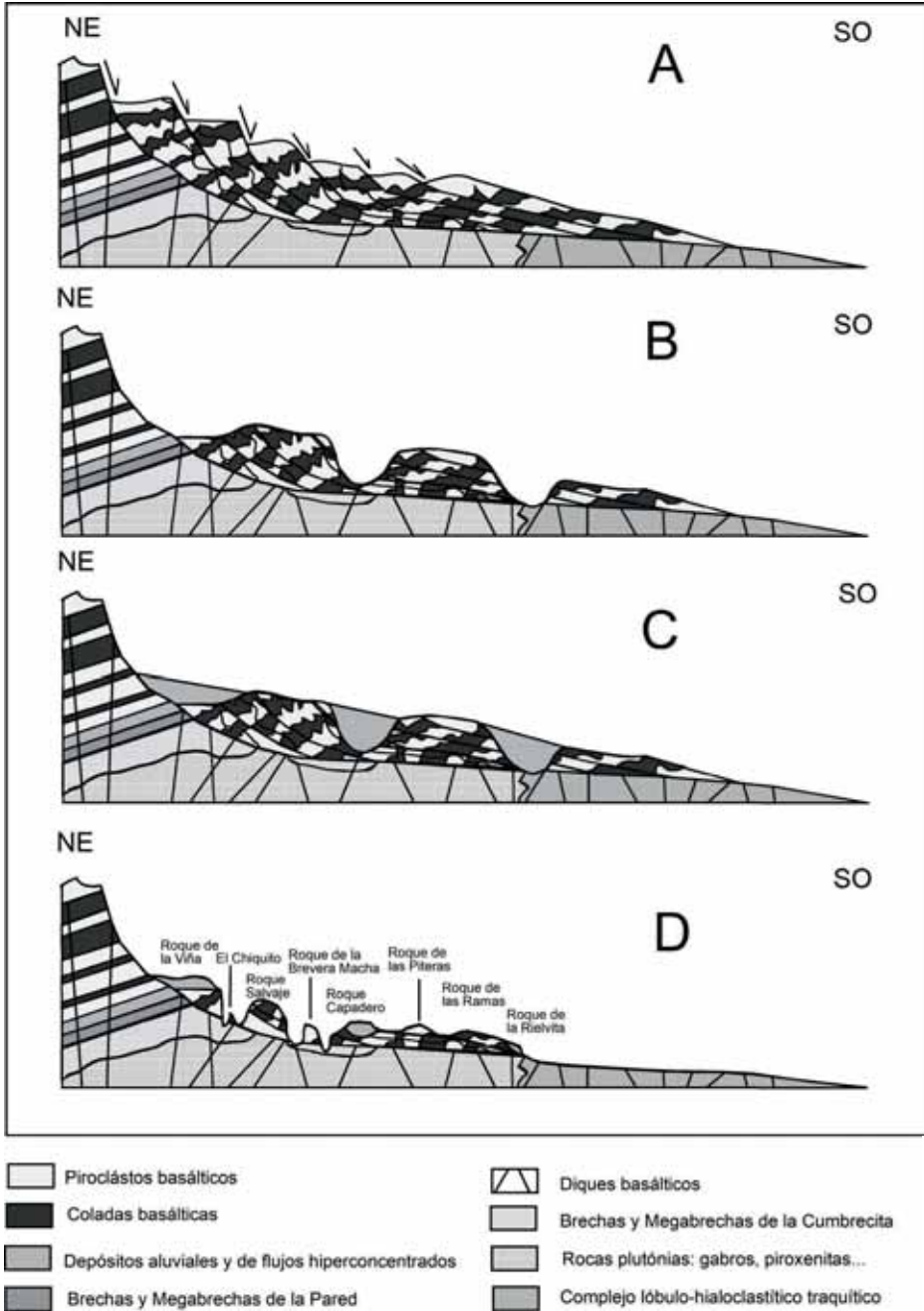


Figura 14. Modelo propuesto de formación de los «roques» centrales.
 Figure 14. Proposed genetic model for the central «roques».

