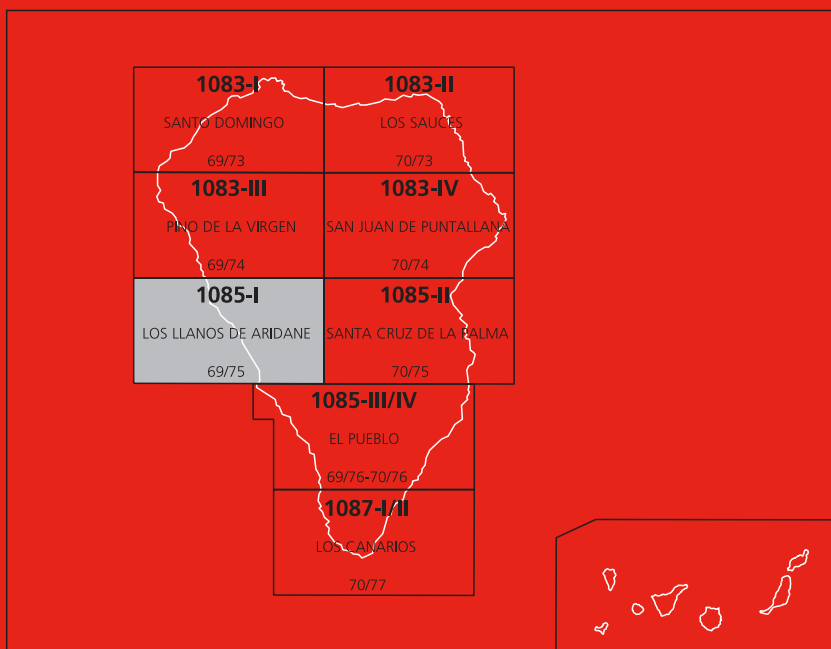




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 25.000

Segunda serie - Primera edición



ISLA DE LA PALMA

LOS LLANOS DE ARIDANE

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:25.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A ESCALA 1:50.000

LOS LLANOS DE ARIDANE

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido fotocopias, grabación o por cualquier sistema de almacenar información sin el previo permiso escrito del autor y editor.

© Instituto Geológico y Minero de España

Rios Rosas, 23 28003 Madrid
www.igme.es
NIPO: 728-15-0245
ISBN: 978-84-7840-974-7
Depósito legal: M-29470-2015

La Hoja geológica a escala 1/25.000 y geomorfológica a escala 1/50.000 de Los Llanos de Aridane (1085-I) y esta memoria han sido realizadas con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en su realización los siguientes técnicos:

DIRECCIÓN CIENTÍFICA:

Juan Carlos Carracedo, (CSIC)

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

Juan Carlos Carracedo, (CSIC)

Eduardo R. Badiola, (CSIC) (Petrología y Geoquímica)

Hervé Guillou, (CFR, Francia) (Dataciones radiométricas)

REDACCIÓN DE LA MEMORIA

Juan Carlos Carracedo, (CSIC)

Eduardo Rodríguez Badiola, (CSIC)

Hervé Guillou, (CFR, Francia)

Con la colaboración de:

Francisco José Pérez Torrado, (ULPGC)

M^a del Carmen Cabrera Santana, (ULPGC)

Emilio La Moneda González, (ITGE)

Alex Hansen Machín, (ULPGC)

Juana Vegas, (UCM)

DIRECCIÓN Y SUPERVISIÓN DEL IGME

Lucas Amado Cueto.

EDICIÓN

G. Romero Canencia

L.F. Miguel Cabrero.

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

En la página web del IGME dentro del apartado de Cartografía Geológica: <http://info.igme.es/cartografiadigital/geologia/Magna50.aspx>, se puede consultar la información complementaria perteneciente a esta Hoja en formato pdf, que puede incluir:

- Fichas e informes de los estudios petrológicos de las muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle, álbum fotográfico, plano de situación de muestras e informes complementarios.

Todas las preparaciones: Laminas transparentes, levigados, celdillas, muestras de mano, macrofauna, etc ... relacionados en la documentación de la presente hoja, están disponibles para su consulta en el Área de Geología, Geomorfología y Cartografía Geológica previa consulta con E. Calvo García e.calvo@igme.es

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1 ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS	10
1.2. METODOLOGÍA	12
 2. GEOCRONOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA	13
2.1. EDIFICIOS VOLCÁNICOS Y EPISODIOS SEDIMENTARIOS	13
2.1.1. Geocronología	15
2.1.1.1. Metodología	15
2.1.1.2. Antecedentes	15
2.1.1.4. Magnetoestratigrafía	22
2.1.1.5. Estratigrafía geocronológica	24
2.2. EDIFICIO VOLCÁNICO SUBMARINO	28
2.2.1. Formación volcánica submarina (1)	30
2.3. EDIFICIO VOLCÁNICO TABURIENTE	32
2.3.1. Taburiente Inferior (3-5)	33
2.3.1.1. Aglomerados (3)	33
2.3.1.2. Coladas de lavas basálticas (5)	35
2.3.2. Taburiente Superior (6-8)	35
2.3.2.1. Conos y depósitos de piroclastos basálticos (6)	36
2.3.2.2. Coladas de lavas basálticas (8)	36
2.4. EDIFICIO VOLCÁNICO BEJENADO	36
2.4.1. Aglomerados volcánicos de la base del Edificio Bejenado (9) y depósitos de deslizamiento (Dd)	38
2.4.2. El estratovolcán principal (12)	40
2.4.2.1. Coladas de lavas basálticas (12)	40
2.4.3. Centros laterales y periféricos (13,14)	40
2.4.4. Centros laterales y terminales diferenciados (16)	41
2.5. EDIFICIO VOLCÁNICO CUMBRE VIEJA	41
2.5.1. Erupciones formando acantilado costero (17-20)	45

2.5.1.1. Conos de piroclastos basálticos (17).....	45
2.5.1.2. Coladas de lavas basálticas (20)	46
2.5.2. Erupciones formando plataforma costera	47
2.5.2.1. Erupciones de plataforma indiferenciadas (25)	47
2.5.2.1.1. Coladas de lavas basálticas (25).....	47
2.5.2.2. Erupciones recientes.....	47
2.5.2.2.1. Grupo Birigoyo-La Barquita (29)	47
2.5.2.3.- Erupciones prehistóricas (40)	48
2.5.2.3.1. Mña. Quemada -Volcán Martín (40)	48
2.6. FORMACIONES SEDIMENTARIAS	48
2.6.1. Sedimentos pleistocenos.....	49
2.6.1.1. Materiales epiclásticos del "fan-delta" marino del Bco. de las Angustias (26).....	49
2.6.2. Sedimentos holocenos.....	52
2.6.2.1. Terrazas, aluviales recientes y rellenos de barranco (52, 53).....	52
2.6.2.2. Coluviones y depósitos de ladera (54)	53
2.6.2.3. Avalanchas y desplomes costeros "rock falls" (55).....	53
2.6.2.4. Playas de arenas y cantos (57)	54
3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA	54
3.1. ALINEACIONES Y ENJAMBRES DE DIQUES	54
3.2. ALINEACIONES DE CENTROS DE EMISIÓN. DORSALES ("RIFTS")	55
3.3. DESLIZAMIENTOS GRAVITATORIOS.....	59
3.3.1. Deslizamiento gravitatorio de Cumbre Nueva	59
3.4. FALLAS Y FRACTURAS RECIENTES	60
4. GEOMORFOLOGÍA	61
4.1. EDAD DE LAS FORMACIONES Y MORFOLOGÍA.....	61
4.2. FASES GENERATIVAS DEL RELIEVE	62
4.3. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA, MORFODINÁMICA ACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS.....	63

5. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA	64
5.1. EDIFICIO SUBMARINO: PETROLOGÍA	64
5.1.1. Volcanismo submarino	64
5.1.2. La red filoniana	66
5.2. EDIFICIO SUBMARINO: GEOQUÍMICA.....	67
5.3. EDIFICIO VOLCÁNICO TABURIENTE: PETROLOGÍA	81
5.3.1. Taburiente inferior (5)	81
5.3.2. Taburiente Superior (8).....	82
5.4. EDIFICIO VOLCÁNICO TABURIENTE: GEOQUÍMICA.....	83
5.5. EDIFICIO VOLCÁNICO BEJENADO: PETROLOGÍA.....	95
5.5.1. EL ESTRATOVOLCÁN PRINCIPAL.....	95
5.5.1.1. Coladas de lavas basálticas (12).....	95
5.5.1.2. Centros laterales y periféricos (14).....	96
5.5.1.3. Centros laterales y terminales diferenciados (16).....	97
5.6. EDIFICIO VOLCÁNICO BEJENADO: GEOQUÍMICA	98
5.7. EDIFICIO VOLCÁNICO CUMBRE VIEJA: PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA.....	115
5.7.1. Erupciones formando acantilado costero: Petrología	115
5.7.1.1. Conos de piroclásticos basálticos (17).....	115
5.7.1.2. Coladas de lavas basálticas (20).....	115
5.7.2. Erupciones formando acantilado costero: Geoquímica (17, 20)	116
5.7.3. Erupciones formando plataforma costera: Petrología	127
5.7.3.1. Erupciones de plataforma indiferenciadas.....	127
5.7.3.1.1. Coladas de lavas basálticas (25)	127
5.7.4. Erupciones formando plataforma costera: Geoquímica	128
5.7.5. Erupciones recientes (Holoceno): Petrología.....	136
5.7.5.1. Grupo volcánico Birigoyo-La Barquita (29)	136
5.7.6. Erupciones recientes (Holoceno): Geoquímica	137
5.7.7. Erupciones prehistóricas: Petrología.....	144
5.7.7.1. Volcán Martín y Mña. Quemada (40).....	144
5.7.8. Erupciones prehistóricas: Geoquímica	145

6. HISTORIA GEOLÓGICA	155
7. HIDROGEOLOGÍA	156
7.1. CLIMA E HIDROLOGÍA	156
7.1.1. Pluviometría	157
7.1.2. Temperatura	158
7.1.3. Evapotranspiración	159
7.1.4. Escorrentía superficial	160
7.1.5. Balance hidrológico	161
7.2. HIDROGEOLOGÍA	162
7.2.1. Características hidrogeológicas de los materiales	162
7.2.2. Unidades hidrogeológicas: acuíferos	163
7.2.3. Sistemas de captación de las aguas subterráneas	165
8. GEOTECNIA	167
8.1. ANÁLISIS DE PENDIENTES	167
8.2. RIESGOS GEOLÓGICOS	169
8.3. CARACTERÍSTICAS Y ZONIFICACIÓN GEOTÉCNICA	171
9. GEOLOGÍA ECONÓMICA. MINERÍA Y CANTERAS	174
10. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	174
11.- BIBLIOGRAFÍA	177

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja de de Los Llanos de Aridane (1085-I) ocupa el sector centro-occidental de la Isla de La Palma. Limita al norte con la Hoja de Pino de la Virgen (1083-); al sur con la de El Pueblo (1085 III-IV); al este con la Hoja de Santa Cruz de La Palma (1085-II) y al oeste con el Óceano Atlántico. Esta privilegiada posición hace que en esta hoja estén representados en ella una gran parte de los materiales y ciclos volcánicos presentes en la isla. Así incluye parte del flanco sur del Escudo volcánico del norte, y la dorsal o rift de Cumbre Nueva, el edificio volcánico Bejenado y la dorsal o rift de Cumbre Vieja (Figs. 1.1 y 1.2).

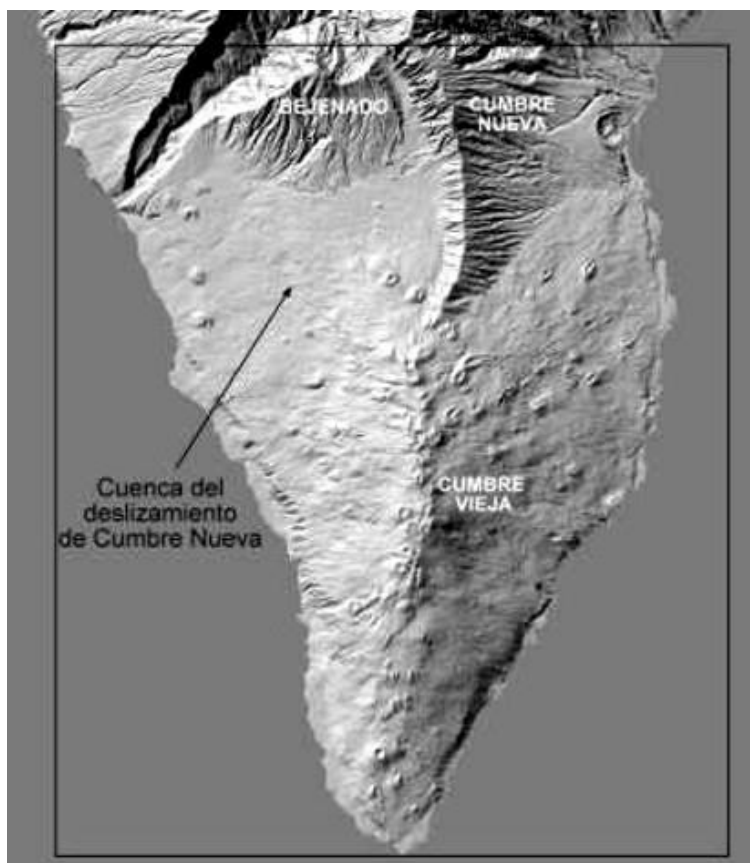


Fig. 1.1. Imagen en relieve sombreado de la zona sur de la isla de La Palma indicando los principales edificios volcánicos y estructuras geomorfológicas (imagen GRAFCAN).

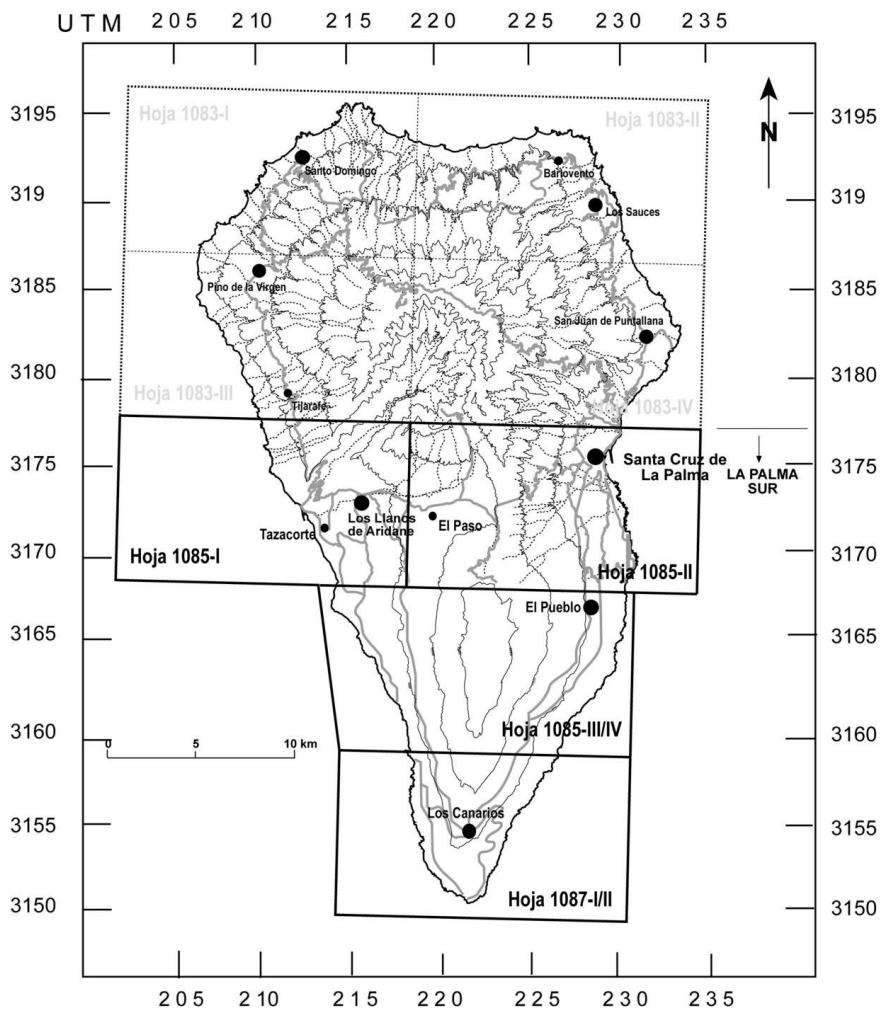


Fig. 1.2. Distribución de las Hojas geológicas 1/25.000 correspondientes al sector Sur de la isla de La Palma.

1.1 ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS

En el Siglo XIX, el trabajo pionero de von Buch (1825) sobre la génesis de la Caldera de Taburiente despertó el interés de geólogos y volcanólogos por la geología de La Palma. Los trabajos subsiguientes centraron la atención fundamentalmente en esta estructura y en los afloramientos de rocas volcánicas submarinas y facies intrusivas

asociadas. Estas formaciones, incluidas al principio como en una formación heterogénea denominada Complejo Basal (Bravo, 1960), fueron posteriormente redefinidas por Staudigel (1981) como un edificio submarino ("seamount") fuertemente intruido, basculado y levantado. Los trabajos realizados en este proyecto han permitido asignar las diversas formaciones que se incluían en el término amplio de Complejo Basal a sus posiciones estratigráficas correspondientes, bien asociándolas al edificio submarino, bien a la superestructura volcánica subaérea. Por ello, en este proyecto se ha prescindido del término Complejo Basal.

Aparte de los trabajos dedicados específicamente a la Caldera de Taburiente y a las formaciones submarinas, pocos estudios se publicaron sobre la isla de La Palma hasta la erupción de 1949. El escaso desarrollo económico, la dificultad de las comunicaciones (aspectos compartidos con la otras islas denominadas asimismo "menores": El Hierro y La Gomera) y el hecho de que en La Palma no había ocurrido actividad eruptiva en 237 años (la anterior erupción es la de 1712), explican la práctica ausencia de trabajos geológicos sobre la isla, aparte de los ya referidos.

Un interesante trabajo es el de Hausen (1969), pionero en el estudio petrológico de los domos sálicos y formaciones volcánicas del sur de la isla, con abundancia de análisis químicos de estas rocas.

A partir de 1949 merecen especial mención los trabajos dedicados al estudio de esta erupción, como los de Romero Ortiz y colaboradores (1950), Bonelli Rubio (1950), Benítez Padilla (1951), Martel San Gil (1960), San Miguel de La Cámara y otros (1952), que la describen como testigos oculares. Otros trabajos más generales, abarcan las erupciones históricas de La Palma, como los de Santiago (1960) y Machado (1963). Este último es el primero en interpretar claramente la Caldera de Taburiente como una estructura de origen tectónico.

La erupción de 1971, la última ocurrida en "Tierras Canarias", despertó un cierto interés por la geología de la isla. En este periodo destacan los trabajos sobre esta erupción, a la que se dedica un número especial de Estudios Geológicos (1974), en el que el grupo de geólogos del Departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad Complutense de Madrid, liderados por J.M^a. Fúster escriben varios artículos sobre esta erupción. Además hay que señalar, el realizado sobre el volcanismo histórico de la isla (Hernández Pacheco y Valls, 1982), en el que se resuelve la confusión existente hasta la fecha sobre la ubicación de la erupción de 1585. Las extrusiones sálicas asociadas a las erupciones históricas son estudiadas por Hernández Pacheco y de La Nuez (1983), aunque la falta de datos geocronológicos lleva a los autores a la conclusión incorrecta de que todas las extrusiones sálicas son coetáneas, aspecto revisado totalmente en estudios posteriores (Carracedo y colaboradores, 1997; Guillou y colaboradores, 1998).

Al llegar la década de los 90 el conocimiento geológico de la isla de La Palma era aún muy deficiente, no existiendo mapas geológicos ni estudios modernos de la evolución y características geológicas de la isla. Los únicos datos geocronológicos disponibles consistían en las pocas dataciones radiométricas publicadas por Abdel Monem y colaboradores (1972). Es en esta década, pues, en la que se realizan los estudios geológicos, geocronológicos, estratigráficos, estructurales y petrológicos que han logrado que la geología de esta isla sea hoy una de las mejor conocidas de todo el archipiélago. En el año 1994, el ICONA encarga a GEOPRIN,SA la realización de la maqueta geológica en relieve del P.N. de la Caldera de Taburiente, este trabajo realizado por Navarro y Coello pone de manifiesto por primera vez la existencia del deslizamiento del Edificio

Garafía y de la Estructura COEBRA, que es la clave para entender el funcionamiento hidrogeológico del Norte de la Isla, y la explicación a los nacientes de Marcos y Cordeiro. Estos autores rinden un homenaje póstumo a los geólogos “Telesforo Bravo y Juan Coello”, con este acrónimo (COEBRA).

Este proyecto (MAGNA) aporta pues, un mapa geológico completo de la isla, que se basa en los trabajos publicados y en los realizados específicamente en el marco del proyecto. En los siguientes capítulos de esta Memoria se hará amplia referencia a estos trabajos y se analizarán los datos aportados.

En 1997 se celebró un congreso internacional de volcanología en La Palma (International Workshop on Volcanism & Volcanic Hazards in Immature Intraplate Oceanic Islands. La Palma, 15-18 Septiembre) en el que se presentaron numerosas comunicaciones, recogidas más tarde en un volumen especial (Elsworth, Carracedo and Day, editors, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 94, 1-4, 340 pgs.).

1.2. METODOLOGÍA

La Hoja 1085-I (Los Llanos de Aridane), se sitúa en el sector centro-sur de la Isla de La Palma, que incluye parte del flanco sur del Escudo Volcánico Norte (en adelante EVN), una parte del edificio volcánico Bejenado y el comienzo de la dorsal o rift de Cumbre Vieja (Figs. 1.1 y 1.2).

Como se verá con detalle más adelante, la actividad volcánica en estos sectores ha sido muy continuada, aunque con un periodo de escasa o nula actividad entre la construcción de los edificios volcánicos Taburiente y Cumbre Vieja. Las lavas de ambos edificios son claramente diferenciables, pero dentro de ellos son muy homogéneas composicional y morfológicamente. En Cumbre Vieja apenas existen discordancias o diferencias generalizadas que permitan la separación y definición de unidades volcanoestratigráficas cartografiables. Este hecho, por otra parte típico de islas en periodo juvenil de desarrollo, se ha tratado de subsanar dando especial relevancia a la geocronología. Las principales unidades volcanoestratigráficas se definieron mediante el empleo combinado de la cartografía geológica, las dataciones radiométricas (K/Ar y Ar/Ar) y los cambios en el nivel del mar en las últimas glaciaciones. Este conjunto de técnicas permitió la definición de unidades volcanoestratigráficas de carácter general en el edificio volcánico, que han servido de base para la elaboración de las Hojas geológicas de este proyecto.

Las características petrológicas y geoquímicas de las lavas han sido determinadas mediante el estudio de muestras en lámina delgada, y mediante la realización de análisis químicos de elementos mayores, trazas y tierras raras (REE). Los elementos mayoritarios y componentes complementarios se han determinado en el Laboratorio de Geoquímica del Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid (CSIC) mediante Espectrometría de Absorción Atómica, y por Fluorescencia de Rayos-X en el Centro de Instrumentación Científica de Granada, donde asimismo se han efectuado las determinaciones de elementos traza y Tierras Raras en la Unidad de ICP-Masas que dispone este mismo Centro de La Universidad de Granada. Las rocas sedimentarias se han analizado mediante difracción de Rayos X (DRX).

Se ha analizado la información publicada y la proporcionada por diversos autores y organismos, utilizándose tanto en la cartografía geológica como en la redacción de esta Memoria.

La estructura interna de Cumbre Nueva y del edificio volcánico Bejenado se ha podido estudiar por medio de las galerías excavadas para la extracción de las aguas subterráneas y reciente perforación de un túnel para el trasvase de aguas del este al oeste de la isla. En lo que se refiere al edificio volcánico de Cumbre Vieja, no existen estas galerías y los pozos costeros existentes apenas penetran en el edificio volcánico.

Para facilitar el uso de los mapas geológicos se ha optado por realizar dos únicas leyendas, una para el sector norte de la isla (en adelante LPN) y otra para el sector sur (en adelante LPS) (Fig. 1.2). Remarcando en negrita las formaciones presentes en la hoja que se describe. Además sólo se han coloreado únicamente aquellas unidades presentes en la Hoja. Para facilitar la correlación de las unidades geológicas se indica el número identificativo de cada unidad y, entre paréntesis, el que corresponde a esa misma unidad, si existe, en el otro sector de la isla.

2. GEOCRONOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA

2.1. EDIFICIOS VOLCÁNICOS Y EPISODIOS SEDIMENTARIOS

Como ya se ha indicado en las Memorias correspondientes al sector norte de la Isla (LPN), esta isla, al igual que las demás del Archipiélago Canario y las oceánicas en general, tiene como característica fundamental de su historia geológica la existencia de dos etapas claramente definidas: el *edificio submarino* y el *edificio subaéreo*. La estructura subaérea de La Palma, construida de forma prácticamente continua desde el inicio del Cuaternario, tiene dos edificios volcánicos principales: 1) el Escudo Volcánico del Norte de La Palma (en adelante EVN), que como se ha señalado en las Memorias correspondientes al sector norte, está a su vez formado por varios edificios volcánicos superpuestos, y 2) la prolongación de la actividad eruptiva hacia el sur de la isla, al parecer completamente desconectada de la etapa anterior, y que conforma el "rift" o dorsal de Cumbre Vieja.

De forma más detallada, las etapas finales de construcción del EVN comportan la configuración de varios "rifts", el más meridional, el *rift de Cumbre Nueva*, concentrando posiblemente buena parte de la actividad eruptiva de los estadios finales de actividad de este escudo volcánico. El excesivo crecimiento de este aparato volcánico provocó un deslizamiento gravitatorio hace unos 0.56 Ma, proceso en el que se genera una amplia cuenca sobre la que se edifica el *edificio volcánico Bejenado*, que no es sino la continuación post-colapso de la actividad volcánica del mencionado "rift" de Cumbre Nueva. Después de un periodo de quiescencia se reanuda la actividad eruptiva hacia el sur del escudo volcánico, que queda al parecer definitivamente inactivo. En esta última etapa se forma el "*rift*" de *Cumbre Vieja*, que continúa intensamente activo, con seis erupciones en el periodo histórico (últimos 500 años), las dos últimas en el siglo XX (1949 y 1971).

Las Hojas que constituyen el sector sur de La Palma comprenden fundamentalmente estos tres edificios volcánicos consecutivos: 1) Cumbre Nueva, 2) Bejenado y 3) Cumbre Vieja (Fig. 2.1).



Fig. 2.1. Vista desde el borde de la Caldera de Taburiente. Se aprecia claramente que el sur de La Palma está formado por tres edificios volcánicos en progresión constante hacia el sur: Taburiente, Bejenado y Cumbre Vieja (Foto J.C. Carracedo).

La presencia de materiales sedimentarios es relativamente escasa en La Palma, más aún en esta parte meridional, de formación más reciente. El deslizamiento gigante de Cumbre Nueva da lugar a la formación de la Caldera de Taburiente y la cuenca de Aridane; su posterior relleno con los productos de la actividad del Bejenado trastoca de forma drástica el drenaje, formándose potentes depósitos epiclásticos, destacando los depósitos del abanico deltaico de El Time y los del abanico lacustre de Cumbre Nueva (Vegas y colaboradores, 1999). Son relativamente abundantes los desplomes ("rockfalls"), depósitos de avalancha y de ladera, tanto en los cantiles costeros como en las paredes de la Caldera de Taburiente y los cauces de los barrancos profundos. Presentan un desarrollo espectacular los depósitos de ladera de El Time, del arco de Cumbre Nueva y los del cantil costero del flanco oeste de Cumbre Vieja, entre El Remo y Punta Banco. Son, en cambio, escasos los rellenos aluviales, que sólo alcanzan un volumen apreciable en el Barranco de Las Angustias y en el de El Riachuelo, en este último por taponamiento del antiguo barranco por conos y coladas del Edificio Bejenado y Cumbre Vieja.

Las playas son siempre de reducida extensión y formadas por arenas y cantos basálticos. Algunas presentan indicios de cementación, con la formación de "beachrocks". Materiales sedimentarios asociados al deslizamiento de Cumbre Nueva pueden observarse en el interior de la Caldera de Taburiente y en sondeos, túneles y galerías, como se describirá más adelante.

2.1.1. Geocronología

2.1.1.1. Metodología

La datación absoluta (radiométrica) de las formaciones volcánicas ha sido esencial para la reconstrucción de la historia volcánica de La Palma. Como se ha indicado, la circunstancia de que esta isla esté en la fase más juvenil y de crecimiento más rápido hace que la actividad volcánica sea muy continuada y homogénea en composición y morfología de las lavas. Sin grandes diferencias en edad, ni interrupciones y discordancias importantes (aparte de las tectónicas) y sin diferencias petrológicas y morfológicas apreciables, la definición de las unidades volcanoestratigráficas tiene que apoyarse fundamentalmente en la geocronología.

En la parte meridional de la isla esta circunstancia es aún más acusada, ya que las formaciones volcánicas que ocupan la mayor parte de las Hojas correspondientes al sector sur La Palma (LPS) están todas incluidas en la época de polaridad normal de Brunhes, por lo que no es aplicable la magnetoestratigrafía con inversiones geomagnéticas, que tan buenos resultados aportó en las Hojas del sector Norte de La Palma. Por ello, en la elaboración de los mapas geológicos del Plan MAGNA del sector sur de La Palma, se ha dedicado especial atención a las dataciones radiométricas. La escasez de restos susceptibles de datarse por C^{14} (debido a la alta temperatura de emisión de las lavas) ha obligado al empleo mayoritario del método K/Ar y Ar^{40}/Ar^{39} . En el caso del edificio volcánico Cumbre Vieja, las lavas son excesivamente recientes para el empleo de estos métodos sin cuidados especiales. Por ello, se ha recurrido a un sistema de datación muy restrictivo, realizado en colaboración con el Dr. Hervé Guillou, del Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (CEA-CNRS, Francia). Las dataciones realizadas para este proyecto se han efectuado (en lo posible) en secuencias estratigráficas y en secciones volcánicas. Los controles analíticos han consistido en utilizar dos métodos de datación (K/Ar y Ar^{40}/Ar^{39}) diferentes y dos laboratorios distintos: las determinaciones de K/Ar fueron realizadas por el Dr. Hervé Guillou (CEA-CNRS, Francia) sobre la fracción microcristalina y siguiendo el método desarrollado por Cassinot y colaboradores (1978). Las determinaciones isotópicas Ar^{40}/Ar^{39} , con calentamiento escalonado, fueron realizadas por el Dr. Robert Duncan, del Laboratorio del College of Oceanography (Oregon State University, U.S.A.). Las determinaciones de K/Ar se hicieron por duplicado. Por último, el número de nuevas dataciones duplica el de todas las publicadas anteriormente.

2.1.1.2. Antecedentes

Abdel Monem y colaboradores (1972) datan diversas coladas de las formaciones subaéreas en la pared de El Time y el domo fonolítico del Roque Teneguía. En el primer caso obtienen edades de 1.57 y 1.02 Ma y polaridad negativa, edades excesivamente antiguas, que corresponderían a lo que se ha definido como Taburiente Inferior en las Memorias correspondientes al sector norte de La Palma (Secciones 2.1.1 y 2.4.1).

Staudigel y colaboradores (1986) datan las diversas familias de diques de la zona de El Time, encontrando edades de 0.73 y 0.63 Ma, compatibles con las edades de las lavas

intruidas, como se discute en las mencionadas secciones (LPN). Igual ocurre con las edades de los diques del arco de Cumbre Nueva, comprendidas entre 0.8 y 0.53 Ma. Ancochea y colaboradores (1994) aportan 15 dataciones K/Ar de las formaciones incluidas en las Hojas del Sur de La Palma. Sin embargo, hay que destacar que la precisión de algunas de estas dataciones es discutible, como se analiza más adelante. Las últimas dataciones radiométricas (K/Ar, $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$ y C^{14}) del volcanismo de La Palma han sido realizadas en este proyecto para la elaboración del mapa geológico MAGNA de la isla. En la Fig. 2.2 se indica la localización y características de 33 nuevas dataciones de las Hojas del sector sur de La Palma.

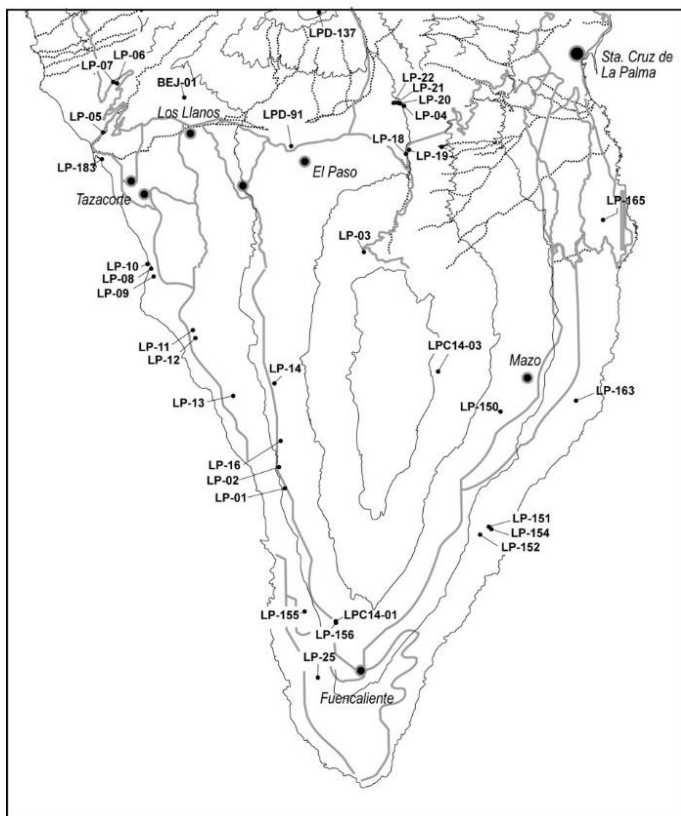


Fig. 2.2. Mapa de localización de las edades radiométricas del sector Sur de La Palma obtenidas en este proyecto.

En la Tabla 2.1 se indican las características y edades de las muestras correspondientes a esta hoja. Estas dataciones han sido ya publicadas (Guillou et al, 1998, 2001; Carra-cedo y colaboradores, 1999 a). En las Tablas 2.2, 2.3 y 2.4 se indican los resultados de las edades K/Ar, $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$ y C^{14} . Finalmente, en la Tabla 2.5 se contrastan algunas de

las nuevas dataciones radiométricas con las publicadas de similar localización. Las discrepancias que se observan, a veces hasta de un orden de magnitud (Fig. 2.3 y Tabla 2.5), se deben fundamentalmente a la selección de las muestras y la distinta precisión de los métodos empleados. La mayoría de las dataciones publicadas tienen las siguientes características: 1) se han efectuado en lavas dispersas y no en secuencias estratigráficas; 2) no se han realizado duplicados; y 3) se ha utilizado un sólo método y laboratorio de datación. En consecuencia, no existen controles estratigráficos, paleomagnéticos ni analíticos que garanticen inequívocamente su fiabilidad.

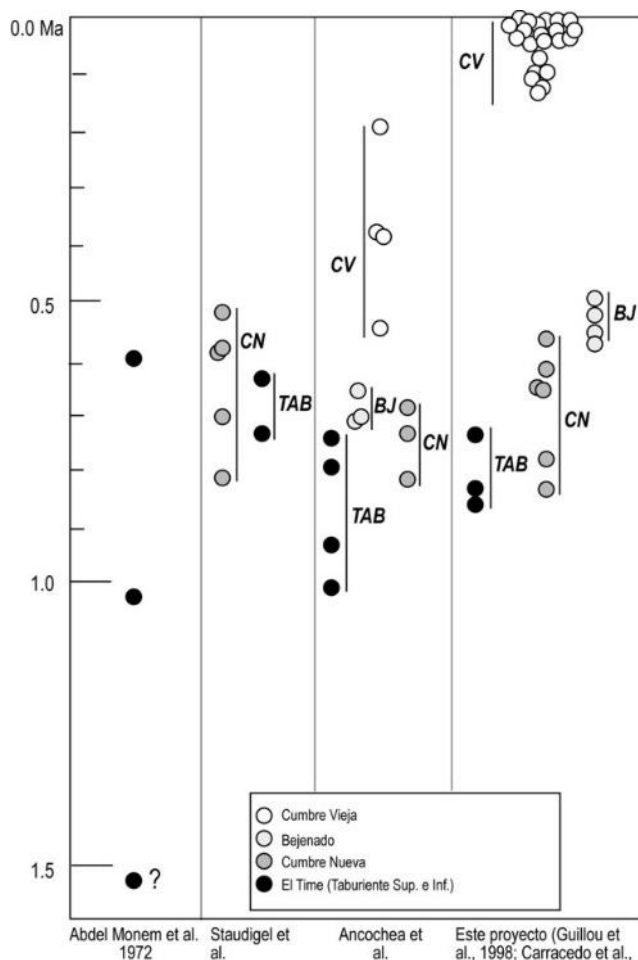


Fig. 2.3. Comparación de las edades radiométricas obtenidas en este proyecto para el Sur de La Palma con las anteriormente publicadas.

Tabla 2.1. Localización de tipo de roca y polaridad geomagnética de las muestras datadas correspondientes a las hojas del Sur de La Palma. Edificios volcánicos Taburiente, Bejenado y Cumbre Vieja.

Muestra	Localidad	Tipo de roca	UTM	Pol.	Método	Edad Ka
Edificio volcánico Taburiente (El Time)						
LP-07	El Time, 465 m	Basalto	2127/31747	N	K/Ar	734 ± 8
LP 06	Bco.Las Angustias, 445 m	Basalto	2127/31776	R	K/Ar	833 ± 11
Edificio volcánico Bejenado						
BEJ-01	Lava del Bejenado, sondeo S-01, 73 m	Basalto	2168/31738	N	K/Ar	537 ± 8
BEJ-01B	Lava del Bejenado, sondeo S-01, 73 m	Basalto	2168/31738	N	K/Ar	549 ± 12
Edificio volcánico Cumbre Vieja						
LP 183	Acantilado Puerto Tzacorte	Basalto	2124/31723	N	K/Ar	120 ± 3

Tabla 2.2. Edades K-Ar de las hojas correspondientes al Sur de La Palma (edificios volcánicos Taburiente, Bejenado y Cumbre Vieja). El cálculo de las edades se basa en las constantes de desintegración de Steiger and Jäger (1977): $\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$, $\lambda\beta = 4.963 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$. Las edades de los minerales standard usados para calibración son: LP-6 = 127.8 Ma, HD-B1 = 24.03 Ma y GL-O = 93.6 Ma. P: Polaridad; N: polaridad normal; R: polaridad inversa; LI: polaridad transicional (baja Inclinación). (*)Edades publicadas en Guillou et al. (1998). (X): Muestra obtenida en el sondeo S-01 a 73 m, reanalizada (BEJ-01B).

Muestra	Pol	K*(wt. %)	Peso fundido (g)	$^{40}\text{Ar}^*$ (%)	$^{40}\text{Ar}^*$ (10^{13} moles/g)	Edad ($\pm 2 \sigma$) (ka)	Edad (ka)
Edificio volcánico Cumbre Vieja							
LP 18 ^(*)	R	1.145 $\pm$ 0.015	1.40799	5.469	16.601	836 $\pm$ 18	
LP 18 ^(*)	R	" "	2.01214	9.102	16.512	831 $\pm$ 17	834 $\pm$ 12
LP 06 ^(*)	R	0.646 $\pm$ 0.007	2.15766	9.534	9.534	836 $\pm$ 13	
LP 06 ^(*)	R	" "	2.06669	7.910	9.300	830 $\pm$ 14	833 $\pm$ 11
LP 19 ^(*)	N	0.995 $\pm$ 0.010	1.97215	12.952	13.256	768 $\pm$ 16	
LP 19 ^(*)	N	" "	1.56314	11.785	13.313	771 $\pm$ 16	770 $\pm$ 11
LP 07 ^(*)	N	1.229 $\pm$ 0.012	1.40685	8.157	15.741	738 $\pm$ 12	
LP 07 ^(*)	N	" "	1.49644	7.887	15.546	729 $\pm$ 12	734 $\pm$ 8
LP 22 ^(*)	N	0.993 $\pm$ 0.010	1.62264	14.900	11.390	661 $\pm$ 18	
LP 22 ^(*)	N	" "	1.61124	10.885	11.302	656 $\pm$ 14	659 $\pm$ 11
LP 21 ^(*)	N	1.106 $\pm$ 0.011	2.02535	10.523	12.362	644 $\pm$ 13	
LP 21 ^(*)	N	" "	2.09719	16.021	12.463	650 $\pm$ 13	647 $\pm$ 10
LP 20 ^(*)	N	1.184 $\pm$ 0.018	1.47948	15.009	12.690	618 $\pm$ 13	
LP 20 ^(*)	N	" "	2.15434	10.102	12.793	623 $\pm$ 13	621 $\pm$ 9
CI TB-07	N	2.130 $\pm$ 0.021	0.99426	7.441	20.865	565 $\pm$ 12	
CI TB-07	N	" "	1.86180	13.953	20.998	569 $\pm$ 12	567 $\pm$ 8
LP 04 ^(*)	N	1.724 $\pm$ 0.017	1.54466	9.822	16.734	560 $\pm$ 12	
LP 04 ^(*)	N	" "	1.54528	17.904	17.081	571 $\pm$ 12	566 $\pm$ 8
BEJ 01 ^(X)	N	1.295 $\pm$ 0.013	1.50301	1.818	12.039	536 $\pm$ 11	
BEJ 01 ^(X)	N	" "	1.48303	12.754	12.095	538 $\pm$ 11	537 $\pm$ 8
LP 10	N	1.818 $\pm$ 0.018	1.00011	2.518	39.007	124 $\pm$ 5	
LP 10	N	" "	1.78743	3.050	38.174	121 $\pm$ 3	123 $\pm$ 3
LP 12	N	1.429 $\pm$ 0.014	1.51209	3.465	30.302	122 $\pm$ 5	
LP 12	N	" "	2.03054	4.891	29.458	119 $\pm$ 4	121 $\pm$ 2
LP 183	N	1.549 $\pm$ 0.015	1.65870	3.375	0.330	123 $\pm$ 4	
LP 183	N	" "	1.47375	2.955	0.313	116 $\pm$ 4	120 $\pm$ 3
LP 08	N	0.980 $\pm$ 0.010	1.32116	1.068	17.170	101 $\pm$ 6	
LP 08	N	" "	1.43004	0.853	16.718	98 $\pm$ 5	100 $\pm$ 4
LP 11	N	1.229 $\pm$ 0.012	1.20034	1.344	21.695	96 $\pm$ 5	
LP 11	N	" "	1.51573	1.191	21.062	93 $\pm$ 6	95 $\pm$ 4
LP 13	N	2.047 $\pm$ 0.025	1.50650	2.293	31.767	89 $\pm$ 3	
LP 13	N	" "	1.60577	1.909	31.833	90 $\pm$ 4	90 $\pm$ 3
LP 25	N	3.942 $\pm$ 0.039	1.51820	2.228	35.707	52 $\pm$ 2	
LP 25	N	" "	1.51604	2.131	40.277	59 $\pm$ 3	56 $\pm$ 2

Tabla 2.2. (Cont.) Edades K-Ar de las hojas correspondientes al Sur de La Palma (edificios volcánicos Taburiente, Bejenado y Cumbre Vieja). El cálculo de las edades se basa en las constantes de desintegración de Steiger and Jäger (1977): $\lambda\epsilon = 0.581 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$, $\lambda\beta = 4.963 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$. Las edades de los minerales standard usados para calibración son: LP-6 = 127.8 Ma, HD-B1 = 24.03 Ma y GL-O = 93.6 Ma. P: Polaridad; N: polaridad normal; R: polaridad inversa; LI: polaridad transicional (baja Inclinación). (*)Edades publicadas en Guillou et al. (1998). (X): Muestra obtenida en el sondeo S-01 a 73 m, reanalizada (BEJ-01B).

Muestra	Pol	K*(wt.%)	Peso fundido (g)	$^{40}\text{Ar}^*$ (%)	$^{40}\text{Ar}^*$ (10^{-13} moles/g)	Edad ($\pm 2 \sigma$) (ka)	Edad (ka)
CV 154	N	2.043 $\pm$ 0.020	1.67806	1.152	12.390	35 $\pm$ 2	
CV 154	N	" "	2.53187	1.301	12.809	36 $\pm$ 2	36 $\pm$ 1
LP 14	N	3.784 $\pm$ 0.038	1.49928	3.947	21.392	33 $\pm$ 1	
LP 14	N	" "	2.00000	4.749	22.886	35 $\pm$ 1	34 $\pm$ 1
CV 151	N	1.748 $\pm$ 0.018	2.10935	1.496	8.786	29 $\pm$ 2	
CV 151	N	" "	2.52652	1.155	7.712	25 $\pm$ 2	27 $\pm$ 1
LP 16	N	3.610 $\pm$ 0.036	1.43966	1.390	14.998	24 $\pm$ 2	
LP 16	N	" "	1.56225	1.210	17.450	28 $\pm$ 1	26 $\pm$ 1
CV 150	N	1.622 $\pm$ 0.016	1.80586	0.872	7.413	26 $\pm$ 3	
CV 150	N	" "	3.05076	0.732	6.812	24 $\pm$ 3	25 $\pm$ 2
CV 163	N	1.616 $\pm$ 0.016	2.00551	0.323	5.020	18 $\pm$ 2	
CV 163	N	" "	1.91373	0.716	6.506	23 $\pm$ 2	21 $\pm$ 2
CV 152	N	1.802 $\pm$ 0.018	1.62279	0.294	5.710	18 $\pm$ 3	
CV 152	N	" "	1.64861	0.433	6.592	21 $\pm$ 2	20 $\pm$ 2
LP 01	N	2.049 $\pm$ 0.021	1.00864	0.350	6.192	17 $\pm$ 3	
LP 01	N	" "	1.48020	0.518	6.332	18 $\pm$ 2	18 $\pm$ 2
LP 02	N	1.768 $\pm$ 0.018	2.00100	0.354	4.629	15 $\pm$ 2	
LP 02	N	" "	1.91625	0.501	4.755	16 $\pm$ 3	15 $\pm$ 2
CV 165	N	1.700 $\pm$ 0.017	2.57097	0.319	2.868	10 $\pm$ 2	
CV 165	N	" "	2.47123	0.330	1.975	7 $\pm$ 2	8 $\pm$ 1
LP 09	N	1.455 $\pm$ 0.015	1.50742	0.178	2.114	8 $\pm$ 3	
LP 09	N	" "	1.68434	0.148	2.005	8 $\pm$ 3	8 $\pm$ 2
LP 03	N	2.224 $\pm$ 0.022	1.64000	0.232	2.839	7 $\pm$ 2	
LP 03	N	" "	1.71793	0.114	1.503	4 $\pm$ 3	6 $\pm$ 2
CV 156	N	2.159 $\pm$ 0.020	2.29637	0.168	1.981	5 $\pm$ 3	
CV 156	N	" "	2.54961	0.153	1.234	3 $\pm$ 2	4 $\pm$ 2
CV 155	N	2.071 $\pm$ 0.021	1.49603	0.104	1.305	4 $\pm$ 3	
CV 155	N	" "	2.51686	0.123	1.110	3 $\pm$ 2	3 $\pm$ 2

Tabla 2.3. Dataciones ^{40}Ar - ^{39}Ar del edificio volcánico Bejenado.