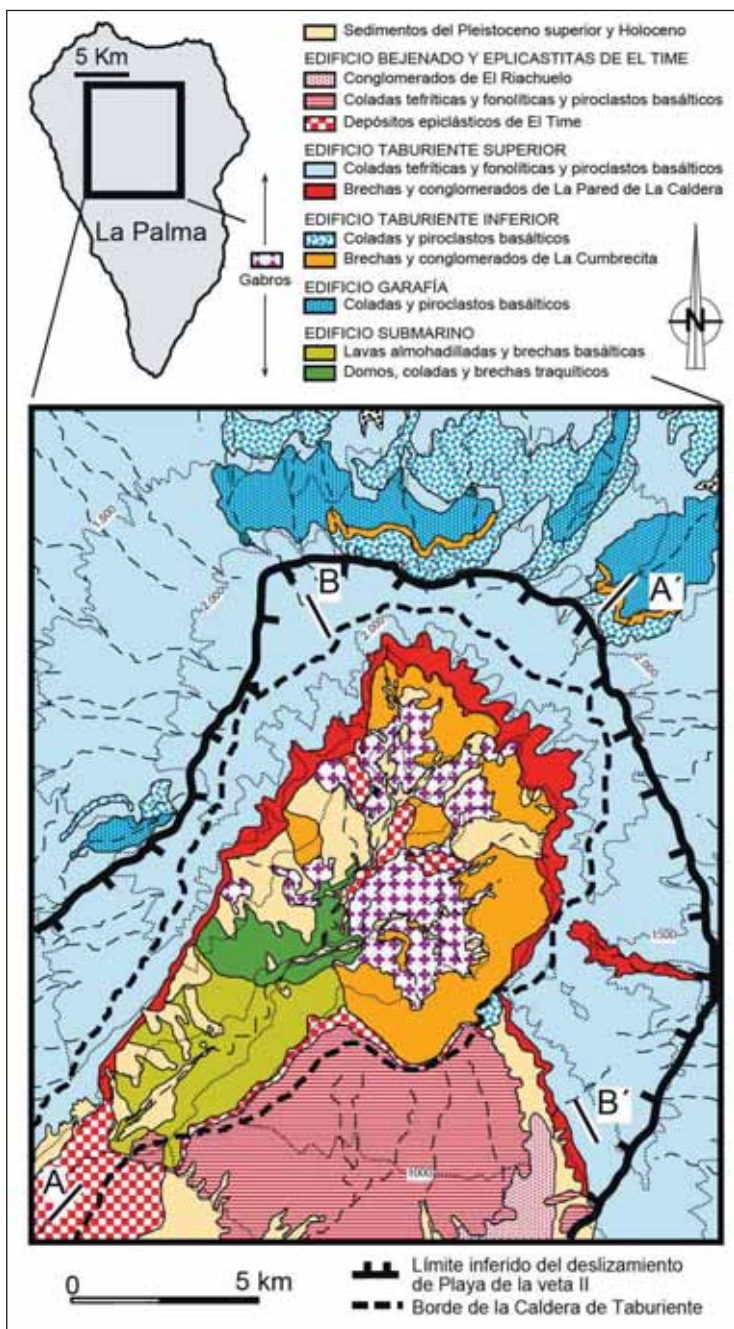


Figura 15. Esquema geológico de la Caldera de Taburiente (basado en COLMENERO *et al.*, 2012). Se indica asimismo la situación de los dos cortes geológicos (A-A' y B-B') mostrados en la Fig. 17.

Figure 15. Geological sketch of the Caldera de Taburiente (based on COLMENERO *et al.*, 2012). The situation of the two geological sections (A-A' and B-B') shown in Fig. 17 is also indicated.

Estudio estructural de la superficie basal del deslizamiento gravitacional de Playa de la Veta II en la Caldera de Taburiente.

Durante su etapa de vulcanismo sub-aéreo, los sucesivos edificios de la isla de La Palma resultaron parcialmente destruidos durante distintos episodios de colapso gravitacional. Los gigantescos deslizamientos producidos dejaron grandes cicatrices en

cada edificio volcánico afectado, que fueron irregularmente cubiertas por los edificios posteriores (p. ej., ANCOCHEA *et al.*, 1994; CARRACEDO *et al.*, 1999; ROA, 2004; COLMENERO *et al.*, 2012), así como extensos depósitos lobulares de *debris avalanche* sobre el fondo marino tanto al este como al oeste de la isla (p. ej., URGELES *et al.*, 1999; MASSON *et al.*, 2002; ACOSTA *et al.*, 2003). La superficie de deslizamiento mejor expuesta en la Caldera

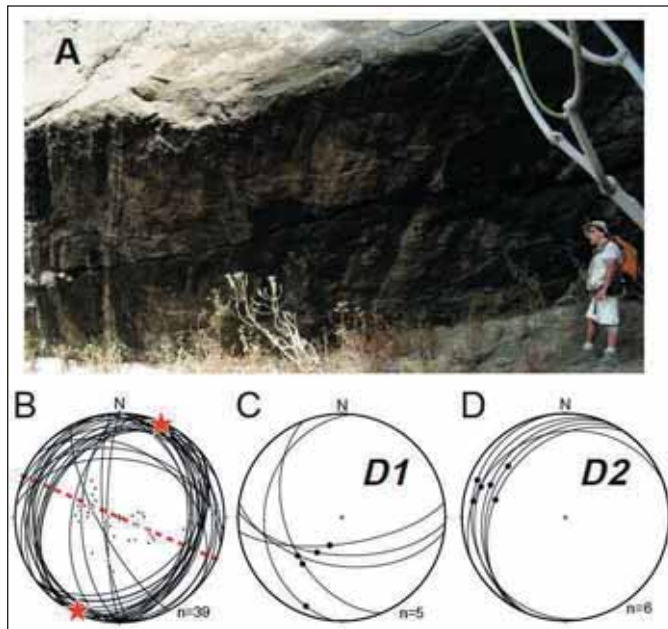


Figura 16. A) Fotografía de la superficie basal del deslizamiento de Playa de la Veta II en la base de la pared de la Caldera de Taburiente (zona de Tenerra), NNE a la derecha. Obsérvese la superficie estriada por efecto de la fase D2. B) Proyección esférica de todos los datos de orientación de la superficie basal del deslizamiento medidos a lo largo de la Caldera de Taburiente. Obsérvese la geometría arqueada de la superficie, cuyo eje estadístico está representado mediante estrellas rojas (polo del plano de mejor ajuste marcado con un círculo mayor discontinuo, también de color rojo) C) Selección de fallas medidas en el bloque de muro del deslizamiento (estación situada en la zona de Tenerra). Todas ellas son fallas normales e indican desplazamiento del bloque de techo hacia el SSO (fase D1). D) Selección de fallas y estrias correspondientes a la superficie basal del deslizamiento (estación situada en la zona de Tenerra), indicando movimiento normal con desplazamiento del bloque de techo hacia el ONO (fase D2). En B), C) y D) la proyección es equiareal, en el hemisferio inferior. En C) y D) se representan las ciclográficas de los planos de falla y las estrias de desplazamiento sobre ellas (puntos negros).

Figure 16. A) Photography of the basal surface of the landslide of Playa de la Veta II at the base of the Caldera de Taburiente wall (Tenerra area), NNE to the right. Observe the grooved and striated surface by the effects of phase D2. B) Spherical projection of all the orientation data of the basal landslide surface measured along the Caldera de Taburiente. Note the arched geometry of the surface, whose statistical axis is represented by red stars (pole of the best fit plane marked with a discontinuous great circle, also of red color) C) Selection of faults measured in the footwall of the landslide surface (station located in the area of Tenerra). All of them are normal faults and indicate displacement of the hanginwall block towards the SSO (phase D1). D) Selection of faults and slickenside striations corresponding to the basal surface of the landslide (station located in the area of Tenerra), indicating normal movement with displacement of the hanginwall block towards the ONO (phase D2). In B), C) and D), lower hemisphere, equiareal projection. In C) and D) the great circles corresponding to the fault planes and the displacement striations on them (black dots) are represented.

de Taburiente es la perteneciente al deslizamiento de Playa de la Veta II (COLMENERO *et al.*, 2012), responsable de la destrucción parcial del edificio Taburiente Inferior. La edad del deslizamiento ha sido establecida por COLMENERO *et al.* (2012) en el rango comprendido entre 1.02 y 0.85 Ma, correspondiente, respectivamente, a la edad de los materiales más jóvenes del edificio Taburiente Inferior situados bajo el deslizamiento, y la de las coladas más

antiguas del edificio Taburiente Superior apoyadas sobre él (GUILLOU *et al.*, 2001).

La superficie del deslizamiento de Playa de la Veta II aflora a lo largo de la base de la pared de la Caldera de Taburiente, donde limita el Complejo Basal (rocas volcánicas submarinas, rocas plutónicas, Complejo Filoniano, Brechas de la Cumbrecita) y las coladas del edificio Taburiente inferior, a muro, y una unidad

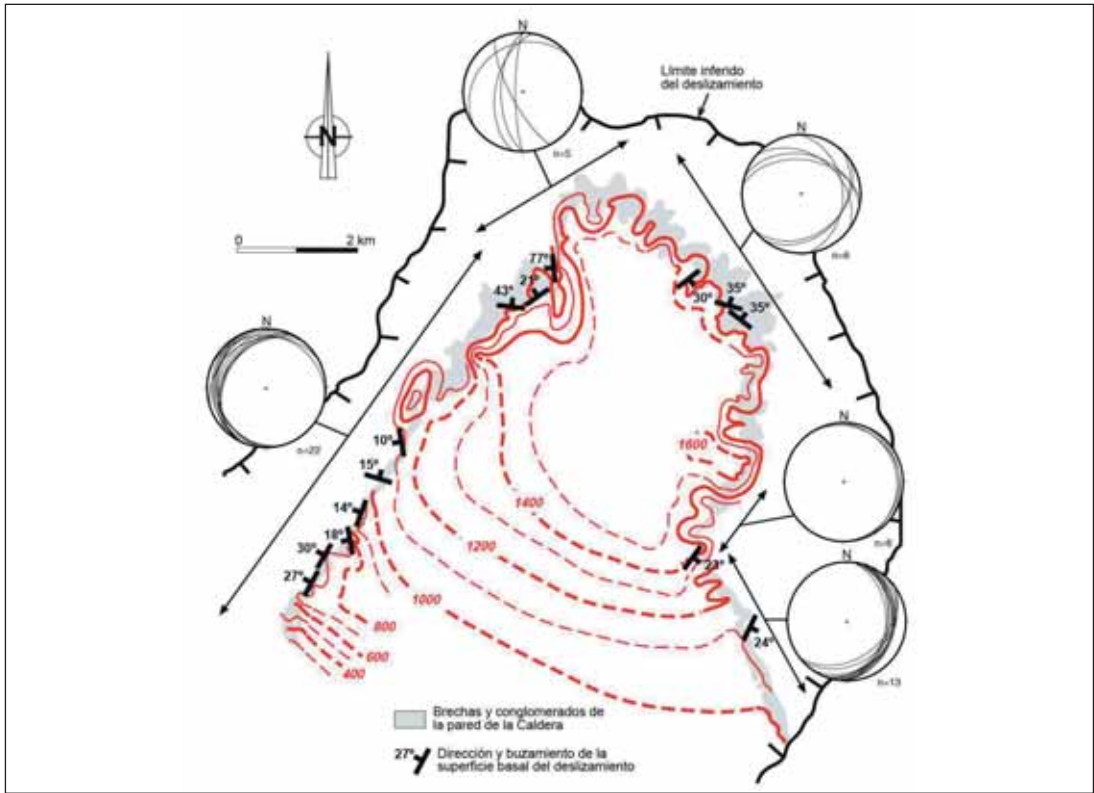


Figura 17. Esquema estructural de la superficie basal del deslizamiento de Playa de la Veta II. Al límite exterior del deslizamiento, deducido por COLMENERO *et al.* (2012), se le ha añadido un mapa de isocontornos de elevación de la superficie (elevación en metros sobre el nivel del mar) elaborado por triangulación en la zona aflorante (líneas rojas de trazo continuo, base de la unidad de brechas y conglomerados de la pared de la Caldera) e interpolada en el resto de la zona mediante la técnica de «moving average» (líneas rojas de trazo discontinuo). Además, se proyectan datos de dirección y buzamiento de dicha superficie medidos en el campo y separados por sectores estructuralmente homogéneos (proyección equiareal, hemisferio inferior). Algunos de estos datos se representan directamente sobre el mapa.

*Figure 17. Structural sketch of the basal surface of the Playa de la Veta II landslide. A map of lines of equal elevation of the landslide surface (elevation in meters above sea level) elaborated by triangulation in the outcropping area (red lines of continuous line, base of the unit of breccias and conglomerates of the Caldera wall), and interpolated at the remaining area using the «moving average» technique (red dashed lines), has been added to the mapping of the outer limit of the landslide from COLMENERO *et al.* (2012). In addition, measured orientation data of the landslide surface are shown on lower hemisphere, equal area projection diagrams, separated by structurally homogeneous sectors. Some of these data are directly represented on the map.*

de brechas asociadas al deslizamiento, a techo (brechas y conglomerados de la pared de la Caldera en la Fig. 15). La unidad de brechas y conglomerados de la pared de la Caldera ha sido descrita con detalle por COLMENERO *et al.* (2012), quienes reconocieron una sub-unidad inferior constituida por depósitos de *debris avalanche* y *debris flow*, y otra superior atribuida a depósitos de corriente o *sheetflow*. Las coladas del edificio Taburiente superior fosilizan la unidad.

La superficie del deslizamiento es neta y planar a la escala del afloramiento (Fig. 16A), y ha sido descrita por ROA (2004) como una falla de *detachment*. Se caracteriza por una banda centimétrica de harina de falla acompañada por multitud de estructuras menores (fracturas de tipo X, Y, P, R y R', foliación cataclástica, superficies pulidas y estriadas –en ocasiones con estrias de longitud de onda centimétrica a decimétrica, Fig. 16A–, escalones de recristalización y grietas extensionales) que han permitido la caracterización cinemática de la superficie, como se indica más adelante. El bloque de muro se encuentra brechificado y afectado por multitud de fallas menores hasta una profundidad de varios metros por debajo de la superficie. El arrastre de elementos previos como diques, *sills* o coladas ha sido utilizado también como criterio cinemático.