Muestra	Polaridad	Edad (fusión total) (Ma)	Edad "plateau" (Ma)	^{39}Ar %	^{40}Ar radiogénico %	J
LPD-137	N	0.49 ± 0.06		100.0	1.1	0.001317
LPD-91	N	0.59 ± 0.04		100.0	8.9	0.001474

Roca total. Edades relativas a la biotita FCT-3 (28.04 ± 0.12 Ma), calibrada con la hornblenda Mmhb-1 (523.5 Ma, Renne et al., 1994).

Constantes de desintegración e interferencia del reactor: $\lambda\epsilon = 0.581 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$,

$\lambda\beta = 4.963 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$;

$(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.000264$, $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.000673$, $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.01$.

J es el factor de "neutron fluence" determinado a partir del monitor $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analizado.

P: Polaridad N: polaridad normal; R: polaridad inversa.

Tabla 2.4. Edades C^{14} de lavas del edificio volcánico Cumbre Vieja.

Muestra	Localidad	Material	UTM	Edad (en años)
LPC14-01 ⁽¹⁾	La Fajana	Restos de tronco de árbol en colada		3200 ± 100
LPC14-03 ⁽²⁾	Frente de coladas del Nambroque (Sureste)	Restos de carbón vegetal bajo la colada.		1040 ± 95

⁽¹⁾ Datada en el Laboratoire des Sciences du Climat et de L'Environnement, CEA-CNRS.

⁽²⁾ Datada por Geochron Laboratories (Krueger Enterps.) Massachusetts, USA.

Edades basadas en la edad media de Libby para el C^{14} (5570 yr).

Edades referidas al año A.D. 1950.

La observación de la Tabla 2.5 pone de manifiesto que estas discrepancias son menos significativas en las formaciones más antiguas, correspondientes al edificio volcánico Taburiente y Cumbre Nueva (que como se indicó en las Memorias correspondientes al sector Norte constituyen el mismo edificio volcánico). Las diferencias se van haciendo más acusadas al disminuir la edad de las formaciones, siendo muy importantes en el Bejenado y, más aún, en Cumbre Vieja. Destaca asimismo la diferencia en la edad obtenida por los diversos autores para el Roque Teneguía.

Tabla 2.5. Comparación entre las edades obtenidas por distintos autores.

	Abdel Monem et al., 1972	Staudigel et al., 1972 (*)	Ancochea et al., 1994	Este proyecto (Guillou et al., 1998; Carracedo et al., 1999)
CUMBRE VIEJA				
Roque Teneguía	600			56
Acantilado del SE				
Base			240	36
Acantilado del SO				
Techo			190	15
Base			380	90
BEJENADO				
Techo			650	490
Base			710	549 (590*)
CUMBRE NUEVA				
Techo		530	690	566
Base		800	810	834
EL TIME (TABURIENTE INFERIOR Y SUPERIOR)				
Techo		630	730	734
Base	1.570	730	940	833

Como conclusión, hay que señalar que en este proyecto no se han considerado estas edades, ya que las de las formaciones más antiguas no modifican las realizadas en este proyecto (MAGNA) y las edades de las más recientes son muy dudosas. Una circunstancia similar se ha dado en el caso de El Hierro, en que sólo se han utilizado las de Guillou y colaboradores (1996) y las que se realizaron específicamente para el proyecto (MAGNA), descartándose las demás publicadas por inconsistentes.

Al prescindir de las edades anteriores se da mayor consistencia a la geocronología del sur de La Palma. Se evita la ambigüedad sobre la posición estratigráfica de los edificios Bejenado y Cumbre Nueva existente en el trabajo de Ancochea y otros (1994), donde ambos edificios volcánicos se solapan. Se obvia asimismo la imprecisión en la extensión del volcanismo en Cumbre Vieja, que para estos autores abarca 600 ka, dato claramente inconsistente con la posición estratigráfica de estas edades y con la duración real de la actividad eruptiva en este edificio volcánico, considerablemente más reducida y reciente.

2.1.1.4. *Magnetoestratigrafía*

Esta técnica ha sido ampliamente utilizada en las Hojas del Norte de La Palma, donde se analizan sus posibilidades en la definición de la estratigrafía volcánica. En las Hojas del Sur de la isla sólo tienen aplicación en la separación de las unidades definidas como Taburiente Superior e Inferior, que coincide a grandes rasgos con el límite Matuyama/Brunhes (0.78 Ma). Este límite aflora en la base del arco de Cumbre Nueva y en la pared de El Time, correspondientes a las Hojas 1085-I y 1085-II. En esta última aflora, asimismo, el evento Jaramillo (0.98-1.05 Ma) en la base del arco de Cumbre

Nueva, lo que aumenta considerablemente la precisión en la datación de esta formación (ver Fig. 2.4).

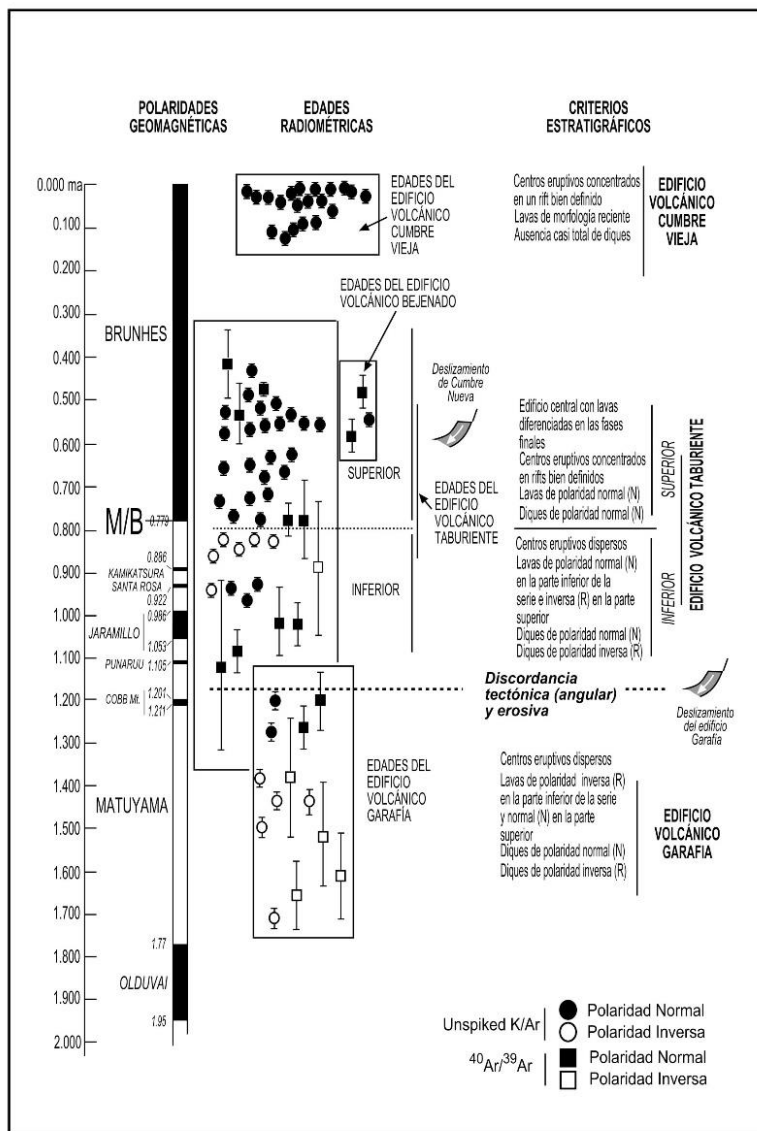


Fig.2.4. Criterios utilizados en la definición de la volcanoestratigrafía del escudo volcánico del sector norte de la isla de La Palma.

2.1.1.5. Estratigrafía geocronológica

En la Tabla 2.6 se indican los edificios volcánicos definidos en el sector sur de La Palma y la correlación con las unidades estratigráficas de otros autores. Como se deduce de esta Tabla, las unidades volcanoestratigráficas y los edificios volcánicos definidos para las formaciones que abarcan las Hojas geológicas de esta zona de la isla son, como ya se ha indicado y por orden decreciente de antigüedad: 1) Edificio Volcánico Submarino, 2) Edificio Volcánico Garafia, 3) Edificio Volcánico Taburiente, 4) Edificio Volcánico Bejenado, y 5) Edificio Volcánico Cumbre Vieja (Fig. 2.5). Los tres primeros han sido descritos en detalle en las memorias correspondientes al sector norte de la isla (LPN). En esta memoria de Los Llanos de Aridane, perteneciente al sector Sur, se dedica mayor atención a los edificios volcánicos Bejenado y Cumbre Vieja, así como a las relaciones del primero con las etapas finales de desarrollo de la isla.

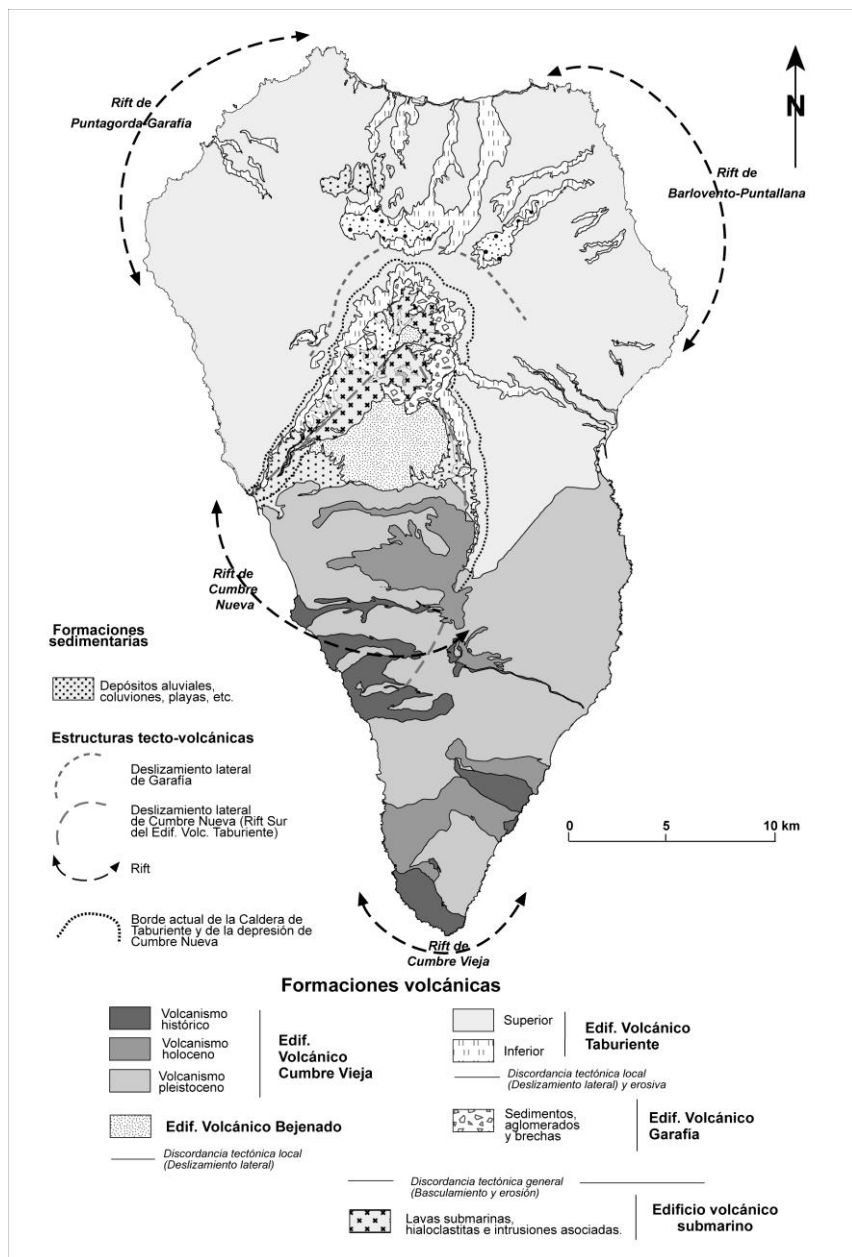


Fig. 2.5. Mapa geológico simplificado de La Palma.

Tabla 2.6. Unidades estratigráficas definidas por este proyecto y correlación con las publicadas por otros autores

COELLO, 1987	ANCOCHEA Y OTROS, 1994	NAVARRO Y COELLO, 1994	CARRACEDO et al., 1999 GUILLON y otros, 2001	PLAN MAGNA DE LA PALMA
Series Recientes	Serie de Cumbre Vieja	Dorsal Sur	Edificio Volcánico Cumbre Vieja	
Serie Antigua 4	Serie de Cumbre Nueva Macizo del Bejenado	Edificio Bejenado	Edificio Volcánico Bejenado	Superior
Serie Antigua 3	Serie de Cumbre Nueva	Edificio Taburiente II	Edificio Volcánico Taburiente	Inferior
Serie Antigua 2	Serie Antigua Superior			
Serie Antigua 1	Serie Antigua Inferior	Edificio Taburiente I	Edificio Volcánico Garafia	
Complejo Basal			Edificio Volcánico Submarino	

Respecto al edificio volcánico Bejenado, se consideró inicialmente como una parte del Taburiente, separado de éste por el Barranco de Las Angustias. Su disposición, como se observa en la Fig. 2.6, contribuye a este equívoco. Tanto Ancochea y colaboradores (1994) como Navarro y Coello (1994) ya habían observado que el Bejenado correspondía a una fase de construcción posterior a la formación de la cuenca del Valle de Aridane, aunque en el trabajo de Ancochea y colaboradores se presentan de forma ambigua las relaciones estratigráficas entre el Bejenado y Taburiente (Cumbre Nueva), principalmente a causa de la insuficiente precisión de las dataciones radiométricas que obtienen, como se ha mencionado anteriormente.



Fig. 2.6. Vista de la Caldera de Taburiente desde el sur mostrando la disposición relativa de los diversos edificios volcánicos (Foto J.C. Carracedo).

Las edades obtenidas en este proyecto despejan esa ambigüedad (ver Figs. 2.2 y 2.3), indicando claramente la sucesión de procesos: 1) Formación del rift de Cumbre Nueva, como uno de los rifts de la etapa final de construcción del edificio volcánico Taburiente; 2) Deslizamiento de Cumbre Nueva y creación de la cuenca del Valle de Aridane; 3) Construcción del edificio volcánico Bejenado. Estas edades inducen, asimismo, revisar la idea publicada anteriormente de considerar al Bejenado como correspondiente a una actividad volcánica posterior a la interrupción del volcanismo en él (Carracedo y colaboradores, 1999 a, b). Esas edades ponen de manifiesto que el Bejenado es consecuencia de la continuación de la actividad eruptiva del "rift" de Cumbre Nueva (y por ello del edificio volcánico Taburiente del que forma parte) inmediatamente después del colapso de aquél. De hecho, aún persiste actividad residual en diversas zonas durante las fases finales de actividad del Bejenado. En consecuencia, la separación del edificio volcánico Bejenado como una unidad estratigráfica independiente se hace por

la existencia de una clara isocrona, definida por el proceso tectónico del deslizamiento de Cumbre Nueva, lo que hace que ambos estén separados por una clara discordancia.

La duración de la construcción del Edificio Bejenado queda limitada a un máximo de 56 ka. En efecto, el comienzo es al menos posterior a 566 ka, edad obtenida para el techo de Cumbre Nueva. El final del Edificio Bejenado debe corresponderse con la edad de 490 ka, de las lavas terminales diferenciadas de la cumbre del edificio. Todas las edades radiométricas obtenidas para este edificio volcánico son, dentro de los límites de error, coherentes con este periodo. Se han definido varias unidades en el edificio volcánico Bejenado: 1) *Aglomerados basales y depósitos de avalancha*, 2) *Estratovolcán principal*, 3) *Conos laterales y periféricos basálticos*, y 4) *Conos laterales y lavas terminales de magmas diferenciados*.

En cuanto al edificio volcánico Cumbre Vieja no ha sido posible definir el comienzo de su construcción, ya que no afloran los productos de las emisiones iniciales. La edad más antigua obtenida es de 123 ± 3 ka, aunque es muy posible que haya materiales más antiguos. Los conos volcánicos que aparecen bordeando el Bejenado por el sur y que han sido asociados a Cumbre Vieja, corresponden en buena parte al primero. En efecto, algunos de ellos están debajo de las lavas del Bejenado, aparecen muy erosionados y alterados y se encuentran completa o parcialmente enterrados por los depósitos de ladera del arco de Cumbre Nueva.

Dentro del edificio volcánico Cumbre Vieja y a pesar de la continuidad del volcanismo y la homogeneidad de las formaciones, se han podido definir varias unidades, principalmente por la utilización de los cambios del nivel del mar en la última glaciación. Se han separado así: 1) *Erupciones formando acantilado*, anteriores a la última glaciación (unos 20 ka), y 2) *Erupciones formando plataformas costeras*, posteriores a la última glaciación. Dentro de estas últimas se han definido: a) *Erupciones de plataforma indiferenciadas*, cuya edad y posición estratigráfica no permiten mayor precisión, b) *Erupciones recientes*, aquellas que han podido asignarse al Holoceno, c) *Erupciones prehistóricas*, y d) *Erupciones históricas* (< 500 años).

2.2. EDIFICIO VOLCÁNICO SUBMARINO

Esta formación aflora en el fondo de la Caldera de Taburiente y sus características se han descrito con más detalle en las Memorias correspondientes al sector Norte de la isla de La Palma.

Aunque sólo aflora en el interior de la Caldera de Taburiente, la disposición en el subsuelo del edificio submarino (Fig. 2.7) se ha podido determinar con bastante exactitud mediante la observación en galerías (Coello, 1987).



Fig. 2.7. Mapa esquemático indicando el afloramiento del edificio submarino en el interior de la Caldera de Taburiente y la extensión aproximada de esta formación submarina en el subsuelo de la isla (Coello, 1987).

2.2.1. Formación volcánica submarina (1)

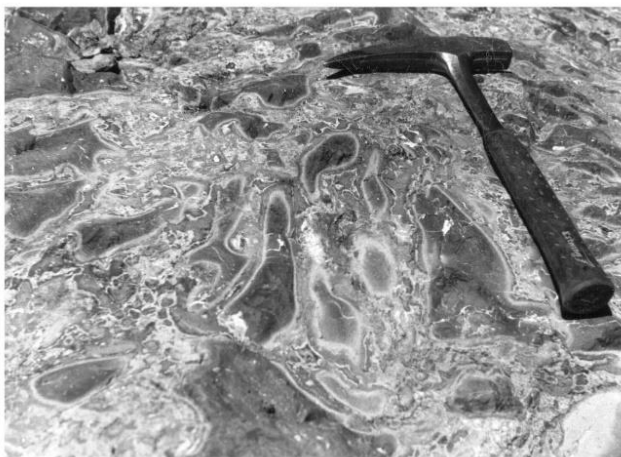
Los materiales de esta unidad afloran exclusivamente en el sector NE de la hoja, y constituyen la terminación más meridional del edificio submarino. Está constituida por materiales volcánicos submarinos correspondientes a la fase de 'monte submarino' de la isla. Desde el comienzo del afloramiento en el cauce del Barranco de Las Angustias, a la cota 230, el cauce del barranco constituye una sección que penetra progresivamente en capas cada vez más profundas del monte submarino, cortando una excelente representación de lavas almohadilladas e hialoclastitas, intensamente intruidas por diques y apófisis plutónicas (Staudigel y Schmincke, 1984; de La Nuez, 1978).

La formación volcánica submarina muestra un metamorfismo hidrotermal que pasa gradualmente desde facies de alteración de baja temperatura en la parte superior, a metamorfismo de grado medio en los términos más profundos (Hernández-Pacheco y Fernández Santín, 1974; Staudigel y Schmincke, 1984; Schiffman y Staudigel, 1994 y 1995). Para estos últimos autores la paragénesis y la zonación mineralógica observadas implican un gradiente metamórfico de 200-300°C/Km y la circulación de una alta tasa de fluidos a lo largo del tiempo que ha hecho desaparecer casi por completo los minerales ígneos en estas rocas.

Los materiales volcánicos submarinos se corresponden "grosso modo" con la sucesión de diferentes tipos litológicos que, desde los más efusivos y profundos a los más explosivos y someros: a) lavas almohadilladas ("pillow lavas"); b) brechas de almohadillas ("pillow breccias"); c) brechas de fragmentos de almohadillas ("pillow fragment breccias" o "broken pillow breccias"); d) brechas de almohadillas, bombas y lapilli escoriáceos ("scoria pillow" y "scoria lapilli/bomb breccias"); e) brechas hialoclastíticas y f) hialoclastitas (Fig. 2.8).



A



B

Fig. 2.8. Pillow lavas (A) y brechas hialoclastíticas del edificio submarino en el interior de la Caldera de Taburiente (Fotos J. De La Nuez).

La secuencia extrusiva a lo largo del Barranco de Las Angustias ha sido interpretada e integrada por Staudigel y Schmincke (1984) en cuatro secciones, que se van sucediendo de forma progresiva a lo largo del cauce por el basculamiento general de la formación (Fig. 2.9):

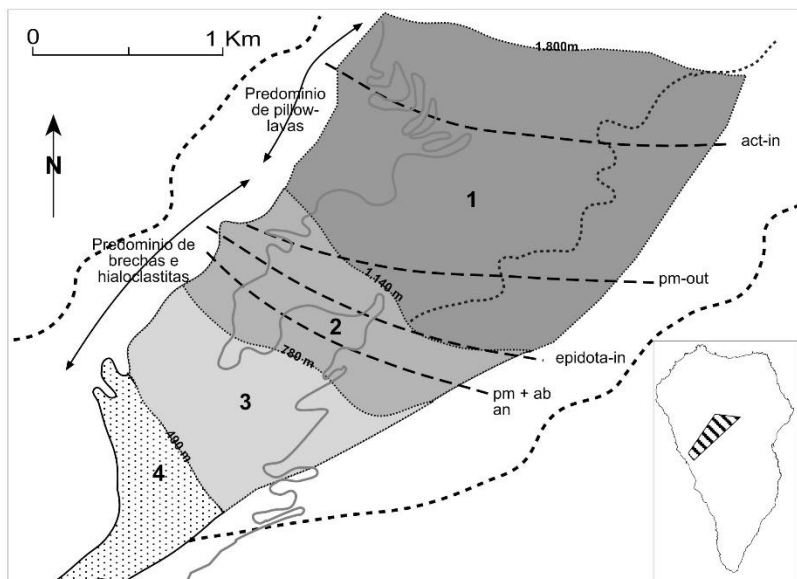


Fig. 2.9. Separación en cuatro secciones de la secuencia extrusiva submarina del fondo de la Caldera de Taburiente realizada Staudigel y Schmincke (1984). 1) Facies efusiva profunda. 2) Facies efusiva intermedia, con depósitos de flanco del monte submarino. 3) Facies efusiva intermedia a somera. 4) Facies volcanoclástica muy somera.

Esta secuencia puede considerarse con carácter general, ya que, por ejemplo, la aparición de lavas almohadilladas hacia la parte alta de la secuencia (Sección 4) es proporcionalmente muy considerable. La profundidad estimada en cada sección es coherente con el espesor de los materiales en cada una de ellas, lo que evidencia la gran estabilidad de la isla, sin subsidencia significativa (Staudigel y Schmincke, 1984).

Composicionalmente, la formación volcánica submarina varía desde basaltos y traqui-basaltos plagioclásicos, basaltos augítico-plagioclásicos, basaltos piroxénico-olivínicos hasta basaltos olivínicos (Hernández-Pacheco y Fernández Santín, 1974; Staudigel y Schmincke, 1984), en orden ascendente de basicidad.

Intercalados en las lavas submarinas en el cauce del Barranco de Las Angustias aparecen restos de fauna que ha sido determinada por Staudigel y colaboradores (1986) como pliocena (entre 3 y 4 Ma), por la aparición de *Globorotalia crassaformis*, *Neogloboquadrina humerosa*, *Globoquadrina altispira* y *Globorotalia puncticulata*.

2.3. EDIFICIO VOLCÁNICO TABURIENTE

El edificio volcánico Taburiente aflora ampliamente en el sector norte de la isla, en el área noroccidental de esta hoja, y en la vecina hoja de Santa Cruz de La Palma, (1085-II), formando el flanco meridional del mismo, incluyendo el "rift" de Cumbre Nueva.

Por tanto, las características de este edificio volcánico se han descrito más ampliamente en las Memorias correspondientes al sector Norte de la isla.

En esta Hoja, las formaciones que afloran son periféricas respecto al edificio volcánico, por lo que corresponden mayoritariamente al techo del Edificio Taburiente Superior, excepto en las secciones tectónicas originadas en el deslizamiento de Cumbre Nueva, profundizadas posteriormente por la erosión. Estas secciones son la de El Time (sólo en la pared occidental del Barranco de Las Angustias), en la parte superior de esta Hoja (1085-I), y la del arco de Cumbre Nueva, en la vecina Hoja de Santa Cruz de La Palma (1085-II). En estas secciones las formaciones son muy similares en edad y características. En ambas aparece el límite Matuyama/Brunhes (0.78 Ma), que define aproximadamente el paso del Taburiente Inferior al Superior (ver Sección 2.4 de la Memoria correspondiente al Norte de La Palma). Se trata de coladas basálticas de disposición periclinal, que forman un acantilado costero de unos 200 m de altura. Los conos y mantos de piroclastos son más abundantes en la base de la formación, correspondiente al Taburiente Inferior, fase en que los "rifts" todavía no estaban bien configurados y no concentraban aún la mayor parte de los centros de emisión. Sin embargo, son escasos en el Taburiente Superior, como corresponde a la situación periférica respecto a los centros de emisión centrales y del rift de Cumbre Nueva.

En ambas secciones aflora un enjambre de diques verticales o subverticales, de dirección predominante N50°E-N60° E en El Time, paralela al eje del Barranco de Las Angustias, y de N180° en el arco de Cumbre Nueva, paralela al eje del "rift" de Cumbre Vieja. Es posible que ambas familias de diques sean los bordes de un enjambre en abanico (ver LPN, Secciones 3.1 y 3.2) del "rift" de Cumbre Nueva, cuya zona central quedó desmantelada y posteriormente recubierta por los materiales del Edificio Bejenado y Cumbre Vieja.

2.3.1. Taburiente Inferior (3-5)

Aflora en la parte baja de El Time (pared occidental del Barranco de Las Angustias), en esta hoja y en la parte inferior del arco de Cumbre Nueva en la vecina hoja de Santa Cruz de La Palma, (1085-II). Incluye aglomerados de origen diverso y predominantemente, piroclastos y coladas basálticas con edades correspondientes al periodo Matuyama post-Jaramillo (0.98-0.78 Ma).

2.3.1.1. Aglomerados (3)

Una formación de aglomerados, con varias decenas de metros de potencia, aflora en la pared occidental de la Caldera de Taburiente y en la base del arco de Cumbre Nueva, en la margen oriental del Bco. del Riachuelo. Se da la circunstancia de que un paquete de aglomerados, en cierto modo parecidos, aflora asimismo en la margen occidental de este mismo barranco. Sin embargo, ambas formaciones son muy diferentes, ya que la primera corresponde a la base del Edificio Taburiente Inferior, mientras que la segunda pertenece a la base del edificio volcánico Bejenado, posterior al deslizamiento de Cumbre Nueva. Esta diferencia en edad se aprecia en la mayor alteración, compactación y densidad de diques de la primera.

En el contacto de las formaciones del Edificio Taburiente Inferior con el substrato aparece una serie de depósitos con génesis diferente, en sucesiones estratigráficas variables de un lado a otro de la pared de La Caldera.

En la ladera NO del Barranco de Las Angustias, por encima de la Hacienda del Cura, se observa la sucesión que a continuación se describe y que, en conjunto, define un estilo eruptivo marcado por la interacción del agua con los magmas básicos.

1. En discordancia sobre las lavas del edificio submarino, se observa una capa de 1 m de lapilli-escoria, típica de caída estromboliana ("fall").

2. Sobre ella, una serie de capas muy potentes (>30 m), de aglomerados muy laminados, con láminas inclinadas del orden de 10° hacia el SO (en el mismo sentido que la pendiente). Las láminas presentan espesores de 10-30 cm, son subparalelas y ocasionalmente se observan formas plegadas (adaptación a grandes líticos, típico de flujos muy plásticos saturados en agua). Cada lámina viene marcada por una serie de escorias-bombas, muy vesiculadas y entre las que, en ocasiones, se distinguen formas "en coliflor".

Los líticos son subangulosos, con tamaños alrededor de 20 cm, aunque algunos pueden alcanzar centiles de 1 m. Son de naturaleza básica (basaltos plagioclásicos y olivino-cpx), y algunos escasos de colores verdosos (afaníticos) que pertenecen a las formaciones submarinas. No se observan nunca líticos plutónicos. Esto indica que la interacción con el agua ocurrió a niveles muy someros.

En observación al microscopio, la formación presenta como aspectos más destacados: matriz soporte, donde la matriz es criptocristalina y puede estar sustituida por zeolitas; juveniles con formas globulares, moderada vesiculación, vesículas redondeadas, poco estiradas; ausencia de texturas de soldaje.

3. Hacia techo, que no se pudo muestrear, se observa que la secuencia pasa a depósitos de granulometría más fina, con coloraciones amarillas típicas de erupciones hidromagmáticas en depósitos cineríticos.

En la zona de La Viña se observan descansando directamente sobre las formaciones submarinas potentes capas similares a las anteriores, pero con una laminación mucho menos marcada. A techo persisten las capas cineríticas amarillas, aunque localmente pueden estar cubiertas por los materiales sedimentarios de El Time. Muestras de ambas formaciones presentan al microscopio bastantes similitudes en cuanto a la naturaleza de los líticos y juveniles. Sin embargo, en esta muestra de El Time hay mayor presencia de matriz, con neoformación de zeolitas. Podría, por tanto, ser un equivalente distal de la anterior.

En la base del arco de Cumbre Nueva, cerca de la carretera a La Cumbrecita, la secuencia que se observa es diferente. Mucho más potente, está formada por al menos 3 capas de casi 50 m de espesor cada una de ellas. Estas capas son muy masivas, con una grosera granoselección positiva en líticos, que presentan centiles superiores a 1 m, subangulosos, de naturaleza predominantemente básica con escasos líticos (parecidos a los de las formaciones submarinas y plutónicas) y fuertemente inyectada en diquesills. Entre estas capas existen niveles aluviales intercalados. Al microscopio son bastante diferentes a las anteriormente descritas. Se observan mucho menos juveniles y el esqueleto de la roca varía de matriz soportada a clasto soportado. Todas las características apuntan a depósitos diferentes de los anteriores, que bien podrían ser de lahares o brechas volcánicas.

En resumen, la base del Edificio Taburiente vino marcada por erupciones explosivas desde estrombolianas a surtseyanas, donde el grado de interacción agua-magma condicionó la estructura de los depósitos asociados. En este mismo ambiente, es fácil encajar la presencia de lahares o grandes paquetes de brechas volcánicas de apertura de conductos.

2.3.1.2. Coladas de lavas basálticas (5)

Las coladas de esta unidad adoptan una disposición periclinal, con buzamiento general de 5-10° y son de naturaleza basáltica. Predominan las coladas "aa", aunque existe un potente apilamiento de coladas "pahoehoe" en la base del acantilado al norte del Puerto de Tzacorte (Fig. 2.10)



Fig. 2.10. Vista del acantilado (unos 200 m) al norte del Puerto de Tzacorte, formado por un apilamiento de coladas del Taburiente Inferior y Superior (Foto J.C. Carracedo).

En los dos afloramientos descritos, las coladas del Edificio Taburiente Inferior aparecen fuertemente intruidas por diques. En el primero, en la base de la pared occidental del Barranco de Las Angustias, los diques presentan una dirección predominante N50°E-N60°E. La mayoría están claramente asociados a esta unidad estratigráfica, presentando tanto las coladas como los diques polaridad negativa (Matuyama post-Jaramillo). Pocos cortan toda la pared, afectando al Taburiente Superior, quedando la mayoría interrumpidos al llegar a esta unidad superior, aunque no se aprecia una clara discordancia. En el arco de Cumbre Nueva los diques forman un apretado enjambre de dirección predominante 180°.

2.3.2. Taburiente Superior (6-8)

Aflora en una amplia superficie en esta hoja (1085-I) y en la de Santa Cruz de La Palma (1085-II), como corresponde a su condición de techo del EVN. Las edades más recientes obtenidas en este sector del Sur de La Palma son de 566 ka en la cima de Cumbre Nueva y 730 ka en esta hoja (1085-I), en la parte alta de El Time. Sin embargo esta última edad no corresponde al techo de la formación, que es bastante más reciente en la zona comprendida entre el Barranco de Las Angustias y la Playa de La Veta, donde se han obtenido edades de 530 y 410 ka (ver LPN).

2.3.2.1. Conos y depósitos de piroclastos basálticos (6)

Apenas representados en estas Hojas, en las que esta formación está casi exclusivamente formada por coladas lávicas. Esta circunstancia se explica por corresponder a una fase terminal de la actividad del edificio volcánico Taburiente y a su alejamiento del núcleo del "rift" de Cumbre Nueva, donde se concentraban los centros de emisión y las facies piroclásticas, destruido posteriormente en el deslizamiento de Cumbre Nueva.

2.3.2.2. Coladas de lavas basálticas (8)

Como se ha indicado anteriormente, las coladas del Edificio Taburiente Superior afloran en un amplio sector de las Hojas 1085-I y 1085-II, formando en ambos el techo de la unidad.

Concretamente en esta hoja, las coladas, basálticas, presentan una clara disposición periclinal, con buzamientos de 5°-10°, que se acentúan al llegar cerca de la costa, donde pueden alcanzar unos 15°-25°. Un aspecto interesante es que la incipiente red de drenaje, constituida por pequeñas barranqueras que apenas cortan las coladas del techo de la unidad, siguen el contacto entre coladas, marcando claramente los bordes de estas, más escoriáceos y por consiguiente más fácilmente erosionables. En la costa se han formado cantiles verticales de unos 200 m, lo que indica el rápido retroceso de la costa, favorecido por frecuentes desplomes ("rockfalls"), visibles en el acantilado. Los diques son relativamente escasos en el cantil costero y más abundantes en la pared de El Time. Este hecho es debido a que en el escarpe de El Time se llega a observar la unidad del Edificio Taburiente inferior, sin embargo, en la zona costera afloran mayoritariamente estas coladas del Taburiente superior.

2.4. EDIFICIO VOLCÁNICO BEJENADO

La mayor parte de este edificio aflora en esta hoja y en la vecina de Santa Cruz de La Palma, si bien los centros de emisión se localizan en las situadas al norte.

Ya se ha indicado que el edificio Bejenado es en realidad la continuidad del volcanismo del Taburiente Superior inmediatamente después del deslizamiento de uno de sus "rifts" (Cumbre Nueva). En trabajos anteriores se ha postulado la idea de que la actividad del Bejenado rellenando la depresión de deslizamiento de Cumbre Nueva coincide con el cese del volcanismo en el Edificio Taburiente Superior (Carracedo et al, 1997, 1999 a). Sin embargo, observaciones más detalladas en este proyecto y la realización de nuevas dataciones radiométricas han demostrado que la actividad del Taburiente Superior continúa en paralelo con la construcción del Bejenado (ver Fig. 2.2, 2.3 y 2.5). La separación de este edificio del resto del Taburiente se hace, al igual que entre el Garafía y Taburiente, por construirse sobre una discordancia tectónica general (el deslizamiento de Cumbre Nueva, ya mencionado).

Por otra parte, el estudio separado del Edificio Volcánico Bejenado ilustra espectacularmente el proceso de crecimiento y diferenciación magmática de la actividad de relleno de una cuenca de deslizamiento, con paralelismos en los casos de Las Cañadas, en Tenerife y El Golfo, en El Hierro (Carracedo y colaboradores, 1997; Guillou y cola-

boradores, 1996). En efecto, como puede observarse en las figuras 2.2 y 2.3, la construcción de este edificio volcánico es extremadamente rápida, posiblemente sólo unas pocas decenas de miles de años. En este corto lapso de tiempo las lavas pasan de basanitas a tefritas máficas, conformando un edificio de flancos muy inclinados, hoy parcialmente desmantelado por la progresión de la erosión en la Caldera de Taburiente.

Geográficamente aparece formando la pared SE del Barranco de Las Angustias, en la salida de la Caldera de Taburiente. Geológicamente se aprecia una clara falta de correspondencia entre ambas paredes, como ya puso de manifiesto Sapper en 1906, aunque sin explicarla adecuadamente. Esta falta de correspondencia de los materiales posteriores al edificio submarino, con coladas basálticas del Edificio Taburiente Inferior y Superior (edades de 0.85 a 0.73 Ma) en la pared NO y coladas basálticas y diferenciadas del Edificio Bejenado (de 0.58 a 0.49 Ma) en la pared SE, sólo puede explicarse coherentemente por un proceso tectónico, en este caso un deslizamiento gravitatorio, en que el barranco se ha encajado en uno de sus bordes, que es, en realidad, una falla (Fig. 2.9). Una de las paredes, la más antigua, es la roca caja, mientras que la otra es el relleno de la depresión del deslizamiento (Carracedo y colaboradores, 1999 a, b).

Sin embargo, aunque el edificio principal es consecuencia de la actividad del Bejenado, no es su única manifestación. La actividad eruptiva continuó, posiblemente hasta hace unos 200 Ka, formando un conjunto de centros de emisión periféricos, unos adosados al edificio principal y otros dispersos en la cuenca de deslizamiento (Valle de Aridane) y en el interior de la Caldera de Taburiente. Estas diferencias se han reflejado separando diferentes unidades volcanoestratigráficas dentro del Edificio Bejenado.

Los aglomerados volcánicos de la base del Edificio Bejenado afloran en esta hoja 1085-I en el Lomo de Los Caballos y sigue hacia el NE el contacto discordante entre el Bejenado y la formación submarina.

A lo largo de la carretera a La Cumbrecita, en la margen occidental del Barranco del Riachuelo (Hoja 1085-II) se observa la siguiente secuencia:

- 1.- Unos 50 centímetros de piroclastos de caída ("*fall*") estromboliano), con tamaño lapilli, muy bien laminado con hiladas de líticos (inferiores a 10 cm) e intercalaciones de "*surges*" cineríticos.
- 2.- Capas (3) de aglomerado-brecha con potencias de 1.5, 3 y 5 m respectivamente, con morfologías lenticulares, granoselecciones positivas en líticos y bases planas, no erosivas. Los líticos son de naturaleza básica, sin observarse otros pertenecientes al complejo submarino.
3. Los materiales de la capa intermedia muestran al microscopio características muy similares a los aglomerados del Edificio Volcánico Taburiente descritos anteriormente.

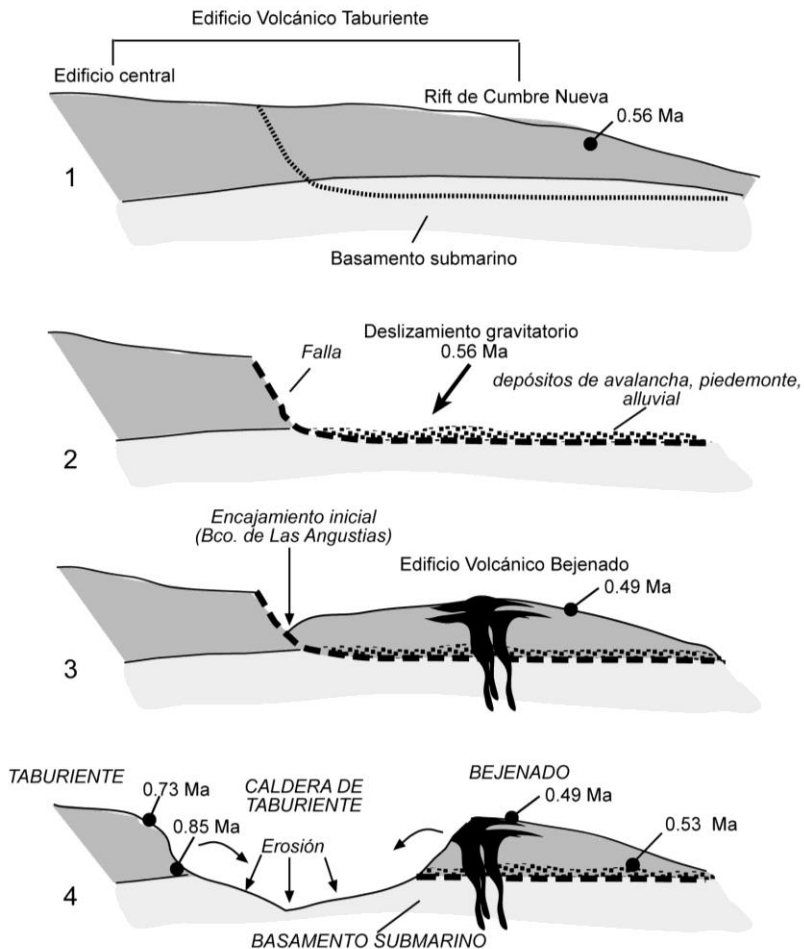


Fig. 2.11. Esquema que ilustra la formación del Barranco de Las Angustias y la diversidad geológica de ambas paredes del mismo.

2.4.1. Aglomerados volcánicos de la base del Edificio Bejenado (9) y depósitos de deslizamiento (Dd)

Se puede concluir que la base del Bejenado, al igual que la del Taburiente, estuvo condicionada por episodios explosivos marcados por la interacción agua-magma. En el subsuelo discurren por el contacto entre el Bejenado y el sustrato, constituido por las "pillow-lavas" del edificio submarino, como puede observarse en los testigos de los sondeos realizados en el valle de Aridane (ver Fig. 2.12).

En la zona de La Viña, en el lado sur del Brranco de Las Angustias, aparece en la base del Edificio Bejenado un pequeño afloramiento de un depósito caótico que podría corresponder a los depósitos de avalancha del deslizamiento de Cumbre Nueva.

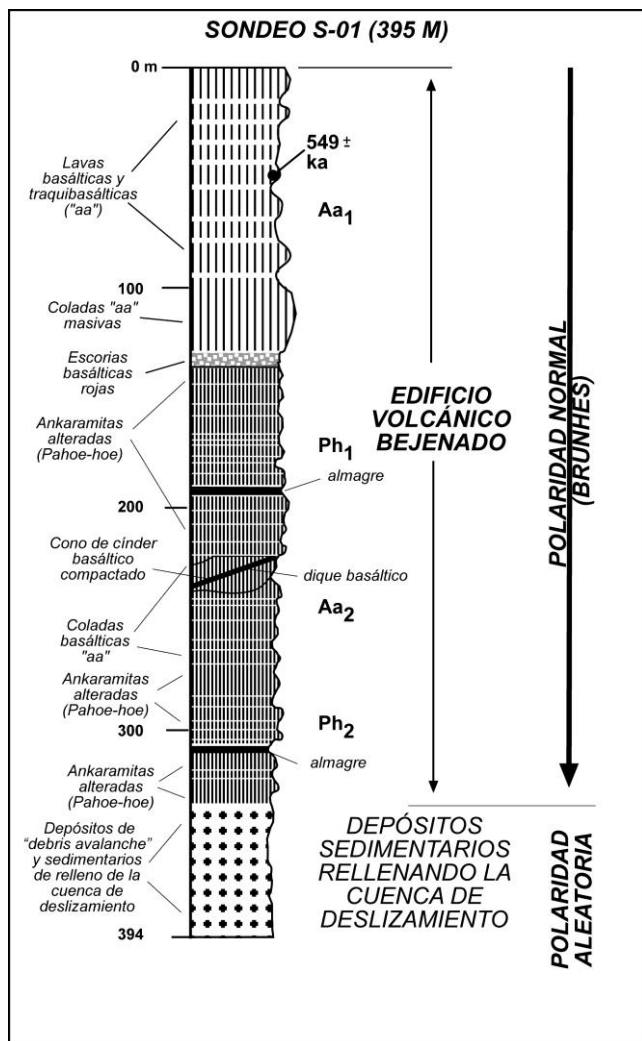


Fig. 2.12. Sondeo SO-2, situado a la cota 340 en el Bco. de Teniscas, cerca de Los Llanos. Puede observarse el potente espesor de las lavas del Bejenado, que se apoyan sobre un paquete de sedimentos asociados al deslizamiento de Cumbre Nueva.

2.4.2. El estratovolcán principal (12)

Como ya se ha descrito, forma un edificio volcánico de fuertes pendientes, cuyo centro debió situarse más al norte, en el interior de la Caldera de Taburiente. El rápido ensanchamiento erosivo de ésta habría desmantelado completamente el flanco norte de este edificio.

Aunque aparenta formar la pared SE de la Caldera de Taburiente (ver Fig. 2.6), en realidad sólo constituye su parte más alta, alcanzando una potencia máxima sobre el substrato submarino de unos 600 m en el Pico Bejenado, 400 m en el frente de la galería La Yedra, 325 m en el sondeo SO-1, a la cota 395 y 250 m en el sondeo SO-2, situado a la cota 340 en el Bco. de Teniscas, cerca de Los Llanos (Fig. 2.12). El volumen total del edificio volcánico Bejenado puede estimarse en unos 150 km³, que pueden extenderse a unos 200 km³ si se tiene en cuenta los materiales erosionados sincrónicamente con la construcción del edificio por el encajamiento del Bco. de Las Angustias. Las tasas eruptivas resultantes serían muy elevadas, ya que considerando los periodos de actividad deducidos de las edades descritas oscilarían entre 1.5 y 2 km³/ka.

2.4.2.1. Coladas de lavas basálticas (12)

Estos materiales afloran en una amplia extensión de las Hojas 1085-I y 1085-II. En esta aquí estudiada en el sector NE de la misma, y en el NO de la de Santa Cruz de La Palma; así como en el borde sur de la de San Juan de Puntallana (1083-IV).

Algunos autores (Navarro y Coello, 1994) separan cartográficamente hasta cuatro tipos de coladas basálticas en el edificio principal del Bejenado: 1. Lavas "aa" inferiores; 2. Lavas "pahoe-hoe" inferiores; 3. Lavas "aa" superiores; y 4. Lavas "pahoe-hoe" superiores. Esta alternancia de formaciones de coladas basálticas con una tipología predominante "aa" o "pahoe-hoe" se ha podido comprobar en la columna estratigráfica del sondeo SO-1 (Fig. 2.12), emboquillado en el Bco. de Teniscas, que atraviesa prácticamente todo el flanco del Bejenado, alcanzando los depósitos del deslizamiento de Cumbre Nueva y el basamento submarino. Sin embargo, aunque existe esta alternancia de tipos de morfología de coladas, su cartografía a esta escala de trabajo, resulta problemática. Además, se ha observado que coladas inicialmente "pahoe-hoe" cambian frecuentemente a "aa" en su recorrido. Esta diferenciación por tipologías de colada no se ha intentado, por las razones expuestas, en los demás edificios volcánicos, ni siquiera en el más reciente de Cumbre Vieja.

Son coladas basálticas con fuertes buzamientos (casi siempre >20°, llegando hasta los 40° en la zona de cumbre). Las coladas aparecen fuertemente fracturadas y sin signos de alteración o cementación, dando claros indicios de una emisión rápida y continuada. Estas características se pueden apreciar con claridad en la galería de La Yedra, situada en la parte alta del Barranco de Torres.

2.4.3. Centros laterales y periféricos (13,14)

Un buen número de conos volcánicos que han sido atribuidos a Cumbre Vieja son, en realidad, centros periféricos del edificio principal. Estratigráficamente pertenecen unas veces a las fases más antiguas del Edificio Bejenado y otras a las fases más tardías. En esta hoja se localizan al sur de Los Llanos y en las paredes del Bco. de Las Angustias, donde aparecen conos, mantos de piroclastos y coladas basálticas intercalados en los

depósitos sedimentarios de El Time. Los dos conos de mayor entidad son los de Mñª Argual y Mñª Tenisca, este último queda prácticamente rodeado por la expansión de la localidad de los Llanos de Aridane, y está parcialmente antropizado. Las coladas de estos edificios debieron canalizarse hacia el sur y están totalmente recubiertas por las que forman los acantilados costeros (unidad nº 20). Parece que estos edificios pertenezcan a las etapas póstumas de este grupo, mientras que las coladas que aparecen intercaladas con los sedimentos del Time han sido datadas por Vegas y colaboradores, 1999, entre 200 a 400 ka, coherentes con la formación del edificio volcánico Bejenado y el encajamiento del Bco. de Las Angustias.

Al contemplar en su conjunto esta hoja con la vecina de Santa Cruz de La Palma, se observa que los conos citados se alinean con varios edificios de la hoja 1085-II según una directriz N70°-75°E. Se trata de los edificios de El Barrial; Antonio José; La Montañita, etc. Esta pauta resulta un tanto anómala con lo que cabría esperar en estos sectores.

Estas coladas tienen una escasa representación areal en esta hoja, observándose como un planchón discordante sobre los aglomerados y rocas submarinas (1) en la ladera S del Barranco de las Angustias, próximo a la fuente del Fragüero. Aguas abajo de este barranco, en ambas laderas, se han cartografiado varias coladas que aparecen interestratificadas con los sedimentos del "fan-delta" (unidad 26).

2.4.4. Centros laterales y terminales diferenciados (16)

Estos materiales afloran exclusivamente en el borde oriental de la hoja, al E de la población de Los Llanos de Aridane. Se trata de unas coladas de composición tefrítica a fonolítica que proceden del centro de emisión de Mñª de la Hiedra. Tanto este edificio como otros dos centros eruptivos terminales se sitúan en el flanco sur del Bejenado, en la vecina hoja de Santa Cruz de La Palma.

La Mña. de La Hiedra es un cono volcánico situado en el flanco sur del Bejenado, del que parten diversas coladas de considerable espesor, buzamiento suave y corto recorrido. Las coladas de Cumbre Vieja contactan las de la Mña. de La Hiedra, aparentemente adosándose a ellas sin recubrirlas. En el contacto se ha excavado el Bco. de Tenisca. Las lavas de los centros laterales y terminales del Bejenado son tefritas y tefritas máficas. Puesto que las lavas iniciales de este edificio volcánico son de composición basanítica, se pone claramente de manifiesto la rápida evolución de este aparato volcánico, paralela a su relativamente corto periodo de construcción.

2.5. EDIFICIO VOLCÁNICO CUMBRE VIEJA

Desde hace al menos 123 ka la actividad eruptiva se ha producido exclusivamente en el sur de La Palma, concretamente en el edificio volcánico Cumbre Vieja. La actividad de esta última fase ha construido un edificio volcánico alargado en dirección N-S, generando una dorsal de 220 km² de extensión emergida y unos 125 km³. La cresta de la dorsal alcanza los 1.950 m de altura (Fig. 2.13), con flancos de pendientes muy acusadas. La cumbre del edificio está formada por una alineación de centros eruptivos en forma de fisuras y conos volcánicos, formando un característico "rift". Aunque no todos los centros y fisuras eruptivas están en el eje del "rift", sí concentra éste la mayoría de los centros de emisión, con las coladas discurriendo por los flancos y alcan-

zando la costa la mayoría de las veces. La actividad eruptiva continúa en el extremo sur de la dorsal con una prolongación de volcanes submarinos.



Fig. 2.13. Vista de la dorsal de Cumbre Vieja desde el sur (Foto cedida por S. Socorro).

Las lavas de este edificio volcánico son predominantemente de la serie alcalina (basaltos alcalinos, basanitas, traquibasaltos, tefritas y fonolitas). Los mecanismos eruptivos son fundamentalmente estrombolianos, aunque abundan los centros freatoestrombolianos, tanto en el litoral como en la cumbre de la dorsal. Existen numerosos domos fonolíticos distribuidos en la cresta y flancos del edificio volcánico.

La extrema homogeneidad de la mayoría de las lavas, tanto en composición como en aspecto y conservación, y la ausencia de discordancias generalizadas hacen muy difícil la separación de unidades volcanoestratigráficas en este edificio volcánico. Por ello se ha puesto un cuidado especial en la datación radiométrica (K/Ar y C^{14}) de las lavas de Cumbre Vieja, para lo que se ha utilizado un sistema de muestreo muy restrictivo y una técnica de datación que ha probado su utilidad en lavas de hasta unos pocos miles de años (Guillou y colaboradores, 1996, 1998, 2001). En total se han obtenido 22 nuevas dataciones radiométricas, como se indica en las Figs. 2.2 y 2.3 y las Tablas 2.1, 2.2 y 2.4.

Las edades anteriormente publicadas para este edificio volcánico, relativamente muy reciente, carecen de la precisión necesaria, dando errores incluso muy superiores a su periodo total de construcción. Por ello sólo se han utilizado las dataciones realizadas en este proyecto (publicadas en Guillou y colaboradores, 1998 y Carracedo y colaboradores, 1999 a) para la definición de las unidades volcano-estratigráficas de Cumbre Vieja.

Los flancos de Cumbre Vieja, especialmente el occidental, han experimentado una importante erosión marina, dando lugar a acantilados costeros que alcanzan considerable altura en algunas zonas. Por otra parte, son frecuentes las erupciones cuyas coladas discurren en cascada por estos acantilados, formando plataformas costeras. La

correlación de las edades radiométricas obtenidas con las plataformas costeras y los acantilados indica que estas unidades tienen significado cronoestratigráfico: las lavas formando acantilado presentan sistemáticamente una edad superior a unos 20 ka, mientras que las de plataforma son siempre más recientes. Esta edad de 20 ka es pues una isocrona que coincide con el pico de la última glaciación (Fig. 2.14). Las lavas emitidas antes y durante el máximo glaciador se erosionarían formando cantiles costeros, mientras que las emitidas posteriormente fosilizan los cantiles, formando cascadas y plataformas lávicas costeras.

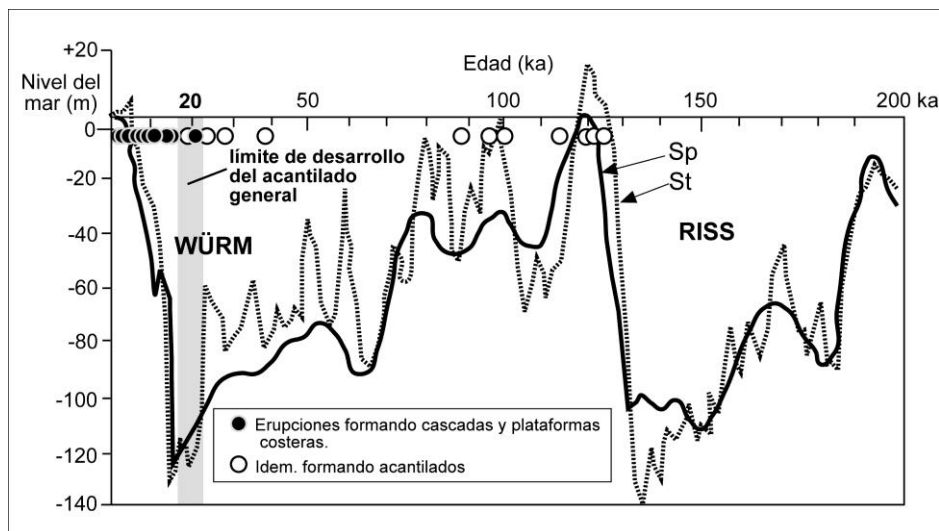


Fig. 2.14. Correlación de las edades radiométricas obtenidas de las plataformas costeras y los acantilados de Cumbre Vieja.

Estos datos y criterios geocronológicos han permitido definir en Cumbre Vieja las unidades volcanoestratigráficas y los periodos de actividad eruptiva que se indican en las Tablas 2.6. y 2.7 y en la Fig. 2.15.

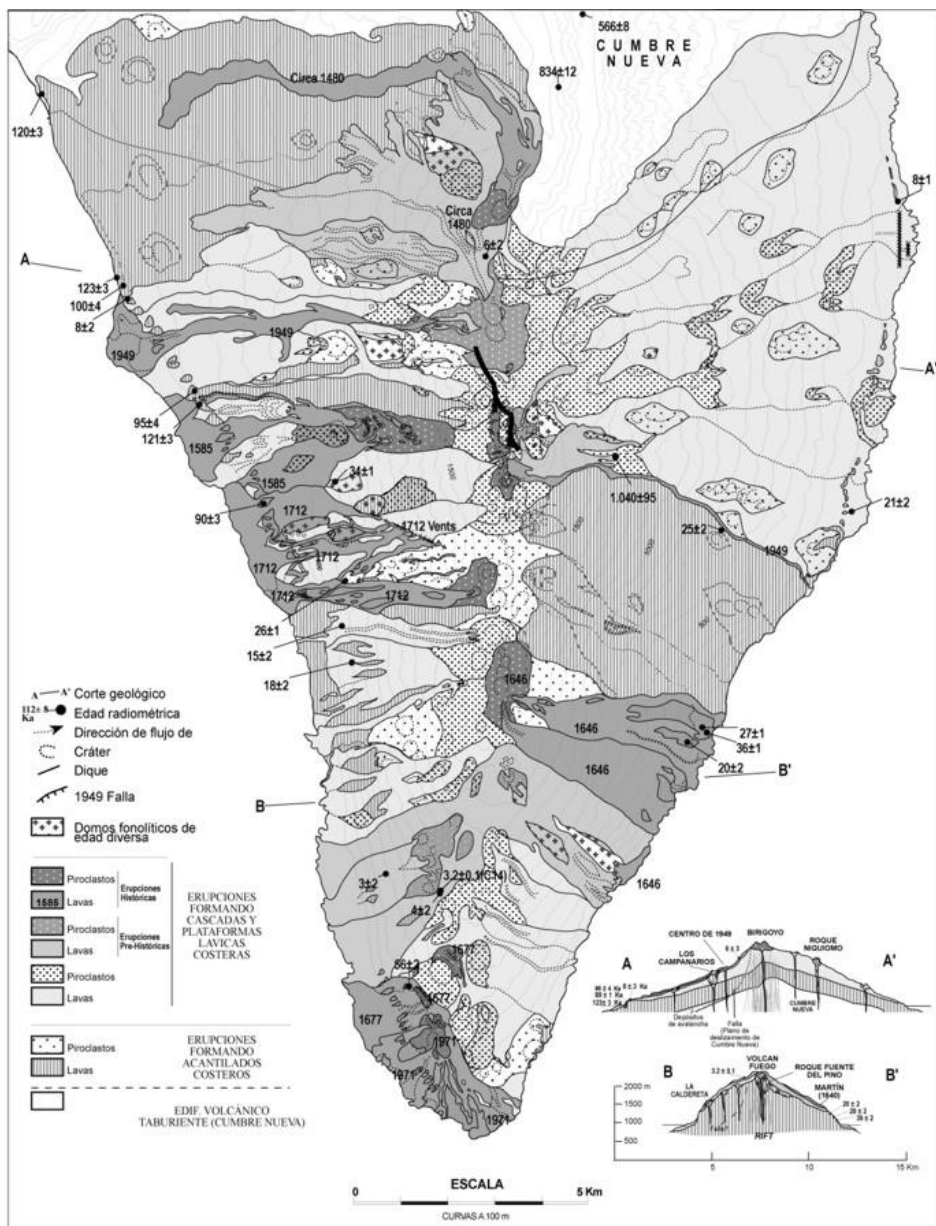
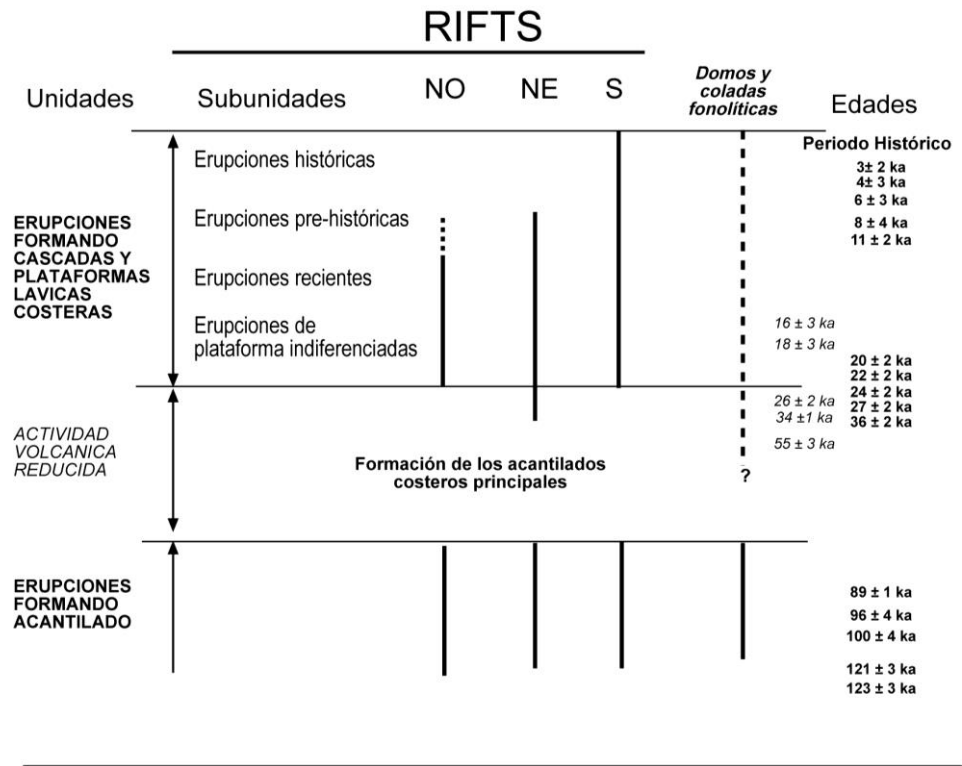


Fig. 2.15. Mapa geológico simplificado de Cumbre Vieja.

Tabla 2.7. Fases de actividad en el edificio volcánico Cumbre Vieja deducidas de los datos geomorfológicos y definición de las unidades estratigráficas



2.5.1. Erupciones formando acantilado costero (17-20)

Como se observa en el mapa de la Fig. 2.15, los materiales volcánicos de esta unidad afloran principalmente en la zona noroccidental y el flanco oriental de Cumbre Vieja. En el resto del edificio volcánico están recubiertos por erupciones más recientes.

2.5.1.1. Conos de piroclastos basálticos (17)

Los edificios piroclásticos que constituyen esta unidad se presentan formando alineaciones más o menos bien definidas a lo largo de esta hoja de Los Llanos de Aridane (1085-I); la de Santa Cruz de La Palma (1085-II); y fundamentalmente en la hoja de El Pueblo (1085 III-IV). Ya que es en esta última hoja donde se pueden observar “grosso modo” las tres ramas que configuran el “rift”. El rift N-S es el mejor definido y coincide aproximadamente con la zona de divisoria de cumbres. En la rama NO se observan sendas alineaciones (paralelas) de edificios con orientaciones N 130°E-N135°E. En la

dorsal NE también aparecen dos alineaciones subparalelas de edificios con orientaciones N 35°E-N 45°E. Además de estas alineaciones principales, en concreto en esta hoja, se observa una alineación N 170°E definida por los edificios de: Mñª Triana- La Laguna y Mñª Todoque. Además hay otro edificio aislado, situado al E de Tajuya que aflora “a caballo” entre esta hoja y la vecina de Santa Cruz de La Palma (1085-II). Presenta un cráter en herradura abierto hacia el W. La mayoría de estos centros eruptivos están recubiertos por emisiones más recientes.

Los tres edificios de la alineación citada presentan cráteres relativamente bien conservados y abiertos en herradura. Sus formas en planta son algo irregulares pero de tendencia subcircular. Mñª Triana es el que aparece en el extremo norte de la alineación, tiene el cráter abierto hacia el sur, una altura de unos 70m, y unas dimensiones en planta de 400 a 600m.

En el centro de la alineación se encuentra el edificio La Laguna. El cráter se abre hacia el SE, Tiene unos 60 m de altura desde su base y una dimensión en planta de unos 700 m. Por último, a unos 1500 metros, al sur del anterior se levanta el edificio de Mñª Todoque. Tiene unos 100m de altura, con un cráter abierto en herradura al SW, y una dimensión en planta de unos 800 m.

Todos estos volcanes son de naturaleza basáltica y erupciones fundamentalmente estrombolianas. Abundan los xenolitos y/o acumulados máficos y ultramáficos, algunos de gran tamaño.

2.5.1.2. Coladas de lavas basálticas (20)

En la zona correspondiente a esta hoja (1085-I), las lavas proceden de centros de emisión situados en el extremo norte del “rift” de Cumbre Vieja, y una alineación de conos en el Valle de Aridane.

Las lavas de esta unidad forman un suave plano inclinado y, en la costa, un acantilado que no alcanza los 100 m. Son lavas basálticas, algunas con una gran cantidad de xenolitos máficos de gran tamaño, especialmente espectaculares en las que forman la base del cantil del Puerto de Tazacorte.

Más al sur del flanco occidental de Cumbre Vieja, las lavas de esta unidad forman un acantilado que supera los 100 m allí donde no están protegidas de la erosión marina por plataformas lávicas recientes. En esta zona los centros de emisión están en la cumbre de la Dorsal. El acantilado occidental va disminuyendo en altura hacia el extremo sur de la isla, correlativamente con la disminución progresiva de la edad de las lavas (ver Fig. 2.15).

Las coladas del flanco oriental del edificio volcánico, entre las que abundan las de tipo “pahoe-hoe” en la zona de Monte de Luna y el acantilado costero de Tegalate, proceden de centros eruptivos ya más recientes, entre 40 y 20 ka, situados en la cumbre. El acantilado costero puede seguirse fácilmente hasta el extremo norte del edificio volcánico por la ruptura de pendiente, aunque está en su mayor parte fosilizado por lavas de las erupciones más recientes, asomando sólo en ventanas a lo largo de la costa (ver Figs. 1.1 y 2.15).

2.5.2. Erupciones formando plataforma costera

Como ya se ha indicado, se incluyen en esta unidad todas las erupciones de edad inferior a unos 20 ka. Dentro de ella se han separado varias subunidades o, incluso, grupos de volcanes, cuando su composición o características lo han permitido.

2.5.2.1. Erupciones de plataforma indiferenciadas (25)

En muchas ocasiones ha sido imposible asignar determinados centros de emisión y sus coladas a una subunidad concreta entre las que corresponden a las erupciones que forman cascadas o plataformas lávicas, por no tener clara la posición estratigráfica dentro de esta unidad o carecer de características específicas que permitieran su separación. En estos casos se incluyen en una unidad que se ha denominado genéricamente, 'erupciones de plataforma indiferenciadas'.

2.5.2.1.1. Coladas de lavas basálticas (25)

Forman principalmente el flanco NE y O de Cumbre Vieja y la zona al este de Fuenca-liente. Como puede observarse en el mapa de la Fig. 2.15, las coladas de esta unidad discurren hacia el mar generalmente desde centros de emisión en la zona de cumbres, formando amplias plataformas costeras. En esta hoja se restringen al extremo sur de la misma (zona de Todoque), quedando sus centros de emisión en la zona de las Laderas de Gallo (hoja de El Pueblo). Esta unidad está mucho mejor expuesta en la hoja citada y en la de Santa Cruz de La Palma, donde ocupan una gran parte de la vertiente oriental.

Son de composición basáltica. En fotografía aérea pueden definirse (con frecuencia) los bordes de colada y los abundantes canales lávicos.

2.5.2.2. Erupciones recientes

En esta subunidad se han incluido los centros eruptivos datados en el Holoceno, en concreto en esta hoja, sólo afloran los Grupo Birigoyo-La Barquita.

2.5.2.2.1. Grupo Birigoyo-La Barquita (29)

Estos dos centros de emisión forman una pareja de volcanes datados en 6 ± 2 ka, situados en el extremo norte del "rift" de Cumbre Vieja (hoja de El Pueblo, 1085III/IV). Sus lavas discurren hacia el Valle de Aridane, remansadas hacia el este por el escarpe del arco de Cumbre Nueva. En esta hoja afloran exclusivamente en el sector suroriental, de la misma.

Las lavas, (tefritas y tefritas fonolíticas), forman potentes coladas con lóbulos muy marcados. La diferenciación de las lavas y su viscosidad, además de la menor pendiente y posiblemente menor tasa eruptiva, hacen de estas erupciones uno de los pocos ejemplos de lavas que no alcanzan el mar entre las de Cumbre Vieja. Concretamente se detienen en la zona de El Pedregal y Todoque, sin llegar a alcanzar a esta última montaña.

2.5.2.3.- Erupciones prehistóricas (40)

Se incluyen aquí erupciones que, consideradas inicialmente como históricas, se han evidenciado como anteriores, con la excepción del Volcán San Antonio, mucho más antiguo. Concretamente en esta hoja sólo afloran las de Mña Quemada.

2.5.2.3.1. Mña. Quemada -Volcán Martín (40)

En esta hoja solamente están representadas las coladas de la erupción de Mña Quemada, concretamente se trata de un “brazo” lávico que discurre de este a oeste por la zona central de la hoja, desde los parajes de Los Pinos a Los Palomares. La erupción en la que se forma el cono volcánico de Mña. Quemada, de aspecto muy reciente y localizada en el extremo norte de Cumbre Vieja (hoja de Santa Cruz de La Palma), ha sido confundida con la de 1585 a partir de la interpretación (Santiago, 1960; Machado, 1963) del relato de esta erupción hecho por Torriani (1959). La identificación correcta de esta erupción, también denominada de Tacande, fue realizada por Hernández Pacheco y Vals (1982), que la datan por C^{14} entre 1470 y 1492. Las lavas son de composición basáltica y fluyen hacia el norte y el oeste por el Valle de Aridane, deteniéndose a la cota 270.

Una confusión similar parece haber ocurrido en la erupción del Volcán Martín, en 1646, en que la interpretación de los relatos de testigos oculares ha llevado a incluir en esta erupción un conjunto de conos y coladas que parecen corresponder a una erupción prehistórica. Se trata de una alineación de conos volcánicos muy agrupados en el eje de la dorsal, que aparecen en la parte inferior de la Hoja 1085-III/IV como Volcán de San Martín. Son conos con depósitos freatoestrombolianos en los bordes de cráter, evidenciando fases eruptivas explosivas. De estos conos parten unas coladas basálticas de aspecto muy reciente y con profusión de anchos canales lávicos, que discurren hacia el mar, que alcanzan al sur de la Punta de Tigalate.

Tanto los conos volcánicos como las coladas están recubiertos por bocas eruptivas y coladas inequívocamente pertenecientes a la erupción de 1646, situadas al sur de las anteriores. Las razones para diferenciar ambas erupciones se basan en la ausencia en las lavas de 1646, muy próximas, de materiales relacionados con las fases explosivas finales de los conos del Martín, que sí tapizan sus propias coladas. Las lavas de la erupción que se ha considerado prehistórica tienen asentada una asociación vegetal relativamente desarrollada, sin parangón en las demás erupciones históricas de La Palma. Por último, en uno de los tubos de estas coladas se han encontrado restos de cerámica aborigen (Jorge Pais Pais, com. pers.).

2.6. FORMACIONES SEDIMENTARIAS

Los procesos de sedimentación son relativamente ineficaces y poco avanzados en La Palma, a causa de la juventud geológica de la mayoría de las formaciones volcánicas y la elevada tasa de crecimiento volcánico de la isla. Por otra parte, las fuertes pendientes y escorrentías llevan la mayoría de los materiales erosionados directamente al mar. Son, por lo tanto, escasos los rellenos aluviales, playas y otros depósitos sedimentarios. Esta circunstancia se acentúa en la zona sur de la isla, donde la actividad eruptiva, muy reciente y continuada, apenas permite la actividad erosiva y de sedimentación.

Una clara excepción es la Caldera de Taburiente, donde los procesos erosivos son muy acentuados y rápidos. Lo mismo ocurre, en menor medida, en el arco de Cumbre Nueva y el Valle de Aridane. Destaca la formación epiclástica que se ha acumulado en el Bco. de Las Angustias, en la salida de la Caldera de Taburiente, conocida como los sedimentos de El Time. Otra interesante formación sedimentaria es la acumulada en el Bco. del Riachuelo.

Fuera de estos depósitos sólo existen depósitos de ladera, a veces de importante desarrollo, y rellenos aluviales. Las playas son escasas y poco desarrolladas, predominando las de arenas y cantos.

2.6.1. Sedimentos pleistocenos

Están representados por los sedimentos de diverso origen del interior de la Caldera de Taburiente, destacando la potente formación epiclástica conocida generalmente como los sedimentos de El Time. En la vecina hoja de Santa Cruz de La Palma aparecen unos sedimentos en el interior de la Caldera de Taburiente que presentan un número variado de facies sedimentarias, ocupando posiciones distintas dentro de ella y que, además, aparecen como afloramientos desconectados unos de otros.

2.6.1.1. Materiales epiclásticos del “fan-delta” marino del Bco. de las Angustias (26)

La primera referencia de estos materiales, que se localizan en la desembocadura del Barranco de Las Angustias, fue realizada por Lyell (1855). Posteriormente, se pueden encontrar referencias de ellos en los trabajos de Sapper (1906); Reck (1928); Hausen (1969); Afonso y otros (1974) y de La Nuez (1983), denominándolos en su conjunto como los “conglomerados de El Time”. Posteriormente, Vegas y colaboradores (1999) los separan en dos unidades litoestratigráficas diferentes: una inferior, que denominan Unidad Piroclástica del Barranco de Las Angustias (de origen volcánico) y otra superior, denominada como Unidad Epiclástica del Barranco de Las Angustias (de origen sedimentario). En el presente proyecto se ha estimado, sin embargo, que la Unidad Piroclástica definida por Vegas y colaboradores (1999) tiene una extensión mucho más reducida que la estimada por estos autores, limitándose a la zona denominada La Viña, posiblemente en relación con un centro eruptivo actualmente muy erosionado. Como se ha venido aceptando de forma general, se considera que la formación de El Time es de origen sedimentario.

Esta formación está constituida mayoritariamente por conglomerados mal seleccionados, con frecuentes cambios laterales de facies que en conjunto tienen unos espesores variables según la zona donde se observen, oscilando de 100 a 300 m. Se encuentra localizada en el Barranco de Las Angustias, extendiéndose desde la zona de La Viña hasta la desembocadura de este barranco en el mar por la costa oeste de la isla. Estos materiales se apoyan discordantemente sobre las formaciones volcánicas del edificio volcánico Taburiente (en la pared oeste del barranco) y El Bejenado (en la pared este). Posteriormente, está fosilizada por los volcanes de Los Llanos de Aridane y Argual y las lavas de Cumbre Vieja. Una galería emboquillada en el Bco. de Tenisque (Salto de Los Enamorados) corta un dique de dirección NE-SO intruyendo los sedimentos, posiblemente asociado a los conos volcánicos de Argual y Mña. Tenisca.

Dentro de esta Formación se distinguen los siguientes tipos de facies sedimentarias:

“Debris flows”:

Niveles de paraconglomerados con los clastos soportados por la matriz, dispuestos en cuerpos de uno a dos metros de espesor, con la base y el techo planos, sin capacidad erosiva, incluso se pueden adaptar a morfologías preexistentes. Se encuentran grandes bloques flotando, de hasta 0,80 m de diámetro, en una matriz arenosa-arcillosa, pudiendo presentar granoclasificación positiva a techo del depósito.

“Sheet floods” de gravas:

Cuerpos tabulares de conglomerados y gravas granosoportados, que ocupan una extensión lateral variable, en general de una decena de metros, cuyo espesor varía entre 0,30 y 0,70 m. En la base presentan cicatrices erosivas e interiormente se puede observar una laminación paralela y cruzada planar de alto régimen de flujo. A veces esta laminación es difusa, dado el tipo de depósito, con cantos imbricados y alineaciones de clastos.

Depósitos de tamiz (“sieve”):

Cuerpos lobulados constituidos por gravas sin matriz, con una media de 0,20 m de espesor. Se acuñan lateralmente y pueden aparecer relacionados con “sheet floods”. Son depósitos formados en zonas con permeabilidad acusada, con una carga de sedimento pobre en material fino, donde se produce una infiltración rápida de todo el flujo acuoso, denominados como depósitos de tamiz, situados en la zona proximal.

Canales:

Cuerpos de gravas con base cóncava y techo plano, de espesor variable entre 0,40 y 0,80 m, con una extensión media de 1,5 a 2 m. Tienen base erosiva tapizada con “lag” de cantos, en general muestran granoclasificación positiva, con estratificaciones cruzadas de surco y de tipo planar. Es frecuente encontrar canales con rellenos multi-episódicos, formados por dos o más unidades de gravas separadas por superficies erosivas. Otro tipo de canal que también se encuentra son los canales “ribbons”, o canales con alas.

Canales principales:

Cuerpos de base cóncava y techo plano, con geometría de canal, con un espesor medio de 3 m y anchura de 5 m. Están compuestos por gravas y bloques de grandes dimensiones, granosoportados. Interiormente se reconocen superficies de acreción lateral difusas y estratificación cruzada planar.

Barras de gravas longitudinales:

Cuerpos con morfología lenticular, con un espesor variable entre 0,50 y 1 m, que se acuñan lateralmente y están constituidos por gravas granosoportadas, con matriz arenosa. Presentan un núcleo masivo de gravas sobre el que se desarrolla una estratificación cruzada planar, con caras de avalancha mal definidas. Se pueden observar cantos alineados. Estas barras pueden estar retocadas a techo.

Barras de gravas laterales:

Cuerpos de geometría lentejona y en algunos casos sigmoidal, con espesores medios de 0,80 m, constituidos por gravas y conglomerados granosoportados con estratificación cruzada planar y de surco. Presentan caras de avalancha mal definidas y en algunos casos pueden identificarse, con mucha dificultad, superficies de acreción lateral, dado el tamaño de grano del depósito.

Limos y arcillas de inundación:

Limos y arcillas de colores blancos a ocre. Se presentan rellenando zonas deprimidas intercanal, con espesores que varían desde los 0,10 hasta 2 m, lateralmente poco continuos. Interiormente pueden ser masivos o presentar laminación paralela formada por decantación, encontrándose cantos flotantes entre las láminas de arcilla.

Estudiando el conjunto de características que definen a los materiales sedimentarios de Las Angustias, sobre todo su litología, predominantemente conglomerática, los tipos de facies y sus asociaciones, y el ámbito regional donde se encuentran, se puede definir que estos depósitos son típicos de un ambiente de sedimentación tipo "*fan delta*". Las condiciones necesarias para la formación de los "*fan deltas*" son un alto relieve de las áreas madres cercanas a la línea de costa y un gran aporte de material dentro de una cuenca. Estos criterios, junto a la aparición de materiales de grano grueso, que predominan en estos depósitos, y la morfología de abanico que presentan, permiten designar este tipo de ambiente de sedimentación.

La zona del "*fan delta*" que se puede observar en los afloramientos corresponde a la parte subaérea del abanico —en realidad la porción más pequeña del depósito—, donde aparecen sedimentos fluviales tipo "*debris flow*", "*sheet flood*", depósitos de tamiz y canales (Fig. 2.29). Por ello, se puede decir que es un "*fan delta*" caracterizado por descargas fluviales efímeras y muy energéticas, producidas por precipitaciones estacionales en un clima templado. En cambio, no ha quedado ningún registro sedimentario que pudiera corresponder con la zona de transición, donde se encontrarían depósitos influenciados por el oleaje. Esto puede deberse, en gran parte, a los procesos erosivos ya que este "*fan delta*", en la actualidad, permanece inactivo al quedar fosilizado por las coladas más recientes del edificio volcánico Cumbre Vieja, forman un acantilado en la línea de la costa. Lo mismo ocurre con los materiales que se sedimentaron en el mar ("*fan delta*" submarino), de los que no hay ningún afloramiento.

El modelo de sedimentación que define mejor al "*fan delta*" de Las Angustias es el denominado "modelo de pendiente". Este "*fan delta*" progradaría desde el borde de la isla oceánica y llegaría al ambiente marino a través de una ruptura de pendiente muy brusca (talud), pasando desde el nivel del mar, a grandes profundidades (casi 4.000 m), en pocos kilómetros de distancia, desarrollando una zona intermareal muy restringida.

La progradación de este sistema de abanicos aluviales va a generar una regresión local en la línea de costa, lo que provoca un aumento en la pendiente de los depósitos y una erosión remontante en la cabecera. Este hecho explica que los clastos pertenecientes a las formaciones submarinas e intrusivos asociados, comiencen a aparecer hacia la mitad de la secuencia, siendo paulatinamente más abundantes hacia los depósitos superiores, aunque siempre supeditados a los clastos de naturaleza basáltica de las distintas formaciones subaéreas (Taburiente, Bejenado y sus centros periféricos). Es decir, el área madre inicial de estos depósitos sedimentarios pudo ser un cono volcánico (volcán de La Viña). Sólo cuando la erosión remontante lo corta afluyen materiales de las paredes de la actual Caldera de Taburiente. Por otro lado, la misma extensión geográfica de los sedimentos de El Time pone de manifiesto que su erosión remontante no se extendió más allá de la supuesta ubicación del Volcán de La Viña, por lo que la erosión efectiva en las formaciones submarinas no pudo ser importante.

En la actualidad, la erosión se ha encajado a lo largo de toda La Caldera, por lo que en los depósitos del barranco actual de Las Angustias el porcentaje de clastos de las formaciones submarinas, sus complejos intrusivos y los materiales subaéreos antiguos es muy superior al observado en los sedimentos de El Time.

Intercalados en los sedimentos aparecen depósitos piroclásticos y lavas asociadas que parecen proceder de centros periféricos del edificio Bejenado. La secuencia está formada por depósitos piroclásticos de carácter estromboliano (aglutinados y tobas de lapilli, fundamentalmente), entre los que se intercalan una serie de lavas con espesores

variables, desde menos de 1 m hasta 2-3 m. Se observan unas 5 coladas de lava intercaladas entre los depósitos piroclásticos, aunque barranco abajo sólo llegan dos. En todo momento muestran estructuras típicas de enfriamiento subaéreo, con recorridos sinuosos que parece indicar cursos meandriformes típicos de sistemas de abanicos aluviales.

Los depósitos piroclásticos muestran características típicas de depósitos estrombolianos proximales, con formas escoriáceas en los juveniles, en ocasiones soldados (aglutinados), escasos líticos y cristales. Estos indicios sugieren que apenas existió interacción agua-magma, tratándose de típicas erupciones estrombolianas.

2.6.2. Sedimentos holocenos

2.6.2.1. Terrazas, aluviales recientes y rellenos de barranco (52, 53)

Como ya se ha mencionado, son escasos los barrancos con depósitos de acarreo importantes. Son excepción el Barranco de Las Angustias (Fig. 2.16), que drena la Caldera de Taburiente, y el de El Riachuelo, que lo hace con la cuenca que forma el arco de Cumbre Nueva. En este último, el aluvial reciente, depositado encima de las lavas de Cumbre Vieja, no adquiere el desarrollo del aluvial pleistoceno, ya descrito.

El relleno de acarreo del Barranco de Las Angustias adquiere una potencia significativa por debajo de la cota 250, especialmente en la zona de costa, donde forma un ensanchamiento con llanura aluvial de unos 250 m de anchura. En este barranco los cantos son más redondeados y poligénicos, incluyendo lavas submarinas, traquitas, rocas plutónicas de diversa composición (gabros, sienitas) y basaltos (lavas y aglomerados volcánicos).

Los acarreos son siempre de cantos basálticos sub-redondeados, de tamaño muy variable, desde grandes bloques (muchos originados en desprendimientos de las paredes) hasta arenas gruesas.



Fig. 2.16. Relleno aluvial en el Bco. de Las Angustias (Foto J.C. Carracedo)

2.6.2.2. Coluviones y depósitos de ladera (54)

Las pronunciadas pendientes y la fuerte erosión propician la formación de abundantes coluviones y depósitos de ladera, asentados principalmente en los cantiles costeros al norte del Puerto de Tzacorte, en la pared de la Caldera de Taburiente y en el arco de Cumbre Nueva. La acumulación de estos depósitos se facilita cuando se forma previamente una superficie de asentamiento alejada de la erosión, como es el caso de la terraza superior de El Time (Amagar) o el arco de Cumbre Nueva (ver Fig. 10.2).

Los piedemontes presentan la típica estructura en capas de diferente granulometría. Están, en general, poco a nada encalichados y no han sido atravesados por diques.

En el edificio volcánico Cumbre Vieja apenas existen barrancos con rellenos apreciables y los depósitos de ladera están, en general, poco desarrollados, a excepción de los existentes entre Puerto Naos y Punta Banco, en el flanco occidental del edificio volcánico, que adquieren gran potencia y desarrollo. Son frecuentes las formaciones que aparentan ser piedemontes, pero que en una observación más detallada muestran ser coladas recientes formando cascadas en los cantiles costeros. El tapizado de la superficie de estas coladas con derrubios contribuye a esta falsa impresión.

2.6.2.3. Avalanchas y desplomes costeros "rock falls" (55)

Apenas hay algunos ejemplos en esta Hoja, restringidos a los acantilados costeros y a las paredes del cauce medio y bajo del Bco. de Las Angustias. Son depósitos muy caóticos y heterométricos, cuya composición está directamente relacionada con la ladera de la que proceden.

2.6.2.4. Playas de arenas y cantos (57)

Al igual que ocurre con los depósitos aluviales, tampoco abundan las playas en La Palma, especialmente en la zona sur. Aunque es frecuente el topónimo “playa” en las costas del sur de la isla, muchas veces se refieren a pequeñas ensenadas con apenas un ligero recubrimiento de cantos y arenas, como Playa Nueva, Charco Verde, Zamora, El Faro, Los Cancajos, etc. Estas playas son muy cambiantes, a expensas de la acción del oleaje.

El brusco incremento de la profundidad a escasos metros de la costa y la ausencia de zonas litorales bajas, han dificultado la acumulación de arenas estables para la formación de playas, que son de poca extensión y muchas de ellas inaccesibles.

Todas estas playas son de bloques y cantos, más o menos redondeados, o de cantos y arenas basálticas, con su característico color negro. Son aún más escasas las formadas únicamente por arena.

3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

En la isla de La Palma, dada su posición de isla oceánica y su “juventud”, los elementos estructurales existentes se asocian mayoritariamente con una tectónica frágil de carácter distensivo que provoca fracturas e inestabilidades. Esto ha dado lugar a grandes deslizamientos. Además hay que señalar como elementos estructurales de primer orden, las alineaciones de diques y centros de emisión. En concreto esta hoja presenta elementos estructurales tanto del Edificio submarino y Taburiente, como de la dorsal de Cumbre Nueva, Bejenado y Cumbre Vieja.

3.1. ALINEACIONES Y ENJAMBRES DE DIQUES

Los diques son muy abundantes en las formaciones submarinas y en las zonas de El Time y arco de Cumbre Nueva, en el edificio volcánico Taburiente. Son, en cambio, escasos en el edificio volcánico Bejenado y apenas afloran unos pocos y dispersos en el “rift” de Cumbre Vieja.

Tanto en el interior de La Caldera como en el arco de Cumbre Nueva afloran gran cantidad de diques, exhumados por el deslizamiento de Cumbre Nueva y la erosión subsiguiente. Como puede observarse en la Fig. 3.1, en lo que atañe a las hojas del sector sur de la isla, la mayoría de ellos afloran en esta hoja y en la vecina de Santa Cruz de La Palma (1085-II). Mayoritariamente están relacionados con la rama meridional, (Norte-Sur) del “rift” del EVN. A este “rift” pertenece la actual dorsal de Cumbre Nueva. Estos diques conforman dos grupos bien definidos en la zona de El Time, con dirección predominante 50-60°, y en el arco de Cumbre Nueva, con dirección predominante 180°.

En el edificio volcánico Cumbre Vieja apenas afloran diques, aunque en el interior de la dorsal debe existir un apretado enjambre de ellos con dirección N-S, formando un rift muy definido (ver cortes en la Fig. 2.15). Los únicos diques que se han observado en Cumbre Vieja afloran en el cantil costero occidental cerca de Puerto Naos (El Remo), y en la costa oriental, al norte de Mña. Goteras, en ambos casos con dirección E-O.

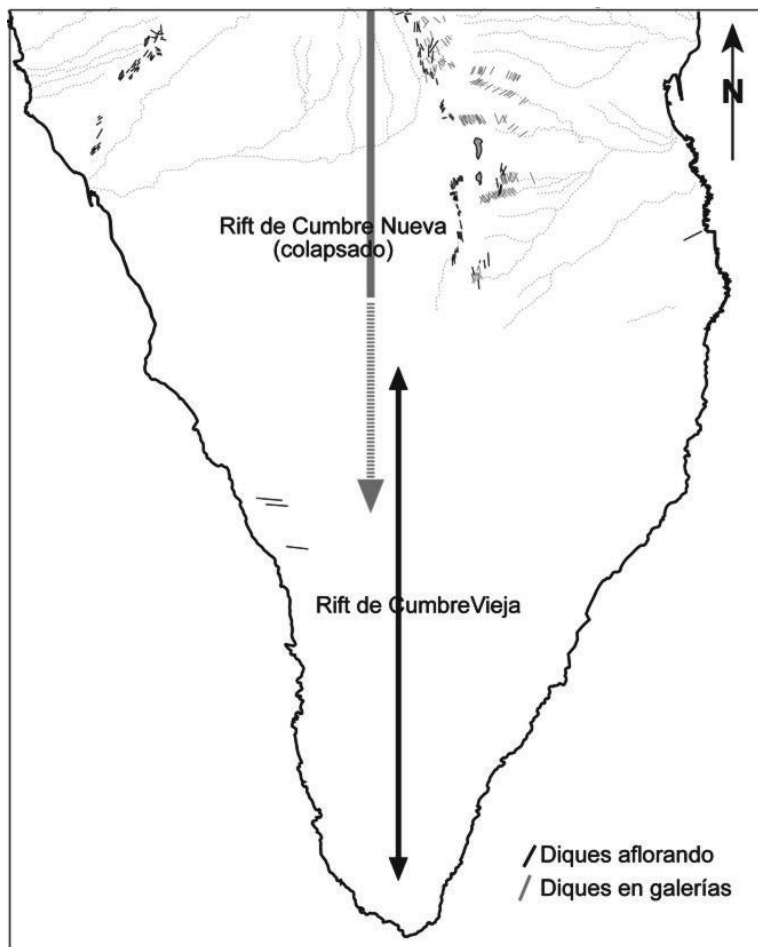


Fig. 3.1. Esquema de la disposición de los "rifts" y de los diques en el sur de La Palma.

3.2. ALINEACIONES DE CENTROS DE EMISIÓN. DORSALES ("RIFTS")

Ya se ha mencionado que durante la construcción del edificio Taburiente hubo una reorganización de los centros de emisión, que se mantuvieron dispersos en el edificio Garafía y buena parte del Taburiente y que, aproximadamente a los 0.8 Ma, se agruparon configurando "rifts" no muy bien definidos, con las direcciones a 120° mencionadas. La escasa concentración de los centros eruptivos en estas dorsales y el abundante recubrimiento por las efusiones terminales del Taburiente desde un edificio central, hace que la disposición regular de estos "rifts", si existe, no sea tan nítida como en Tenerife o El Hierro, donde se han originado dorsales en tejado a dos aguas

muy bien delimitadas (Carracedo, 1994, 1996, 1999; Carracedo y otros, 1998, 1999 a, b). En el EVN aparecen tres zonas de "rift" con mayor concentración de centros de emisión y diques (Fig. 3.1), separadas por áreas en que éstos son muy escasos, predominando ampliamente las lavas. Sin embargo, las tres zonas de "rift" aparecen partidas en dos alineaciones separadas que divergen progresivamente al alejarse del centro del edificio volcánico. Una disposición similar se ha observado en la isla de El Hierro, donde la separación de cada rama del "rift" triple en dos alineaciones divergentes ocurre ya en el flanco submarino de la isla.

La alternancia de dorsales e interdorsales se manifiesta en el contorno del escudo volcánico, que presenta salientes o puntas en las primeras y entrantes o ensenadas en las segundas. Por otra parte, la observación de los cantiles costeros pone de manifiesto la concentración de diques subverticales en las zonas costeras de las dorsales, mientras que en las costas entre dorsales éstos son escasos o ausentes.

En lo que corresponde a esta Hoja sólo afecta uno de estos "rifts", el que forma la dorsal de Cumbre Nueva, en el sur del escudo volcánico. Este "rift" debió concentrar buena parte de la actividad eruptiva de los estadios finales del Taburiente, posiblemente por estar ya fijada la directriz N-S como la que habría de continuar en el futuro la construcción de la isla. Alternativamente, es posible que fuese un proceso de migración lateral del magma en las fases finales de actividad del EVN el responsable de este continuo desplazamiento hacia el sur de la actividad eruptiva en la isla.

En cualquier caso, el excesivo crecimiento de este rift excedió el umbral de estabilidad y se produjo un deslizamiento gravitatorio del flanco occidental, originándose la depresión que hoy forma el Valle de Aridane e iniciándose la formación de la Caldera de Taburiente.

La geometría de la dorsal de Cumbre Nueva hay que inferirla, ya que quedó, por una parte, dismantelada por el citado deslizamiento y la posterior erosión, y por otra, recubierta por las lavas del Bejenado y de la dorsal de Cumbre Vieja. Quedan como vestigios de esta dorsal el escarpe de Cumbre Nueva y los enjambres de diques de la base de este escarpe –claramente visibles con dirección N-S en la carretera de El Paso al túnel– y los de El Time, con dirección SE. Entre ambas direcciones pudo situarse el eje del "rift", que estaría ahora bajo las lavas del Bejenado y Cumbre Vieja (Carracedo y otros, 1999 a, b).

Recientemente se ha excavado un túnel para el paso de canales de agua desde el este al oeste de la isla. La obra corta por su lado este lo que parece ser el borde oriental del mencionado "rift", penetrando en un enjambre de diques progresivamente más denso, los mismos que afloran en lo alto y la base de Cumbre Nueva (Fig. 3.2). Por el lado oeste, la excavación corta las lavas de Cumbre Vieja, penetrando en los sedimentos y depósitos de avalancha correspondientes al deslizamiento de Cumbre Nueva. La continuación de esta obra cortará, presumiblemente, el mismo rift, con elevada densidad de diques. Esta disposición ha propiciado la existencia de un importante acuífero con gran caudal de agua, no previsto al proyectarse la obra.