A escala cartográfica, la característica más llamativa de la superficie del deslizamiento es su geometría cóncava, alargada en dirección NNE-SSO (Figs. 16B y 17). Sus buzamientos suelen ser inferiores a los 30° como promedio, aunque localmente (especialmente en la zona N) pueden llegar a superar 70° (Fig. 17). En las paredes occidental y oriental de la Caldera predominan los buzamientos hacia el ONO y ESE, respectivamente. Por su parte, el cierre septentrional de la Caldera se caracteriza por buzamientos hacia el norte de la superficie del deslizamiento. En conjunto, toda la estructura arqueada presenta una geometría sub-cilíndrica dentro de la Caldera (descontando la zona norte), con eje sub-horizontal y de dirección NNE-SSO (Fig. 16B). Fuera de la caldera de Taburiente, la superficie se observa como una discordancia angular entre los niveles de los edificios Taburiente Inferior y Superior (Fig. 15), y está marcada asimismo por la presencia de la unidad de brechas y conglomerados descrita antes en este trabajo. Toda esta información ha permitido a

COLMENERO *et al.* (2012) trazar el límite aproximado de la superficie de deslizamiento, tal y como se muestra en la Fig. 15. Se supone también que la traza del deslizamiento debe continuar hacia el SSO, bien erosionada, bien cubierta por materiales más recientes, de modo que llegue a enlazar con los depósitos submarinos debidos a la destrucción del edificio Taburiente inferior.

Las fallas menores que afectan al bloque de muro del deslizamiento se orientan en dirección NO-SE, mayoritariamente buzando hacia el SO, y son fallas normales con estrias indicativas de desplazamiento del bloque de techo hacia el SSO (Fig. 16C). Esta generación de fallas se encuentra sistemáticamente cortada y obliterada por otras de dirección NNE-SSO, incluyendo el propio contacto basal del deslizamiento, también con cinemática normal, y cuyo sentido de movimiento implica desplazamiento del bloque de techo hacia el ONO en el oeste de la Caldera (Fig. 16D), y hacia el ESE en la parte oriental de la Caldera.

Por lo tanto, el deslizamiento muestra una evolución en dos etapas o fases distintas: una primera fase (D1) de colapso hacia el SSO, de la que únicamente quedan evidencias en el bloque de muro del deslizamiento, y una segunda fase (D2), que borró las estructuras de la primera fase a lo largo de la propia superficie de deslizamiento, y a la que se asoció una extensión en dirección ONO-ESE, con sentidos de movimiento opuestos al este y al oeste de la Caldera.

Los dos aspectos estructurales principales que lo mencionado anteriormente han puesto de manifiesto en relación con el deslizamiento de Playa de la Veta II son, por un lado, su geometría arqueada (Figs. 16B, 17 y 18) y, por otro, la secuencia de dos fases de deformación con direcciones de extensión sub-ortogonales (Fig. 16C, D). El hecho de que la dirección del desplazamiento relacionado con la primera fase de colapso (NNE-SSO, D1) coincida aproximadamente con la dirección del eje del arqueamiento a gran escala (comparar las Figs. 16B y 16C) se considera en este trabajo un rasgo significativo que, por otro lado, ha dejado su huella incluso en la geometría actual de la Caldera de Taburiente (Fig. 15). Por su parte, los desplazamientos asociados a la segunda fase (ONO-ESE, D2) coinciden estructural y cinemáticamente con un colapso lateral o centrífugo de los flancos de la gran estructura arqueada.

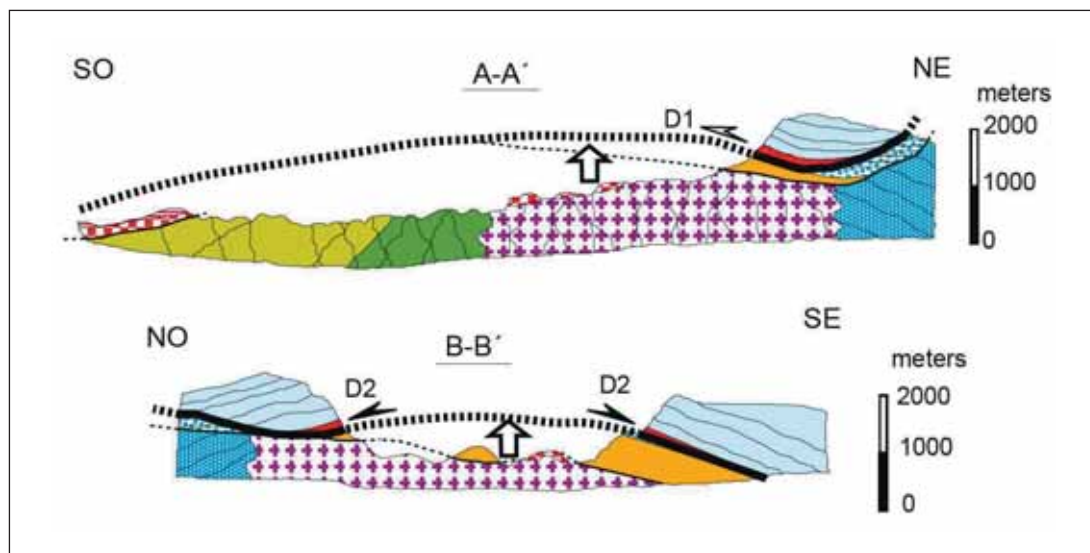


Figura 18. Cortes geológicos de la Caldera de Taburiente (ver situación en la Fig. 15) destacándose la geometría de la superficie basal del deslizamiento de Playa de la Veta II (líneas negras gruesas). Basados en Colmenero *et al.* (2012). El corte A-A' es subparalelo a la dirección de desplazamiento de la masa deslizada durante la primera fase (D1), mientras que el corte B-B' indica el efecto de los desplazamientos asociados a la segunda fase (D2). Las flechas blancas verticales señalan el arqueamiento de la superficie producido con posterioridad a la fase D1. La traza de la superficie del deslizamiento se ha dibujado de acuerdo con la información mostrada en la Fig. 17.

Figure 18. Geological cross-sections of the Caldera de Taburiente (location in Fig. 15) highlighting the geometry of the basal surface of the landslide of Playa de la Veta II (thick black lines). Based on COLMENERO *et al.* (2012). The section A-A' is sub-parallel to the direction of displacement of the landslide during the first phase (D1), while the section B-B' indicates the effects of the displacements associated with the second phase (D2). The vertical white arrows indicate the arching of the surface produced after phase D1. The trace of the sliding surface has been drawn according to the information shown in Fig. 17.