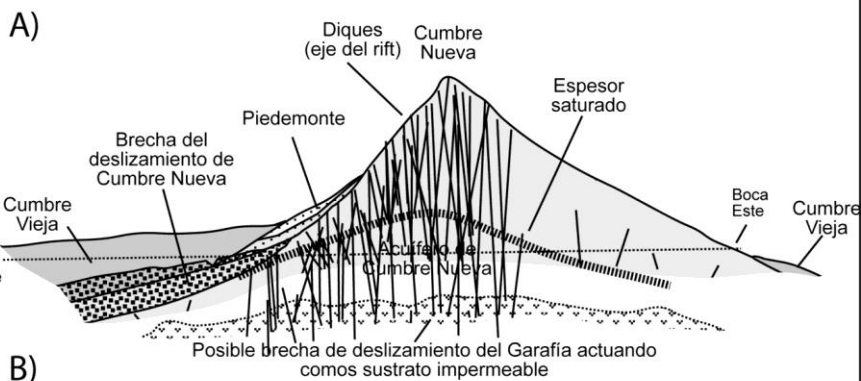
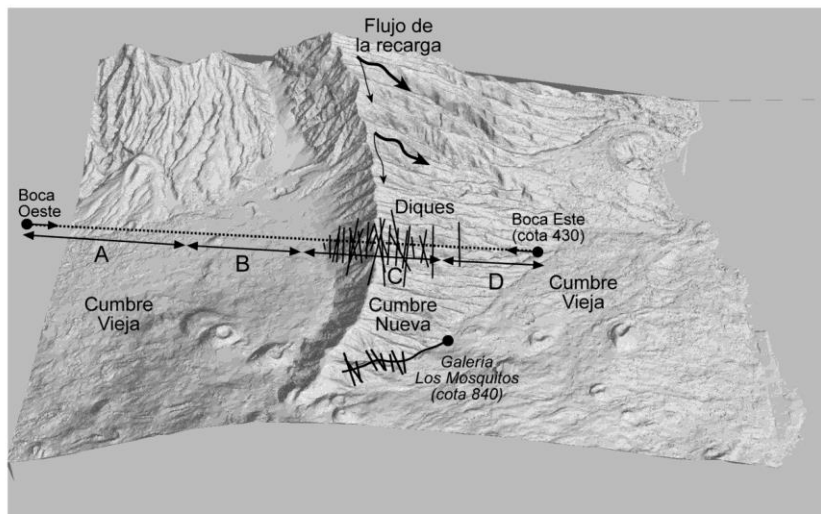


Fig. 3.2. Trazado (A) y corte geológico esquemático (B) por el túnel para trasvase de agua que atraviesa la dorsal de Cumbre Nueva.

La dorsal de Cumbre Vieja es un interesante ejemplo de la evolución de un "rift", desde los estadios iniciales más dispersos, hasta configurar un apretado enjambre de diques que concentran la mayoría de las erupciones volcánicas. Esta progresiva concentración, típica de estas estructuras, como se ha visto en las hojas situadas al norte, del EVN, ha sido explicada (Carracedo, 1994) como consecuencia del progresivo incremento de la anisotropía en el edificio volcánico por efecto de la inyección continuada de diques. La evolución del "rift" de Cumbre Vieja en los últimos miles de años

ha sido analizada por Carracedo y colaboradores (1997) y Day y colaboradores (1999) y está esquematizada en la Fig. 3.3. La rápida pérdida de la geometría inicial en tres ramas del "rift" de Cumbre Vieja se debe a que crece adosado al resto de la isla, lo que impide su crecimiento excepto hacia el sur. Los "rift" triples sólo se mantienen con geometría regular en los edificios volcánicos aislados, o en aquellos en que la actividad volcánica está esencialmente fija, originando edificios volcánicos superpuestos, como El Hierro o Gran Canaria. Como se ha descrito en las memorias de las hojas del norte de la isla, la escasa definición alcanzada por los "rifts" ha podido deberse a la emigración del volcanismo en la última fase de actividad de la isla. Si la actividad que ha originado Cumbre Vieja se hubiera localizado sobre él, en vez de emigrar hacia el sur, es posible que los "rifts" se hubieran definido completamente y sin obstáculo, dando una estructura regular en tres ramas similar a las de las mencionadas islas de Tenerife y El Hierro.

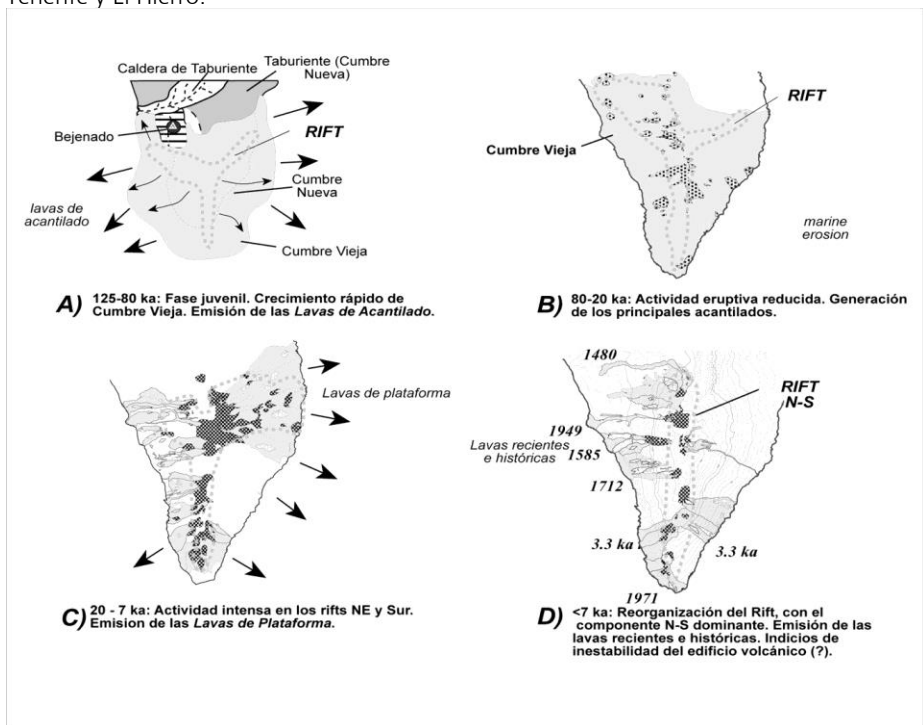


Fig. 3.3. Esquema que ilustra de forma simplificada la evolución del "rift" de Cumbre Vieja.

3.3. DESLIZAMIENTOS GRAVITATORIOS

La zona sur de La Palma se ha visto afectada por el deslizamiento de Cumbre Nueva, hace aproximadamente 0.56 ka. Por otra parte, parecen existir indicios de progresiva inestabilidad del "rift" de Cumbre Vieja, que podría conducir a un proceso similar en el futuro geológico.

3.3.1. Deslizamiento gravitatorio de Cumbre Nueva

Ha sido descrito por Ancochea y otros (1994) y más detalladamente por Carracedo y otros (1999 a, b). Este proceso es de gran relevancia en la geología de La Palma, ya que ha sido el causante de la formación de la estructura más emblemática —La Caldera de Taburiente—, así como el elemento que permite la separación estratigráfica de los edificios volcánicos Taburiente y Bejenado (ver Fig. 1.1).

Parece posible que, en las etapas avanzadas de construcción del edificio volcánico Taburiente, uno de los "rifts" ya descritos —el N-S o Cumbre Nueva—, concentrara una parte importante de la actividad del EVN, pudiendo haberse iniciado ya la tendencia de emigración del volcanismo hacia el sur, que continuaría después de forma definitiva (A en la Fig. 3.4). La intensa actividad eruptiva debió originar un crecimiento excesivo del "rift" o dorsal de Cumbre Nueva. Sobrepasado el límite de estabilidad, se produjo el mencionado deslizamiento gravitatorio masivo del flanco occidental de la dorsal, originando la mencionada depresión (B en Fig. 3.4). Este proceso debió ocurrir hace unos 566 ka, edad de las lavas que forman el techo de la dorsal de Cumbre Nueva. En todo caso, el deslizamiento parece estar limitado por esta edad y la más antigua del Bejenado, de unos 530 ka.

La geometría y extensión del bloque deslizado, limitado por el arco en herradura al N y un borde recto al NO, puede deducirse de las observaciones obtenidas en superficie y en los sondeos realizados para el estudio del acuífero del Valle de Aridane. La dorsal de Cumbre Nueva pudo alcanzar una altura de unos 2.500 m y el volumen del bloque desgajado unos 180-200 Km³ (Carracedo y colaboradores, 1999 a, b).

La continuación de la actividad en el "rift" de Cumbre Nueva inmediatamente después del colapso inició la construcción del edificio volcánico Bejenado (C en Fig. 3.4). El encajamiento de un barranco (Bco. de Las Angustias) en el borde NO del deslizamiento supuso el inicio de la Caldera de Taburiente, que no es más que el ensanchamiento progresivo de la cabecera de este barranco por erosión remontante y desplomes de las paredes (D en Fig. 3.4).

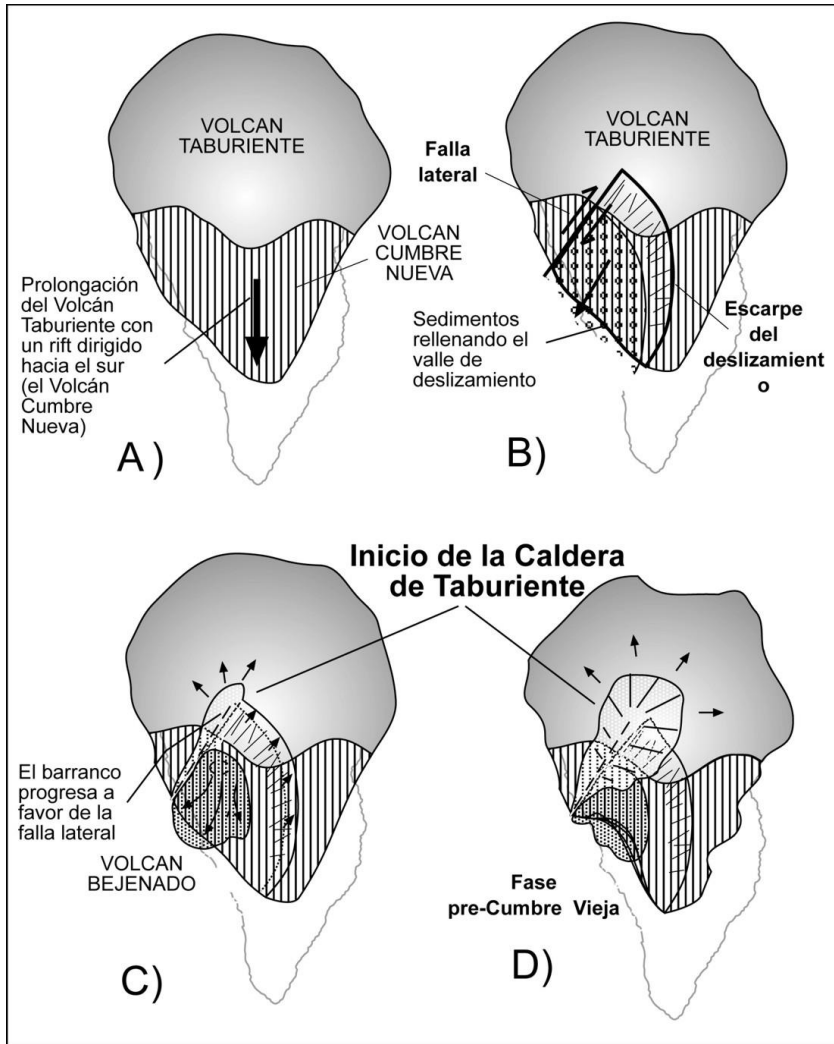


Fig. 3.4. Evolución del "rift" de Cumbre Nueva y génesis del deslizamiento que formó el Valle de Aridane y la Caldera de Taburiente.

3.4. FALLAS Y FRACTURAS RECIENTES

Fallas importantes son los planos del deslizamiento de Cumbre Nueva descrito, tales como el tramo medio-bajo del Barranco de Las Angustias (ver Fig. 2.11) y el arco de Cumbre Nueva.

Las únicas fallas recientes son las que se originaron en la erupción de 1949 (Bonelli, 1950). La extensión actual de estas fallas (Fig. 3.5 A) está indicada en la Fig. 3.5 B (Carracedo y colaboradores, 1997).

El progresivo incremento en altura de la dorsal de Cumbre Vieja ha originado una redistribución de esfuerzos gravitacionales, por lo que además de las predominantes alineaciones eruptivas paralelas a la cresta de la dorsal, se forman otras en los flancos, algunas oblicuas al eje del "rift", claramente ejemplificadas en la fisura eruptiva de 1712 (ver Fig. 2.15).

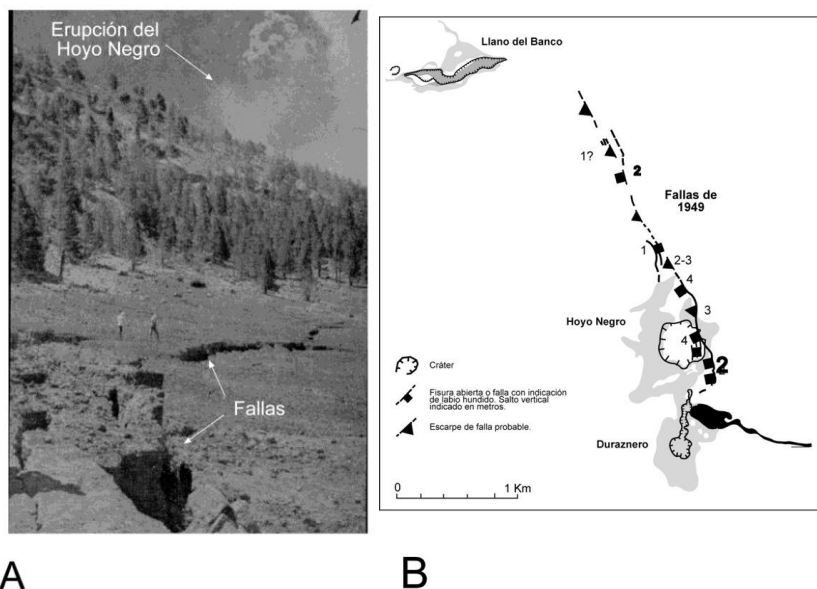


Fig. 3.5. A) Fotografía de la falla de 1949 (en Bonelli Rubio, 1950).
B) Esquema que indica una posible disposición de la falla de 1949.

4. GEOMORFOLOGÍA

El presente estudio y el mapa geomorfológico 1/50.000 que se adjunta a esta Memoria es la síntesis de la cartografía geomorfológica a escala 1/25.000 realizada en este proyecto.

4.1. EDAD DE LAS FORMACIONES Y MORFOLOGÍA

En las islas más antiguas del Archipiélago, en la fase post-erosiva de desarrollo y con una historia geológica de muchos millones de años, la morfología y grado de conservación de las estructuras volcánicas presentan una fuerte correlación con su edad y litología.

En la zona sur de La Palma, la morfología está más condicionada por los episodios constructivos y destructivos que afectan a los diferentes edificios volcánicos y a las estructuras resultantes, que a la edad y litología de las diferentes formaciones. Una excepción clara es el edificio submarino (que ocupa buena parte del sector norte de esta hoja), de edad y naturaleza claramente diferentes a las de las formaciones subaéreas. Este hecho se refleja en sus afloramientos, donde estas formaciones submarinas presentan rasgos geomorfológicos característicos (grado de alteración, relieve, pendientes, etc.).

Dentro de los edificios subaéreos las estructuras morfológicas vienen condicionadas por la propia construcción de la isla, por una agregación de sucesivos edificios volcánicos en constante progresión hacia el sur. Entre estos rasgos constructivos destaca la dorsal o "rift" de Cumbre Vieja, que a pesar de su importante desarrollo ha tenido un periodo de construcción relativamente corto, posiblemente no muy superior a los 120-150 ka.

A estos grandes rasgos constructivos se suman los procesos de destrucción catastrófica de los edificios volcánicos, especialmente el ya descrito como deslizamiento gigante de Cumbre Nueva, que modificó de forma drástica la forma de la isla, generando dos de sus rasgos geomorfológicos más conspicuos: El Valle de Aridane y la Caldera de Taburiente.

La red de barrancos sí parece tener una relación con la edad, pues sólo se han creado barrancos profundos con amplias cabeceras en formaciones cuyo techo supera los 0.5-0.6 Ma. Las formaciones con techos más recientes presentan una red apenas encajada, donde las incisiones, sólo apuntadas, reflejan los lóbulos y "levees" de las coladas, hecho muy marcado en la zona entre el Mirador del Time y el Bco. del Jurado, en la zona de cumbre de Santa Cruz de La Palma y en los flancos del edificio volcánico Bejenado. En la dorsal de Cumbre Vieja, en cambio, y a causa de su extrema juventud geológica, los barrancos apenas están marcados, conservándose casi intactas las formas generadas por la actividad eruptiva.

4.2. FASES GENERATIVAS DEL RELIEVE

En el sector sur de la isla de La Palma, estas fases están directamente relacionadas con la construcción volcánica y los procesos destructivos ya mencionados.

De forma muy sintética se pueden definir las siguientes fases principales:

1. Fases finales de construcción, incluyendo un "rift" (Cumbre Nueva) que extiende asimétricamente este escudo hacia el sur, al menos hasta la zona de Puerto Naos.
2. Deslizamiento de este "rift" de Cumbre Nueva. Formación del Valle de Aridane, con su borde NO en cantil recto y el resto en forma de arco abierto.
3. Construcción del edificio volcánico Bejenado. Encajamiento del Bco. del Riachuelo. Encajamiento del Bco. de Las Angustias. Ensanchamiento por erosión remontante de la cabecera del Bco. de Las Angustias hasta ir conformando la actual Caldera de Taburiente. El Bco. del Riachuelo queda decapitado al progresar la formación de la Caldera.
4. Taponamiento de la salida de los barrancos mencionados por conos periféricos del Bejenado y de Cumbre Vieja. Formación de las acumulaciones sedimentarias de El Time y de Cumbre Nueva.

5. Construcción de la dorsal de Cumbre Vieja, que aún continúa tanto con erupciones en tierra como en su prolongación submarina.

4.3. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA, MORFODINÁMICA ACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

Los procesos morfodinámicos en el sur de la isla están bien definidos y son característicos de una isla volcánica oceánica en fase juvenil de desarrollo. En el horizonte de la evolución geológica inmediata de La Palma es previsible que la actividad volcánica constructiva continúe estrechamente relacionada con la dorsal de Cumbre Vieja, en fase de crecimiento en altura y longitud. El resto del sector sur de La Palma (los edificios volcánicos Taburiente y Bejenado) continuarán sometidos a la acción erosiva. Sólo podría alterar drásticamente este escenario la ocurrencia en el futuro geológico de un deslizamiento del flanco occidental de Cumbre Vieja, similar al que modificó instantáneamente y de forma muy importante el mismo flanco occidental de la dorsal de Cumbre Nueva.

Las tendencias futuras en la evolución geomorfológica de esta zona sur de la isla se pueden separar en las previsibles a plazo corto, incluso en términos humanos (los próximos cientos o pocos miles de años), y las de plazo geológico (decenas o centenares de miles de años).

Entre las primeras se puede incluir la continuación del volcanismo, preferentemente localizado en la cumbre y flancos del "rift" de Cumbre Vieja. Este volcanismo dará lugar, con toda probabilidad, a la aparición de nuevos conos o alineaciones de conos volcánicos y coladas que discurrirán por las pendientes hacia la costa, donde pueden formar plataformas costeras que frenarán la erosión marina y la progresión de los cantiles costeros.

En las zonas no protegidas por plataformas costeras recientes, los acantilados progresarán rápidamente, especialmente en el flanco occidental de Cumbre Vieja. Una vez avanzado el proceso se acentuará por la ocurrencia de desplomes costeros (rockfalls), como ocurre en el escudo volcánico del norte (EVN).

La erosión originada por los arrastres del Bco. de Las Angustias en el interior de la Caldera, incrementada por los frecuentes desplomes de lienzos de las paredes, hará progresar rápidamente las dimensiones de esta depresión y modificará frecuentemente el régimen de drenaje, con cambios bruscos en el trazado del barranco. En cambio, el Valle de Aridane, con el Bco. del Riachuelo sin apenas aporte al quedar decapitada su cabecera, no experimentará cambios morfológicos apreciables a esta escala de tiempo. En cuanto a los cambios geomorfológicos a más largo plazo (decenas o centenares de miles de años) es previsible que la continuación del volcanismo en el "rift" de Cumbre Vieja incremente de forma considerable su altura y la extensión de la isla hacia el sur. Muy probablemente continuará la reorganización del "rift", iniciada hace unos 7 ka, acentuando el papel de la dirección N-S y concentrando progresivamente los centros de emisión en la cresta de la dorsal. Este desarrollo impondrá esfuerzos gravitacionales distensivos que, eventualmente, pueden propiciar un deslizamiento de su flanco occidental

5. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA

En este capítulo se describen las características petrológicas y geoquímicas de los materiales emitidos en los diferentes episodios volcánicos.

La descripción petrográfica se efectúa sobre la base del estudio microscópico de muestras representativas de las diferentes unidades establecidas en los capítulos anteriores. Su descripción detallada y la localización de las muestras se presentan en las fichas individuales de cada una, que se adjuntan a la información complementaria.

El estudio geoquímico se basa en los análisis realizados sobre muestras seleccionadas mediante el estudio petrográfico y de los análisis químicos publicados.

Los datos analíticos se presentan en las Tablas 5.1 a 5.19, con el listado de elementos mayores, trazas, REE, norma CIPW, así como de los parámetros geoquímicos más significativos: Índices de diferenciación (ID) y de peralcalinidad (IP), Numero de Magnesio (MG #) y relación Fe/Mg de los ferromagnesianos (FEMG).

La clasificación geoquímica de las muestras se efectúa a partir del diagrama de TAS propuesto por la IUGS (Le Maitre, 1984; Le Bas y colaboradores, 1986) y teniendo en consideración las denominaciones tipológicas propuestas por Brändle y colaboradores (1984).

En la base de las Tablas se acompaña la referencia de las muestras, su clasificación y localización geográfica, así como la procedencia de los datos analíticos.

5.1. EDIFICIO SUBMARINO: PETROLOGÍA

En esta hoja sólo aflora la formación submarina (1) compuesta por lavas, brechas e hialoclastitas, que ocupan el sector NE del área cartografiada.

5.1.1. Volcanismo submarino

Los materiales lávicos que forman esta unidad están constituidos por basaltos alcalinos que presentan texturas típicas de consolidación submarina en forma de lavas-"pillow", hialoclastitas y brechas "pillow", cuyas características han sido establecidas por Hernández-Pacheco y Fernández Santín (1974), Staudigel (1981), y Staudigel y Schmincke (1984).

Petrográficamente los materiales basálticos de las series submarinas, presentan una importante diversidad, basaltos plagioclásicos en gradación a basaltos augíticos-plagioclásicos y basaltos doleríticos (Oceanitas-Ankaramitas), en función de los diferentes contenidos en plagioclasa y minerales máficos olivino-clinopiroxenos, con diversidades texturales con tránsitos de afíricas a sub-ofíticas. Estos materiales basálticos han sufrido importantes procesos metasomáticos, Hernández-Pacheco y Fernández Santín (1974), Staudigel (1981), Staudigel y Schmincke (1984), y de La Iglesia et al. (1996), con la generación de nuevas paragénesis como albita, clorita, epidota, actinolita, andradita, ceolitas y calcita, y procesos de propilitización relacionados posiblemente con las diferentes intrusiones filonianas y subvolcánicas que han afectado esta unidad.

Basaltos plagioclásicos, están constituidos por fenocristales subidiomorfos de feldespatos aislados, plagioclasas albiticas macladas (0.9-0.4 mm) con algunas desmezclas y numerosos microcristales de plagioclasa (<0.5 mm) entrecrecidos que forman una fina

trama seriada, que encierran zonas hipocristalinas con recrecimientos microcristalinos cloríticos. Las vesículas que suponen casi el 50% de la totalidad de la roca están sistemáticamente rellenas de cristales de epidota, con desarrollo radial o microgranudo, y rellenos de carbonatos que forman placas esparíticas, siendo visible en muchas vacuolas la presencia de ambas fases minerales: epidotas y carbonatos. De forma esporádica se observa la presencia de algunos minerales opacos (< 0.16) en las zonas intercristalinas de los microcristales de plagioclasa.

Los **basaltos augíticos-plagioclásicos** y **basaltos alcalinos** difieren de los anteriores por un mayor contenido de fenocristales de clinopiroxeno, con términos ankaramíticos con predominio de clinopiroxenos y oenitas con un mayor contenido modal de fenocristales de olivino. Ambas tipologías presentan texturas porfídicas con fenocristales de augita (1.2-0.12 mm) que forman agregados en forma de glomeroblastos. Fenocristales idiomorfos de plagioclasa albitica, en cristales maclados (1-0.1 mm) y otras secciones tabulares, que al igual que los clinopiroxenos, pasan de forma seriada a formar parte de los microcristales de la matriz. Como se ha indicado anteriormente es frecuente la presencia de numerosas vesículas algunas de ellas rellenas por recristalizaciones cloríticas y otras de mayor tamaño (3-0.5 mm) con ceolitas del tipo analcima que pueden llegar a suponer el 18% de la roca. La matriz es hipocristalina, en la que se observan cristales incipientes de clinopiroxenos, listoncillos de feldespato y minerales opacos en microcristales dispersos de forma puntual, así como agregados aciculares de ilmenita entrecrecidos en la matriz, siendo frecuente la presencia de restos de vidrio pardo.

Los procesos de transformación metasomáticos, que afectan a los materiales basálticos, (Hernández-Pacheco y Fernández-Santín, 1974), pueden ser muy significativos llegando a formar nódulos de epidotas entre las lavas almohadilladas ("pillow"). Estos nódulos y venillas están casi totalmente constituidos por epidota, que forma el entramado "matriz" de la muestra. Los microcristales de tonos amarillentos, presentan pequeño hábito cristalino (< 0.08 mm) con fuerte birrefringencia, en cuyo entramado cristalino cristaliza cuarzo en pequeñas secciones (< 0.12 mm), algunos cristales de feldespato y minerales opacos (0.25 mm). La muestra presenta una serie de vesículas, asimismo rellenas por cristales de epidota con mayor desarrollo cristalográfico (< 0.4 mm), entre los que han cristalizado algunos cristales dodecaédricos de granate (tipo andradita) en secciones (< 0.25 mm). En relación con las vesículas es frecuente la precipitación de minerales de hierro en secciones subidiomorfos y bordes traslúcidos rojizos.

Las **brechas hialoclastíticas** están constituidas por fragmentos subredondeados (35%) o trozos irregulares de lavas de composición basáltica, así como cristales en fragmentos aislados, todos ellos cementados por una matriz intersticial vítrea. Los materiales lávicos se presentan en fragmentos de forma irregular (< 3 mm), constituidos por cristales tabulares de plagioclasa (< 0.8 mm) inmersos en una matriz oscura y predominantemente vítrea. Los fenocristales aislados de feldespato, están parcialmente alterados y cementados por una matriz vítrea de color amarillento-marrón sin desvitrificar con bordes palagonizados de color pardo-verdoso que contiene pequeños microcristales de plagioclasa. Las zonas vesiculares, tanto de los fragmentos lávicos como de la matriz, están rellenas de cloritas en forma de agregados radiales o más frecuentemente constituyendo micro-agregados cristalinos, así como por ceolitas y carbonatos en cristales que llegan a formar placas intercristalinas.

5.1.2. La red filoniana

Presenta una importante diversidad petrológica y geoquímica, como ha sido puesto en evidencia por diferentes autores: Hernández-Pacheco (1971, 1973, 1975), Staudigel (1981), de La Nuez (1983), Staudigel y Schmincke (1984), Staudigel et al. (1986) y de La Nuez (1991).

Petrologicamente, predominan los diques de tipo basáltico en relación con los de tipo traquítico y fonolítico, y en menor proporción los de textura granuda de tipo sienítico y dunitico (Hernández-Pacheco, 1973, 1975).

Los **diques basálticos**, Staudigel et al. (1986), presentan texturas desde afíricas a picríticas con fenocristales predominantes de clinopiroxeno, olivinos minoritarios y plagioclasa sobre una matriz tipo diabásica, parcialmente cloritizada. Los fenocristales de clinopiroxeno se presentan como pequeños agregados de cristales de augita de tonos amarillo pálido y algunos en secciones basales maclados. Los microcristales de plagioclasa maclada, no llegan a formar fenocristales pero destacan sobre el resto de los feldespatos de la matriz. Los minerales opacos se presentan en frecuentes secciones subidio-alotriomorfas distribuidas de forma uniforme por la roca o cristalográfico. Son frecuentes los procesos de alteración, con desarrollo de cloritas y vacuolas rellenas de carbonato.

Los **diques de composición traquítica**, presentan cierta diversidad petrográfica, desde traquitas máficas a traquitas. Los primeros se caracterizan por presentar fenocristales de plagioclasa en secciones tabulares individuales macladas- zonadas o formando agregados, fenocristales máficos de piroxeno augítico en secciones romboédricas macladas (algunas en reloj de arena), de tenue pleocroismo amarillo-rosado, fenocristales idiomorfos de anfíbol prismáticos de pleocroismo pardo-rojizo, minerales opacos y cristales de apatito. La matriz está constituida por un entramado feldespático constituido por listocillos de plagioclasa entre los que se desarrollan incipientes cristales de clinopiroxeno, anfíbol y minerales opacos.

Los términos traquíticos son rocas felsíticas constituidas por fenocristales maclados de feldespato de tipo plagioclasa, parcialmente seritizados en las zonas de núcleo y bordes, minerales opacos idiomorfos, generalmente en secciones aisladas o formando pequeños agregados, y como minerales accesorios se observa la presencia de esfenas y de apatito. La matriz pilotáxica está constituida por microcristales de feldespato alcalino que forman fuerte entramado sin vidrio.

Los **diques fonolíticos**, presentan fenocristales idiomorfos de feldespato de tipo sanidina, algunos con maclado de Carlsbad de dos individuos y con frecuencia zonados, en cristales individuales o formando agregados, junto a fenocristales de feldespatooides de tipo haüyna-noseana en secciones auhédricas hexagonales aisladas o incluidas en fenocristales de feldespato con típico enrejado de minerales de hierro, y otras secciones isomorfas que pueden corresponder a posibles cristales euhédricos de nefelina.

Los minerales máficos son minoritarios, corresponden a piroxenos augíticos y más frecuentemente egirínicos, cristales de anfíbol maclados y con marcado pleocroismo de amarillo a verdoso y minerales opacos que forman manchas irregulares. Los minerales accesorios más frecuentes son secciones romboédricas de esfena y microcristales de apatito. La matriz predominantemente alcalina es hipocristalina con desvitrificaciones, en la que se observa la presencia incipiente de microfeldespatos y de clinopiroxenos.

Entre los diques de textura granuda se incluyen los de tipo sienita nefelínica, (de la Nuez, 1983) y los diques-brecha duniticos (Hernández-Pacheco, 1975). Los primeros

corresponden a **sienitas alcalinas**, constituidas por fenocristales maclados de feldespato alcalino parcialmente seritizados en las zonas de núcleo y bordes, en secciones prismáticas idiomorfas (presentan tamaños comprendidos (3.5 - 0.7 mm)), aunque en muchos casos solo queda la morfología externa de los cristales. La nefelina puede ser escasa y frecuentemente alterada. Los minerales máficos se reducen a cristales de augita y minerales opacos idio-subidiomorfos, y como minerales accesorios se observa la presencia de algunos cristales de biotita, esfena y apatito. La matriz pilotáxica está constituida por microcristales (< 0.25 mm) de feldespato alcalino que forman un fuerte entramado sin vidrio.

Los **diques-brecha dunfíticos**, corresponden petrográficamente a rocas peridotíticas, constituidas en su mayor parte, (76%), por un agregado en mosaico de cristales alotriomorfos de olivino algo microfracturados, pero sin que se observen procesos de alteración importantes. Algunos fenocristales de clinopiroxeno (6%), de tipo augítico de tonos pardo-amarillento y marcadas líneas de exfoliación, cristales que se desarrollan penetrando los cristales de olivino, con contactos netos e incluso incluyéndolos poiquilíticamente. Los minerales opacos (5%), se presentan en secciones alotriomorfas, entrecrecidos entre los cristales de olivino. En las zonas intercristalinas se observa el desarrollo de pequeñas bandas de serpentina y minerales micáceos del tipo clorita que forman pequeñas placas entre los cristales de olivino.

5.2. EDIFICIO SUBMARINO: GEOQUÍMICA

Los datos analíticos correspondientes a los materiales basálticos de la Unidad (1) del edificio volcánico submarino, se indican en la Tabla 5.1, en la que se incluyen los análisis publicados por Hernández-Pacheco y Fernández Santín (1974) y Staudigel y Schmincke (1984). Los valores analíticos de las intrusiones filonianas se presentan en la Tabla 5.4, incluyéndose los datos aportados por Hernández-Pacheco (1973), de la Nuez (1983), Staudigel y Schmincke (1984), Staudigel et al., (1986).

Las características geoquímicas de los materiales basálticos de las "pillow- lavas" que constituyen el complejo submarino fueron establecidas inicialmente por Hernández-Pacheco y Fernández Santín, (1974), y en detalle por Staudigel, (1981). En dichos trabajos se establecen las diferentes tipologías aflorantes y los procesos de alteración metasomática que han afectado a todo el volcanismo submarino y que dificulta la selección de muestras apropiadas para su estudio geoquímico.

Tabla 5.1. Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del edificio submarino (Lavas, Hialoclastitas y Brechas)

Nº Muestra	95	471	465	305-2	122	117	118-2	37	249	250	1	2	3
SiO ₂	45,67	50,30	49,20	45,70	47,50	50,00	45,60	45,70	43,64	43,88	40,06	46,88	45,47
TiO ₂	3,23	3,10	1,97	2,93	3,45	3,00	3,04	3,09	2,94	4,07	1,29	2,84	2,71
Al ₂ O ₃	14,01	14,96	15,64	14,63	14,98	12,90	12,69	14,32	9,90	13,62	6,13	14,98	15,64
Fe ₂ O ₃	7,00	4,70	4,62	7,02	3,97	5,70	3,72	6,11	5,28	4,54	3,76	6,50	4,01
FeO	4,14	5,11	3,42	4,29	7,45	4,70	7,13	5,27	6,80	9,21	9,01	3,67	6,30
MnO	0,24	0,16	0,08	0,15	0,19	0,13	0,16	0,16	0,16	0,19	0,20	0,14	0,14
MgO	5,82	3,32	2,24	4,54	6,63	6,20	7,90	6,58	12,30	6,95	27,19	5,18	5,30
CaO	7,35	7,27	8,99	8,21	6,30	9,60	11,62	11,06	13,82	12,16	4,78	8,46	8,08
Na ₂ O	4,61	5,23	6,84	4,08	4,98	3,50	2,80	2,77	2,28	3,27	0,63	3,12	4,79
K ₂ O	1,62	1,50	0,07	1,71	0,16	1,30	1,07	0,88	0,82	1,38	0,28	2,09	0,43
P ₂ O ₅	0,50	0,96	0,57	0,45	0,54	0,37	0,56	0,45	0,51	0,74	0,21	0,60	0,61
H ₂ O+ CO ₂	5,72	3,81	8,53	7,06	4,40	2,30	3,83	3,93	1,17	1,39	6,78	5,57	6,22
Cr	58	24	48	49			395	59		60			
Ni	52	13	40	34			109	67		67			
Co	41	32	17	53			42	45		38			
Sc	29												
V	306									290			
Cu	71	40	30	22			77	86		92			
Pb	8												
Zn	115	120	33	109			99	95		96			
Sn	2,06												
Mo	8,28												
Rb	24	23	3	26			17	17		23			
Cs	0,92												
Ba	356	318	55	450			326	263		360			
Sr	316	478	493	560			450	549		704			
Tl	0,04												
Ga	18												
Li	6,32												
Be	1,85												
Ta	3,32												
Nb	47	81	60	57			44	53		71			
Hf	5,79												
Zr	234	287	409	238			209	212		245			
Y	28	38	33	27			27	28		23			
Th	3,28												
U	0,88												
La	33,83												
Ce	71,46												
Pr	9,02												
Nd	37,83												
Sm	7,92												
Eu	2,49												

Tabla 5.1. Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del edificio submarino (Lavas, Hialoclastitas y Brechas)

Nº Muestra	95	471	465	305-2	122	117	118-2	37	249	250	1	2	3
Gd	7,36												
Tb	1,09												
Dy	5,60												
Ho	1,11												
Er	2,76												
Tm	0,37												
Yb	2,32												
Lu	0,30												
Q	0	1,32	6,01	1,27	0	2,69	0	0,62	0	0	0	1,69	0
Or	9,57	8,86	0,41	10,11	0,95	7,68	6,32	5,2	4,85	8,16	1,65	12,35	2,54
Ab	30,68	44,26	57,88	34,52	42,14	29,62	23,69	23,44	9,03	13,75	5,33	26,4	40,53
An	12,75	12,92	0	16,56	18,05	15,65	18,9	24,04	14,36	18,41	13,07	20,7	19,91
Ne	4,51	0	0	0	0	0	0	0	5,56	7,54	0	0	0
C	0	0	4,48	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Di	15,92	7,2	0	0,83	5,57	21,53	23,66	19,49	38,33	28	7,34	8,59	0,82
Hy	0	5,58	5,58	10,92	6,29	5,46	1,25	7,35	0	0	13	8,92	7,65
Ol	4,99	0	0	0	9,05	0	8,91	0	11,46	7,67	44,76	0	6,6
Mt	4,76	6,81	5,57	5,82	5,76	6,88	5,39	8,55	7,66	6,58	5,45	4,05	5,81
Il	6,13	5,89	3,74	5,56	6,55	5,7	5,77	5,87	5,58	7,73	2,45	5,39	5,15
Hem	3,71	0	0,78	3	0	0,96	0	0,21	0	0	0	3,7	0
Ap	1,16	2,22	1,32	1,04	1,25	0,86	1,3	1,04	1,18	1,71	0,49	1,39	1,41
cc	0	2,77	14,87	7,25	0,98	0,68	1,96	1,02	0,8	0,82	0	2,27	5,46
ID	44,77	54,44	64,3	45,9	43,09	39,99	30,02	29,26	19,43	29,45	6,99	40,44	43,07
FEMG	0	0,06	0	0	0,19	0	0,17	0	0,08	0,23	0,12	0	0,19
IP	0,67	0,68	0,72	0,59	0,56	0,56	0,45	0,38	0,47	0,50	0,22	0,49	0,53
Mg #	53,00	41,83	37,42	46,40	54,88	56,06	60,39	55,28	68,29	51,39	81,61	52,40	51,96

95. Traqui-Basalto. Basalto plagioclásico. Bco de las Angustias MAGNA
471. Traqui-Basalto. Hialoclastita, Unid [20]. Bco de las Angustias. STAUDIGEL y SCHMINCKE, (1984)
465. Traqui-Basalto. Hialoclastita br, Unid [20]. Bco de las Angustias. STAUDIGEL y SCHMINCKE, (1984)
- 305-2. Traqui-Basalto. Hialoclastita, Unid [20]. Bco de las Angustias. STAUDIGEL y SCHMINCKE, (1984)
122. Traqui-Basalto. Pillows Unid [20]. Bco de las Angustias. STAUDIGEL y SCHMINCKE, (1984)
117. Basalto (cpx/anf). Pillows Unid [17]. STAUDIGEL y SCHMINCKE, (1984)
- 118-3. Basalto picrítico. Pillows Unid [17]. STAUDIGEL y SCHMINCKE, (1984)
37. Basalto. Pillow de la Unid [8] Bco Angustias. STAUDIGEL y SCHMINCKE, (1984)
249. Basalto ankaramítico. Lavas Subaéreas de serie de cobertura. STAUDIGEL y SCHMINCKE, (1984)
250. Basalto (olv/cpx). Lavas Subaéreas de serie de cobertura. STAUDIGEL y SCHMINCKE, (1984)
1. Basalto picrítico (Oceanita. Media (2 análisis) Edificio Submarina de La Caldera Taburiente. HERNANDEZ-PACHECO y FERNANDEZ SANTIN, (1974)
2. Basalto dolerítico. Media (2 análisis) Edificio Submarina de La Caldera Taburiente. HERNANDEZ-PACHECO y FERNANDEZ SANTIN, (1974)
3. Basalto plagioclásico. Media (9 análisis) Edificio Submarina de La Caldera Taburiente. HERNANDEZ-PACHECO y FERNANDEZ SANTIN, (1974)

De la proyección en el diagrama clasificatorio TAS, (Fig. 5.1), de los datos analíticos correspondientes a la Tabla 5.1, se deduce un claro predominio de términos traquibasálticos, (basaltos plagioclásicos predominantemente), de los que quedan individualizados los términos basálticos alcalinos y lógicamente los términos oceaníticos-picríticos, así como los basaltos de cobertera que se proyectan dentro del campo basanítico. Estas diferencias se evidencian asimismo en el diagrama AFM, (Fig. 5.2), en el que se observa un carácter bastante evolucionado en los materiales traquibasálticos, (ID 55-37), y presentando solamente un carácter relativamente más primario ($Mg\# > 60$) los basaltos piroxénicos-olivínicos (doleritas y ankaramitas), aunque como indican Staudigel y Schmincke (1984), estos valores no pueden ser tomados de forma rigurosa debido a los procesos de movilidad y alteración. Los términos oceaníticos quedan totalmente relegados por su elevado contenido máfico debido a procesos acumulativos.

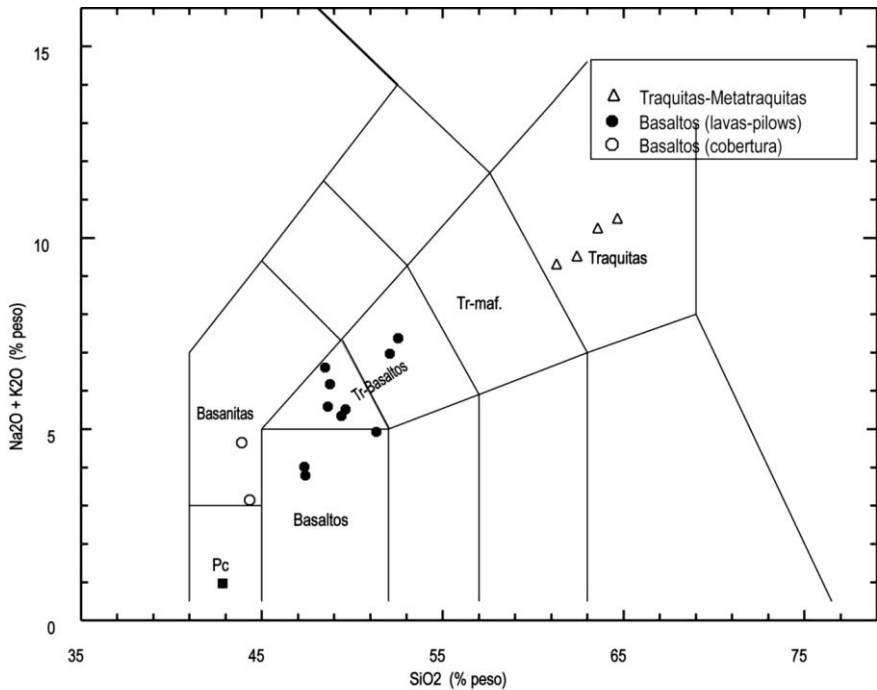


Fig. 5.1. Diagrama T.A.S. de lavas del edificio volcánico Submarino.

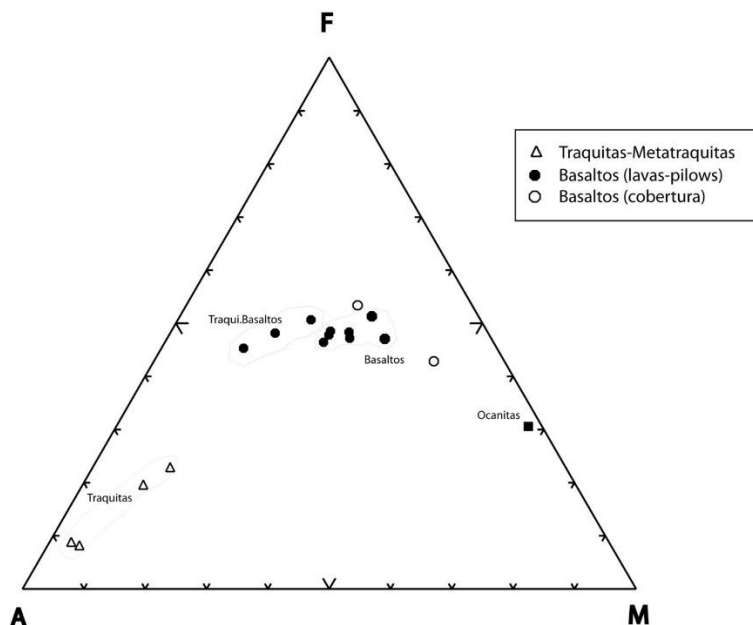


Fig. 5.2. Diagrama AFM del edificio volcánico Submarino

En los diagramas de variación de elementos mayoritarios y trazas (Figs. 5.3 y 5.4) respecto a los valores de SiO_2 , se observa una importante dispersión que confirman las observaciones anteriormente indicadas, y que como resultado enmascaran las posibles correlaciones interelementales. De forma genérica se observa cierta tendencia al aumento en contenidos de Na_2O , poco correspondido por el K_2O , que se contrapone con los decrementos en Fe_2O_3 total, MgO , MnO y TiO_2 aunque con la dispersión indicada. Características semejantes pueden señalarse en lo que respecta a las variaciones de los elementos menores, así por ejemplo no se observan correlaciones significativas entre las variaciones de elementos compatibles como Cr y Ni respecto al contenido en SiO_2 , pero sí se observan concentraciones más señaladas de otros elementos metálicos como el Cu , en relación con la presencia de microfenocristales de pirita. En cuanto a los elementos incompatibles como Ba y Sr , se observan tendencias negativas, opuestas a lo normalmente esperado, siendo sus contenidos más elevados en los términos básicos (basaltos piroxénicos), mientras que en los restantes elementos no muestran variaciones significativas.