Los experimentos analógicos de WOOLLER *et al.* (2009) permiten avanzar una hipótesis preliminar acerca de la interpretación estructural de los resultados obtenidos en este trabajo. A este respecto, se considerará que la componente tectónica del campo de deformaciones en La Palma, con una extensión en dirección E-O deducida por FERNÁNDEZ *et al.* (2002) para los primeros estadios del vulcanismo sub-aéreo (hasta, como mínimo, 1.2 Ma), continuó durante la formación y posterior colapso sectorial del edificio Taburiente Inferior (1.02 a 0.85 Ma). Asumiendo que tal extensión es fruto de la actividad de una falla afectando al basamento con dirección aproximada N-S (hipótesis apoyada también por HILDENBRAND *et al.*, 2003), los experimentos de WOOLLER *et al.* (2009) establecen que, para fallas del basamento verticales, normales o normal-direccionales, las áreas de inestabilidad en el flanco de los edificios y las direcciones de los grandes colapsos tenderán a disponerse con bajos

ángulos de oblicuidad con respecto a la dirección de tales fallas. Por tanto, la fase D1, con colapso en dirección NNE-SSO, es perfectamente congruente con la actividad de una falla norcada que acomoda un estiramiento cortical en dirección E-O.

Para explicar el arqueamiento subsiguiente, y la actividad de la segunda fase, hay que mencionar el proceso continuado de levantamiento que sufre la parte central de la Caldera de Taburiente, ya destacado por HILDENBRAND *et al.* (2003). El sector más fuertemente levantado de la superficie estudiada se localiza en la parte NE de la Caldera, donde puede llegar a superar los 700 m (Fig. 18, corte A-A'). El basculamiento producido en los flancos NO y SE de la superficie (entre 20° y 30° como promedio en cada flanco, Fig.16) puede explicar el colapso centrífugo descrito en este trabajo como fase D2. En este sentido, el arqueamiento debe de haber sido rápido, y ha-

berse producido dentro del rango temporal asignado en conjunto al deslizamiento (1.02-0.85 Ma). Si esto es cierto, la tasa de levantamiento mínima de 0.4 mm/año sugerida por HILDENBRAND *et al.* (2003) es claramente insuficiente, y habría que admitir que el proceso de elevación de la isla, en conjunto reposado y constante, está puntuado por periodos de rápida elevación local, probablemente debidos a efectos de descarga súbita asociados a gigantescos colapsos gravitacionales de los edificios volcánicos.

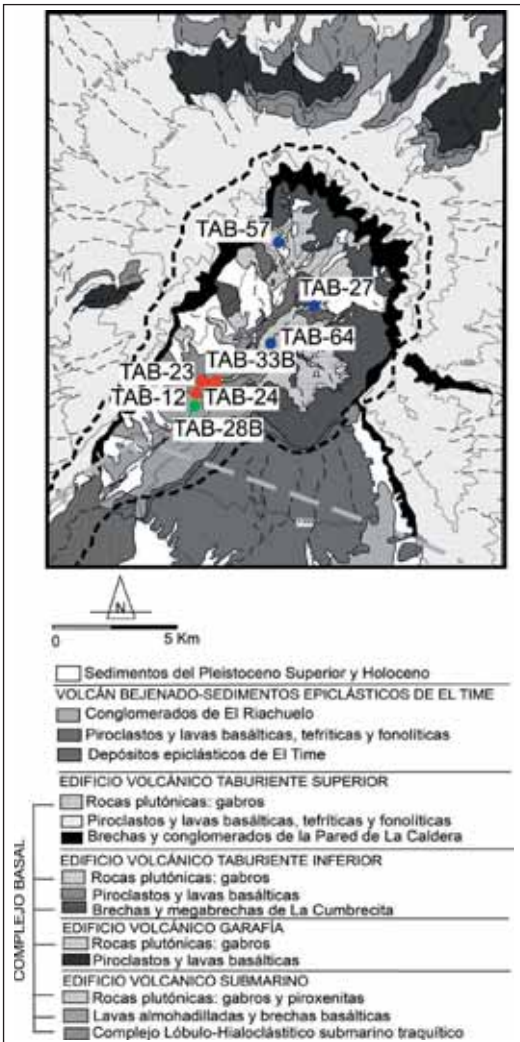


Figura 19. Mapa Geológico de la Caldera de Taburiente.
 Figure 19. Geological map of the La Caldera de Taburiente.

Finalmente, los distintos y extensos lóbulos submarinos asociados al deslizamiento Playa de la Veta II (p. ej., URGELES *et al.*, 1999) pueden ser interpretados como resultado de la evolución en dos fases descrita en este trabajo.

Edad de las rocas volcánicas submarinas y plutónicas del Complejo Basal de la Palma: implicaciones en la evolución geológica temprana de la Isla.

Hasta el momento, los intentos que se han realizado para determinar la edad absoluta de las rocas volcánicas submarinas, las rocas plutónicas y los diques que las atraviesan, con el empleo del método K-Ar, han resultado infructuosas, debido, fundamentalmente, al exceso de Ar radiogénico que estas rocas contienen (STAUDIGEL *et al.*, 1996).

Por ello, se tomaron 4 muestras de traquitas que forman parte de lóbulos del Complejo Lóbulo-Hialoclastítico

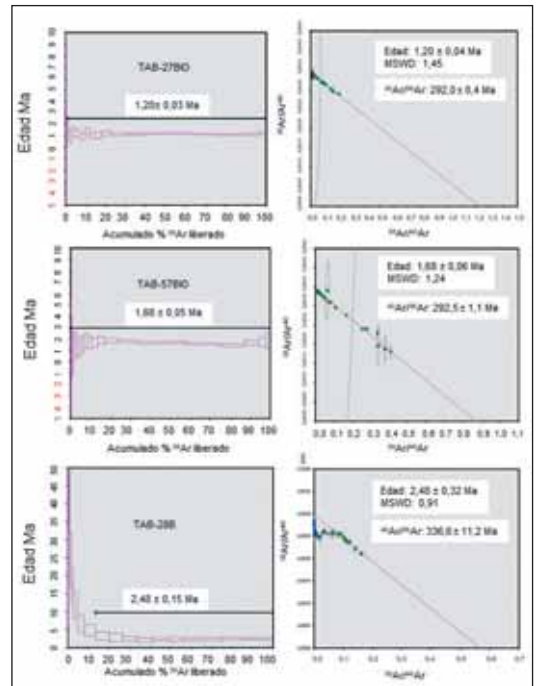


Figura 20. Edades «plateau» y de isócrona inversa de las muestras analizadas.
 Figure 20. «Plateau» and reverse isochron ages of the analyzed samples.