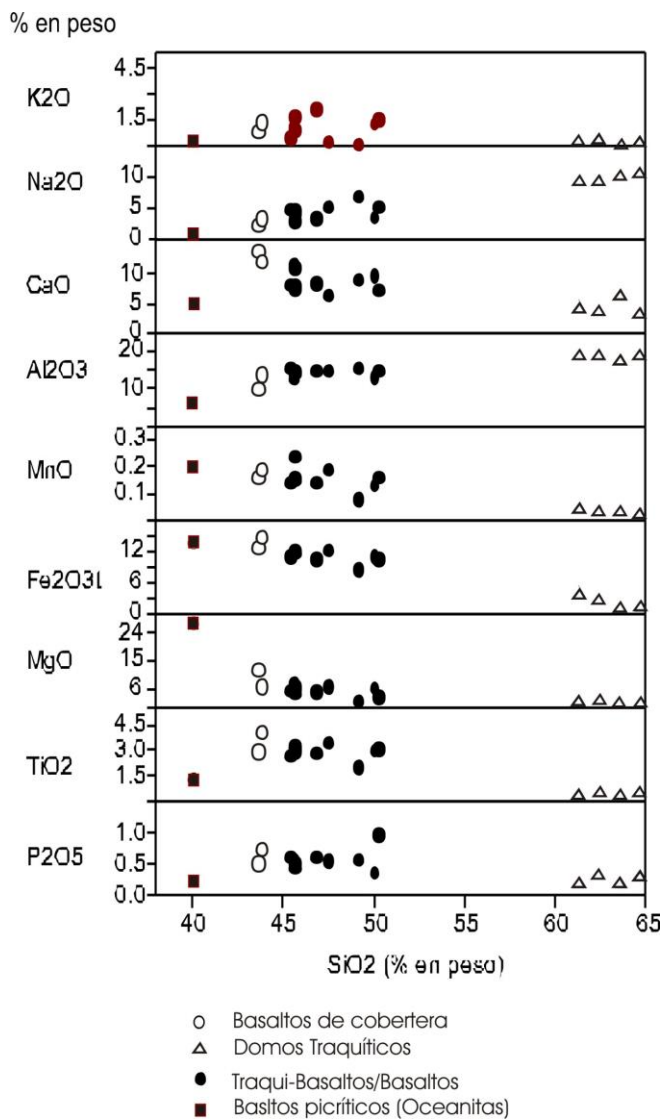


Fig. 5.3. Diagrama de variación de elementos mayores del edificio volcánico Submarino.

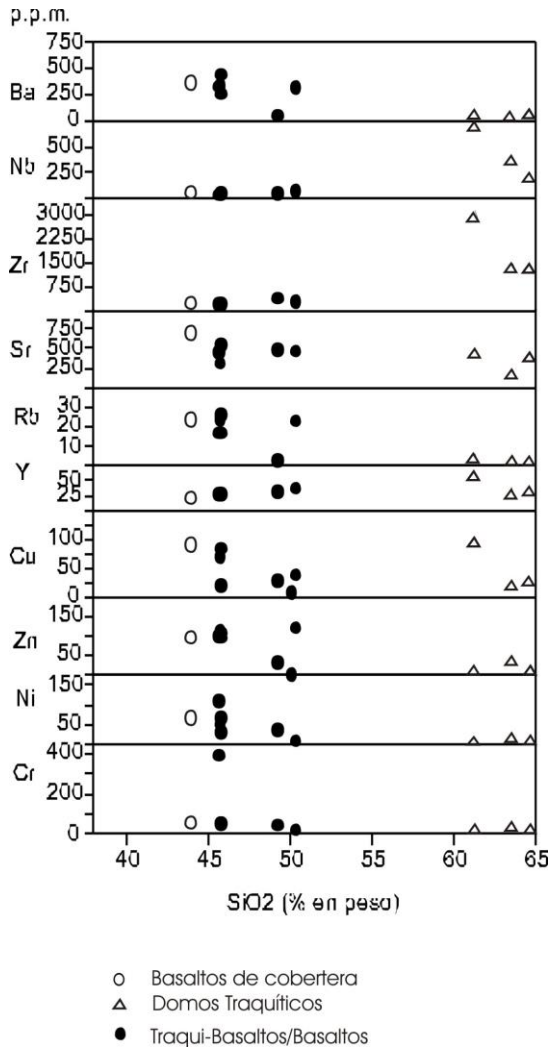


Fig. 5.4. Diagrama de variación de elementos menores del edificio volcánico Submarino.

En los diagramas anteriormente indicados, (Figs. 5.1 a 5.4), se han proyectado conjuntamente los datos analíticos de la fase intrusiva traquítica, que aunque no afloran en esta hoja, sirven de referencia comparativa. Geoquímicamente estos materiales se proyectan relativamente agrupados en el campo traquítico, (Fig. 5.1), con pequeñas desviaciones, casi lineales, en el diagrama AFM, (Fig. 5.2), y suponen los términos más alcalinos y diferenciados de toda la serie intrusiva submarina, a excepción de las intru-

siones filonianas posteriores. Estas tendencias, aparentemente normales, requieren ciertas apreciaciones como se evidencian en los diagramas de variación de elementos mayores y menores, (Figs. 5.1 y 5.2), y que en algunos casos son atípicas. Así por ejemplo se observa un claro enriquecimiento en Na_2O que no es correspondido por el contenido en K_2O , lo que evidencia la incidencia de los procesos de albitización que han sufrido estos materiales traquíticos. Otros componentes mayoritarios presentan tendencias que podrían considerarse normales, como son los elevados contenidos en Al_2O_3 contrapuestos con los de CaO y ferromagnesianos en general (Fe_2O_3 , MgO , TiO_2), tendencias que se corresponden con bajos contenidos de otros elementos metálicos como Cr, Ni, Zn, con la excepción de algunas anomalías. Estas anomalías se hacen extensibles también a algunos elementos típicamente incompatibles como Nb, Zr, Sr que evidencian tendencias dispares como posible resultado de la incidencia de los procesos de alteración metasomática.

La proyección conjunta de los contenidos en tierras raras (REE) normalizadas, correspondientes a los materiales basálticos y traquíticos de la serie submarina, Fig 5.5, es bastante significativa. Los materiales traquibasálticos presentan tendencias de variación con marcado solapamiento, en tierras raras ligeras y medias, en relación con los valores medios de los Basaltos de las Islas Oceánicas (OIB), propuestos por Sun y McDonough (1989), con una pequeña inflexión negativa en los contenidos de Sm y Eu, lo que sugiere que estos materiales basálticos han sufrido relativamente pocas modificaciones en el rango elemental establecido. Comparativamente las variaciones en contenidos en REE de los materiales traquíticos presentan marcados enriquecimientos en REE ligeras (La, Ce) y REE pesadas (Yb, Lu), con una pronunciada anomalía negativa en Eu y contenidos de REE medias, como consonancia de la superposición de procesos de diferenciación primarios a los que se han superpuesto las transformaciones de los componentes feldespáticos.

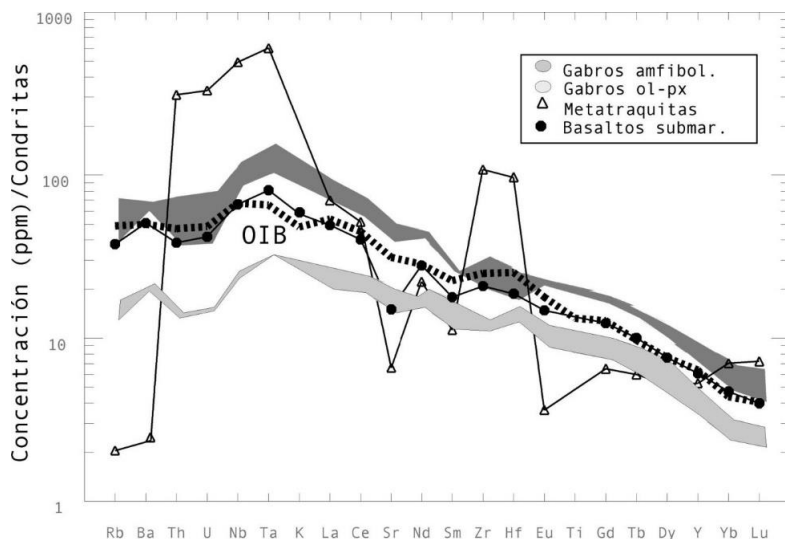


Fig. 5.5. Diagrama de elementos normalizados del edificio volcánico Submarino

La **red filoniana** presenta una importante diversificación tanto petrológica, geoquímica y temporal, como ha sido puesto en evidencia por diferentes autores: Hernandez-Pacheco (1975), Staudigel (1981), de la Nuez (1983), Staudigel y Schmincke (1984), Staudigel et al. (1986), de la Nuez (1991).

Geoquímicamente las intrusiones filonianas presentan una amplia representación de tipologías, como se evidencia en el diagrama TAS, (Fig. 5.6), y que lógicamente no pueden ser consideradas como evolutivamente cogenéticas, Tabla 5.2. Los diques de tipo basáltico cubren un amplio campo proyectivo, desde basaltos alcalinos-traquibasaltos a basanitas e incluso algunos más diferenciados de tipo tefrítico. Los de tipo traquítico presentan características geoquímicas coincidentes con la petrografía, con variaciones tipológicas desde traquitas a traquitas máficas, mientras que los fonolíticos se proyectan en el campo de las fonolitas máficas de forma más restringida. Las intrusiones sieníticas en forma de "sill" y diques-capa presentan una importante dispersión geoquímica, aunque se proyectan preferentemente en el campo tefri-fonolítico y de las fonolitas máficas. Por último los diques ultramáficos "duníticos", quedan prácticamente relegados a la zona inferior de los basaltos picríticos. En resumen se observan claramente dos líneas de evolución, una desde basaltos-traquibasaltos a traquitas; y la otra desde basanitas-tefritas-fonolitas máficas.

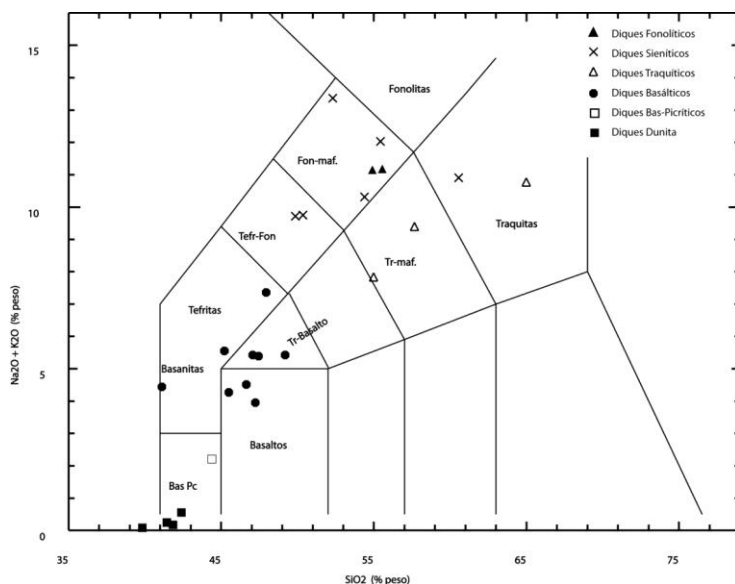


Fig. 5.6. Diagrama T.A.S. de las intrusiones filonianas del edificio volcánico submarino.

La proyección conjunta de todas las tipologías en el diagrama AFM, (Fig. 5.7), tiende a su agrupación teórica con valores próximos a los obtenidos para los materiales lávicos que configuran el escudo volcánico norte de la Isla de La Palma (Edificios Garafía, Taburiente y Bejenado), con alguna dispersión dentro de los materiales basálticos y con marcado distanciamiento en lo referente a los diques duníticos.

Tabla 5.2. Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del edificio submarino (Intrusiones filonianas)

Nº Muestra	102	106	107	178	181	101
SiO ₂	63,59	53,20	51,69	37,65	58,69	45,0
TiO ₂	1,16	1,93	1,03	0,57	1,36	3,07
Al ₂ O ₃ 000	19,68	17,96	20,82	2,19	17,57	12,8
Fe ₂ O ₃	0,49	4,86	2,87	5,06	2,21	5,34
FeO	1,35	2,26	1,67	8,58	2,23	5,45
MnO	0,00	0,16	0,17	0,18	0,08	0,15
MgO	0,18	2,35	0,83	29,18	1,47	7,43
CaO	0,52	5,90	4,38	6,36	2,59	11,7
Na ₂ O	7,02	4,75	6,65	0,09	6,01	2,42
K ₂ O	3,53	2,83	3,85	0,06	4,49	1,35
P ₂ O ₅	0,33	0,55	0,19	0,08	0,33	0,55
H ₂ O+CO ₂ 0000	1,73	2,99	6,15	9,30	2,42	5,43
Cr	8	53	8	1599	8	95
Ni	7	52	6	1209	9	88
Co	2	19	6	141	7	37
Sc	8	12	7	16	10	0
V	32	108	84	75	73	325
Cu	44	45	22	52	44	110
Pb	17	9	18	11	9	0
Zn	78	122	105	87	73	86
Sn	2,28	2,21	1,86	1,76	1,83	0,00
Mo	17,53	10,78	8,89	8,26	6,09	0,00
Rb	93	71	135	3	66	22
Cs	0,59	0,98	2,74	0,49	0,54	0,00
Ba	1086	796	908	16	695	
Sr	200	936	1429	184	318	703
Tl	0,15	0,13	0,37	0,04	0,04	0,00
Ga	29	27	35	5	26	
Li	5,95	14,02	22,77	7,68	8,17	
Be	3,21	4,27	7,65	0,71	3,11	
Ta	9,54	6,47	5,46	0,73	4,77	
Nb	144	99	136	7	65	49
Hf	12,90	10,97	13,47	0,81	8,74	
Zr	624	537	802	33	417	224
Y	34	39	21	4	29	30
Th	17,13	10,24	14,46	0,48	5,89	
U	3,86	2,41	3,79	0,17	1,46	
La	112,24	97,81	79,18	4,89	58,35	

Tabla 5.2. (Cont.) Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del edificio submarino (Intrusiones filonianas)

Nº Muestra	102	106	107	178	181	101
Ce	196,05	168,74	122,29	10,57	115,65	
Pr	18,03	19,79	11,63	1,39	13,26	
Nd	60,00	70,90	37,50	5,34	50,84	
Sm	9,43	11,39	6,06	1,29	9,00	
Eu	2,35	3,34	1,71	0,38	2,21	
Gd	7,58	9,30	4,70	1,11	7,68	
Tb	1,19	1,41	0,71	0,17	1,13	
Dy	6,56	7,34	4,00	0,96	5,92	
Ho	1,34	1,43	0,74	0,18	1,13	
Er	3,60	3,72	1,91	0,43	2,69	
Tm	0,53	0,55	0,30	0,06	0,41	
Yb	3,30	3,17	1,88	0,37	2,33	
Lu	0,46	0,45	0,27	0,05	0,34	
Q	8,72	1,52	0	0	0,3	1,29
Or	20,86	16,72	22,75	0,35	26,53	7,98
Ab	59,4	40,19	32,99	0,76	50,86	20,48
An	0,42	19,33	15,59	5,39	7,71	20,19
Ne	0	0	12,61	0	0	0
C	4,16	0	0	0	0	0
Di	0	4,94	3,81	20,26	2,34	15,91
Hy	0,61	3,56	0	6,97	2,74	11,89
Ol	0	0	0,21	47,66	0	0
Mt	0,71	2,21	2,95	7,34	3,2	7,74
Il	2,2	3,67	1,96	1,08	2,58	5,83
Hem	0	3,33	0,83	0	0	0
Ap	0,76	1,27	0,44	0,19	0,76	1,27
cc	0	0	0	0	0	5,12
ID	88,98	58,43	68,36	1,12	77,69	29,75
FEMG	0,21	0	0	0,1	0,03	0,03
IP	0,78	0,61	0,73	0,1	0,84	0,42
Mg #	16,89	41,75	28,3	81,8	41,34	59,44

102. Dique traquítico. Bco Salto del Agua. MAGNA

106. Dique traquítico máfico. Lomo del Escuchadero. MAGNA

107. Dique de Fonolita. Bco de Madera de García. MAGNA

178. Brecha Dunitica. MAGNA

181. Sienita Alcalina. MAGNA

101. Dique Basáltico. STAUDIGEL y SCHMINCKE (1984), STAUDIGEL et al., (1986)

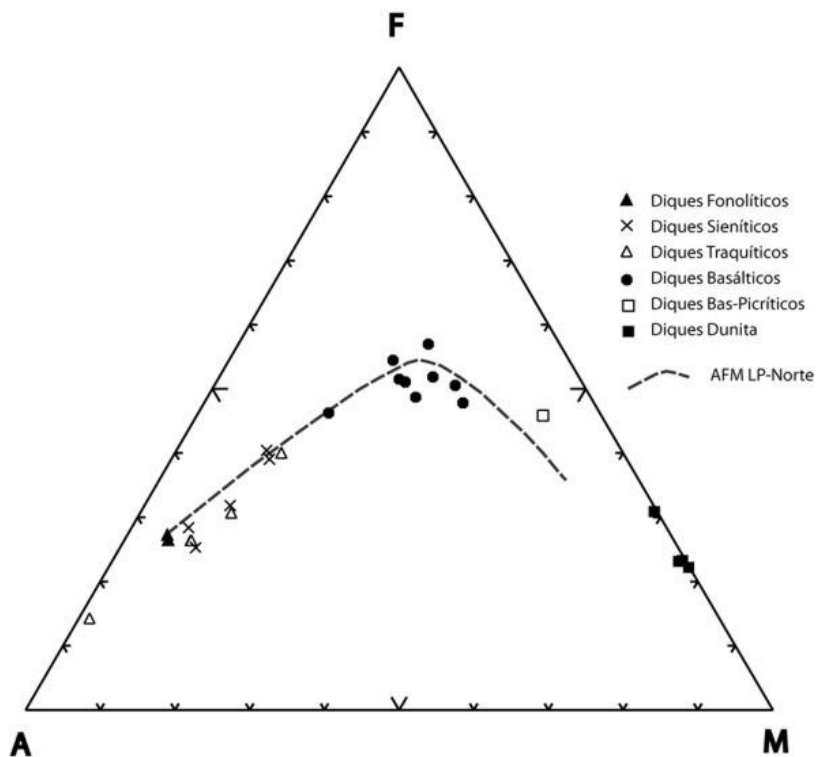


Fig. 5.7. Diagrama AFM de las Intrusiones filonianas del Edificio Volcánico Submarino.

Estas variaciones composicionales se evidencian claramente en los digramas de confrontación de los elementos mayores y trazas frente al SiO_2 , (Figs 5.8 y 5.9), en los que los diques "duníticos" quedan geoquímicamente individualizados de las restantes intrusiones filonianas, las cuales tienden a constituir una secuencia algo discontinua desde los términos basálticos a los fonolíticos. Destaca por ejemplo, la coincidencia composicional de los diques traquíticos y las intrusiones sieníticas, que difieren fundamentalmente por un mayor contenido en Na_2O probablemente relacionados con procesos de albitización.

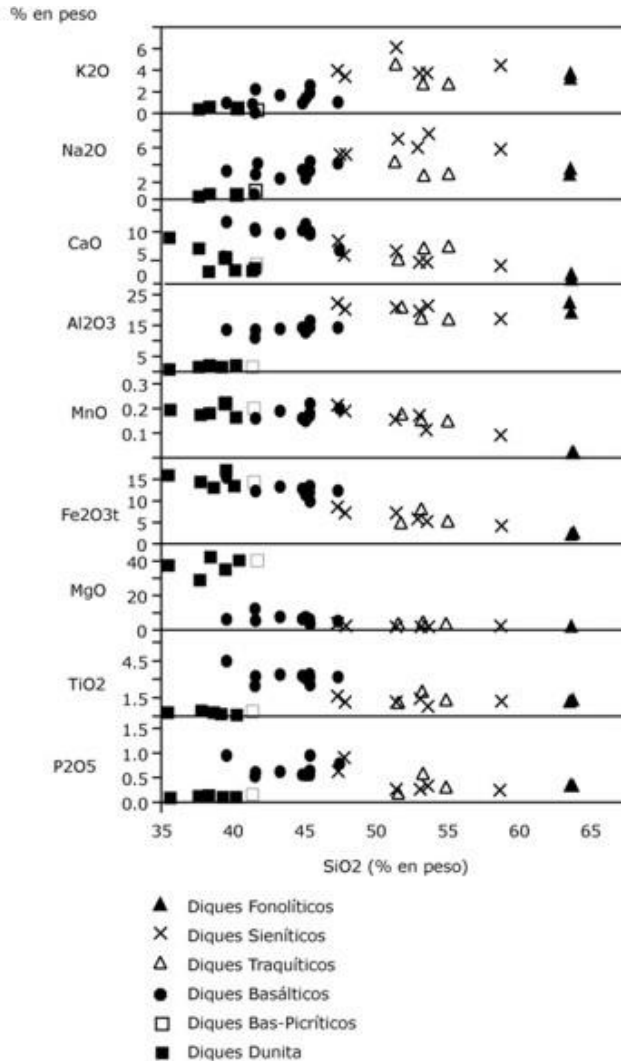


Fig. 5.8. Diagrama de variación de elementos mayores de las intrusiones filonianas del Edificio Volcánico Submarino.

Las variaciones en componentes minoritarios, (Fig. 5.9), señalan elevadas concentraciones en Cr y Ni, en relación con las intrusiones "duniticas", valores que decrecen drásticamente hacia las intrusiones tefríticas, traquíticas y fonolíticas. Estas tipologías presentan un mayor enriquecimiento relativo en elementos incompatibles, como Ba,

Nb, Zr, Sr, Rb, pero con tendencias de variación dispares, como ocurre con los términos fonolíticos, e incluso con tendencia negativas como las observadas en las variaciones del Sr, que afectan a términos de traquíticos a fonolíticos.

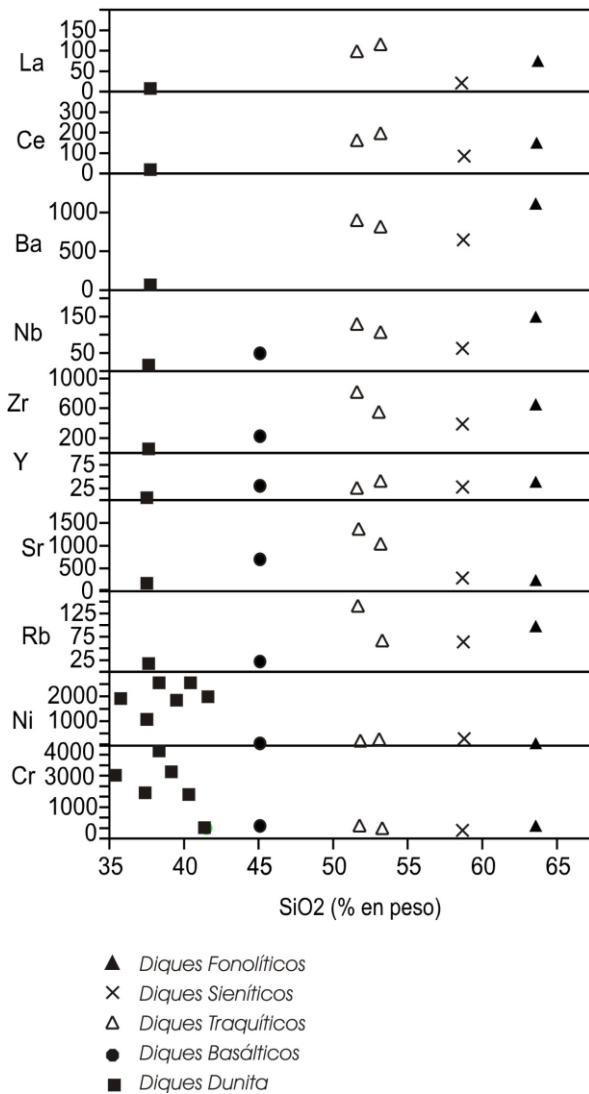


Fig. 5.9. Diagrama de variación de elementos menores de las intrusiones filonianas del Edificio Volcánico Submarino.

En la proyección conjunta del diagrama normalizado de tierras raras (REE), (Fig. 5.10), se sintetizan las características de variación de las principales intrusiones filonianas. Los diques “duníticos”, presentan bajos contenidos de REE en consonancia con su mineralogía predominante (olivino y clinopiroxenos). Las restantes intrusiones filonianas presentan marcados enriquecimientos en REE, aunque con tendencias divergentes en función de su tipología. Los mayores incrementos en tierras raras corresponden a las intrusiones traquíticas con una marcada inflexión de Eu en coincidencia con las anomalías observadas asimismo en las intrusiones sieníticas, en posible relación con su contenido feldespático, anomalías que no afectan por ejemplo a las intrusiones traquíticas máficas, y a los diques de fonolitas máficas. Estas intrusiones fonolíticas que se caracterizan por presentar típicos enriquecimientos en tierras raras ligeras (La – Sm) y un decremento generalizado del contenido en las restantes REE, con tendencias subparalelas los términos traquíticos máficos.

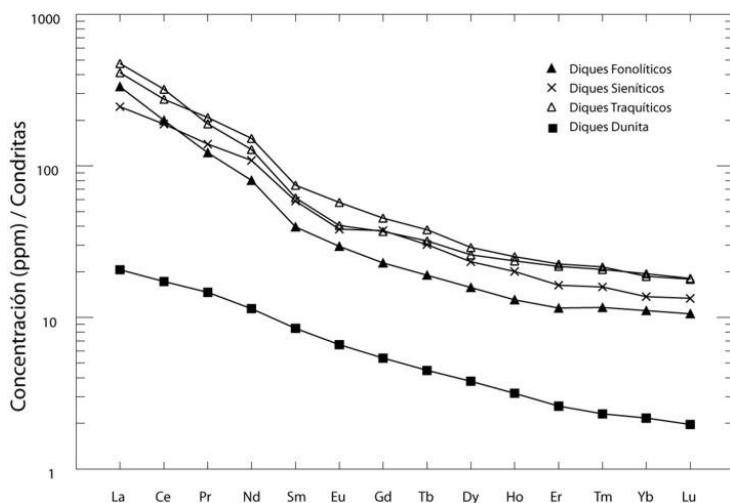


Fig. 5.10. Concentraciones de REE normalizadas-condritas de las intrusiones filonianas del Edificio Volcánico Submarino.

5.3. EDIFICIO VOLCÁNICO TABURIENTE: PETROLOGÍA

5.3.1. Taburiente inferior (5)

Los materiales que constituyen esta unidad, forman parte del cantil oeste de La Caldera de Taburiente y del Barranco de Las Angustias, en esta Hoja (1085-I), de Los Llanos de Aridane, y en el cantil oeste de la Caldera de Taburiente, Hoja (1085-II), de Santa Cruz de La Palma. Las coladas muestreadas corresponden siempre a términos

basálticos olivínico-piroxénicos, con poca diversidad petrológica.

Basaltos olivínicos piroxénicos, presentan textura porfídica seriada, cuya matriz, generalmente microcristalina, puede llegar a ser en algunos casos vesicular. Los fenocristales son muy frecuentes, pudiendo alcanzar más del 50% de la roca. Son dominantes los fenocristales de augita titanada en secciones idiomorfas, de tonos pardo-amarillento, algunos maclados y zonados. No se observan procesos de alteración significativos. Los fenocristales de olivino, menos frecuentes, presentan secciones idio-subidiomorfas, con procesos de alteración que afectan a la zona de borde de los fenocristales y, con mayor intensidad, a los micro-mesocristales. Los minerales opacos son poco frecuentes y en pequeños cristales dispersos por la muestra. La matriz está constituida por microcristales de plagioclasa que gradualmente pasan a microlitos. Como minerales máficos destacan microcristales de clinopiroxenos y olivinos, están fuertemente alterados a iddingsita, aun cuando localmente queden algunos restos identificables de los cristales originales.

En la pared norte de la Caldera de Taburiente se presentan numerosos diques que atraviesan las coladas de la unidad anterior. Petrológicamente corresponden a basaltos olivínicos-piroxénicos, de textura porfídica microcristalina intersertal, con fenocristales máficos que llegan a suponer del 45-50 % de la roca. La matriz, poco vesicular, está constituida por microcristales tabulares de plagioclasa, clinopiroxenos, olivinos (parcialmente alterados y oxidados) y minerales opacos, dispersos por la matriz.

5.3.2. Taburiente Superior (8)

Los materiales lávicos que constituyen esta formación están bien representados en la parte NO de esta Hoja (Los Llanos de Aridane) y, con mayor extensión, en la parte NE de la vecina Hoja de Santa Cruz de La Palma. Del muestreo efectuado en ambos afloramientos se deduce un predominio de los materiales basálticos, aunque con mayor diversidad petrológica que la observada en el Taburiente Inferior. Las tipologías que se han establecido son: Basaltos olivínico-piroxénicos y Basaltos piroxénicos-anfibólicos.

Basaltos piroxénicos-olivínicos: Son los materiales más frecuentes, aunque presentan diversidades texturales importantes, desde términos típicamente porfíricos con numerosos fenocristales (30-45%), hasta basaltos afíricos con escasos fenocristales (<27%) sobre matriz traquitoide fluidal. Los basaltos piroxénicos-olivínicos, con mayor desarrollo porfídico, están constituidos por fenocristales máficos sobre una matriz microcristalina. Los fenocristales de augita presentan secciones idio-subidiomorfas macladas y zonadas, de tonos pardo-amarillentos, que incluyen minerales opacos. Los cristales de olivino, subordinados a los clinopiroxenos, son frecuentemente alotriomorfos, con bordes corroídos y procesos de alteración a iddingsita, que afectan principalmente a los microcristales. Destaca un contenido elevado en minerales opacos (~10 %), que forman mesocristales subidiomorfos aislados o asociados a los cristales de clinopiroxeno. La matriz microcristalina, generalmente poco vesicular, está constituida por listoncillos de feldespato, bastoncillos de clinopiroxenos, minerales opacos puntuales y microcristales de olivino con procesos de oxidación y alteración muy avanzados.

En algunas de estas tipologías, se observa la presencia de un mayor desarrollo de fenocristales de plagioclasa (~8%) en secciones tabulares macladas, que en muchos casos tienden a formar micro agregados entrecrecidos con los cristales de augita y olivinos sobre una matriz constituida por microcristales prismáticos de plagioclasa. Estos encierran en su entramado microcristales de clinopiroxenos, olivinos y opacos.

Los términos más afaníticos presentan escasos fenocristales en relación con la tipología anteriormente indicada, siendo frecuente la presencia de mesocristales de feldespato en secciones tabulares de plagioclasa, junto a microcristales de augita, olivino y opacos puntuales. Presentan texturas porfídicas o glomero-porfídicas, con una matriz traquitoide fluidal constituida por un entramado feldespático en cuyas zonas intersticiales se observan clinopiroxenos incipientes y gránulos dispersos de minerales opacos.

Basaltos piroxénicos-anfibólicos: Se presentan predominantemente en los afloramientos de la Hoja de Los Llanos de Aridane (1085-I), en la costa de Tijarate-Punta de los Gomerros. Presentan texturas porfídicas hipo-microcristalinas, con vesículas localmente importantes (~23%). Los fenocristales predominantes son de augita en secciones idiomorfas, algunas macladas, con frecuentes núcleos verdosos de egirina y fenocristales de anfibol con fuerte pleocroismo de dorado a pardo-amarillento. Destaca la presencia de algunos megacristales subidiomorfos, frecuentemente con bordes de corrosión y aureolas de reabsorción. Los minerales opacos se presentan en microcristales subidiomorfos y, como accesorios, se observa la presencia de cristales de apatito, en secciones subidiomorfos, incluidos en los cristales de anfibol y en los glomérulos de clinopiroxenos. La matriz microcristalina está constituida por listoncillos de feldespato, clinopiroxenos y opacos puntuales. En las variedades más hipocristalinas se presentan, inmersos en la matriz, algunos microcristales euhedrales de haüyna con típicos enrejados de hierro.

En esta formación basáltica se observa la inclusión, de forma accidental, de agregados xenolíticos, constituidos por olivino, clinopiroxenos y anfiboles, en los que son frecuentes las aureolas de reacción de clinopiroxenos y minerales opacos.

5.4. EDIFICIO VOLCÁNICO TABURIENTE: GEOQUÍMICA

Los datos analíticos correspondientes a las formaciones Taburiente Inferior (en adelante TI) y Superior (en adelante TS) se presentan en la Tablas 5.3 y 5.4, en la que se incluyen datos de la unidad de Cumbre Nueva de Drury y colaboradores (en prensa). Desde un punto de vista geoquímico, se ha optado por hacer el tratamiento conjunto de todos los datos analíticos del Edificio Taburiente para toda la isla.

La proyección en el diagrama clasificatorio TAS (Fig. 5.11) señala el predominio de términos basaníticos en la unidad TI, aflorantes en el cantil norte de la Caldera. Estos materiales se caracterizan por bajos índices de diferenciación ($ID \sim 25$) y número de magnesio ($Mg\# > 60$), indicativo de su carácter relativamente primario, siendo patentes procesos acumulativos en muestras con valores de ($Mg\# > 70$). En la unidad TS se presenta una mayor variación composicional, en correspondencia con las diversidades tipológicas puestas en evidencia por la petrología. Se observa una secuencia aparentemente continua desde basanitas a tefritas, con algunos términos más diferenciados ($ID \sim 60$), que se proyectan en el campo de las tefri-fonolíticas máficas. Estas tipologías corresponden petrológicamente a basaltos piroxénicos-anfibólicos, con presencia de microcristales de haüyna en la matriz. Destacan en el diagrama la presencia de algunos términos basálticos, en correspondencia con la tipología de basaltos olivino-piroxénicos con plagioclasa, más extensamente representados en los afloramientos del Taburiente de la zona norte de isla de La Palma.

Tabla 5.3. Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del Edificio Volcánico Taburiente

Nº Muestra	85	148	156	167	204	217	243	263	225 Dique
SiO ₂	49,09	51,70	46,28	45,20	48,30	49,50	49,00	45,00	47,60
TiO ₂	2,40	2,26	3,25	3,11	2,71	2,68	3,51	2,99	3,03
Al ₂ O ₃ 000	17,57	18,42	16,07	12,48	11,34	12,77	14,85	12,99	11,07
Fe ₂ O ₃	5,89	3,08	3,91	5,57	4,78	4,89	2,91	4,40	5,73
FeO	4,46	5,16	8,86	7,77	7,97	6,93	9,55	7,45	8,06
MnO	0,22	0,22	0,18	0,19	0,17	0,18	0,19	0,16	0,18
MgO	3,20	2,31	6,14	10,67	11,77	10,07	6,30	11,76	10,66
CaO	7,92	6,67	11,00	9,45	9,15	8,85	8,71	10,92	9,53
Na ₂ O	4,15	6,30	2,80	2,40	2,27	2,15	2,68	2,43	1,50
K ₂ O	1,99	2,46	1,07	0,83	0,58	0,92	1,17	0,67	0,40
P ₂ O ₅	0,99	0,71	0,59	0,49	0,42	0,57	0,96	0,49	0,46
H ₂ O+CO ₂	2,03	0,34	0,10	0,85	0,37	0,26	0,10	0,67	1,53
Cr	8	16	28	448	563	392	57	430	485
Ni	0	5	60	274	300	210	55	189	226
Co	16	13	40	65	61	56	44	54	65
Sc	7	6	22	32	31	28	22	33	40
V	126	130	332	338	325	317	346	319	375
Cu	12	14	97	97	100	88	72	122	104
Pb	6	9	3	3	3	4	5	7	4
Zn	138	143	130	143	114	127	156	102	122
Sn	3,78	4,27	3,83	3,52	2,48	2,76	3,91	2,05	2,67
Mo	4,11	4,91	1,79	1,44	1,69	2,20	2,48	8,83	1,20
Rb	63	75	22	18	20	28	37	20	14
Cs	0,75	1,67	0,79	0,70	0,19	0,29	0,42	0,75	0,25
Ba	700	735	312	250	299	356	465	313	274
Sr	1355	1307	724	660	587	730	1042	642	636
Tl	0,03	0,07	0,02	0,01	0,01	0,03	0,03	0,04	0,01
Ga	27	29	23	21	20	22	26	19	20
Li	13,69	16,46	5,75	6,55	7,49	7,82	8,83	9,80	6,15
Be	4,44	6,06	1,63	1,75	2,03	3,08	3,46	2,03	2,20
Ta	8,55	8,21	3,81	2,76	3,11	3,74	5,30	3,41	2,68
Nb	151	150	63	49	53	62	100	48	49
Hf	12,65	11,70	6,18	5,38	5,25	6,34	9,14	5,77	5,20
Zr	594	592	262	230	222	266	415	236	221
Y	46	41	30	25	24	26	36	26	24
Th	9,58	9,22	3,40	2,60	3,07	3,61	5,65	3,27	2,77

Tabla 5.3. (Cont.). Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del Edificio Volcánico Taburiente

Nº Muestra	85	148	156	167	204	217	243	263	225 Dique
La	102,44	95,01	41,07	33,07	35,08	41,40	69,49	35,92	34,93
Ce	200,06	183,73	84,33	71,70	73,41	87,01	143,7 5	75,72	73,92
Pr	23,91	20,57	10,38	8,89	8,99	10,51	17,51	9,55	9,02
Nd	89,00	77,78	43,09	37,05	36,63	42,85	71,09	39,38	37,10
Sm	16,00	13,69	9,04	8,21	7,80	9,20	13,25	8,44	7,78
Eu	4,66	4,08	2,82	2,57	2,42	2,72	3,92	2,42	2,32
Gd	14,26	11,24	8,58	7,10	6,78	7,63	11,09	7,14	6,80
Tb	1,81	1,57	1,16	1,02	0,97	1,07	1,50	1,02	0,89
Dy	9,19	7,64	6,31	4,97	4,98	5,32	7,32	5,14	4,68
Ho	1,72	1,43	1,20	0,89	0,89	0,96	1,32	1,01	0,87
Er	4,16	3,53	2,90	2,19	2,15	2,34	3,22	2,53	2,01
Tm	0,61	0,53	0,40	0,29	0,30	0,33	0,44	0,35	0,29
Yb	3,27	3,03	2,15	1,66	1,79	1,83	2,45	2,13	1,65
Lu	0,49	0,45	0,33	0,25	0,24	0,26	0,37	0,28	0,23
Q	0,41	0,00	0,00	0,00	0,00	2,84	1,75	0,00	4,62
Or	11,76	14,54	6,32	4,91	3,43	5,44	6,91	3,96	2,36
Ab	35,12	36,48	23,61	20,31	19,21	18,19	22,68	19,16	12,69
An	23,44	14,72	28,12	20,83	19,04	22,48	25,04	22,56	22,29
Ne	0,00	9,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,76	0,00
Di	7,31	11,19	18,32	18,11	18,77	14,03	9,70	22,52	17,45
Hy	4,58	0,00	0,11	9,02	23,57	23,04	20,65	0,00	23,68
Wo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ol	0,00	2,84	10,37	9,87	2,40	0,00	0,00	17,11	0,00
Mt	8,14	4,47	5,67	8,08	6,93	7,09	4,22	6,38	8,31
Il	4,56	4,29	6,17	5,91	5,15	5,09	6,67	5,68	5,75
Hem	0,28	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ap	2,29	1,64	1,37	1,14	0,97	1,32	2,22	1,14	1,07
ID	47,29	60,14	30,02	25,21	22,64	26,47	31,34	23,88	19,68
IAIc	1,63	2,07	1,33	1,35	1,32	1,33	1,39	1,30	1,20
IP	0,51	0,71	0,36	0,39	0,38	0,35	0,38	0,36	0,26
FEMG	0,00	0,32	0,28	0,12	0,14	0,12	0,32	0,12	0,13
Mg #	39,87	37,07	50,08	62,80	65,98	64,25	51,15	67,58	62,00

85. Traqui-Basalto. Cabecera Bco Franceses, sección de Tagamentera (cota 2160 m). MAGNA

148. Tr-Basalto/Tefrita-máfica. Taburiente Inferior. Bco Gallegos. MAGNA

156. Basalto. Mña Barbuda. Taburiente Inferior. MAGNA

167. Basalto-Basanita. Mña de Los Pasos. Taburiente inferior. MAGNA

204. Basalto. Barranco de los Franceses, carretera lado oeste, (450 m). MAGNA

217. Basalto. Fajama Los Hombres, 30 m. MAGNA

243. Basalto. Bco Cueva del Agua. Taburiente Inferior. MAGNA

263. Basalto-Basanita. Barranco Los Hombres, 60 m. MAGNA

225. Basalto. Dique en coladas, encima del aglomerado, La Cumbrecita. MAGNA

Tabla 5.4. Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del Edificio Volcánico Taburiente (Coladas basálticas). Taburiente Superior

Nº Muestra	76	129	130	183	184	187	188
SiO ₂	49,18	51,00	49,50	48,50	49,30	49,92	51,30
TiO ₂	3,13	2,65	3,07	3,48	3,07	2,75	2,71
Al ₂ O ₃	15,21	11,83	15,57	15,64	13,79	16,47	16,32
Fe ₂ O ₃	3,06	0,90	1,75	4,41	1,34	6,75	5,70
FeO	7,81	9,71	8,03	6,62	10,30	3,08	3,85
MnO	0,19	0,18	0,19	0,19	0,20	0,19	0,18
MgO	5,66	9,09	6,21	4,82	6,76	4,25	4,32
CaO	9,79	10,74	9,17	9,09	9,74	8,40	8,08
Na ₂ O	3,83	2,67	4,10	4,60	2,94	4,00	4,19
K ₂ O	0,97	0,60	1,32	0,93	1,13	1,45	1,53
P ₂ O ₅	0,80	0,49	0,82	0,97	1,00	0,75	0,79
H ₂ O+CO ₂	0,09	0,11	0,09	0,66	0,25	1,76	0,65
Cr	74	361	128	1	171	8	9
Ni	52	237	104	20	80	7	0
Co	39	58	39	37	43	28	24
Sc	19	32	17	19	25	16	10
V	277	351	258	374	311	243	218
Cu	59	157	64	43	86	32	16
Pb	3	3	3	7	5	10	4
Zn	135	128	126	130	138	121	116
Sn	3,22	2,51	2,68	2,15	2,93	2,13	4,52
Mo	2,30	1,53	2,29	9,11	2,31	11,01	2,80
Rb	29	19	37	20	36	45	45
Cs	0,33	0,81	0,32	1,08	0,33	0,84	1,12
Ba	382	263	461	610	422	507	497
Sr	937	583	886	1083	900	1008	940
Tl	0,03	0,01	0,05	0,04	0,05	0,04	0,03
Ga	24	21	24	24	24	24	24
Li	5,71	6,75	8,58	13,04	8,36	13,66	4,74
Be	2,35	1,99	2,69	2,69	3,16	3,25	2,72
Ta	4,27	2,60	4,74	5,71	4,41	5,32	5,05
Nb	77	45	82	83	79	78	87
Hf	6,81	4,86	7,00	7,33	7,62	7,64	7,39
Zr	318	200	332	324	332	351	354
Y	29	24	31	34	32	33	32
Th	4,36	2,48	4,59	5,54	4,59	6,02	5,68
U	1,19	0,72	1,03	1,35	0,96	1,74	1,56

Tabla 5.4 (Cont.).. Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del Edificio Volcánico Taburiente (Coladas basálticas). Taburiente Superior

Nº Muestra	76	129	130	183	184	187	188
La	52,32	32,05	52,97	58,46	56,70	58,54	57,38
Ce	107,90	68,20	110,79	119,85	119,01	117,42	119,16
Pr	13,10	8,45	13,18	14,75	14,46	14,08	14,03
Nd	52,25	34,43	53,60	62,07	59,48	56,71	54,73
Sm	10,26	7,83	10,66	11,88	11,43	11,06	10,92
Eu	3,16	2,39	3,24	3,63	3,39	3,25	3,33
Gd	8,91	6,89	9,11	10,40	9,71	9,23	9,56
Tb	1,20	0,99	1,24	1,49	1,35	1,30	1,27
Dy	5,97	5,15	6,29	7,38	6,76	6,66	6,52
Ho	1,11	0,88	1,18	1,37	1,20	1,26	1,21
Er	2,60	2,15	2,79	3,17	3,04	2,99	2,86
Tm	0,34	0,30	0,37	0,42	0,41	0,41	0,41
Yb	1,94	1,63	2,02	2,49	2,37	2,55	2,17
Lu	0,26	0,24	0,32	0,34	0,33	0,34	0,35
Q	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,92	2,51
Or	5,73	3,55	7,80	5,50	6,68	8,57	9,04
Ab	32,41	22,59	32,15	37,27	24,88	33,85	35,45
An	21,45	18,52	20,18	19,28	21,09	22,70	21,21
Ne	0,00	0,00	1,38	0,90	0,00	0,00	0,00
Di	17,73	25,66	16,20	15,53	16,98	10,95	10,68
Hy	3,70	19,05	0,00	0,00	15,06	5,51	5,81
Wo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ol	6,38	3,02	11,75	5,53	4,79	0,00	0,00
Mt	4,44	1,30	2,54	6,39	1,94	2,58	5,14
Il	5,94	5,03	5,83	6,61	5,83	5,22	5,15
Hem	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,97	2,15
Ap	1,85	1,14	1,90	2,25	2,32	1,74	1,83
ID	38,14	26,14	41,33	43,66	31,56	44,34	47,01
IAIc	1,48	1,34	1,56	1,58	1,42	1,56	1,61
IP	0,48	0,43	0,52	0,55	0,44	0,49	0,52
FEMG	0,27	0,30	0,30	0,17	0,37	0,00	0,00
Mg #	52,01	63,60	56,66	47,93	54,30	48,43	49,32

76. Traqui-Basalto. Taburiente post-colapso (Tab. Sup.). Parte alta de la Secuencia. MAGNA
129. Basalto. Llano de Tenagua. Taburiente Superior. MAGNA
130. Traqui-Basalto. Puerto Paja. Taburiente Superior. MAGNA
183. Traqui-Basalto. Lado sur del acantilado de la desembocadura del barranco del Jorado. Cota (0 m.). MAGNA
184. Basalto. Lado sur del acantilado del barranco del Jorado. (140 m). MAGNA
187. Traqui-Basalto. Lado sur del acantilado de la desembocadura del Barranco del Jorado, 225m. MAGNA
188. Traqui-Basalto. Lado sur del Acantilado de la desembocadura del Bco del Jorado (260 m). MAGNA

Tabla 5.4.(Cont.). Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del Edificio Volcánico Taburiente (Coladas basálticas). Taburiente Superior

Nº Muestra	189	202	213	245	248	267
SiO ₂	49,90	49,50	48,00	44,30	42,05	46,18
TiO ₂	2,11	3,32	3,07	3,44	3,45	3,70
Al ₂ O ₃	18,20	13,85	15,83	15,87	14,26	15,15
Fe ₂ O ₃	2,63	2,36	4,71	9,44	4,33	3,82
FeO	4,60	9,26	7,94	3,87	8,78	10,12
MnO	0,21	0,20	0,21	0,21	0,17	0,18
MgO	3,17	6,09	5,04	5,27	7,01	5,97
CaO	6,61	8,78	8,11	9,45	12,22	11,10
Na ₂ O	7,28	3,74	3,81	3,79	4,93	2,93
K ₂ O	3,39	1,30	1,45	1,89	0,90	1,01
P ₂ O ₅	0,80	0,97	1,06	1,24	0,87	0,62
H ₂ O+CO ₂	1,02	0,10	0,65	1,14	0,91	0,05
Cr	9	74	25	15	49	8
Ni	4	55	28	10	49	35
Co	15	43	34	35	44	48
Sc	2	21	16	14	22	29
V	217	333	250	262	350	428
Cu	14	76	56	52	47	99
Pb	7	5	6	5	4	14
Zn	125	146	144	139	131	125
Sn	3,02	3,59	3,67	4,71	2,02	2,10
Mo	5,32	2,58	3,24	3,96	2,59	9,46
Rb	72	37	47	49	11	30
Cs	1,26	0,37	0,64	1,39	0,50	0,75
Ba	977	503	536	584	541	374
Sr	1498	1017	1093	1171	983	802
Tl	0,05	0,03	0,04	0,03	0,03	0,05
Ga	27	25	27	25	23	24
Li	15,74	9,38	11,58	6,25	9,54	10,24
Be	4,55	3,69	4,70	3,58	3,66	2,55
Ta	8,54	5,22	5,87	6,54	5,08	4,24
Nb	160	92	108	115	89	62
Hf	7,80	8,15	9,50	9,64	7,72	6,65
Zr	446	369	449	469	335	276
Y	35	33	38	37	33	28
Th	9,81	4,83	6,73	6,63	5,32	4,20
U	2,76	1,14	1,76	1,82	1,22	1,04
La	86,28	58,47	76,32	77,79	63,70	46,96
Ce	163,71	124,63	154,32	160,17	124,12	95,44
Pr	18,31	15,25	18,14	19,16	15,50	11,73
Nd	68,33	62,48	70,95	75,48	62,60	47,89
Sm	12,16	12,74	13,51	14,56	12,02	9,78
Eu	3,75	3,65	3,77	4,19	3,68	2,78
Gd	10,21	10,77	11,13	11,95	10,05	8,44
Tb	1,37	1,40	1,47	1,57	1,39	1,17

Tabla 5.4.(Cont.). Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del Edificio Volcánico Taburiente (Coladas basálticas). Taburiente Superior

Nº Muestra	189	202	213	245	248	267
Dy	6,73	6,98	7,39	7,82	6,86	5,83
Ho	1,21	1,18	1,32	1,39	1,24	1,09
Er	3,03	2,84	3,18	3,20	2,79	2,54
Tm	0,44	0,39	0,45	0,47	0,38	0,35
Yb	2,39	2,00	2,48	2,38	2,02	2,16
Lu	0,35	0,29	0,38	0,35	0,29	0,30
Q	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Or	20,03	7,68	8,57	11,17	5,32	5,97
Ab	21,91	31,65	32,24	23,98	6,26	23,43
An	6,97	17,17	21,81	20,71	14,12	25,21
Ne	21,50	0,00	0,00	4,38	19,21	0,74
Di	16,58	16,37	9,30	14,07	32,87	21,06
Hy	0,00	7,58	7,31	0,00	0,00	0,00
Wo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ol	2,23	6,95	4,89	4,63	6,34	10,38
Mt	3,81	3,42	6,83	3,19	6,28	5,54
Il	4,01	6,31	5,83	6,53	6,55	7,03
Hem	0,00	0,00	0,00	7,24	0,00	0,00
Ap	1,85	2,25	2,46	2,87	2,02	1,44
ID	63,44	39,33	40,81	39,53	30,78	30,14
IAlc	2,51	1,57	1,56	1,58	1,56	1,35
IP	0,86	0,55	0,49	0,52	0,64	0,39
FEMG	0,23	0,33	0,27	0,00	0,24	0,33
Mg #	47,92	51,97	45,56	46,30	52,79	47,10

189. Tefrita-Fonolita. Lado sur del acantilado de la desembocadura del Bco del Jorado (265 m). MAGNA

202. Traqui-Basalto. Subida carretera a Barlovento desde el este (180 m). MAGNA

213. Traqui-Basalto. Laguna Barlovento, 850 m. MAGNA

245. Basanita. Lomo Morión. Taburiente Superior. MAGNA

248. Basanita. Caleta de La Furna. Taburiente Superior. MAGNA

267. Basalto. Camino de subida a Pico de las Nieves, cota 2100 m. MAGNA

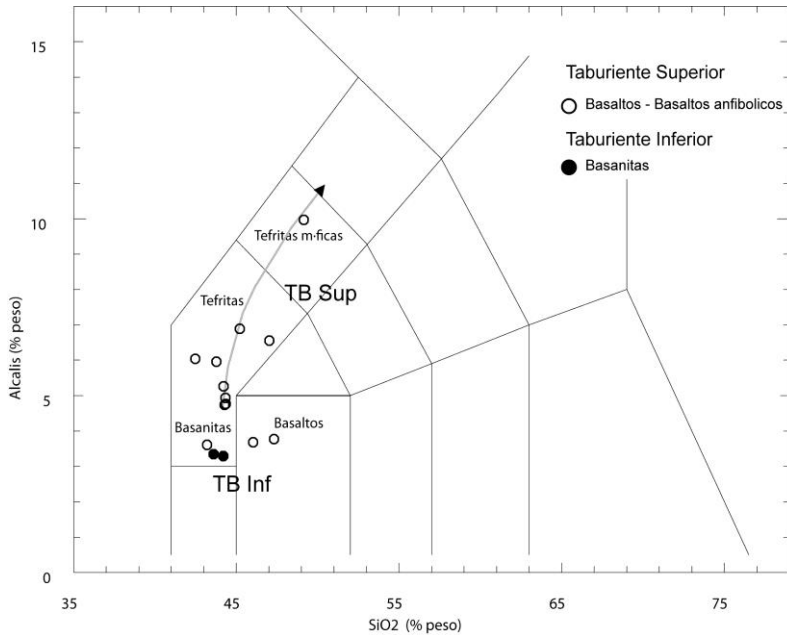


Fig. 5.11. Diagrama TAS del edificio volcánico Taburiente Inferior y Superior.

Esta secuencia composicional se evidencia en el diagrama AFM, (Fig. 5.12), donde se observa una cierta continuidad secuencial de los diferentes materiales, destacando el término basanítico, con elevados contenidos en componentes máficos, consecuencia de procesos acumulativos. El resto de las muestras presentan una secuencia casi continua, que se inicia en los términos basaníticos-basálticos, con un incremento notable en componentes férricos. Algo separados se proyectan los términos tefríticos y tefrifonolíticos máficos, que presentan un marcado incremento de los valores de alcalinidad (IAIk 1.6-2.2), con decrecimiento de los componentes ferro-magnesianos.

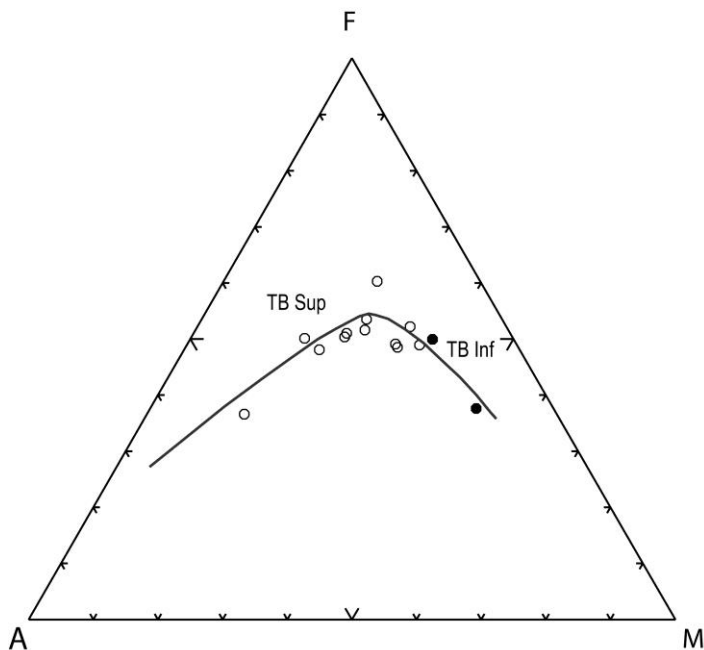


Fig. 5.12. Diagrama AFM del edificio volcánico Taburiente Inf. y Sup. Símbolos de la Fig. 5.11.

Estas diversidades composicionales se evidencian en los diagramas de variación de los elementos mayoritarios en confrontación con los contenidos en SiO_2 (Fig. 5.13), así como en las relaciones $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, Fe_2O_3 t y TiO_2 , frente al MgO (Fig. 5.14) y el diagrama de elementos menores (Fig. 5.15). En el diagrama correspondiente a los elementos mayoritarios frente a los contenidos en SiO_2 (Fig. 5.13) se evidencia un incremento de los contenidos en álcalis (K_2O y Na_2O) y en Al_2O_3 , este último con marcada dispersión. Estas tendencias contrastan con los decrecimientos observados en los contenidos en calcio. En cuanto a los componentes ferromagnesianos se observa una tendencia general al decremento respecto a los contenidos en sílice, que en los contenidos de hierro total se hace más evidente a partir de valores de $\text{SiO}_2 > 45\%$. La importante dispersión de los valores de MgO frente a las variaciones de SiO_2 es indicativa de una importante incidencia de los componentes ferromagnesianos en la evolución geoquímica de la secuencia. En el diagrama de confrontación de las variaciones de las relaciones $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ frente al MgO (Fig. 5.4) se evidencia una perfecta correlación, en correspondencia con un proceso de fraccionación de clinopiroxenos en todo el rango composicional de la serie. Por su parte, las variaciones de Fe_2O_3 total y TiO_2 evidencian tendencias de variación similares, en correspondencia con procesos de cristalización de

óxidos de Fe-Ti. La inflexión observada para contenidos de MgO inferiores al 7% señalaría el tránsito desde los términos basálticos-basaníticos a los tefríticos más diferenciados.

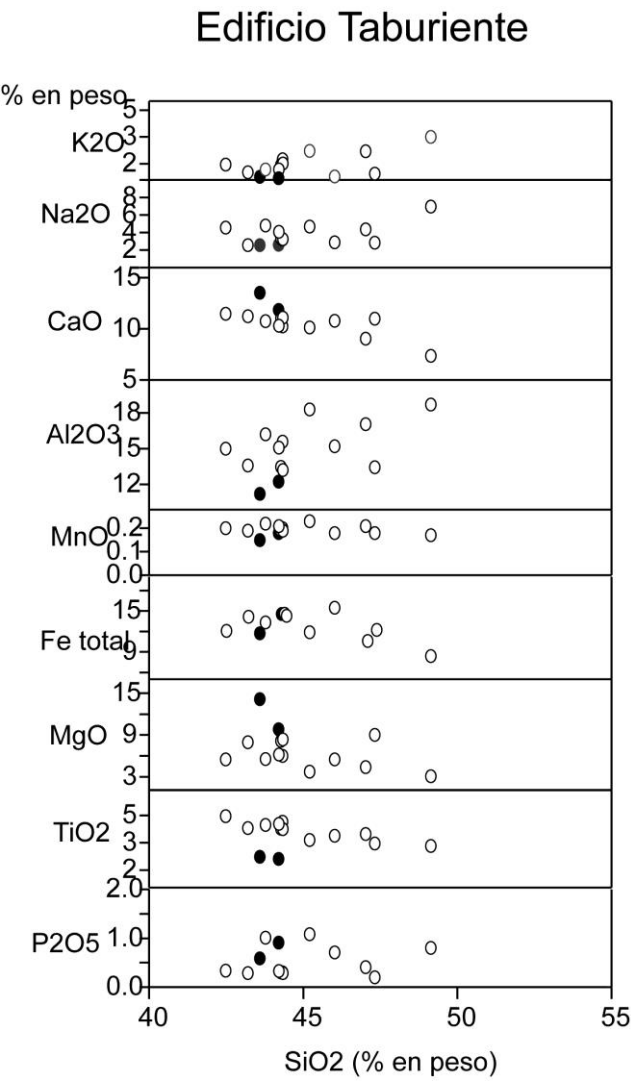


Fig. 5.13. Diagrama de variación de elementos mayores del edificio volcánico Taburiente Inferior y Superior. Símbolos como en la Fig. 5.11.

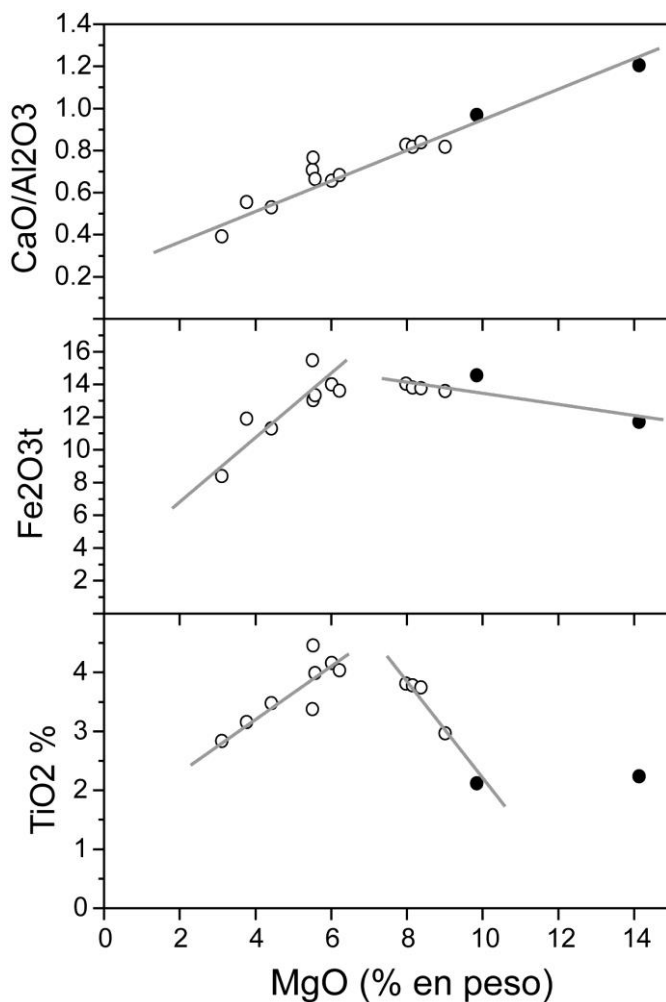


Fig. 5.14. Diagrama de variación de $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ y de elementos ferromagnesianos frente a los contenidos en MgO del edificio volcánico Taburiente Inferior y Superior. Símbolos como en la Fig. 5.11.

En cuanto a la variación de los elementos menores frente al MgO (Fig. 5.15) se observan correlaciones positivas de Cr y Ni en correspondencia con la separación de olivino y clinopiroxenos. Correspondencias inversas, con incrementos de elementos más incompatibles (Ba, Nb, La y Ce), presentan incrementos notables hacia los términos más diferenciados. Otros elementos como el Zr, Sr y Rb, indican pautas de conducta diferentes entre los términos basálticos-basaníticos y los tefríticos más diferenciados.

Esta tendencia es más evidente en los contenidos de Rb, que presenta un marcado cambio de tendencias entre los términos basálticos y los tefri-fonolíticos más diferenciados. Esto se debe a la cristalización de nuevas fases minerales –como los anfíboles–, variaciones que se corresponderían con un incremento de la cristalización de espinelas y de anfíboles (kaersutita) en consonancia con el modelo de cristalización propuesto por Drury y colaboradores (en prensa).

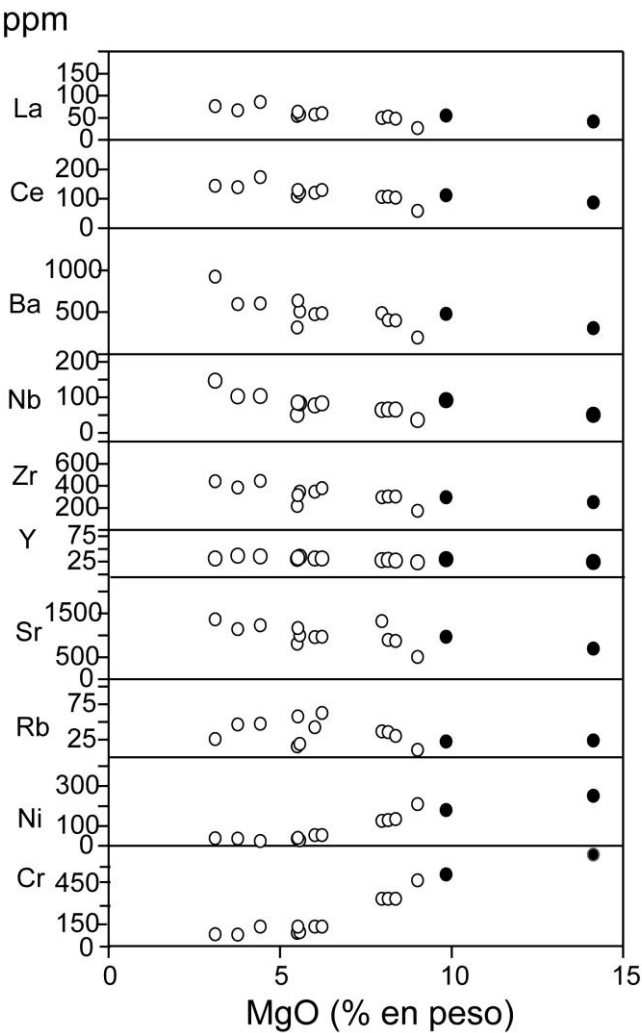


Fig. 5.15. Diagrama de variación de elementos menores del edificio volcánico Taburiente Inferior y Superior. Símbolos como en la Fig. 5.11.

En el diagrama de variación de las Tierras Raras (REE), condriticamente normalizados, (Fig. 5.16), destaca un progresivo enriquecimiento desde los términos basaníticos de elevado (Mg# 70), correspondientes a la unidad TI. Se observan relaciones ($La/Yb=23$) que se incrementan hacia los términos fono-tefríticos más diferenciados ($La/Yb=39$), con ausencia de anomalías de Eu. Esto indica la escasa incidencia de los procesos de fracción/acumulación de plagioclasa. Parcialmente los factores de enriquecimiento son menos pronunciados en los tramos de REE medios a REE pesadas, con valores medios entorno ($Sm/Yb \sim 5$) menores que los observados para las REE ligeras (La/Yb). Esta observación es consistente con la importante incidencia de procesos de fraccionación de olivino y clinopiroxenos a lo largo de la secuencia.

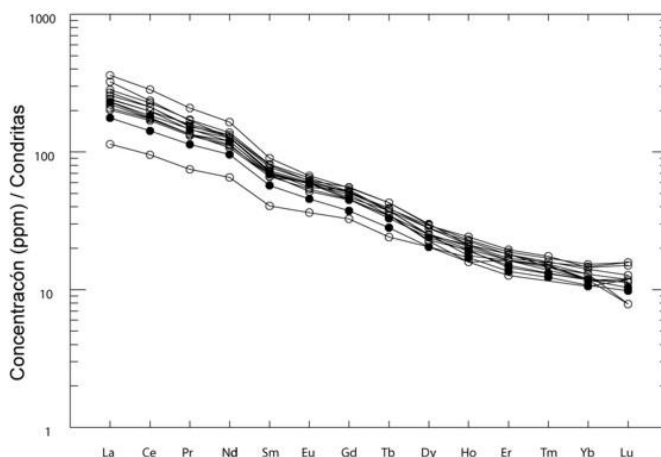


Fig. 5.16. Concentraciones de REE normalizadas-condritas del edificio volcánico Taburiente Inferior y Superior. Símbolos como en la Fig. 5.11.

5.5. EDIFICIO VOLCÁNICO BEJENADO: PETROLOGÍA

5.5.1. EL ESTRATOVOLCÁN PRINCIPAL

5.5.1.1. Coladas de lavas basálticas (12)

Estos materiales lávicos afloran en la esquina NE de la Hoja. El muestreo se ha centrado en las lavas procedentes del edificio principal del Bejenado. Las muestras de la cima occidental del edificio (~1810 m.) corresponden petrológicamente a basaltos piroxénicos-anfibólicos. Los afloramientos más orientales situados en cotas inferiores (~1070 m) responden petrológicamente a basaltos olivínicos-piroxénicos, con algunas diferencias texturales.

Basaltos piroxénicos-anfibólicos: Corresponden a la parte alta de la secuencia. Presentan texturas porfídicas con menor proporción de fenocristales máficos (< 30 %) y una

matriz vítrea-hipocristalina fluidal caracterizada por una marcada heterogeneidad, reflejo de posibles procesos de mezcla magmática. Los fenocristales de augita se presentan en secciones idio-subidiomorfas seriadas, frecuentemente maclados y zonados, mientras que los cristales de olivino son muy escasos y en secciones xenomorfas, con golfos de corrosión y microfracturados. Los cristales de anfíbol son la fase mineral predominante, en secciones subidiomorfas a alotriomorfas, con fuerte pleocroismo pardo-amarillento y total ausencia de procesos de inestabilidad. Los minerales opacos son escasos, en pequeñas secciones diseminadas por la muestra. La matriz vítrea-hipocristalina, algo vesicular, está constituida por listoncillos de plagioclasa con cierta orientación de flujo, microcristales de clinopiroxeno y opacos puntuales diseminados.

Basaltos olivínico-piroxénicos: Presentan textura típicamente porfídica seriada y están constituidos por fenocristales de minerales máficos (45-52 %) sobre una matriz que varía de microcristalina a intersertal con escasas vesículas. Los fenocristales predominantes son de augita titanada, de tonos pardo-rosados, en secciones idio-subidiomorfas frecuentemente macladas y microzonadas, pudiendo formar agregados en las tipologías más cristalinas. Los fenocristales de olivino subordinados a los clinopiroxenos, presentan secciones idio-subidiomorfas que coexisten con secciones xenomorfas de olivino, caracterizados por fuertes procesos de corrosión. Los minerales opacos se presentan en secciones aisladas y también en pequeños agregados, en muchos casos asociados a los fenocristales de clinopiroxeno. La matriz microcristalina está constituida por cristales tabulares de plagioclasa finamente maclada, en cuyo entramado encierran bastoncillos de clinopiroxeno, opacos cuadrangulares y microcristales de olivino.

Los diques que atraviesan la cima del Bejenado presentan características petrológicas más evolucionadas que los materiales lávicos anteriormente descritos. Las muestras corresponden a tefri-fonolitas, con un relativo predominio de cristales feldespáticos sobre los minerales máficos –clinopiroxenos, anfíboles y minerales opacos–, en una matriz hipocristalina fluidal. Los fenocristales de feldespato tipo plagioclasa se presentan en secciones prismáticas, perfectamente macladas según albita-karslbád. Los máficos son cristales de clinopiroxeno, de tipo augita-egirínica, de ligero pleocroismo pardo-verdoso, así como cristales de anfíbol con fuerte pleocroismo de amarillo-dorado a rojizo, bastante idiomorfos sobre todo en las secciones basales. Los minerales opacos aparecen como microcristales asociados a los cristales de clinopiroxeno y anfíbol, incluyendo como accesorios algunos microcristales de apatito. La matriz hipocristalina está constituida por numerosos listoncillos de feldespato dispuestos de forma fluidal, incluidos en un vidrio hialopilitico.

5.5.1.2. Centros laterales y periféricos (14)

Los materiales relacionados con estos centros de emisión dieron lugar a coladas de tipo basáltico, que afloran a ambos lados del Barranco de Las Angustias intercalados entre los aglomerados y sedimentos del interior de la Caldera de Taburiente, y en la parte superior del Volcán de La Viña.

Petrográficamente los materiales muestreados corresponden a dos tipologías diferentes: **Basaltos piroxénicos-anfibólicos**, aflorando en la parte inferior del Barranco de Las Angustias (cota 85 m) y **basaltos olivínicos-piroxénicos**, en coladas localizadas en la parte superior del barranco, en la base del "aglomerado".

Los **basaltos piroxénicos-anfibólicos** son bastante afaníticos, pero presentan textura

porfídica en la que los fenocristales suponen menos del 28 % de la roca, sobre una matriz microcristalina con bandeados microfelpespáticos. Los fenocristales de augita, en secciones subidiomorfos, presentan tonos pardo-amarillentos y están frecuentemente maclados y zonados, con núcleos de tonos verdosos. Coexisten con cristales de anfíbol en secciones alotriomorfos de fuerte pleocroismo pardo-amarillento con marcadas aureolas de reabsorción. De forma aislada aparece algún cristal tabular y maclado de plagioclasa cálcica. Los minerales opacos, relativamente frecuentes (~8%), cristalizan en pequeñas secciones subidiomorfos de tamaños seriados hasta confundirse con los de la matriz. Destaca el carácter algo vesicular de la matriz, con algunos rellenos de ceolitas, estando constituida por microcristales de feldespato, clinopiroxenos, opacos puntuales y restos de olivinos iddingsitizados.

Los basaltos **olivínicos-piroxénicos** de la parte superior del barranco presentan típica textura porfídica seriada, con frecuentes fenocristales (~35%) de la roca sobre una matriz hipocristalina poco vacuolar. Los cristales de augita son predominantes, en secciones idio-subidiomorfos de tonos pardo-amarillentos, frecuentemente maclados y zonados, mientras que los fenocristales de olivino son subidiomorfos, con ligeros procesos de alteración en los bordes de los fenocristales, proceso más extendido en los mesocristales. Los minerales opacos son frecuentes en secciones subidiomorfos y otras alotriomorfos, con golfos de corrosión y cercos rojizos. La matriz hipocristalina está constituida por escasos microcristales aciculares de feldespato, clinopiroxenos incipientes y opacos diseminados. En el entramado de la matriz se observan pequeños restos rojizos de olivinos oxidados.

5.5.1.3. Centros laterales y terminales diferenciados (16)

Los materiales lávicos que constituyen esta formación afloran en la parte NE de la Hoja de Santa Cruz de La Palma, habiéndose muestreado los materiales situados al oeste de la cima del Bejenado (1840 m) y las coladas situadas por debajo de este punto (1300 m). Asimismo se han tomado muestras de coladas procedentes de los centros eruptivos situados al este de la cima del Bejenado (a 1500 m y 1100 m), así como de las coladas de Montaña de La Yedra, cono adventicio del Bejenado. Todos los materiales emitidos por estos centros corresponden petrológicamente a tefritas-fonolitas haüynicas máficas, con pequeñas variaciones composicionales que los aproximarían a foiditas nefelínicas-haüynicas en las coladas provenientes de los centros situados en la cima del Bejenado.

Tefritas-Fonolíticas haüynicas: Constituyen la tipología más frecuente. Presentan textura porfídica seriada con minerales máficos (40-47%) y feldespatos-feldespatoideos (4-10%) sobre una matriz hipocristalina a microcristalina, que en algunos casos adquiere aspecto algo fluidal. Los fenocristales de augita son relativamente frecuentes y presentan secciones predominantemente idiomorfos prismáticas de tonos pardo-amarillentos, frecuentemente macladas con núcleos verdosos. Los microcristales de clinopiroxenos tienden a formar agregados radiales pero sin llegar a formar glomeroblastos. Los cristales de anfíbol son asimismo frecuentes, en particular en los materiales de tipo tefrítico correspondientes al centro de emisión del salidero situado en el este de la cima del Bejenado. Estos fenocristales de anfíbol (kaersutita) se presentan en secciones idio-subidiomorfos de fuerte pleocroismo amarillento a pardo-rojizo, con algunas secciones basales macladas que incluyen microcristales de apatito. De forma esporádica se presentan en estas muestras algunos cristales xenomorfos de olivino con

fuertes aureolas de reacción de clinopiroxenos. Entre los minerales félsicos destacan los feldespatoideos del tipo hauýna-noseana, que llegan a suponer hasta el 7-8% de la roca. Se observan numerosos cristales euhedrales de tonos azulados que presentan, en algunos casos, pequeños agregados con cercos de oxidación. Los cristales de feldespatos tipo plagioclasa son escasos y aparecen en pequeñas secciones macladas. Los minerales opacos son frecuentes, presentándose en microcristales en secciones subidiomorfos aisladas que progresivamente pasan a confundirse con los de la matriz, o bien formando pequeños agregados asociados a los minerales máficos. La matriz, de tipo hipocristalina, es poco vesicular, estando constituida por microcristales aciculares de feldespato, clinopiroxenos y opacos inmersos en una matriz vítrea. En las de tipo microcristalino predominan los pequeños listoncillos de feldespato, que engloban los bastoncillos de clinopiroxeno y los opacos puntuales.

Los términos **Tefríticos de tendencia "foidítica"** presentan texturas porfídicas de hipocristalina a glomero porfídica, con fenocristales que pueden suponer el 36% de la roca, siendo predominantes los cristales de clinopiroxeno, feldespatoideos y opacos. La característica más llamativa es la presencia de feldespatoideos (~ 9%) del tipo nefelina, en secciones prismáticas hexagonales con numerosas inclusiones, junto a microcristales de hauýna de tonos azulados frecuentemente oxidados. La matriz hipocristalina está constituida por escasos listoncillos de feldespato, microcristales de clinopiroxeno, opacos dispersos y feldespatoideos en secciones que se empastan en la matriz.

5.6. EDIFICIO VOLCÁNICO BEJENADO: GEOQUÍMICA

Esta unidad se caracteriza por una importante diversidad composicional y evolutiva, como ya ha sido puesto en evidencia por el estudio petrológico y como se refleja en los resultados analíticos correspondientes a los materiales del edificio central, los centros periféricos y diferenciados, así como de materiales filonianos de la cumbre del Bejenado. En la Tabla 5.5. se presentan los datos analíticos correspondientes a estas unidades, habiéndose incluido asimismo los datos analíticos aportados por Drury y colaboradores (en prensa), correspondientes al Edificio Bejenado y los del sondeo S-01, situado en el flanco oeste del Bejenado, cuyo estudio estratigráfico ha sido establecido por Carracedo y colaboradores (1999 a).

La proyección en el diagrama clasificatorio TAS (Fig. 5.17) evidencia una importante variación composicional, que refleja en parte la diversidad petrológica anteriormente establecida.

Los materiales del edificio principal corresponden a términos basaníticos, de características relativamente primarias, con bajos índices de diferenciación. Por el contrario estas características composicionales sólo se evidencian en algunas de las muestras (LP-9 y LP-19) del sondeo S-01 (Drury y colaboradores, 1999). Estos materiales están intercalados en una secuencia estratigráfica que presenta una importante diversidad petrográfica y geoquímica, con términos desde basaníticos a fono-tefríticos, como se observa en el diagrama TAS de la Fig. 5.17. Los materiales de los centros eruptivos más diferenciados corresponden a términos fono-tefríticos, con algunas desviaciones a tefritas máficas y foiditas. Se caracterizan por elevados índices de diferenciación (ID 54-63), pero inferiores a los que se observan en el dique fonolítico de la cumbre (ID=74), que constituiría el material más diferenciado del edificio volcánico Bejenado.

Tabla 5.5. Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del Edificio Volcánico Bejenado.

	Edificio Central		Centros Periféricos		Centros Diferenciados			Dique
Nº Muestra	73	BP-10	45	273	72	81	82	221
SiO ₂	44,40	42,10	49,87	43,91	47,79	45,39	48,60	54,67
TiO ₂	3,20	3,67	2,63	3,70	2,75	3,26	2,38	1,33
Al ₂ O ₃	13,39	14,32	15,59	13,92	17,36	15,21	18,66	21,68
Fe ₂ O ₃	3,35	13,10	4,95	5,69	5,33	6,56	4,56	2,73
FeO	8,54	-	6,00	7,62	4,27	5,03	3,92	2,71
MnO	0,19	0,18	0,22	0,22	0,22	0,26	0,20	0,14
MgO	10,23	8,30	3,96	5,03	2,99	3,75	3,24	1,04
CaO	9,94	11,02	10,08	11,82	6,67	8,95	6,43	4,00
Na ₂ O	3,66	2,46	4,18	3,10	7,29	6,40	6,17	7,25
K ₂ O	1,66	1,36	1,01	1,55	3,53	2,89	3,28	4,15
P ₂ O ₅	0,62	0,24	1,16	0,98	0,84	1,26	0,72	0,30
H ₂ O+CO ₂	0,50	2,37	0,25	1,56	0,61	0,99	1,6	?
Cr	349	274	8	96	12	16	36	4
Ni	234	160	12	81	0	0	23	0
Co	50	51	30	49	18	22	20	5
Sc	21	0	15	22	7	8	7	1
V	295	235	249	366	201	223	216	58
Cu	105	105	55	69	32	32	35	8
Pb	2	0	8	4	9	8	9	9
Zn	123	130	134	136	134	155	104	85
Sn	3,62	0,00	2,27	3,18	3,71	4,81	2,29	3,10
Mo	1,94	0,00	11,04	2,35	2,95	4,42	3,61	10,46
Rb	32	22	29	23	101	83	97	111
Cs	0,42	0,70	1,26	0,61	0,77	0,94	1,44	1,03
Ba	452	547	745	520	923	882	864	878
Sr	787	1030	1280	1006	1591	1538	1428	1042
Tl	0,02	0,00	0,07	0,05	0,08	0,12	0,13	0,14
Ga	21	23	27	22	31	30	27	28
Li	5,84	0,00	17,10	7,70	11,53	13,19	17,06	14,31
Be	1,92	0,00	4,37	2,51	5,82	6,07	4,69	4,77
Ta	4,80	5,00	7,98	5,16	10,48	11,60	9,85	8,66
Nb	86	84	117	96	196	189	170	156
Hf	5,87	7,00	10,62	6,83	14,85	16,14	10,56	9,25
Zr	252	291	500	318	795	773	581	523
Y	23	25	41	33	38	42	30	22
Th	3,57	4,00	9,18	5,54	10,15	8,74	11,68	10,82
U	0,88	1,00	2,16	1,14	2,52	1,18	3,39	2,50
La	39,03	45,50	93,65	64,07	94,69	98,18	83,96	67,93
Ce	81,72	91,00	183,36	128,33	183,99	198,63	156,58	120,93
Pr	9,84	10,90	21,38	15,33	20,68	23,55	17,26	12,26

Tabla 5.5. (Cont.).Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del Edificio Volcánico Bejenado.

	Edificio Central		Centros Periféricos		Centros Diferenciados			Dique
Nº Muestra	73	BP-10	45	273	72	81	82	221
Nd	40,07	46,00	81,57	61,14	78,68	91,54	62,74	41,41
Sm	8,60	9,50	14,64	12,12	14,38	17,09	10,90	7,04
Eu	2,64	3,00	4,28	3,44	4,19	5,06	3,45	2,19
Gd	7,71	8,60	11,66	10,22	11,82	14,32	8,90	5,82
Tb	0,96	1,20	1,67	1,37	1,56	1,93	1,26	0,87
Dy	5,10	6,00	8,33	6,75	7,79	9,06	6,14	4,59
Ho	0,89	0,90	1,61	1,18	1,37	1,58	1,16	0,81
Er	2,03	2,60	3,83	2,92	3,21	3,41	2,81	2,06
Tm	0,27	0,00	0,54	0,40	0,44	0,47	0,38	0,31
Yb	1,45	1,90	3,07	2,09	2,23	2,43	2,19	1,78
Lu	0,21	0,30	0,42	0,30	0,32	0,36	0,30	0,27
Q	0	0	0,77	0	0	0	0	0
Or	9,81	8,04	5,97	9,16	20,86	17,08	19,38	24,53
Ab	11,35	8,93	35,37	18,27	19,23	16,59	24,87	35,85
An	15,21	24,02	20,79	19,49	4,22	4,24	13,54	14,36
Ne	10,63	6,44	0	4,31	23	20,35	14,81	13,81
Di	24,05	23,46	17,3	26,16	16,06	20,14	10,63	2,82
Hy	0	0	4,59	0	0	0	0	0
Wo	0	0	0	0	1,15	2,53	0	0
Ol	15,76	13,27	0	2,6	0	0	2,2	1,45
Mt	4,86	4,05	7,18	8,25	6,51	7,61	6,39	3,96
Il	6,08	6,97	5	7,03	5,22	6,19	4,52	2,53
Hem	0	0	0	0	0,84	1,31	0,15	0
Ap	1,44	0,56	2,69	2,27	1,95	2,92	1,67	0,7
ID	31,79	23,4	42,11	31,74	63,09	54,02	59,06	74,19
IAIk	1,59	1,36	1,51	1,44	2,64	2,25	2,21	2,6
IP	0,58	0,39	0,51	0,49	0,91	0,9	0,73	0,76
FEMG	0,19	0,25	0,19	0,18	0	0	0	0,19
Mg #	64,16	58,74	43,38	44,4	40,01	40,96	44,96	28,93

73. Basanita. Colada Bejenado, cota 1070. MAGNA

BP-10. Basanita. Coladas del Pico Bejenado DRURY et al., (1999)

45. Traqui-Basalto. Coladas basálticas intercaladas en los sedimentos del Time (cota 85 m). Lavas asociadas al Bejenado. MAGNA

273. Basanita. Coladas de conos laterales del Bejenado. MAGNA

72. Tefri-Fonolita. Colada por debajo del Centro Superior del Bejenado. Cota 1810. MAGNA

81. Tefrita. Lava de la Mña La Yedra, cono adventicio al Bejenado. (Colada distal del Volcan La Yedra). MAGNA

82. Tefri-Fonolita. Centro emisión terminal del Techo Volcán Bejenado 1580 m. Colada del centro emisión alto del este. MAGNA

221. Fonolita máfica.- Pico Bejenado, dique en la cima. MAGNA

Tabla 5.5. (Cont.).Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del Edificio Volcánico Bejenado.

Centros Diferenciados							
Nº Muestra	BP-1	BP-2	BP-3	BP-4	BP-7	BP-8	BP-9
SiO ₂	45,05	44,94	46,49	48,43	46,91	46,90	45,68
TiO ₂	3,14	3,12	2,97	2,53	3,07	3,16	3,10
Al ₂ O ₃ 000	16,76	16,62	17,02	18,84	18,45	18,59	17,31
Fe ₂ O ₃	10,43	10,47	9,78	8,62	9,72	10,06	10,71
FeO	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,19	0,19	0,23	0,22	0,17	0,18	0,20
MgO	4,76	4,51	2,99	2,32	3,31	3,46	4,64
CaO	9,06	8,92	7,68	6,71	7,67	7,79	8,96
Na ₂ O	5,02	5,08	7,46	7,51	5,28	4,75	6,27
K ₂ O	2,96	2,68	3,43	3,78	2,91	2,88	3,19
P ₂ O ₅	0,31	0,31	0,30	0,26	0,35	0,35	0,34
H ₂ O+CO ₂ O	1,41	1,89	0,37	1,10	0,91	1,45	0,12
Cr	68	68	68	68	68	68	68
Ni	40	35	15	5	20	10	55
Co	29	28	19	14	23	24	29
Sc	0	0	0	0	0	0	0
V	220	210	155	130	105	120	230
Cu	45	55	30	25	30	40	40
Pb	5	5	5	10	5	15	10
Zn	125	130	150	155	135	130	140
Sn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Rb	80	88	101	105	69	57	74
Cs	1,50	2,60	0,90	1,20	0,90	0,80	1,20
Ba	778	765	926	1020	784	790	810
Sr	1255	1370	1560	1650	1225	1290	1305
Tl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ga	26	27	30	33	26	26	27
Li	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Be	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ta	9,00	8,50	10,50	11,50	7,50	7,50	9,00
Nb	136	140	176	188	125	125	142
Hf	10,00	10,00	16,00	16,00	8,00	8,00	11,00
Zr	534	547	773	830	394	375	556
Y	30	31	35	36	28	27	30
Th	9,00	10,00	11,00	12,00	7,00	7,00	10,00
U	2,50	3,00	2,00	2,50	2,00	2,00	3,00
La	82,50	83,50	97,00	103,50	64,00	64,50	85,00
Ce	160,50	160,50	188,00	202,00	126,00	127,50	161,50
Pr	17,20	17,40	20,60	21,20	14,50	14,10	17,30
Nd	68,50	68,50	78,00	81,50	59,00	57,00	69,00
Sm	11,00	11,50	13,40	13,10	10,00	10,70	12,40
Eu	3,80	3,60	4,10	4,30	3,10	2,90	3,60

Tabla 5.5. (Cont.).Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del Edificio Volcánico Bejenado.

Centros Diferenciados							
Nº Muestra	BP-1	BP-2	BP-3	BP-4	BP-7	BP-8	BP-9
Gd	10,60	11,50	11,50	12,30	9,90	9,50	10,80
Tb	1,40	1,40	1,80	1,60	1,30	1,30	1,50
Dy	6,30	6,30	7,30	7,20	6,20	6,40	6,80
Ho	1,20	1,10	1,30	1,40	1,00	1,00	1,00
Er	2,70	2,60	3,20	3,20	2,40	2,50	2,50
Tm	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Yb	2,00	2,10	2,70	2,70	1,80	1,90	2,30
Lu	0,30	0,30	0,30	0,40	0,30	0,40	0,30
Q	0	0	0	0	0	0	0
Or	17,49	15,84	20,27	22,34	17,2	17,02	18,85
Ab	7,42	10,08	6,91	11,74	17,72	18,73	3,2
An	14,46	14,63	2,83	6,53	18,05	20,9	9,67
Ne	18,99	17,82	30,45	28,07	14,6	11,63	27,01
Di	23,15	22,49	27,45	20,75	14,52	12,67	26,55
Hy	0	0	0	0	0	0	0
Wo	0	0	0	0	0	0	0
Ol	5,45	5,28	0,32	1,05	5,35	6,47	4,31
Mt	3,22	3,23	3,02	2,65	3	3,1	3,31
Il	5,96	5,93	5,64	4,81	5,83	6	5,89
Hem	0	0	0	0	0	0	0
Ap	0,72	0,72	0,7	0,6	0,81	0,81	0,79
ID	43,91	43,75	57,63	62,14	49,52	47,38	49,06
IAIk	1,89	1,87	2,58	2,58	1,91	1,81	2,13
IP	0,68	0,68	0,94	0,87	0,64	0,59	0,8
FEMG	0,31	0,32	0,4	0,44	0,36	0,36	0,32
Mg #	50,63	49,17	40,72	37,69	43,33	43,59	49,32

BP-1. Tefrita. Pico Bejenado. Secuencia 1857-1525 m. DRURY et al., (1999)

BP-2. Tefrita. Pico Bejenado. Secuencia 1857-1525 m. DRURY et al., (1999)

BP-3. Foidita/Tefri-Fonolita. Pico Bejenado. Secuencia 1857-1525 m. DRURY et al., (1999)

BP-4. Tefri-Fonolita. Pico Bejenado. Secuencia 1857-1525 m. DRURY et al., (1999)

BP-7. Tefrita. Pico Bejenado. Secuencia 1857-1525 m. DRURY et al., (1999)

BP-8. Tefrita. Pico Bejenado. Secuencia 1857-1525 m. DRURY et al., (1999)

BP-9. Tefri-Fonolita. Pico Bejenado. Secuencia 1857-1525 m. DRURY et al., (1999)

Tabla 5.5. (Cont.).Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del Edificio Volcánico Bejenado.Sondeo S-01

Nº Muestra	LP-18	LP-19	LP-20	LP-25	LP-26	LP-28	LP-32	LP-33	LP-36	LP-39
SiO ₂	42,61	42,92	44,21	42,27	45,80	43,67	43,87	45,69	45,18	45,92
TiO ₂	3,98	3,34	3,67	3,98	3,68	4,03	3,89	3,86	3,82	3,52
Al ₂ O ₃	15,19	12,76	15,94	13,45	16,91	15,08	14,50	16,42	15,71	16,60
Fe ₂ O ₃	13,56	13,34	12,80	14,32	12,12	13,92	14,09	12,43	13,18	12,53
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,21	0,18	0,20	0,18	0,21	0,20	0,20	0,20	0,21	0,19
MgO	6,18	9,92	5,40	7,74	4,92	5,92	7,40	5,26	6,28	5,28
CaO	10,53	12,14	10,18	10,37	9,46	10,72	10,56	10,02	10,47	9,83
Na ₂ O	4,48	2,68	4,27	2,94	4,65	3,51	3,78	4,23	3,88	4,14
K ₂ O	1,37	1,51	2,10	1,40	2,26	1,77	1,52	2,01	2,03	1,94
P ₂ O ₅	0,19	0,13	0,27	0,24	0,34	0,28	0,29	0,31	0,29	0,29
H ₂ O+C O ₂ O ₀₀	0,13	0,32	-0,37	1,16	-0,36	0,36	-0,14	-0,15	-0,09	0,48
Cr	68	410	68	205	68	68	205	68	68	68
Ni	45	150	50	110	20	65	100	40	65	40
Co	41	55	39	50	33	45	49	32	42	36
V	260	255	250	265	210	270	275	205	255	245
Cu	50	60	35	35	20	45	90	55	65	55
Pb	5	5	5	5	5	15	5	5	5	5
Zn	140	105	135	135	130	150	135	140	190	125
Rb	29	31	40	28	44	29	25	37	40	35
Cs	0,50	0,20	0,40	0,70	0,40	0,40	0,30	0,40	0,30	0,50
Ba	508	324	486	373	549	437	408	466	461	480
Sr	956	626	848	764	1035	868	833	897	872	870
Ga	23	20	23	22	24	24	23	24	23	22
Ta	4,50	3,00	4,50	3,50	5,00	4,00	4,00	4,50	4,50	4,50
Nb	76	48	72	52	78	65	63	71	72	65
Hf	7,00	6,00	7,00	6,00	8,00	7,00	7,00	7,00	8,00	7,00
Zr	309	227	312	236	324	269	272	312	330	292
Y	31	23	30	25	32	29	29	31	29	29
Th	5,00	3,00	5,00	4,00	6,00	4,00	4,00	5,00	6,00	4,00
U	1,00	0,50	1,00	0,50	1,00	0,50	1,00	1,50	0,50	1,00
La	52,50	37,00	52,00	39,00	60,00	46,50	49,00	55,50	57,00	
Ce	111,50	75,00	112,50	87,00	124,00	100,00	107,00	115,50	118,50	
Pr	13,60	9,20	13,00	10,00	14,00	12,10	12,40	13,50	13,40	
Nd	58,00	38,50	54,50	44,50	59,50	51,00	50,50	56,00	58,50	
Sm	11,00	7,70	10,70	8,60	10,50	9,30	9,40	10,30	9,90	
Eu	3,20	2,60	2,90	2,70	3,40	3,30	3,30	3,40	3,40	
Gd	10,90	7,70	10,00	7,90	10,80	9,60	8,70	9,90	9,50	
Tb	1,40	1,00	1,30	1,20	1,30	1,20	1,20	1,20	1,10	
Dy	6,60	4,80	6,40	5,50	7,00	6,30	6,30	7,40	6,00	
Ho	1,10	0,90	1,10	0,90	1,20	1,10	1,10	1,20	1,10	
Er	2,80	2,30	3,10	2,10	3,30	2,60	2,70	3,10	2,60	
Yb	2,40	1,90	2,30	2,00	2,30	2,20	2,20	2,50	2,30	
Lu	0,30	0,30	0,40	0,30	0,40	0,30	0,30	0,40	0,30	

Tabla 5.5. (Cont.).Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del Edificio Volcánico Bejenado.Sondeo S-01