Submarino a diferentes alturas dentro de la columna estratigráfica, a lo largo del Barranco de las Angustias (TAB-12, TAB-23, TAB-24 y TAB-33B) y una de lavas almohadilladas traquibasálticas que se encuentra por encima de las rocas traquíticas (TAB-28B). Por otra parte, dentro de las rocas plutónicas de la serie moderadamente alcalina se tomaron 2 muestras de monzodioritas (TAB-27 y TAB-64) y una de gabro con feldespatoides (TAB-57). La posición de todas ellas se marca en la Fig. 19. Tras la separación mineral en estas muestras se obtuvieron concentrados de cristales de circón de las cuatro muestras de traquita y de una monzodiorita (TAB-64); y de concentrados de biotita de la otra muestra de monzodiorita (TAB-27) y del gabro con feldespatoides (TAB-57); y de concentrados de anfíbol de la lava almohadillada traquibasáltica (TAB-28B).

En la Tabla II se recogen las edades obtenidas por el método U-Pb en zircones de varias muestras de traquitas y de una monzodiorita. La edad de las traquitas se sitúa en los 3.10 ± 0.03 Ma. Esta edad es compatible con la obtenida por la datación de foraminíferos recogidos en capas de hialoclastitas de la parte superior de las rocas basálticas submarinas

(más modernas que las traquitas), que se sitúa entre 2.8 y 4 Ma (STAUDIGEL *et al.*, 1986; CASTILLO *et al.*, 2002). La muestra de monzodiorita analizada por este método da una edad de 1.05 ± 0.02 Ma.

Por otro lado, en la Fig. 20 (edades «plateau» y de isócrona inversa) y en la Tabla III (edades «plateau», de isócrona normal y de isócrona inversa) se muestran los datos obtenidos con el empleo del método Ar-Ar de las biotitas de las dos muestras analizadas de rocas plutónicas, un gabro con feldespatoides (1.68 Ma) y una monzodiorita (1.20 Ma). También se muestran los datos de los anfíboles de las lavas almohadilladas traquibasálticas (2.48 Ma).

Las edades Ar-Ar en biotitas del gabro con feldespatoides (1.68 Ma) y de una de las monzodioritas (1.20 Ma) se sitúan en el intervalo de edades del Edificio Garafia (1.77-1.20 Ma, CARRACEDO *et al.*, 2001; GUILLOU *et al.*, 2011), mientras que la edad U-Pb en zircones de la otra muestra de monzodiorita (1.05 Ma) está dentro del intervalo de formación del edificio volcánico Taburiente Inferior (1.12-0.8 Ma, CARRACEDO *et al.*, 2001; GUILLOU *et al.*, 2011).

| Muestra | Clasificación química | Localización | N (Nº de zircones) | Concordia $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (207 Corregido) | Edad (Ma) |
|---------|-----------------------|---|--------------------|--|-----------------------------------|
| TAB-12 | Traquita | Bco de las Angustias cota 380 | 20 | 3.08 ± 0.1 | 3.10 ± 0.03 |
| TAB-23 | Traquita | Bco de las Angustias cota 380 | 19 | 3.14 ± 0.05 | |
| TAB-24 | Traquita | Bco de las Angustias cota 360 (El Carbón) | 20 | 3.13 ± 0.05 | |
| TAB-33B | Traquita | Bco de las Angustias cota 390 | 20 | 3.06 ± 0.1 | |
| TAB-64 | Monzodiorita | Bco Almendro Amargo cota 500 | 20 | 1.05 ± 0.02 | 1.05 ± 0.02 |

Tabla 2. Dataciones U-Pb en zircones de rocas del Complejo Basal de La Palma.

Table 2. U-Pb ages on zircons from rocks of the La Palma Basal Complex.

| Muestra | Clasificación química | Localización | Edad (Ma) | | | |
|-------------------|--------------------------|--|-----------------|-----------------|------------------|-----------------------------------|
| | | | Fusión total | Isocrona normal | Isocrona inversa | Plateau |
| TAB-27 (biotita) | Monzodiorita | Bco. Almendro Amargo cota 740 | 1.19 ± 0.03 | 1.20 ± 0.04 | 1.20 ± 0.04 | 1.20 ± 0.03 |
| TAB-57 (biotita) | Gabro con Feldespatoides | Bco. de los Cantos cota 1025 | 1.64 ± 0.06 | 1.68 ± 0.06 | 1.68 ± 0.06 | 1.68 ± 0.05 |
| TAB-28B (anfíbol) | Traquibasalto | Bco. de las Angustias cota 350 (El Carbón) | 1.68 ± 0.06 | 2.49 ± 0.33 | 2.48 ± 0.32 | 2.48 ± 0.15 |

Tabla 3. Dataciones ^{40}Ar - ^{39}Ar de biotitas de gabros y de anfíboles de traquibasaltos submarinos del Complejo Basal de La Palma.

Table 3. ^{40}Ar - ^{39}Ar ages on biotite of gabbros and on amphibole of submarine trachybasalts from the La Palma Basal Complex.

DISCUSIÓN

De los resultados geocronológicos mostrados anteriormente y, teniendo en cuenta que el Complejo Lóbulo-Hialoclastítico Traquítico Submarino es la formación rocosa aflorante más antigua de la Isla de La Palma (CASILLAS *et al.*, 2016), se puede estimar un mínimo de edad para la etapa de crecimiento submarino de la Isla de la Palma de 3.10 Ma. Tras este vulcanismo submarino sálico, se produciría la formación de las lavas almohadilladas traquibasálticas (2.48 Ma) y basálticas que aparecen en el Barranco de Las Angustias.

Por otro lado, queda también en evidencia que los edificios volcánicos sub-aéreos de Garafía y Taburiente Inferior forman 2 Complejos volcano-plutónicos en el que se pueden distinguir las rocas puramente volcánicas o extrusivas, que se han ido derramando y superponiendo a lo largo del tiempo hasta construir grandes edificios en escudo, y los materiales intrusivos o subvolcánicos que han ido atravesando a las rocas anteriores. Estos materiales intrusivos constituyen las cámaras magmáticas que alimentaban la actividad de estos edificios volcáni-

cos y que los grandes deslizamientos gravitacionales acaecidos en este sector de la Isla y la propia erosión ha dejado parcialmente al descubierto en el fondo de la Caldera de Taburiente, y están representados por las rocas plutónicas más tempranas aflorantes. Una interesante radiografía de estos complejos vulcano-plutónicos lo constituyen las paredes y el fondo de la impresionante Caldera de Taburiente.