Nº Muestra	LP-18	LP-19	LP-20	LP-25	LP-26	LP-28	LP-32	LP-33	LP-36	LP-39
Q	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Or	8,1	8,92	12,41	8,27	13,36	10,46	8,98	11,88	12	
Ab	7,89	2,4	9,02	10,78	13,45	10,32	10,17	14,09	10,61	
An	17,29	18,33	18,13	19,37	18,6	20,17	18,11	19,88	19,46	
Ne	16,26	10,99	14,68	7,63	14,03	10,5	11,82	11,75	12,04	
Di	27,42	33,04	24,98	24,72	21,31	25,43	26,27	22,64	24,86	
Hy	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Ol	8,09	13,44	7,27	12,45	7,15	8,53	11,24	7,32	9,06	
Mt	4,18	4,12	3,94	4,42	3,74	4,29	4,35	3,83	4,06	
Il	7,56	6,34	6,97	7,56	6,99	7,65	7,39	7,33	7,26	
Hem	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Ap	0,44	0,3	0,63	0,56	0,79	0,65	0,67	0,72	0,67	
ID	32,25	22,31	36,12	26,69	40,83	31,28	30,97	37,73	34,64	
IAIk	1,59	1,4	1,65	1,45	1,71	1,51	1,54	1,62	1,58	
IP	0,58	0,47	0,58	0,47	0,6	0,51	0,54	0,56	0,55	
FEMG	0,31	0,23	0,33	0,28	0,33	0,33	0,29	0,32	0,3	
Mq #	50,6	62,56	48,67	54,83	47,69	48,87	54,11	48,74	51,71	

LP-18. Basanita. Sondeo S-01, (0-300 m) del flanco oeste del Edificio Volcánico Bejenado.DRURY et al., (1999)

LP-19. Basanita. Sondeo S-01, (0-300 m) del flanco oeste del Edificio Volcánico Bejenado.DRURY et al., (1999)

LP-20. Basanita. Sondeo S-01, (0-300 m) del flanco oeste del Edificio Volcánico Bejenado.DRURY et al., (1999)

LP-25. Basanita. Sondeo S-01, (0-300 m) del flanco oeste del Edificio Volcánico Bejenado.DRURY et al., (1999)

LP-26. Basanita. Sondeo S-01, (0-300 m) del flanco oeste del Edificio Volcánico Bejenado.DRURY et al., (1999)

LP-28. Basanita. Sondeo S-01, (0-300 m) del flanco oeste del Edificio Volcánico Bejenado.DRURY et al., (1999)

LP-32. Basanita. Sondeo S-01, (0-300 m) del flanco oeste del Edificio Volcánico Bejenado.DRURY et al., (1999)

LP-33. Basanita. Sondeo S-01, (0-300 m) del flanco oeste del Edificio Volcánico Bejenado.DRURY et al., (1999)

LP-36. Basanita. Sondeo S-01, (0-300 m) del flanco oeste del Edificio Volcánico Bejenado.DRURY et al., (1999)

LP-39. Basanita. Sondeo S-01, (0-300 m) del flanco oeste del Edificio Volcánico Bejenado.DRURY et al., (1999)

Tabla 5.5. (Cont.).Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del Edificio Volcánico Bejenado.Sondeo S-01

Nº Muestra	LP-3	LP-4	LP-6	LP-7	LP-8	LP-9	LP-11	LP-15	LP-16	LP-17
SiO ₂	42,98	41,87	49,91	44,06	43,04	43,34	45,26	47,04	41,95	42,42
TiO ₂	3,90	4,25	2,53	3,76	3,58	3,25	3,33	2,95	3,90	3,93
Al ₂ O ₃	13,81	13,17	18,33	14,82	15,72	13,09	17,55	17,19	14,79	14,98
Fe ₂ O ₃	13,84	14,46	8,25	13,88	12,60	13,15	11,40	10,12	13,30	13,37
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,17	0,19	0,21	0,20	0,20	0,19	0,22	0,21	0,21	0,21
MgO	7,80	6,57	2,42	7,40	5,33	10,43	4,49	3,60	6,27	6,09
CaO	11,47	12,80	7,40	10,59	10,55	10,81	9,67	8,68	10,73	10,43
Na ₂ O	3,95	4,29	6,17	3,53	4,16	2,94	5,68	5,44	3,94	4,34
K ₂ O	0,99	1,10	3,25	1,60	2,24	1,56	1,64	2,58	1,56	1,46
P ₂ O ₅	0,26	0,29	0,27	0,30	0,17	0,15	0,22	0,22	0,18	0,19
H ₂ O+CO ₂	0,06	0,11	1,49	-0,40	0,56	0,13	0,23	0,46	1,21	0,38
Cr	205	68	68	137	68	342	68	7	68	68
Ni	120	70	10	105	25	185	5	15	45	45
Co	52	48	13	48	39	57	29	20	43	42
V	285	340	100	230	285	215	210	145	255	245
Cu	150	140	5	105	20	85	20	5	60	60
Pb	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Zn	130	140	145	135	145	120	135	140	150	135
Rb	9	29	80	25	47	30	18	56	36	30
Cs	0,20	0,50	0,80	0,30	0,50	0,20	0,70	0,70	0,50	0,50
Ba	371	489	770	359	606	361	653	693	489	492
Sr	766	873	1465	794	1000	746	1145	1200	976	952
Ga	23	24	25	23	24	19	25	24	23	22
Ta	3,50	4,50	8,50	3,50	5,00	3,00	6,50	6,50	5,00	5,00
Nb	54	72	138	54	79	52	101	104	75	75
Hf	6,00	7,00	10,00	6,00	7,00	6,00	8,00	9,00	8,00	7,00
Zr	248	276	503	253	295	224	389	406	327	301
Y	25	26	35	28	30	24	32	35	32	30
Th	3,00	4,00	9,00	4,00	6,00	4,00	8,00	7,00	5,00	5,00
U	0,50	0,50	2,50	0,50	1,50	1,00	2,00	2,00	1,50	1,00
La	41,00	48,50	90,00	44,50	56,00	46,00	76,00	76,00	53,00	52,00
Ce	89,50	101,50	185,00	94,50	115,50	93,00	154,50	152,50	113,00	110,00
Pr	10,60	11,70	19,40	11,50	13,20	10,40	16,70	17,10	13,70	13,30
Nd	45,00	48,50	75,50	47,00	54,00	42,50	67,50	68,00	54,50	53,50
Sm	8,40	9,20	12,40	10,00	10,10	8,00	11,60	12,40	10,70	10,80
Eu	2,80	3,00	3,70	3,20	3,20	2,40	3,60	3,80	3,30	3,40
Gd	8,40	8,90	12,00	9,30	9,40	7,80	11,60	11,60	10,10	10,10
Tb	1,30	1,30	1,60	1,10	1,30	1,10	1,50	1,50	1,50	1,50
Dy	5,50	6,10	7,00	6,40	6,20	4,80	7,30	7,00	6,70	6,60
Ho	0,90	0,90	1,30	1,10	1,10	0,90	1,20	1,30	1,10	1,10

Tabla 5.5. (Cont.).Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del Edificio Volcánico Bejenado.Sondeo S-01

Nº Muestra	LP-3	LP-4	LP-6	LP-7	LP-8	LP-9	LP-11	LP-15	LP-16	LP-17
Er	2,30	2,20	3,00	2,60	2,80	2,30	3,20	3,50	2,80	2,60
Yb	1,80	1,60	2,70	2,00	2,40	1,80	2,50	2,70	2,50	2,20
Lu	0,20	0,20	0,40	0,30	0,30	0,20	0,40	0,40	0,30	0,40
Q	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Or	5,85	6,5	19,21	9,46	13,24	9,22	9,69	15,25	9,22	8,63
Ab	8,38	1,85	21,28	10,51	4,28	5,84	12,85	15,86	6,15	7,93
An	17,03	13,43	12,72	19,87	17,61	17,91	17,55	14,87	18,06	17,08
Ne	13,57	18,66	16,75	10,49	16,75	10,31	19,08	16,34	14,73	15,6
Di	30,89	39,19	18,33	24,91	27,44	27,92	23,7	21,95	27,63	27,19
Hy	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ol	10,09	5,02	1,82	11,71	6,21	16,1	5,35	3,73	8,07	7,91
Mt	4,26	4,47	2,54	4,28	3,89	4,06	3,51	3,12	4,1	4,12
Il	7,41	8,07	4,81	7,14	6,8	6,17	6,32	5,6	7,41	7,46
Hem	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ap	0,6	0,67	0,63	0,7	0,39	0,35	0,51	0,51	0,42	0,44
ID	27,8	27,01	57,24	30,45	34,27	25,37	41,62	47,45	30,1	32,16
IAIk	1,49	1,52	2,16	1,51	1,64	1,46	1,74	1,9	1,55	1,59
IP	0,55	0,63	0,75	0,51	0,59	0,5	0,63	0,68	0,55	0,58
FEMG	0,27	0,31	0,41	0,29	0,33	0,22	0,35	0,37	0,3	0,31
Mg #	55,88	50,5	39,73	54,5	48,73	64,05	46,95	44,43	51,43	50,6

- LP-3. Basanita. Sondeo S-01, (0-300 m) del flanco oeste del Edificio Volcánico Bejenado.DRURY et al., (1999)
- LP-4. Basanita. Sondeo S-01, (0-300 m) del flanco oeste del Edificio Volcánico Bejenado.DRURY et al., (1999)
- LP-6. Tefri-Fonolita. Sondeo S-01, (0-300 m) del flanco oeste del Edificio Volcánico Bejenado.DRURY et al., (1999)
- LP-7. Basanita. Sondeo S-01, (0-300 m) del flanco oeste del Edificio Volcánico Bejenado.DRURY et al., (1999)
- LP-8. Basanita. Sondeo S-01, (0-300 m) del flanco oeste del Edificio Volcánico Bejenado.DRURY et al., (1999)
- LP-9. Basanita. Sondeo S-01, (0-300 m) del flanco oeste del Edificio Volcánico Bejenado.DRURY et al., (1999)
- LP-11. Tefrita. Sondeo S-01, (0-300 m) del flanco oeste del Edificio Volcánico Bejenado.DRURY et al., (1999)
- LP-15. Tefrita. Sondeo S-01, (0-300 m) del flanco oeste del Edificio Volcánico Bejenado.DRURY et al., (1999)
- LP-16. Basanita. Sondeo S-01, (0-300 m) del flanco oeste del Edificio Volcánico Bejenado.DRURY et al., (1999)
- LP-17. Basanita. Sondeo S-01, (0-300 m) del flanco oeste del Edificio Volcánico Bejenado.DRURY et al., (1999)

Tabla 5.5. (Cont.).Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del Edificio Volcánico Bejenado.Sondeo S-01

Nº Muestra	LP-43	LP-44	LP-46	LP-47	LP-51	LP-52	LP-55	LP-57
SiO ₂	44,92	42,91	42,30	44,38	48,05	42,78	45,26	43,84
TiO ₂	3,64	3,18	3,57	3,81	3,06	3,58	3,56	3,29
Al ₂ O ₃	16,94	10,23	12,62	13,41	18,07	11,91	16,48	11,99
Fe ₂ O ₃	12,52	14,22	13,75	13,75	10,89	13,77	11,20	13,23
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,21	0,19	0,18	0,19	0,20	0,19	0,20	0,18
MgO	5,21	14,06	8,53	8,57	3,94	11,07	4,87	10,66
CaO	10,00	12,14	10,51	11,28	8,66	11,48	9,51	11,05
Na ₂ O	4,13	2,00	2,63	3,26	4,77	2,31	4,72	2,67
K ₂ O	1,96	1,02	1,41	1,56	2,34	1,46	2,32	1,25
P ₂ O ₅	0,28	0,20	0,28	0,29	0,44	0,24	0,39	0,22
H ₂ O+CO ₂	0,30	0,06	2,78	0,32	0,74	2,19	1,67	1,00
Cr	68	684	274	342	68	479	68	479
Ni	20	315	145	140	15	240	25	220
Co	36	70	53	53	23	61	30	59
V	235	240	260	260	125	255	215	240
Cu	5	140	130	145	15	135	30	135
Pb	5	5	5	5	5	5	5	10
Zn	135	115	135	535	140	130	130	120
Rb	36	16	27	30	47	26	52	24
Cs	0,40	0,10	0,30	0,20	0,30	0,30	0,40	0,30
Ba	453	209	376	379	585	314	628	271
Sr	945	495	810	826	1135	655	1155	565
Ga	24	19	22	23	26	20	24	19
Ta	4,00	2,50	4,00	4,00	6,00	3,00	6,50	3,00
Nb	69	40	63	67	97	53	105	45
Hf	7,00	6,00	7,00	8,00	10,00	6,00	8,00	6,00
Zr	305	205	294	307	443	249	393	236
Y	29	21	28	29	36	24	33	24
Th	5,00	3,00	4,00	4,00	7,00	3,00	7,00	3,00
U	1,00	0,50	1,50	1,00	2,00	0,50	1,50	0,50
La	49,00	29,50	51,00	52,00	82,00	41,00	72,50	33,00
Ce	105,00	63,00	106,50	111,00	165,50	89,00	151,50	75,50
Pr	12,40	7,80	12,60	12,70	18,70	10,20	17,60	8,90
Nd	50,50	34,00	52,00	55,00	74,00	44,50	70,00	39,50
Sm	8,80	6,60	9,80	9,60	12,80	8,50	12,70	7,80
Eu	3,10	2,10	3,00	3,10	3,70	2,60	3,70	2,40
Gd	9,00	6,20	10,10	9,70	12,10	7,90	11,00	7,90
Tb	1,20	0,90	1,10	1,30	1,50	1,10	1,60	1,00
Dy	5,80	4,50	6,20	6,10	7,60	4,90	6,90	4,80
Ho	1,20	0,80	1,00	1,00	1,30	0,90	1,30	0,90
Er	2,70	1,70	2,90	2,50	3,30	2,20	3,40	2,10

Tabla 5.5. (Cont.).Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del Edificio Volcánico Bejenado.Sondeo S-01

Nº Muestra	LP-43	LP-44	LP-46	LP-47	LP-51	LP-52	LP-55	LP-57
Yb	2,00	1,60	2,20	2,00	2,70	1,80	2,30	1,80
Lu	0,30	0,20	0,30	0,30	0,40	0,20	0,40	0,30
Q	0	0	0	0	0	0	0	0
Or	11,58	6,03	8,33	9,22	13,83	8,63	13,71	7,39
Ab	12,56	2,86	10,68	9,04	21,67	5,09	12,42	9,97
An	21,9	15,92	18,47	17,35	20,99	17,82	16,93	17,04
Ne	12,13	7,62	6,27	10,05	10,13	7,83	14,91	6,84
Di	21,12	34,42	25,74	29,64	15,67	30,16	22,53	29,19
Hy	0	0	0	0	0	0	0	0
Ol	8,11	21,3	13,54	11,98	7,1	16,58	6,01	16,08
Mt	3,86	4,38	4,23	4,23	3,36	4,25	3,45	4,07
Il	6,91	6,04	6,78	7,24	5,81	6,8	6,76	6,25
Hem	0	0	0	0	0	0	0	0
Ap	0,65	0,46	0,65	0,67	1,02	0,56	0,9	0,51
ID	36,27	16,51	25,28	28,3	45,62	21,55	41,04	24,19
IAIk	1,58	1,31	1,42	1,49	1,72	1,38	1,74	1,41
IP	0,53	0,43	0,46	0,53	0,57	0,45	0,62	0,48
FEMG	0,33	0,19	0,26	0,25	0,37	0,22	0,31	0,22
Mg #	48,33	68,96	58,24	58,36	44,82	64,36	49,41	64,42

LP-43. Basanita. Sondeo S-01, (0-300 m) del flanco oeste del Edificio Volcánico Bejenado.DRURY et al., (1999)

LP-44. Basanita picrítica. Sondeo S-01, (0-300 m) del flanco oeste del Edificio Volcánico Bejenado.DRURY et al., (1999)

LP-46. Basanita. Sondeo S-01, (0-300 m) del flanco oeste del Edificio Volcánico Bejenado.DRURY et al., (1999)

LP-47. Basanita. Sondeo S-01, (0-300 m) del flanco oeste del Edificio Volcánico Bejenado.DRURY et al., (1999)

LP-51. Tefrita. Sondeo S-01, (0-300 m) del flanco oeste del Edificio Volcánico Bejenado.DRURY et al., (1999)

LP-52. Basanita. Sondeo S-01, (0-300 m) del flanco oeste del Edificio Volcánico Bejenado.DRURY et al., (1999)

LP-55. Bsn/Tfr. Sondeo S-01, (0-300 m) del flanco oeste del Edificio Volcánico Bejenado.DRURY et al., (1999)

LP-57. Basanita. Sondeo S-01, (0-300 m) del flanco oeste del Edificio Volcánico Bejenado.DRURY et al., (1999)

Los materiales aflorantes en el Barranco de Las Angustias, asociados a centros periféricos del Bejenado, presentan una importante divergencia composicional, con términos traquibasálticos en las coladas inferiores, intercaladas con los sedimentos del interior de la Caldera de Taburiente, mientras que las coladas de la parte superior corresponden a términos basaníticos con características proyectivas próximas a las definidas para el edificio central y el sondeo S-01.

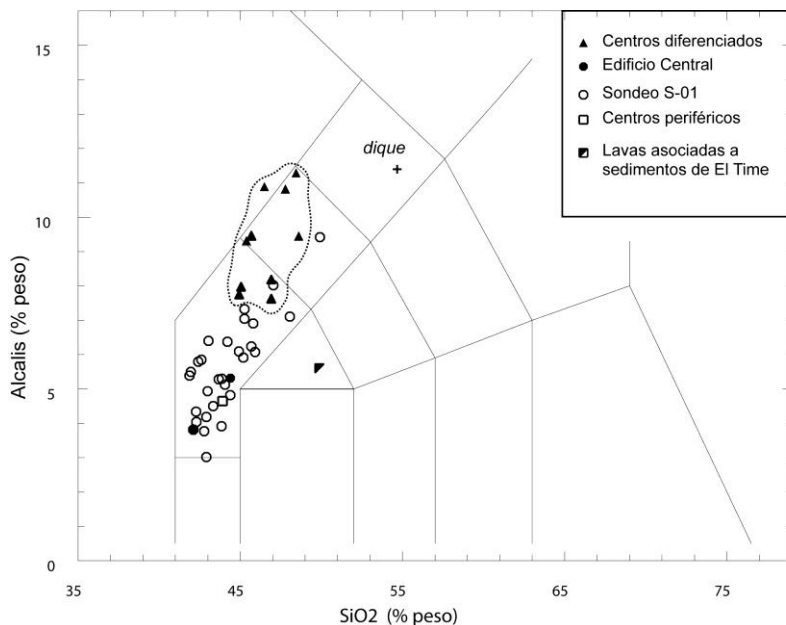


Fig. 5.17. Diagrama TAS del edificio volcánico Bejenado.

En su conjunto estas variaciones composicionales se ponen de manifiesto en el diagrama AFM (Fig. 5.18), en la que se evidencia una clara secuencia desde los términos más máficos –correspondientes a los materiales del Edificio Central y del sondeo S-01– hacia los términos más diferenciados, quedando parcialmente individualizadas las muestras correspondientes a las coladas asociadas a los centros periféricos. Las muestras con un mayor componente máfico ($Mg\# \sim 69$) corresponderían a posibles procesos acumulativos. La secuencia es aparentemente continua, con un relativo incremento de la relación F/M y una inflexión en la que se observa un incremento de la alcalinidad ($IAlk$ 1.6-2.6) hacia los términos más diferenciados –tefritas-fonolíticas–, de las que se individualizan como término extremo las fonolitas máficas del dique de la cumbre del Bejenado.

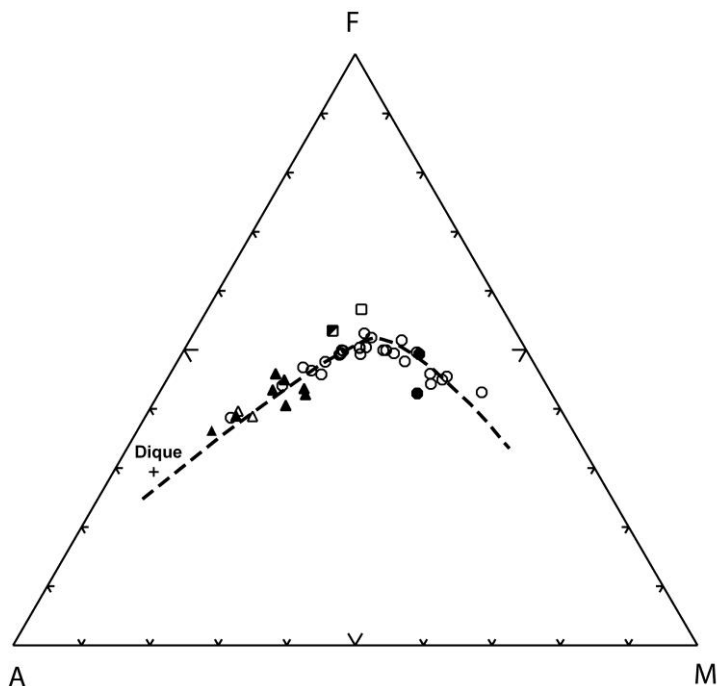


Fig. 5.18. Diagrama AFM del edificio volcánico Bejenado. Símbolos como en la Fig. 5.17.

Estas variaciones composicionales se evidencian asimismo en los diagramas de confrontación de los elementos mayoritarios frente a los contenidos en SiO_2 (Fig. 5.19), donde se evidencia, para los diferentes ciclos, un marcado continuismo composicional en todo el rango, desde los materiales basaníticos correspondientes al edificio central, hasta los más diferenciados –tefrifonolitas–. Este aspecto ya se había observado en los diagramas TAS y AFM, quedando aislado el dique antes mencionado, que en todos los diagramas constituye el término más evolucionado. En su conjunto se observan incrementos positivos del contenido en álcalis (K_2O y Na_2O) y Al_2O_3 en relación con mayores contenidos de SiO_2 . Esta relación es inversa para los contenidos en CaO , MgO , Fe_2O_3 total y TiO_2 , siendo significativa la dispersión de valores de MgO en torno a contenidos de SiO_2 (~43%). Otros elementos como el MnO presentan ligera tendencia positiva, mientras que los contenidos en P_2O_5 presentan pocas variaciones, excepto en algunas muestras correspondientes a los centros diferenciados, en las que es frecuente la presencia de cristales de apatito.

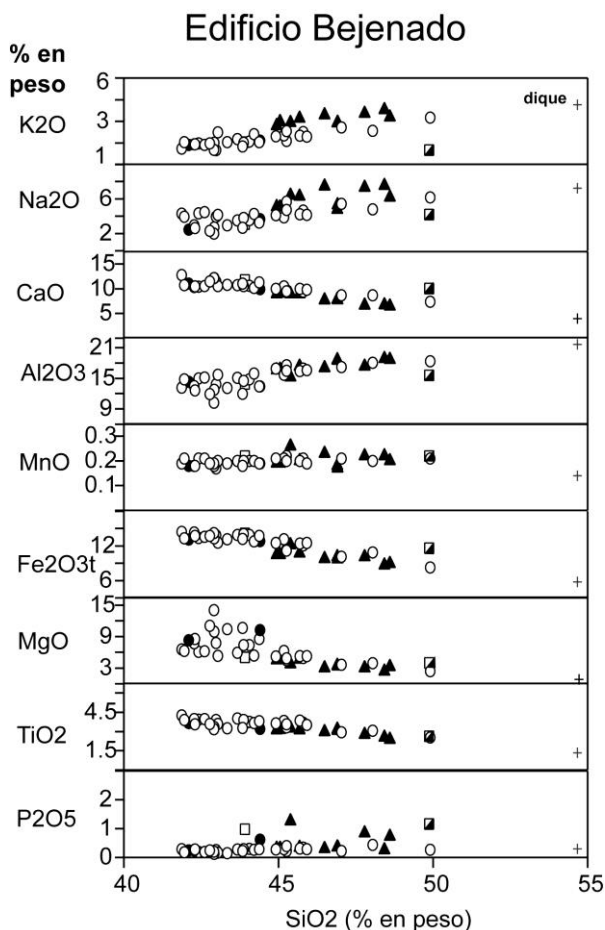


Fig. 5.19. Diagrama de variación de elementos mayores del edificio volcánico Bejenado. Símbolos como en la Fig. 5.17.

La confrontación de la relación $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, Fe_2O_3 t y TiO_2 , frente a los contenidos en MgO (Fig.5.20) pone de manifiesto la incidencia de los procesos de fraccionación de clinopiroxenos y ferromagnesianos en la secuencia. Como se observa, existe una correlación positiva y continua de la relación $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, indicativa de la fraccionación de clinopiroxenos en toda la secuencia. En cambio, los contenidos en Fe_2O_3 total y TiO_2 presentan variaciones casi subparalelas, con una marcada inflexión para valores de MgO ($< 7\%$). Esto indicaría un incremento de la fraccionación de óxidos de Fe-Ti hacia los materiales más diferenciados. Estas tendencias evolutivas se hacen asimismo evidentes en la confrontación de los elementos traza frente a los contenidos en MgO,

(Fig. 5.21), en la que se observa la existencia de un punto de inflexión sobre $\text{MgO} \sim 7\%$. Destacan las correlaciones positivas del Ni y Cr respecto al MgO , lo que confirma la fraccionación de olivino y clinopiroxenos, principalmente en materiales con contenidos de MgO ($>7\%$). Por el contrario, los elementos altamente incompatibles –Ba, Nb, y La y Ce– presentan correlaciones negativas, con marcados incrementos en sus contenidos elementales en los términos tefri-fonolíticos más diferenciados. Los restantes elementos –Zr, Rb y Sr– presentan tendencias próximas a los elementos incompatibles, no señalando la posible presencia de procesos de fraccionación de otras fases minerales, como los anfíboles.

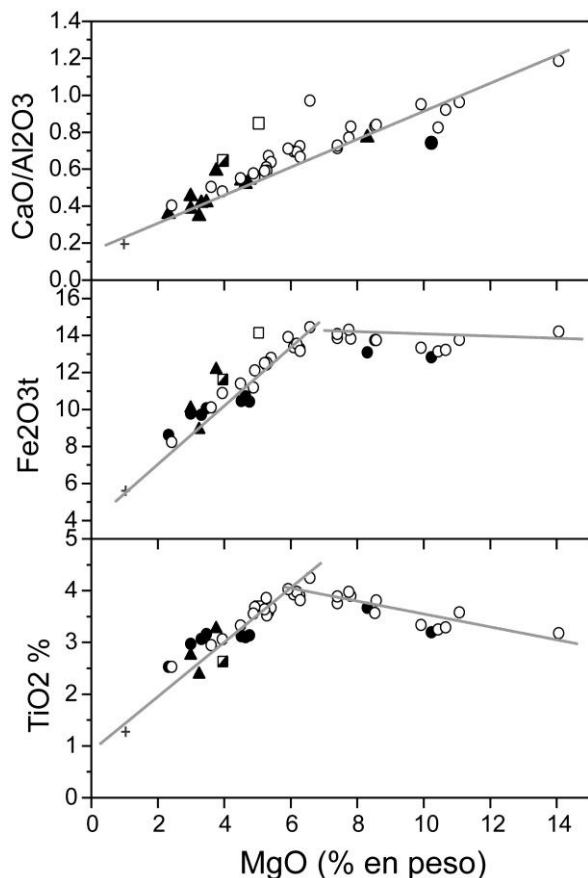


Fig. 5.20. Diagrama de variación de $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ y de elementos ferromagnesianos frente a los contenidos en MgO del edificio volcánico Bejenado. Símbolos como en la Fig. 5,17.

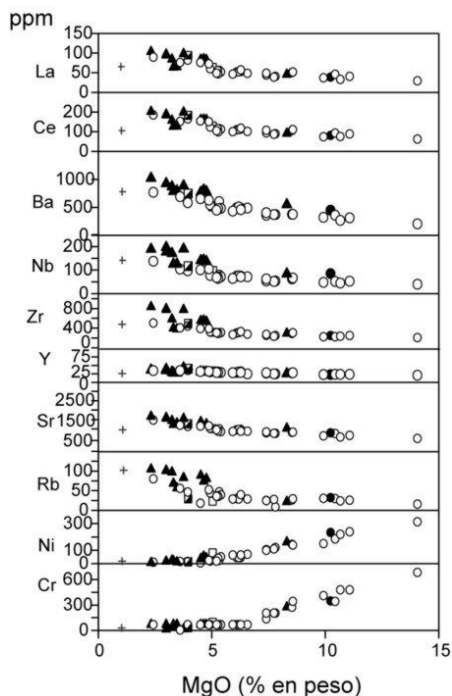


Fig. 5.21. Diagrama de variación de elementos menores del edificio volcánico Bejenado. Símbolos como en la Fig. 5.17.

Los incrementos observados para los contenidos de La y Ce, se hacen extensivos a todas las Tierras Raras, como se evidencia en los diagramas REE normalizados-condritas, (Fig. 5.22). Se observa una secuencia casi continua, con incrementos progresivos de las relaciones (La/Yb) con valores relativamente bajos en las coladas basálticas del edificio principal (La/Yb~27) y altas relaciones de (La/Yb~42) en los términos fono-tefríticos. Estos incrementos son asimismo más evidentes en los tramos de REE media (La/Sm 4.5- 4.8) para los materiales basálticos del Edificio Central y valores más elevados de (La/Sm 5.7-7.9) para los materiales más diferenciados. Se observan relaciones con pocas variaciones en los contenidos en REE pesadas (Sm/Yb 5.0-7.0) entre ambas tipologías basálticas y fono-tefríticas. Los materiales lávicos de los centros periféricos (Fig. 5.23) presentan tendencias subparalelas, con relaciones (La/Yb ~ 30.6) pero con mayores factores de enriquecimiento (La/Sm ~ 6.4) en los materiales basálticos piroxénicos-anfibólicos, respecto a los basálticos olivínicos-piroxénicos (La/Sm ~ 5.3). En lo referente a las intrusiones filonianas fonolíticas, su proyección en el diagrama normalizado (Fig. 5.22) presenta claras discrepancias con las tendencias observadas anteriormente para el Bejenado y sus centros periféricos. Se caracterizan por valores de (La/Yb ~ 38) semejantes a los determinados para los materiales lávicos, con relaciones (La/Sm ~9.7) muy elevadas y un marcado decremento en el contenido de Tierras Raras medias, tendencias que recuerdan en parte a las observadas en algunas

intrusiones fonolíticas de Cumbre Vieja.

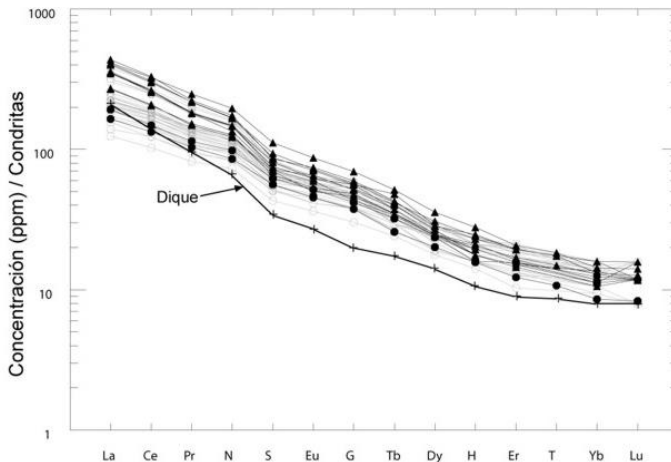


Fig. 5.22 Concentraciones de REE normalizadas-condritas de los materiales lávicos del edificio volcánico principal del Bejenado. Símbolos como en la Fig. 5.17.

En su conjunto, la geoquímica del edificio volcánico Bejenado reflejaría un extenso proceso de cristalización fraccionada de olivino, clinopiroxenos y espinelas, así como la cristalización de anfíboles (kaersutita) en las fases finales más diferenciadas, sin que se observen procesos de fracción significativa de plagioclasas, como se evidencia por la ausencia de anomalía de Eu en los diagramas de Tierras Raras.

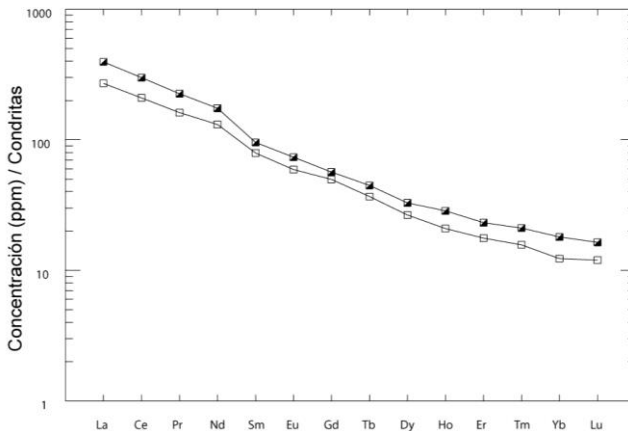


Fig. 5.23 Concentraciones de REE normalizadas-condritas de los materiales lávicos de los centros periféricos del edificio volcánico Bejenado. Símbolos como en la Fig. 5.17.

5.7. EDIFICIO VOLCÁNICO CUMBRE VIEJA: PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA

5.7.1. Erupciones formando acantilado costero: Petrología

5.7.1.1. *Conos de piroclásticos basálticos (17)*

Los conos de piroclastos que dieron lugar a los materiales lávicos que forman los acantilados costeros incluyen materiales escoriáceos que petrológicamente corresponden a basaltos olivínicos-piroxénicos, con típica textura porfídica vesicular. Presentan numerosos fenocristales de olivino, en secciones idio-subidiomorfos, distribuidos de forma seriada, con algunos cristales que presentan aspecto xenomorfo microfracturados. Los fenocristales de augita titanífera son predominantemente idiomorfos y en secciones prismáticas, maclados y microzonados con ligero pleocroísmo amarillento y pardo en los bordes. Ambas fases máficas tienen tendencia a la formación de microagregados/acumulados en los que el núcleo principal son olivinos y clinopiroxenos, que se concentran en la parte externa. Los minerales opacos presentan pequeñas secciones subidiomorfos y están generalmente asociados a los minerales máficos. Las vacuolas llegan a ocupar hasta el ~25% de la totalidad de la muestra, siendo la matriz restante predominantemente máfica y constituida por microlitos de feldespato, bastoncillos de clinopiroxenos y opacos puntuales.

5.7.1.2. *Coladas de lavas basálticas (20)*

Los materiales lávicos que dieron lugar a estas formaciones constituyen diversos afloramientos que se han descrito en el apartado 2.5.1.2.

Petrológicamente los materiales emitidos se encuadran en la tipología de basaltos piroxénicos-olivínicos, que son mayoritarios, con excepción de los basaltos piroxénicos-anfibólicos afaníticos del cantil de Tzacorte y los basaltos plagioclásicos de las coladas "pahoe" de Monte Luna, en el cantil de la Punta de Tegalate (Hoja de El Pueblo, 1085 III/IV).

Basaltos piroxénicos-olivínicos: Presentan la típica textura porfídica seriada con fenocristales en proporciones variables (33-50%), inmersos en una matriz microcristalina intersertal. Los cristales de augita, son predominantes, con tendencia al idiomorfismo, en frecuentes secciones macladas, y algunos cristales micro-zonados con núcleos verdosos. Destaca la tendencia a la formación de micro agregados y glomérulos de cristales de augita, algunos con estructuras radiales que engloban minerales opacos. Los fenocristales, de olivino idio-subidiomorfos, presentan secciones limpias con escasos procesos de alteración, que coexistentes con cristales xenomorfo microfracturados y con sombras de presión. Esporádicamente se observa la presencia de cristales xenomorfo de anfíbol de fuerte pleocroísmo pardo-rojizo, con marcados bordes de oxidación y procesos de reabsorción que conllevan la presencia de restos de pseudomorfos de anfíbol constituidos por opacos y clinopiroxenos poco cristalinos. Este proceso está muy extendido en las coladas basálticas del acantilado este y en las del cantil del Teneguía. Los minerales opacos forman microcristales subidiomorfos pero con frecuentes procesos de corrosión. La matriz microcristalina es predominantemente máfica y poco vacuolar, está constituida por microcristales de plagioclasa, clinopiroxenos y opacos.

Las coladas basálticas que rodean la Montaña de Tamanca y de Los Campanarios presentan características petrológicas semejantes a los **basaltos piroxénicos-olivínicos** anteriormente descritos, pero con la presencia de anfíbol (~6%), aun cuando los procesos de reabsorción/oxidación están muy desarrollados. Texturalmente son porfídicos con fenocristales que suponen aproximadamente el 32% de la roca. Predominan los cristales de augita, en secciones idiomorfas pardo-amarillo pálido con núcleos verdosos más visibles en las secciones zonadas, mientras que los cristales de olivino son xenomorfos en secciones redondeadas y corroídas, con frecuentes aureolas de reacción de clinopiroxenos. Los fenocristales de anfíbol de pleocroismo pardo-rojizo, con fuertes aureolas de reacción de óxidos, aparecen junto a restos de fenocristales totalmente oxidados. Estos procesos de reabsorción, tan frecuentes en los cristales de anfíbol, estarían probablemente relacionados con procesos de inestabilidad por desgasificación de los magmas y reducción de la fase gaseosa por descompresión –cambios de la presión que los hace inestables–, más que a los procesos de alteración superficial descritos por Klügel y colaboradores (1999) en la erupción de 1949. Los minerales opacos presentan algunas secciones alotriomorfas y más frecuentes los microcristales, junto con otros accesorios como cristales de apatito en pequeñas secciones prismáticas y basales. La matriz está constituida por microlitos de feldespato, clinopiroxenos y opacos puntuales.

Dentro de esta tipología se podrían encuadrar los **basaltos anfibólicos-piroxénicos** del cantil de Tzacorte, texturalmente afaníticos y con escasos fenocristales sobre una matriz hipocristalina. Presentan mesocristales de augita subidiomorfos de color pardo algo zonados y cristales de anfíbol en secciones de pleocroismo pardo-rojizo, frecuentemente corroídas y con marcadas aureolas de minerales opacos, quedando numerosos restos de pseudomorfos como resultado de los procesos de transformación y reabsorción final de los anfíboles. La matriz poco cristalina constituida por microcristales de plagioclasa, clinopiroxenos incipientes y opacos algo frecuentes dispersos.

5.7.2. Erupciones formando acantilado costero: Geoquímica (17, 20)

Los datos analíticos de los materiales lávicos basálticos que forman los acantilados costeros se presentan en la Tabla 5.6.

Tabla 5.6. Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las erupciones formando acantilado (coladas basálticas).

Nº Muestra	4	9	13	14	15	19	118
SiO ₂	44,92	43,11	46,00	49,62	46,00	49,60	43,37
TiO ₂	2,46	3,19	3,29	2,76	3,23	2,55	3,47
Al ₂ O ₃	12,19	12,37	15,09	17,81	14,73	16,43	14,42
Fe ₂ O ₃	3,73	5,49	4,24	3,65	5,59	4,30	8,33
FeO	9,27	8,40	7,31	5,83	7,00	5,26	4,50
MnO	0,19	0,18	0,20	0,17	0,18	0,19	0,19
MgO	12,53	11,78	5,98	3,89	7,67	3,87	7,46
CaO	9,19	10,16	9,77	7,13	8,89	7,12	10,97
Na ₂ O	3,06	3,00	4,80	5,95	4,37	6,59	4,88
K ₂ O	0,92	0,84	1,86	1,81	1,51	2,43	1,76
P ₂ O ₅	0,78	0,79	1,08	1,07	0,81	0,77	1,28
H ₂ O+CO ₂	0,10	0,09	0,08	0,06	0,08	0,06	0,15
Cr	508	468	59	14	159	15	159
Ni	361	258	43	0	96	19	90
Co	59	57	36	20	42	25	41
Sc	24	26	18	10	23	11	20
V	281	304	287	174	319	241	298
Cu	104	84	58	18	85	46	61
Pb	3	2	4	6	5	13	4
Zn	120	115	122	125	123	127	124
Sn	2,82	1,88	3,94	4,17	3,05	2,77	2,64
Mo	3,44	2,89	4,31	7,27	4,47	11,61	4,13
Rb	19	20	44	52	48	95	34
Cs	0,23	0,20	0,52	0,53	0,60	1,08	0,34
Ba	350	361	638	828	641	999	556
Sr	832	896	1265	1241	1155	1443	1296
Tl	0,02	0,03	0,04	0,05	0,05	0,09	0,03
Ga	19	20	23	26	23	29	23
Li	5,26	6,31	8,06	9,09	8,67	14,13	6,97
Be	1,51	2,00	2,80	3,15	2,59	4,42	2,54
Ta	3,41	3,44	6,42	7,58	4,98	8,37	5,26
Nb	59	60	108	139	94	183	97
Hf	4,90	5,14	7,96	9,14	6,58	10,92	6,93
Zr	207	216	358	432	315	544	340
Y	27	28	39	40	32	34	37
Th	4,14	4,48	8,13	12,24	7,84	21,18	7,76
U	1,07	1,24	2,11	3,74	2,07	8,32	2,11
La	54,62	57,16	92,65	114,44	75,53	146,08	92,69
Ce	111,99	117,03	183,09	206,54	143,64	231,82	180,89
Pr	13,23	13,90	21,09	22,01	16,25	23,26	20,78
Nd	53,25	55,46	80,18	80,44	62,66	77,83	78,92
Sm	10,46	10,65	14,85	14,54	11,05	12,68	14,97

Tabla 5.6. (Cont.). Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las erupciones formando acantilado (coladas basálticas).

Nº Muestra	4	9	13	14	15	19	118
Eu	3,07	3,25	4,31	4,20	3,36	3,78	4,22
Gd	8,97	9,02	12,49	12,46	9,48	9,97	12,23
Tb	1,20	1,22	1,64	1,68	1,29	1,37	1,58
Dy	6,07	6,13	8,23	8,48	6,11	6,70	7,72
Ho	1,05	1,10	1,48	1,51	1,15	1,19	1,35
Er	2,33	2,47	3,52	3,68	2,69	3,11	3,02
Tm	0,33	0,32	0,50	0,51	0,35	0,44	0,42
Yb	1,66	1,81	2,74	2,77	2,16	2,59	2,21
Lu	0,25	0,25	0,38	0,44	0,30	0,37	0,32
Q	0	0	0	0	0	0	0
Or	5,44	4,96	10,99	10,7	8,92	14,36	10,4
Ab	19,34	16,07	19,79	35,98	23,96	29,33	11,71
An	16,81	17,81	14,14	16,54	16,12	8,08	12,25
Ne	3,55	5,05	11,28	7,78	7,05	14,32	16,02
Di	18,97	21,77	21,85	9,5	17,96	17,67	26,32
Hy	0	0	0	0	0	0	0
Ol	23,24	17,8	6,68	6,17	9,85	2,49	4,47
Mt	5,41	7,96	6,15	5,29	8,1	6,23	5,07
Il	4,67	6,06	6,25	5,24	6,13	4,84	6,59
Hem	0	0	0	0	0	0	4,84
Ap	1,81	1,83	2,5	2,48	1,88	1,78	2,97
ID	28,33	26,08	42,06	54,46	39,94	58,01	38,14
IAIk	1,46	1,41	1,73	1,9	1,66	2,24	1,71
IP	0,49	0,47	0,66	0,66	0,6	0,82	0,69
FEMG	0,2	0,13	0,2	0,21	0,11	0,15	0
Mg #	66,74	64,11	52,09	46,33	56,32	46,16	55,71

4. Basanita.- Colada temprana de Cumbre Vieja. MAGNA
9. Basanita.- Lavas de Cumbre Vieja apoyandose en el barranco de Torres. MAGNA
13. Tefrita. Lavas de Montaña Cosme (los Chumasquinos). MAGNA
14. Tefri-Fonolita/Traqui-Basalto. Cantil de El Puertito de Tígalate. Lavas pahoe-hoe de Monte de Luna. MAGNA
15. Tefrita/Traqui-Basalto. Lava del cantil Puerto Tígalate (80 m). Playa del Río. MAGNA
19. Tefri-Fonolita. Lavas de los Llanos de Tazacorte, cantil de Tazacorte. MAGNA
118. Bsn/Tfr. Acantilado Teneguia. MAGNA

La proyección de estos datos analíticos en el diagrama clasificatorio TAS (Fig. 5.24) pone de manifiesto una aparente secuencia composicional, con un cierto solapamiento de las dos unidades integradas en las erupciones que forman los acantilados costeros. Dentro de las coladas basálticas (20), los términos más básicos (Mg# 64-67) corresponden a las más antiguas de Cumbre Vieja que se apoyan sobre el Barranco de Torres, correspondientes a basaltos olivínicos-piroxénicos poco diferenciados (ID=26-28). Algo más diferenciados (ID=38-42) son los materiales basálticos emitidos hacia la

costa SE de la Hoja de El Pueblo y en los acantilados del Teneguía, que tipológicamente corresponden a basaltos piroxénicos con anfíboles. Estos, como es frecuente, se caracterizan por marcados procesos de inestabilidad. Por último los materiales más diferenciados (ID=55-58) corresponden a los basaltos anfibólicos del Cantil de Tazacorte y las coladas “pahoehoe” de Monte de Luna, en Tigalate.

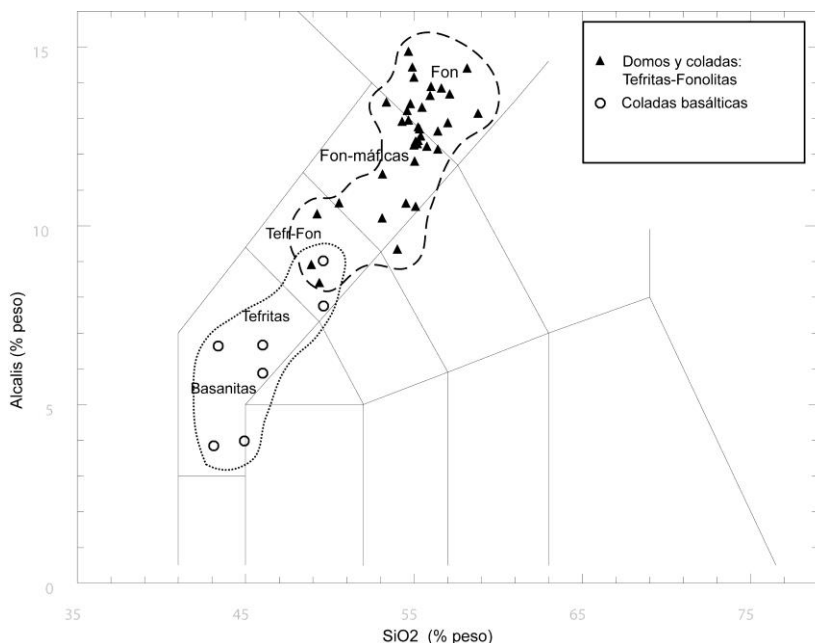


Fig. 5.24. Diagrama TAS de las erupciones formando acantilado.

Los materiales correspondientes a los domos y coladas fonolíticos (19) presentan una importante diversificación composicional, como fue puesto de manifiesto por Hernández-Pacheco y de la Nuez (1983): Geoquímicamente comprenden términos tefrífonolíticos, fonolitas máficas y fonolitas, aún cuando se observe un mayor agrupamiento proyectivo en los términos fonolíticos (Fig. 5.24). No obstante, estos materiales no llegan a aflorar en esta hoja.

Dentro de esta secuencia, los términos tefríticos máficos están relativamente menos diferenciados (ID=62-65). Corresponden a coladas del domo del Cabrito y Campanario, seguidos por los materiales de los afloramientos de Don Mendo, Roque Niquiamo y Pino de la Virgen, correspondientes a fonolitas máficas-fonolitas, con índices de diferenciación medios (ID=70-78). Son los materiales fonolíticos correspondientes a los afloramientos de Mña. Enrique, Doña María y Roques del Teneguía los que presentan mayor grado de diferenciación (ID=82-83).