AGRADECIMIENTOS

Trabajo financiado por los Proyectos CGL2009-07775/BTE y CGL2016-75062-P del MICI; PIL2190901 del GC; y 529/2012 del MIMAA y forma parte de las actividades del grupo de Investigación de la ULL «Crecimiento submarino y emersión de las Islas Canarias: estudio geológico de los Complejos Basales». Agradecemos el apoyo de D. Ángel Palomares, Director-Conservador del P. N. Caldera de Taburiente, y del resto del personal del Parque, en especial a D. Álvaro Rodríguez y D. Valentín Abel Rodríguez. También agradecemos a D^a Gloria Martín Velázquez su colaboración en las actividades de campo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACOSTA, J.; UCHUPI, E.; MUÑOZ, A.; HERRANZ, P.; PALOMO, C.; BALLESTEROS, M.; EL ZEE WORKING GROUP. 2003. Geological evolution of the Canarian Islands of Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria and La Gomera and comparison of landslides at these islands with those at Tenerife, La Palma and El Hierro. *Marine Geophysical Research*, 24: 1-40.
- ANCOCHEA, E.; HERNÁN, F.; CENDRERO, A.; CANTAGREL, J.M.; FUSTER, J.M.; IBARROLA, E.; COELLO, J. 1994. Constructive and destructive episodes in the building of a young oceanic island, La Palma, Canary Islands, and genesis of the Caldera de Taburiente. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 60: 243-262.
- CARRACEDO, J.C. 1996. A simple model for the genesis of large gravitational landslide hazards in the Canary Islands. En: *Volcano Instability on the Earth and Other Planets* (W.J. McGuire, A.P. Jones y J. Neuberg, eds.). Geological Society, Special Publication 110: 125-135.
- CARRACEDO, J.C.; DAY, S.J. 2002. Canary Islands. *Classic Geology in Europe* 4. Terra Publishing, 294 pp.
- CARRACEDO, J.C.; DAY, S.J.; GUILLOU, H.; PÉREZ-TORRADO, F.J. 1999. Giant Quaternary landslides in the evolution of La Palma and El Hierro, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 94: 169-190.
- CARRACEDO, J.C.; DAY, S.J.; GUILLOU, H.; GRAVESTOCK, P. 1999b. Later stages of volcanic evolution of La Palma, Canary islands: Rift evolution, giant landslides, and the genesis of the Caldera de Taburiente. *Geological Society of America Bulletin* 111: 755-768.

- CARRACEDO, J.C.; BADIOLA, E.R.; GUILLOU, H.; DE LA NUEZ, J.; PÉREZ-TORRADO, F.J. 2001. Geology and volcanology of La Palma and El Hierro, Western Canaries. *Estudios Geológicos* 57: 175-273.
- CAS, RAF. 1990. Submarine volcanism: eruption styles, products, and relevance to understanding the host-rock successions to volcanic-hosted massive sulphide deposits. *Economic Geology* 87: 511-541.
- CASILLAS, R.; DE LA NUEZ, J.; COLMENERO, J.R.; FERNÁNDEZ, C. 2016. El complejo lóbulo-hialoclastítico traquítico de la Caldera de Taburiente (La Palma, Islas Canarias). *Geotemas* 16-1: 399-403.
- CASTILLO, C.; USERA, J.; LICHÉ, D.; DE LA NUEZ, J.; CASILLAS, R. 2002. Estudio preliminar de los foraminíferos de la formación volcánica submarina de La Palma (Islas Canarias). En: XVIII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología-II Congreso Ibérico de Paleontología. Libro de Resúmenes, 29-30.
- COELLO, J. 1987. Las aguas subterráneas en las formaciones volcánicas del Norte de La Palma (Islas Canarias). Simposio Internacional de Recursos Hidráulicos «Canarias Agua 2000». 19 p.
- COLMENERO, J.R.; DE LA NUEZ, J.; CASILLAS, R.; CASTILLO, C. 2012. Epiclastic deposits associated with large-scale landslides and the formation of erosive calderas in oceanic islands: The example of the La Palma Island (Canary Archipelago). *Geomorphology* 177-178: 108-127.
- DE LA NUEZ, J. 1983. El Complejo intrusivo subvolcánico de la Caldera de Taburiente (La Palma, Canarias). Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 401 p.
- DE LA NUEZ, J.; QUESADA, M.L. 1989. El edificio hidromagmático de Montaña Goteras en La Palma (Islas Canarias). *Boletín Geológico y Minero* 110: 19-24.
- DE LA NUEZ, J.; CASILLAS, R.; QUESADA, M.L.; FERNÁNDEZ, C.; COLMENERO, J.R. 2016. Caracterización geoquímica del complejo lóbulo-hialoclastítico submarino de la Caldera de Taburiente (La Palma, Islas Canarias). *Geotemas*, 16(1): 407-411.
- DEMENY, A.; CASILLAS, R.; VENNEMANN, T.H.; HEGNER, E.; NAGY, G.; AHJADO, A.; DE LA NUEZ, J.; SIPOS, P.; PILET, S.; MILTON, J. 2008. Plume-related stable isotope compositions and fluid-rock interaction processes in the Basal Complex of La Palma, Canary Islands, Spain. En: *Metasomatism in oceanic and continental lithospheric Mantle*. Editores: Coltorti, M. y Grégoire, M. Geological Society, London, Special Publications n° 293. Geological Society of London. Londres: 155-175.
- DE ROSEN-SPENCE, A.; PROVOST, G.; DIMROTH, E.; GOCHNAUER, K.Y.; OWEN, V. 1980. Archean subaqueous felsic flows, Rouyn-Noranda, Quebec, Canada, and their quaternary equivalents. *Precambrian Research* 12: 43-77.
- FERNÁNDEZ, C.; DE LA NUEZ, J.; CASILLAS, R.; GARCÍA NAVARRO, E. 2002. Stress fields associated with the growth of a large shield volcano (La Palma, Canary Islands). *Tectonics* 21: doi:10.1029/2000TC900038.
- GIFKINS, C.C. 2001. Submarine volcanism and alteration in the Cambrian, northern Central Volcanic Complex, western Tasmania. Ph. D. Univ. of Tasmania. 239 pp.
- GUILLOU, H.; CARRACEDO, J.C.; DAY, S. 1998. Dating of the Upper Pleistocene-Holocene volcanic activity of La Palma using the unspiked K - Ar technique. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 86: 137-149.
- GUILLOU, H.; CARRACEDO, J.C.; DUNCAN, R.A. 2001. K-Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and magnetostratigraphy of Brunhes and Matuyama lava sequences from La Palma island. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 106: 175-194.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, A. 1971. Nota previa sobre el Complejo Basal de la Isla de La Palma (Canarias). *Estudios Geológicos* 27: 255-265.

- HERNÁNDEZ-PACHECO, A.; FERNÁNDEZ SANTÍN, S. 1974. Las formaciones volcánicas submarinas de la Caldera de Taburiente en La Palma (Canarias) y sus transformaciones metasomáticas. Proc. Symp. Andean and Antarctic Volcanology Problems. IAVCEI. Santiago, Chile. 98-111 pp.
- HILDENBRAND, A.; GILLOT, P.Y.; SOLER, V.; LAHITTE, P. 2003. Evidence for a persistent uplifting of La Palma (Canary Islands), inferred from morphological and radiometric data. *Earth and Planetary Science Letters* 210: 277-289.
- KLÜGEL, A.; HANSTEEN, T.H.; VAN DER BOGAARD, P.; STRAUSS, H.; HAUFF, F. 2011. Holocene fluid venting at an extinct Cretaceous seamount, Canary archipelago. *Geology* 39: 855-858.
- LE MAITRE, R.W. (Ed.) 2002. *Igneous Rocks. A classification and glossary of terms*. Cambridge University Press. 236 pp.
- LÓPEZ RUIZ, J.; CEBRIÁ, J.M. 1990. *Geoquímica de los procesos magmáticos*. Ed. Rueda. 168 pp.
- LOWE, D R. 1982. Sediment Gravity Flows: II Depositional Models with Special Reference to the Deposits of High-Density Turbidity Currents. *Journal of Sedimentary Petrology* 52 (1): 279-297.
- MASSON, D.G.; WATTS, A.B.; GEE, M.J.R.; URGELES, R.; MICHELL, N.C.; LE BAS, T.P.; CANAL, M. 2002. Slope failures on the flanks of the western Canary Islands. *Earth-Science Reviews* 57: 1-35.
- METLETIDIS, S.; DI ROBERTO, A.; POMPILIO, M.; BERTAGNINI, A.; IRIBARREN, I.; FELPETO, A.; TORRES, P.A.; D'ORIANO, C. 2012. Xenopumices from the 2011-2012 submarine eruption of El Hierro (Canary Islands, Spain): constraints on the plumbing system and magma ascent. *Geophysical Research Letters* 39 L17302, doi: 10.1029/2012GL052675.
- MORGAN, L.A.; SCHULTZ, K.J. 2012. 5. Physical Volcanology of Volcanogenic Massive Sulfide Deposits. Scientific Investigations Report 2010-5070-C. U.S.D.I. y U.S.G.S. 63-100 pp.
- MULDER, T.; ALEXANDER, J. 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* 48(2): 269-299.
- MUTTI, E.; TINTERRI, R.; REMACHA, E.; MAVILLA, N.; ANGELLA, S.; FAVA, L. 1999. An introduction to the analysis of ancient turbidite basins from an outcrop perspective. *AAPG Course Note*, 39, 93.
- NAVARRO, J.M.; COELLO, J.J. 1993. Mapa geológico del Parque Nacional de la Caldera de Taburiente. ICONA, Ministerio de Agricultura Pesca y Alimentación, Madrid, Spain.
- QUIDELLEUR, X.; CARLUT, J.; SOLER, V.; VALET, J.P.; GILLOT, P.Y. 2003. The age and duration of the Matuyama-Brunhes transition from new K-Ar data from La Palma (Canary Islands) and revisited $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages. *Earth and Planetary Science Letters* 208 (3-4): 149-163.
- ROA, K. 2003. Nature and origin of tephra remnants and volcaniclastics from La Palma, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 125: 191-214.
- ROA, K. 2004. The structural evolution and landslides of La Palma, Canary Islands. Tesis Doctoral, Trinity College, Dublin.
- RODRÍGUEZ, R. (Coord.) 2011. Parque Nacional de la Caldera de Taburiente. Guía Geológica. Guías Geológicas de Parques Nacionales. IGME. 223 pp.
- SCUTTER, C.R.; CAS, R.A.F.; MOORE, C.L.; DE RITA, D. 1998. Facies architecture and origin of a submarine rhyolitic lava flow-dome complex, Ponza, Italy. *Journal of Geophysical Research* 103 (B11): 27551-27566.
- SINGER, B.S.; RELLE, M.K.; HOFFMAN, K.A.; BATTLE, A.; LAJ, C.; GUILLOU, H.; CARRACEDO, J.C. 2002. Ar/Ar ages from transitionally magnetized lavas on La Palma, Canary Islands, and the geomagnetic instability timescale. *Journal of Geophysical Research* 107(B11), 2307. DOI:10.1029/2001JB001613.
- STAUDIGEL, H.; SCHMINCKE, H.U. 1984. The Pliocene seamount series of La Palma/Canary Islands. *Journal of Geophysical Research* 89 (B13): 11195-11215.

- STAUDIGEL, H.; FERAUD, G.; GIANNERINI, G. 1986. The history of intrusive activity on the Island of La Palma (Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 27: 299-322.
- STEWART, A.L.; MCPHIE, J. 2006. Facies architecture and Late Pliocene - Pleistocene evolution of a felsic volcanic island, Milos, Greece. *Bulletin of Volcanology* 68: 703-726.
- SUN, S.S.; MCDONOUGH, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In Saunders A.D. and Norry M.J. (eds.), *Magmatism in ocean basins*. Geol. Soc. London Spec. Pub. 42: 313-345.
- THOMPSON, R.N.; MORRISON, M.A.; HENDRY, G.L.; PARRY, S.J. 1982. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 310: 549-590.
- URGELES, R.; MASSON, D.G.; CANALS, M.; WATTS, A.B.; LE BAS, T. 1999. Recurrent large-scale landsliding on the west flank of the La Palma, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research* 104 (B11): 25331-25348.
- WOOLLER, L.; VAN WYK DE VRIES, B.; CECCHI, E.; RYMER, H. 2009. Analogue models of the effect of long-term basement fault movement on volcanic edifices. *Bulletin of Volcanology* 71: 1111-1131.