La confrontación conjunta de los datos analíticos correspondientes a la Unidad 19 (tefritas-fonolitas) y las coladas basálticas (Unidad 20) en el diagrama AFM (Fig. 5.25)

configurarían una secuencia casi continua, en el supuesto de un posible carácter con-
génito.

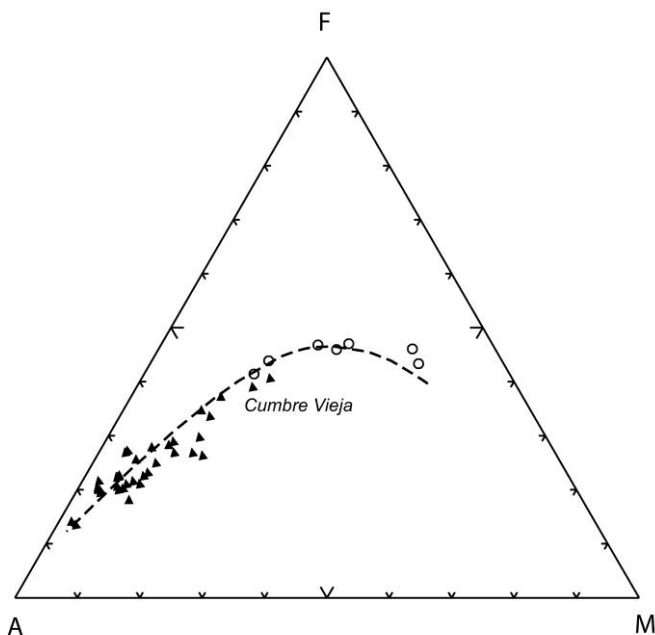


Fig. 5.25. Diagrama AFM de las erupciones formando acantilado. Símbolos como en la Fig. 5.24.

En el diagrama triangular, destacan los términos más básicos (Mg# 64-67), de composición relativamente más primaria y con un relativo continuismo hacia los términos más diferenciados, con incrementos notables de los índices de alcalinidad (IAIk 1.5-2.2). Estos valores que se solapan con los materiales tefríticos menos diferenciados (Roque del Cabrito), presentan incrementos progresivos de los índices de alcalinidad, hasta los de Mña. Enrique (IAIk~4) que supondrían los términos finales de un teórico proceso de diferenciación evolutiva, como ya fue propuesto por Hernández-Pacheco y de la Nuez (1983).

La proyección conjunta de todos los datos señala el predominio de los tipos fonolíticos-máficos y fonolíticos, con términos intermedios, quedando las fonolitas de Mña. Enrique como término más diferenciado.

De forma individual, estas variaciones pueden observarse en los diagramas de confrontación de los elementos mayoritarios frente a los contenidos en SiO_2 , como se indica en la (Fig. 5.26). Existe un claro incremento de los contenidos en álcalis (Na_2O y K_2O), así como de Al_2O_3 , que contrasta con los decrementos en los restantes óxidos mayoritarios - CaO , MgO , Fe_2O_3 total, TiO_2 - y algo menos pronunciada de P_2O_5 .

Destaca una cierta dispersión de contenidos de MgO , en los términos más básicos de

la Unidad [20], y un marcado solapamiento de los materiales basálticos con los tefri-fonolíticos, menos evolucionados (Roque del Cabrito), pero con cierta discontinuidad con los términos basaníticos.

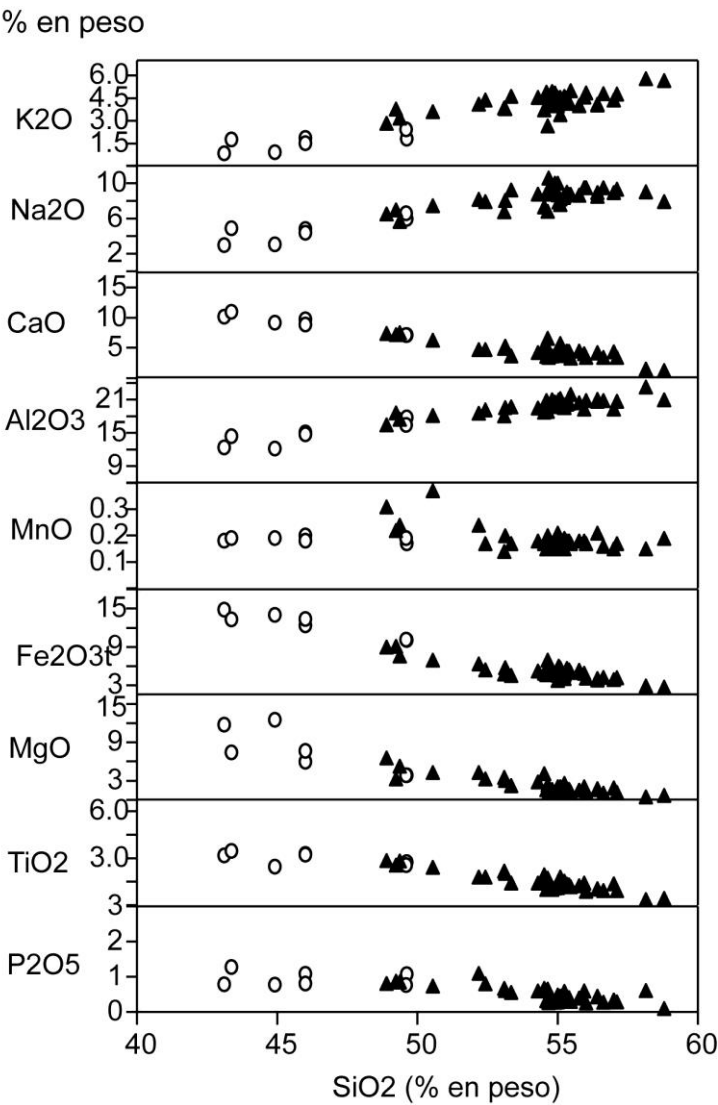


Fig. 5.26. Diagrama de variación de elementos mayores de las erupciones formando acantilado. Símbolos como en la Fig. 5.24.

Este aspecto se evidencia en el diagrama de la Fig. 5.27, donde se confrontan las variaciones de relaciones $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ y de elementos ferromagnesianos frente a los contenidos en MgO. Los materiales basaníticos máficos quedan perfectamente individualizados, mientras que los materiales basaníticos, algo más diferenciados, tienden a presentar un cierto decremento hacia los materiales fonolíticos, como respuesta a un proceso de fraccionación de clinopiroxenos. Los contenidos en componentes férrico-titaníferos presentan cierto paralelismo, con una señalada fraccionación a partir de valores de MgO menores del 6%, que afecta sólo a los materiales más diferenciados ($\text{ID} > 55$), y relativamente continuo hasta los términos más diferenciados.

En lo que respecta a las variaciones de los elementos traza, (Fig. 5.28), se observa que ambas formaciones presentan tendencias de variación que difieren en parte. Los elementos típicamente incompatibles –Ba, Nb, Zr, Rb– tienden a presentar correlaciones positivas para mayores contenidos en SiO_2 , en particular en lo referente a las formaciones basálticas y a los términos tefrí-fonolíticos. Los términos fonolíticos, más evolucionados ($\text{ID} > 75$), presentan cierta tendencia al cambio, con un decremento en los contenidos en La, Ce, Ba, Y y Sr, consonancia de la posible segregación de algunas fases minerales como plagioclasa, apatito etc. Los elementos compatibles como el Cr y Ni presentan fuertes decrementos, más acentuados en los materiales basálticos de la formación acantilado, en relación con la fraccionación de olivinos y clinopiroxenos, hasta alcanzar valores mínimos en los materiales tefrí-fonolíticos correspondientes a las intrusiones fonolíticas.

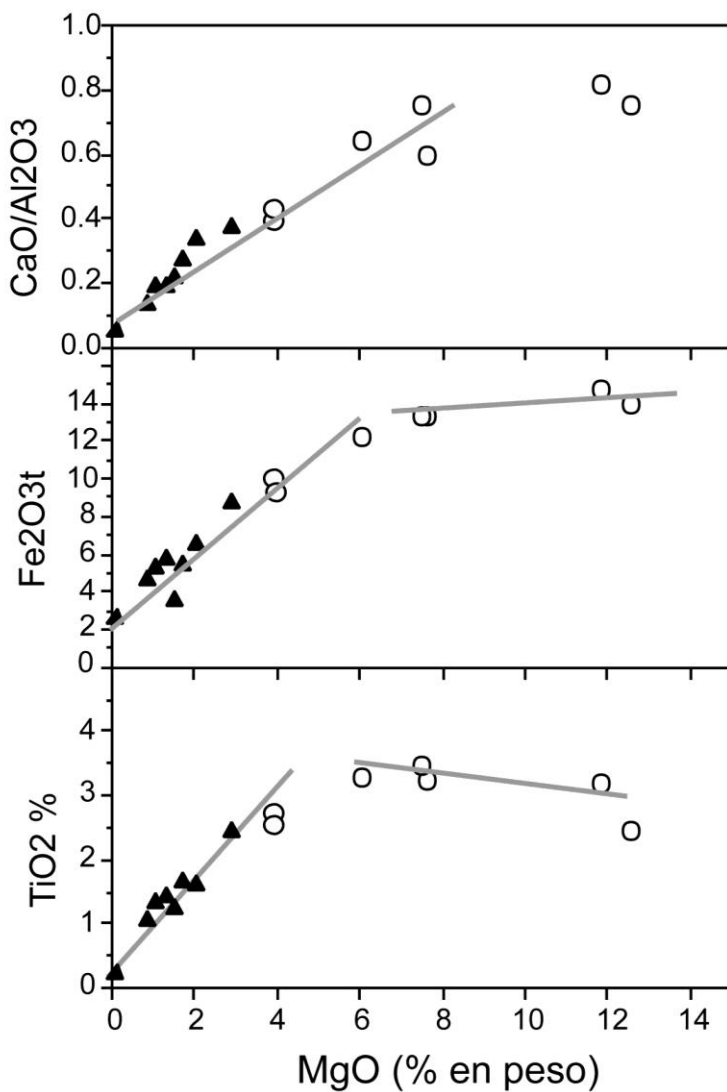


Fig. 5.27 Diagrama de variación de $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ y de elementos ferromagnesianos frente a los contenidos en MgO de las erupciones formando acantilado. Símbolos como en la Fig. 5.24.

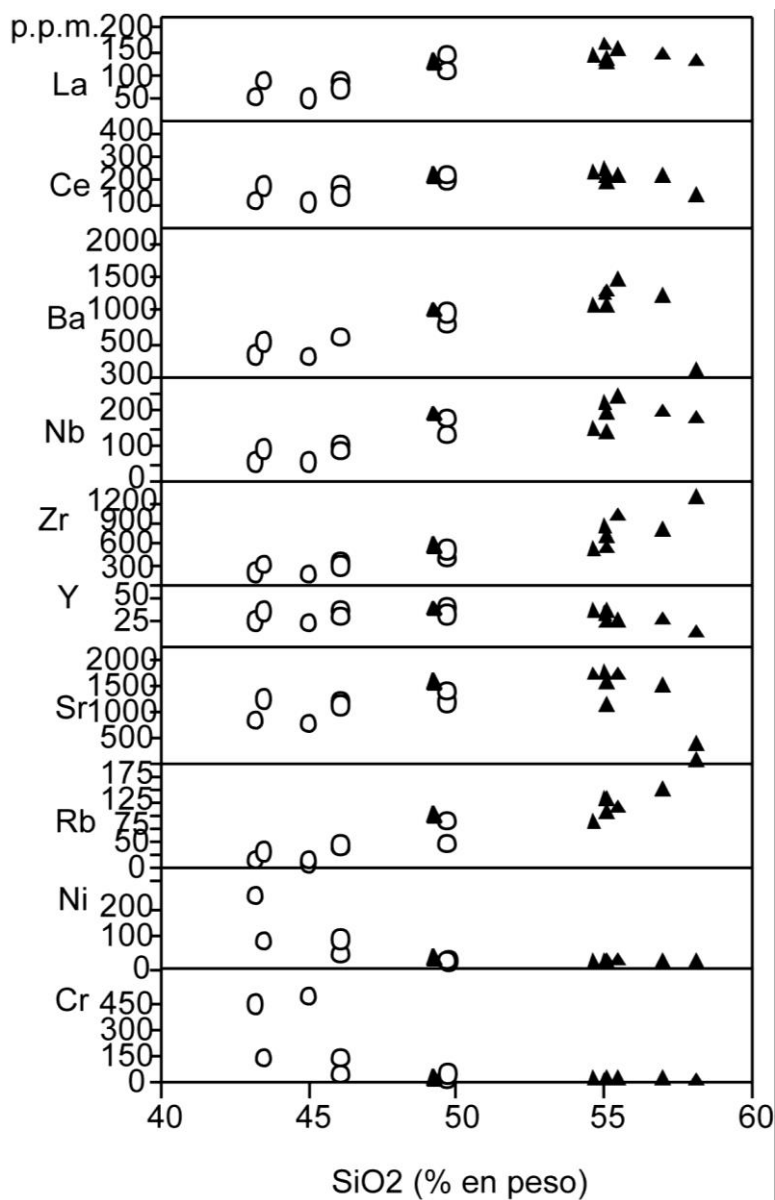


Fig. 5.28. Diagrama de variación de elementos menores de las erupciones formando acantilado. Símbolos como en la Fig. 5.24.

Esta diversidad evolutiva se evidencia en los diagramas de concentración de Tierras Raras normalizadas (REE / Condritas) referentes a los materiales basálticos (Unidad 20) y a las intrusiones fonolíticas (Unidad 19). Los materiales lávicos de los acantilados costeros (Fig. 5.29A) presentan progresivos enriquecimientos en REE, desde los términos más básicos hacia los relativamente evolucionados, lo que se refleja por la variación de relaciones (La/Yb 32-56). Esta tendencia queda reflejada por las variaciones observadas en los enriquecimientos en REE ligeras (La/Sm 5.2-6.8) y de REE pesadas (Sm/Yb 5.1-6.8), a excepción de los términos tefri-fonolíticos cuyos valores (La/Sm 7.9-11.5) y (Sm/Yb 4.9-5.3), tienden semejarse a los de las intrusiones fonolíticas.

Los materiales correspondientes a las intrusiones y coladas tefri-fonolíticas presentan pautas diversas (Fig. 5.29 B). Globalmente presentan relaciones (La/Yb 45-68.6) con rango de valores muy elevados con relación a los observados para los afloramientos basálticos. Sin embargo, ello responde en parte a las diferencias muy notables para el tramo superior de REE ligeras (La/Sm 9.7-57.9), que responden a un marcado y progresivo decremento en contenidos en REE del tramo medio, que asimismo se refleja por los valores contrapuestos de (Sm/Yb 4.7-1.18), inferiores a los determinados para los materiales basálticos. Estas variaciones son progresivas, correspondiendo el tramo superior a tefritas-fonolitas del Cabrito, Campanario y Don Mendo, con valores (La/Sm 10-12), y tendencias próximas a los términos más evolucionados de la unidad basáltica. El decremento continúa hacia los términos fonolíticos de Doña María, Niquiamo y Roque Teneguía, con relaciones (La/Sm 17-20). Se alcanzan valores extremos (La/Sm ~ 58) en los materiales fonolíticos-traquíticos de Montaña Enrique, deflexión que es asimismo acompañada por una marcada anomalía de Eu, en relación con posible fraccionación de plagioclasa. Otro parámetro indicativo es la marcada anomalía, con incrementos de la relación U/Th (0.27-0.44) en toda la secuencia fonolítica, desde los términos máficos hacia los términos fonolíticos más evolucionados, enriquecimiento que sería consistente con la fraccionación de kaersutita y apatito, como ha sido indicado por Klügel y colaboradores (1999) para los términos fono-tefríticos de la erupción de 1949.

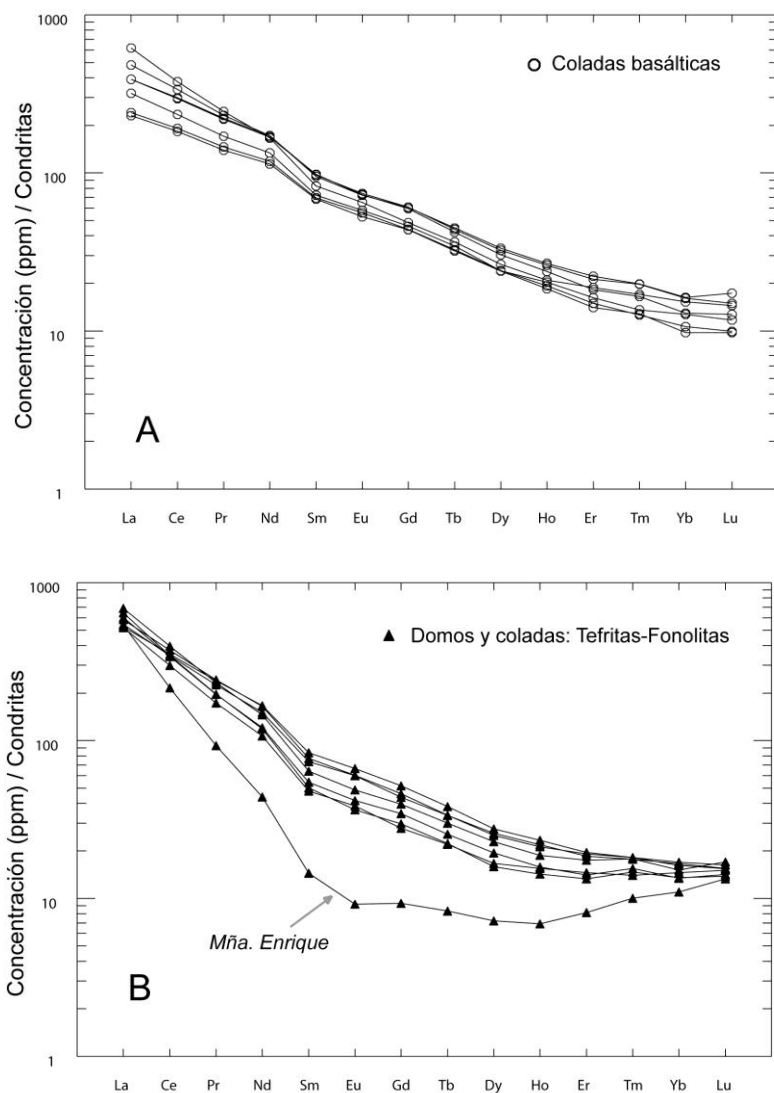


Fig. 5.29. Concentraciones de REE normalizadas-condritas de los materiales lávicos de las erupciones formando acantilado.

5.7.3. Erupciones formando plataforma costera: Petrología

5.7.3.1. Erupciones de plataforma indiferenciadas

5.7.3.1.1. Coladas de lavas basálticas (25)

Esta formación ocupa importantes extensiones de materiales lávicos, que constituyen las plataformas costeras de gran parte del sur de la Isla de La Palma, sin embargo en esta hoja sólo afloran en la esquina SE de la misma, como se ha descrito en el apartado correspondiente a la estratigrafía.

Los materiales analizados de la costa este y la zona de cumbres de Cumbre Vieja son predominantemente basaltos olivínicos-piroxénicos y basaltos olivínicos-piroxénicos con anfíbol. Los de la costa oeste, que son los aquí aflorantes, presentan también características similares a los de la costa este, encuadrándose en tres tipologías: basaltos olivínicos-piroxénicos, basaltos olivínicos-piroxénicos con anfíbol y basaltos piroxénicos-anfibólicos. Los afloramientos de esta unidad que continúan hacia el sur en las Hojas de El Pueblo y Los Canarios son mayoritariamente basaltos olivínicos-piroxénicos.

Como síntesis, todos los materiales de esta unidad (25) se encuadran en las tipologías anteriormente indicadas, fundamentalmente basaltos olivínicos-piroxénicos y basaltos piroxénicos-anfibólicos

Basaltos olivínicos-piroxénicos: Son la tipología más frecuente. Presentan la típica textura porfídica seriada con numerosos fenocristales (38-55%) sobre una matriz microcristalina poco vesicular, con texturas más vacuolares en las de tipo hipocristalino. Los fenocristales de olivino presentan proporciones variables, en secciones seriadas típicamente idio-subidiomorfas, sin que se observen procesos de alteración, en coexistencia con cristales xenomorfos, corroídos, fracturados y con sombras de presión, en los que ocasionalmente se observan aureolas de reacción de clinopiroxenos. Los cristales de augita presentan el típico color pardo-amarillento, en secciones seriadas tabulares y basales microzonadas con escasos núcleos verdosos. Se observa una marcada tendencia a la formación de microagregados cristalinos de clinopiroxenos que engloban microcristales de olivino y minerales opacos, adquiriendo el aspecto de agregados radiales o glomeroblastos que pueden alcanzar más de 3 mm. Ocasionalmente se observan algunos cristales de plagioclasa en secciones tabulares macladas, sobre todo en las variedades más cristalinas. Los minerales opacos forman pequeñas secciones aisladas subidiomorfas o manchas alotriomorfas. La matriz está constituida por microcristales de plagioclasa, abundantes bastoncillos de clinopiroxenos y numerosos minerales opacos dispersos. En algunas muestras, como las del cantil de Playa Nueva, se observa la presencia de posibles ceolitas ocupando posiciones vacuolares.

Basaltos olivínicos-piroxénicos con anfíbol: Son relativamente frecuentes y se caracterizan por contener cantidades moderadas de anfíbol (3-9%), junto a la presencia de olivino y clinopiroxenos. Presentan procesos sistemáticos de reabsorción y oxidación de los cristales de anfíbol, proceso que en algunos casos afecta de forma generalizada a la casi totalidad de la muestra. Estas rocas basálticas presentan texturas porfídicas con fenocristales en proporciones variables sobre una matriz de microcristalina a hipocristalina algo vesicular. Los fenocristales de augita son predominantes, en secciones idio-subidiomorfas de tonos pardo-amarillentos, frecuentemente macladas y en secciones

zonadas con núcleos de egrina de pleocroismo verdoso. Los cristales de olivino, subordinado a los clinopiroxenos, presentan algunas secciones subidiomorfas, y otras redondeadas con bordes corroídos de aspecto xenomorfo, frecuentemente fracturados y sombras de presión. Los cristales de anfíbol se caracterizan por su fuerte pleocroismo de amarillo a pardo-rojizo, llegando a formar megacristales (4-8 mm), presentando típicos bordes corroídos y aureolas de reacción, con la presencia de frecuentes pseudomorfos, constituidos en su totalidad por microcristales incipientes de clinopiroxenos y opacos. Los minerales opacos se presentan en microcristales subidiomorfos a alo-triomorfos y están frecuentemente asociados a clinopiroxenos. La matriz microcristalina está constituida por cristales tabulares de plagioclasa, bastoncillos de clinopiroxenos y opacos puntuales, y en las variedades más vesiculares, se observan pequeñas cristalizaciones de feldespatos o ceolitas que rellenan las vacuolas.

Basaltos piroxénicos-anfibólicos: Difieren principalmente de la tipología anterior por presentar un bajo contenido en cristales de olivino y mayor contenido en fenocristales de anfíbol (> 10 %), con escasas aureolas de reabsorción de los cristales. Presentan típicas texturas porfídicas sobre una matriz hipocristalina bastante vesicular (8-10%). Los cristales de anfíbol (tipo hornblenda) constituyen fenocristales idiomorfos, que de forma seriada llegan a formar microcristales. Se caracterizan por presentar pleocroismo intenso de marrón a amarillo pálido y no se observan procesos de oxidación importantes. Los fenocristales de augita son asimismo de tamaños seriados, incluyendo numerosos cristales de apatito, opacos y restos de anfíboles. Los cristales de olivino son escasos en secciones aisladas xenomorfas, frecuentemente rodeados por aureolas de clinopiroxenos y opacos. La matriz presenta diversidades texturales, variando de poco cristalina con zonas más vítreas (oscuras), a microcristalina (claras). Sin embargo la composición mineralógica es semejante, estando constituida por algunos cristales de plagioclasa, clinopiroxenos poco definidos y opacos en cristales puntuales.

5.7.4. Erupciones formando plataforma costera: Geoquímica

En esta formación volcánica se han integrado diversas unidades [21-22-23-24-25], cuyas características petrológicas han sido previamente establecidas, si bien, en esta hoja sólo aparecen los materiales de la unidad N° 25. No obstante, el tratamiento geoquímico de los datos se ha efectuado de forma conjunta para todas las formaciones, y aparece representado en la Tabla 5.7.

Su proyección en el diagrama clasificatorio TAS (Fig. 5.30) agrupa los materiales de plataforma indiferenciados (23 y 25) y los de Mña. Goteras (24) por su carácter predominantemente basanítico, con cierta dispersión proyectiva pero sin que se definan diferencias significativas. Los materiales lávicos de Mña. Dioquén y Mña. Cabrera-Mña. Faro (21 y 22) se proyectan en el campo tefrítico y tefri-fonolítico respectivamente, perfectamente definidos y en correspondencia con las características petrográficas anteriormente indicadas.

Tabla 5.7. Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las erupciones formando plataforma costera.

	Mña Dioquen	Mña Cabrera- Faro	Mña Goteras	Coladas basálticas de Plataforma indiferenciadas					
Nº Muestra	2	112	264	36	66	84	113	143	265
SiO ₂	45,10	49,64	43,68	44,81	43,90	43,00	41,68	41,99	46,48
TiO ₂	3,09	2,34	3,53	3,27	3,61	3,39	3,46	3,58	3,65
Al ₂ O ₃	15,97	18,13	16,08	13,94	14,77	12,71	14,94	10,97	15,21
Fe ₂ O ₃	4,55	3,90	4,38	5,58	6,89	3,82	2,65	3,84	4,71
FeO	7,19	5,37	7,06	6,52	5,45	8,44	9,96	9,24	6,66
MnO	0,21	0,21	0,22	0,19	0,21	0,20	0,20	0,18	0,21
MgO	5,81	2,95	6,56	7,36	7,07	11,10	9,35	12,29	4,52
CaO	9,39	6,81	11,24	11,24	10,00	11,07	11,05	12,73	10,42
Na ₂ O	5,39	6,45	4,36	3,36	3,95	3,38	4,64	3,06	4,23
K ₂ O	2,18	2,78	1,98	1,93	2,15	1,67	1,96	1,48	1,93
P ₂ O ₅	0,97	0,85	0,91	0,84	1,02	0,80	0,94	0,89	1,02
H ₂ O+CO	0,08	0,06	0,08	0,07	0,06	0,09	0,11	0,10	0,07
Cr	95	19	149	253	140	472	222	460	52
Ni	44	10	85	101	82	271	130	306	36
Co	32	20	40	44	39	54	46	58	26
Sc	15	9	22	25	22	27	27	28	13
V	254	191	301	320	310	317	345	331	213
Cu	46	28	72	88	65	162	91	92	52
Pb	6	11	4	5	6	4	8	4	3
Zn	122	135	124	114	126	109	267	124	71
Sn	4,18	2,83	2,93	1,95	4,54	3,53	2,52	2,82	0,00
Mo	8,03	6,94	5,11	4,19	5,48	3,68	3,20	4,12	2,67
Rb	61	89	49	41	55	38	43	29	29
Cs	0,82	1,70	0,59	0,53	0,64	0,46	0,51	0,34	0,12
Ba	777	977	651	573	708	534	583	477	373
Sr	1504	1776	1215	1109	1295	1009	1090	1007	665
Tl	0,05	0,06	0,02	0,04	0,05	0,03	0,05	0,03	0,02
Ga	25	28	23	22	24	20	23	21	15
Li	9,22	15,66	8,48	8,36	7,39	6,64	7,41	5,82	4,51
Be	3,40	6,08	3,11	2,76	2,63	2,48	2,61	2,28	1,83
Ta	7,31	7,30	5,84	4,83	6,35	4,55	5,10	4,57	3,54
Nb	132	154	109	86	121	84	98	83	66
Hf	8,90	10,41	7,21	7,70	8,30	6,47	6,83	6,31	4,69
Zr	440	548	346	337	389	294	332	284	235
Y	39	39	36	32	37	30	33	30	22
Th	11,46	16,42	9,09	8,11	10,57	7,73	7,74	6,75	5,66

Tabla 5.7. (Cont.). Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las erupciones formando plataforma costera.

	Mña Dioquen	Mña Cabrera- Faro	Mña Goteras	Coladas basálticas de Plataforma indiferenciadas					
Nº Muestra	2	112	264	36	66	84	113	143	265
U	3,46	5,32	2,33	2,13	3,05	1,96	2,16	1,96	1,62
La	108,66	127,48	90,43	77,87	112,73	76,83	81,55	74,05	56,43
Ce	206,66	221,23	169,08	151,78	208,09	147,83	156,61	144,33	191,44
Pr	22,76	23,64	18,91	17,93	22,73	16,71	17,58	16,36	12,26
Nd	84,19	83,15	70,87	69,91	84,72	62,75	66,93	63,77	46,06
Sm	14,57	14,34	13,11	12,60	15,11	11,75	12,39	12,26	7,97
Eu	4,26	3,94	3,79	3,69	4,23	3,44	3,54	3,46	2,31
Gd	12,33	11,19	11,32	10,27	12,54	9,96	10,48	10,29	6,98
Tb	1,63	1,54	1,48	1,38	1,60	1,31	1,34	1,34	0,90
Dy	8,20	7,47	6,96	6,63	7,88	6,54	6,57	6,48	4,57
Ho	1,48	1,33	1,26	1,21	1,40	1,16	1,18	1,13	0,79
Er	3,49	3,41	3,04	2,83	3,15	2,54	2,70	2,50	1,79
Tm	0,50	0,51	0,42	0,40	0,43	0,34	0,37	0,34	0,26
Yb	2,71	2,88	2,36	2,30	2,36	1,96	2,03	1,83	1,46
Lu	0,40	0,44	0,37	0,31	0,36	0,29	0,31	0,28	0,20
Q	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Or	12,88	16,43	11,7	11,41	12,71	9,87	11,58	6,47	11,41
Ab	14,1	28,58	8,15	14,72	15,45	5,43	0,22	0	22,92
An	12,94	12,31	18,46	17,26	16,22	14,58	14,15	11,83	16,82
Ne	17,07	14,08	15,57	7,43	9,74	12,55	21,15	14,03	6,97
Di	21,87	12,84	24,96	26,03	20,8	27,99	27,36	36,3	22,46
Hy	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ol	6,27	3,12	6	5,95	5,58	15,33	14,12	15,41	2,35
Mt	6,6	5,65	6,35	8,09	7,79	5,54	3,84	5,57	6,83
Il	5,87	4,44	6,7	6,21	6,86	6,44	6,57	6,8	6,93
Hem	0	0	0	0	1,52	0	0	0	0
Ap	2,25	1,97	2,11	1,95	2,36	1,85	2,18	2,06	2,36
ID	44,05	59,09	35,42	33,55	37,89	27,85	32,95	22,28	41,3
IAIk	1,85	2,18	1,6	1,53	1,65	1,54	1,68	1,47	1,63
IP	0,7	0,75	0,58	0,55	0,6	0,58	0,65	0,6	0,59
FEMG	0,2	0,25	0,15	0,09	0	0,16	0,24	0,17	0,15
Mg #	51,01	40,19	54,67	56,33	55,11	65,4	61,91	66,19	45,62

2. Tefrita. Montaña Dioquen. Punta del Banco. MAGNA
112. Tefri-Fonolita, Coladas tefríticas de Mña Cabrera y Mña del Faro. MAGNA
264. Basanita. Montaña Goteras. MAGNA
36. Bsn/Tefr. Lavas de los volcanes de las laderas del Gallo. MAGNA
66. Bsn/Tefr. Colada de los Valentines. MAGNA
84. Basanita. Lavas plataforma de la Serie volcánica de Cumbre Vieja. MAGNA
113. Basanitas. Coladas basálticas Montaña Pelada, del grupo volcánico Pelada-Dioquén. MAGNA
143. Basanitas. Coladas basálticas de las Erupciones de Plataforma indiferenciadas. MAGNA
265. Bsn/Tefr. Lava en la cantera de Mña Vento. Montes de Lagi. MAGNA

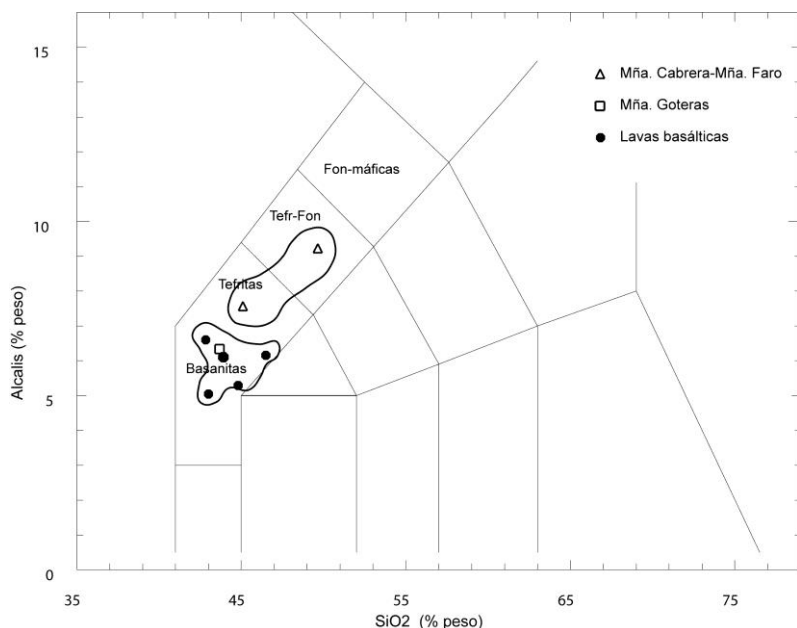


Fig. 5.30. Diagrama TAS de las erupciones formando plataforma.

Geoquímicamente, los materiales basálticos olivínicos-piroxénicos de plataforma indiferenciados varían desde términos basaníticos, que presentan un relativo carácter primario con Mg# (66-65), a basaltos piroxénicos algo más diferenciados y términos basálticos anfibólicos, como las coladas de las laderas del Gallo y los Valentines (ID=34-41), que geoquímicamente podrían considerarse como términos basaníticos próximos a tefritas. En esta misma tipología se podrían incluir los materiales de Mña. Goteras (ID=35), coincidentes con los términos basaníticos más evolucionados. La tipología más diferenciada corresponde a las tefritas máficas de Mña. Dioquén (ID=44) y a las tefri-fonolitas con hauyña de Mña. Cabrera y Mña. Faro (ID=59).

Esta secuencia geoquímica puede evidenciarse en el diagrama de variación AFM (Fig. 5.31), en el que se observa una posible secuencia desde el extremo máfico correspondiente a los materiales basálticos olivínicos-piroxénicos, más primarios, (Mg# > 60), hacia los términos piroxénicos, con un incremento relativo de la componente férrica (F), siendo poco significativa su desviación hacia el componente alcalino (A). Los materiales de Mña. Goteras presentan características proyectivas prácticamente coincidentes con los términos basaníticos intermedios. Realmente sólo los materiales lávicos de Mña. Cabrera y Mña. Faro presentan un carácter evolutivo que pueda relacionarse con un incremento notable de la alcalinidad (IAK=1.8-2.2).

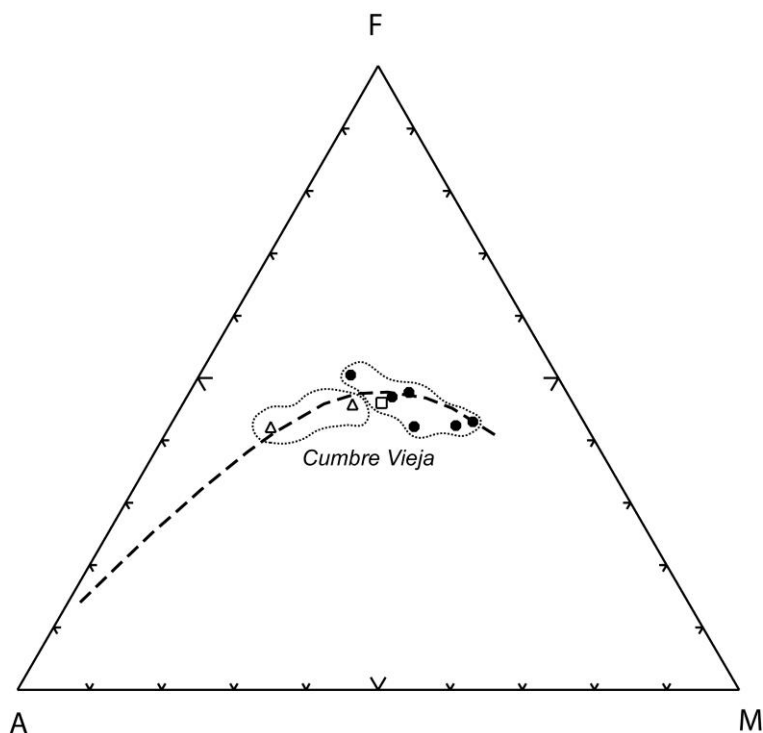


Fig. 5.31. Diagrama AFM de las erupciones formando plataforma. Símbolos como en la Fig. 5.30.

Estas diversidades se ponen de manifiesto en el diagrama de variación de los elementos mayoritarios en confrontación con sus contenidos de SiO_2 % (Fig. 5.32). Como se ha puesto en evidencia en el diagrama TAS, existe una tendencia global al incremento de los contenidos en álcalis (K_2O y Na_2O) y de Al_2O_3 en relación con la sílice, que se contraponen con decrementos notables de CaO , Fe_2O_3 total y MgO . Los restantes óxidos mayoritarios (TiO_2 y P_2O_5) no presentan variaciones importantes, constituyendo los términos tefri-fonolíticos los más evolucionados de la secuencia.

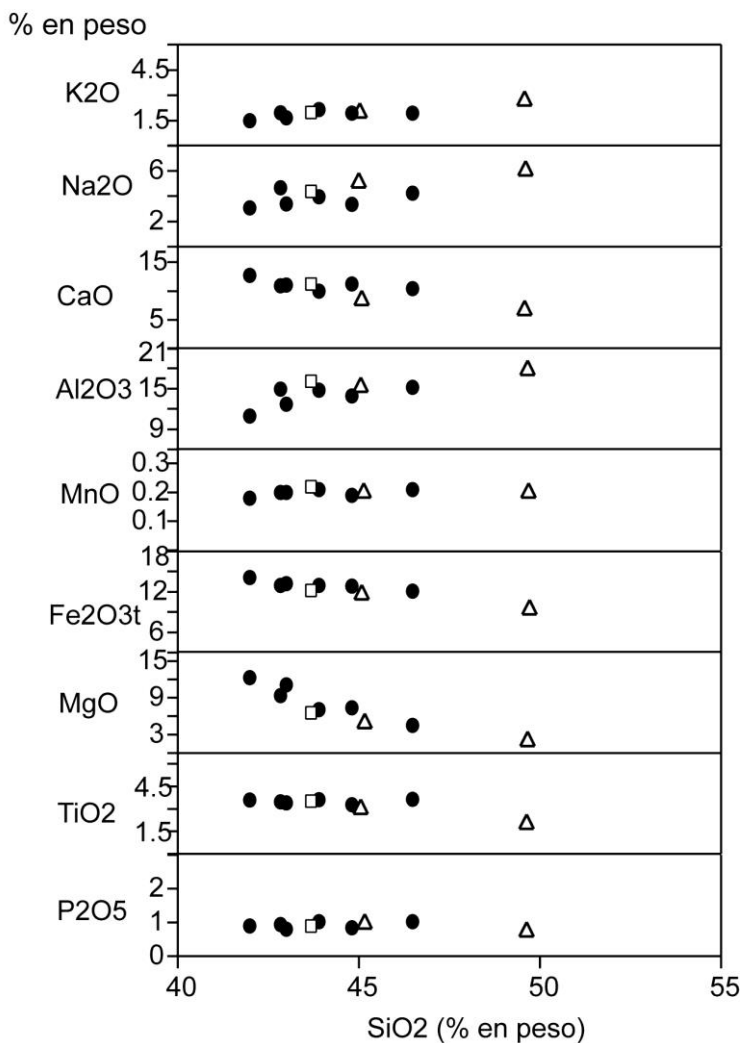


Fig. 5.32. Diagrama de variación de elementos mayores de las erupciones formando plataforma. Símbolos como en la Fig. 5.30.

Sin embargo las variaciones más significativas se ponen en evidencia en las relaciones de $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, Fe_2O_3 y TiO_2 respecto al MgO , (Fig. 5.33). Se observa una posible correlación positiva entre las relaciones $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ y el contenido en MgO , pero con una importante dispersión de valores para los términos basaníticos de las lavas de plataforma indiferenciadas (25), indicación de que el proceso de fraccionación de

clinopiroxenos está poco definido en esta parte de la secuencia. Esta tendencia se refleja asimismo en la fraccionación de óxidos de hierro y titanio, como reflejo de las variaciones de Fe_2O_3 y TiO_2 frente al MgO . Se observa la escasa incidencia de los procesos de fraccionación en los materiales basaníticos, que contrasta con las caídas más pronunciadas en los materiales tefríticos de Mña. Dioquén a los tefri-fonolíticos de Mña. Cabrera y Mña. Faro.

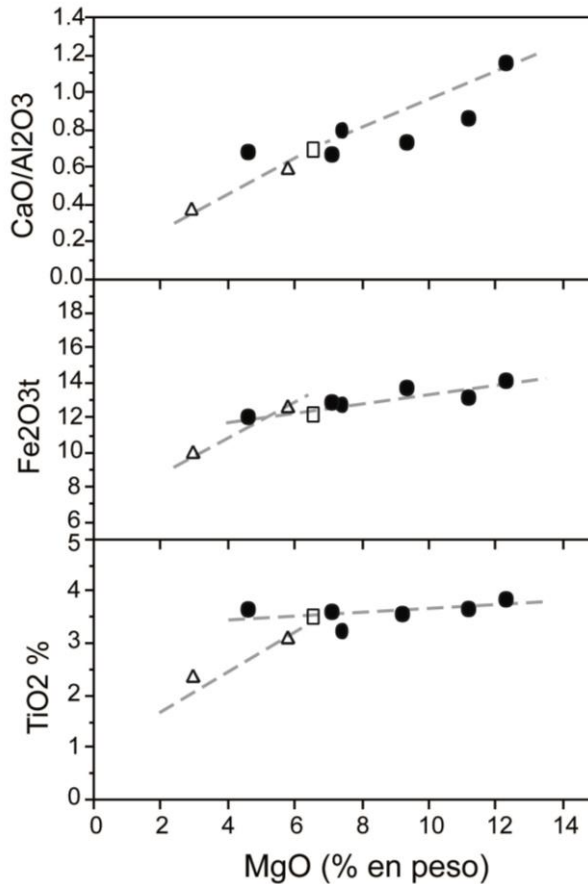


Fig. 5.33 Diagrama de variación de $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ y de elementos ferromagnesianos frente a los contenidos en MgO de las erupciones formando plataforma. Símbolos como en la Fig. 5.30.

Estas diferencias se reflejan asimismo en los diagramas de variación de los elementos minoritarios respecto a la sílice, (Fig. 5.34). En general los elementos compatibles como el Ni y el Cr presentan una importante dispersión para valores bajos de SiO_2 , aun

cuando se observe una removilización de olivinos y clinopiroxenos hacia los términos basaníticos más evolucionados, que continúa con un fuerte decremento hacia los tefrifonolíticos. Los contenidos en La, Ce y otros elementos incompatibles, como Ba, Nb, Zr, Sr, Rb, sólo presentan incrementos significativos en los materiales tefrítricos y tefrifonolíticos de Mña. Cabrera y Mña. Faro. En los demás incluidos como de plataforma indiferenciados (25) no se aprecian estas tendencias e incluso llegan a presentar tendencias negativas en los términos más evolucionados, con valores de SiO_2 superiores al 44%. Esto podría deberse a procesos de removilización/cristalización de otras fases minerales como el anfíbol.

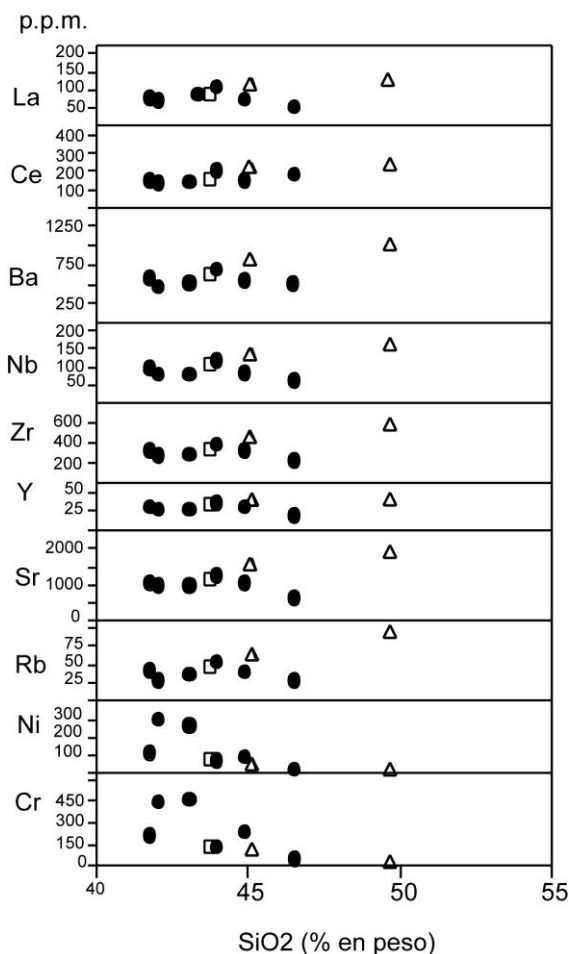


Fig. 5.34 Diagrama de variación de elementos menores de las erupciones formando plataforma. Símbolos como en la Fig. 5.30.

En cuanto a las variaciones en Tierras Raras normalizadas (REE/Condríticas), (Fig.5.35), se observa que los materiales tefríticos y tefri-fonolíticos de de Mña. Cabrera y Mña. Faro (22) presentan los enriquecimientos más señalados, en contraposición con los materiales basálticos de las coladas de plataforma indiferenciadas, que presentan los valores más bajos, quedando en posición intermedia los materiales basálticos del centro eruptivo de Montaña Goteras. En conjunto, las tendencias son semejantes en toda la secuencia, con ausencia de anomalías significativas. En los materiales basaníticos se aprecian incrementos moderados en REE ligeras, desde los términos olivínicos-piroxénicos a los anfibólicos (La/Sm 6-7.5), con mayores valores relativos en los términos tefri-fonolíticos (La/Sm 7.5-9) y con enriquecimiento en HREE en el tramo inferior, que se solapan en el tramo medio con los valores de los materiales basálticos más evolucionados. En general, las variaciones parecen estar preferentemente relacionadas con procesos de fraccionación de clinopiroxenos y olivinos en los primeros estadios evolutivos de los materiales basaníticos y de anfíboles en las fases más evolucionadas.

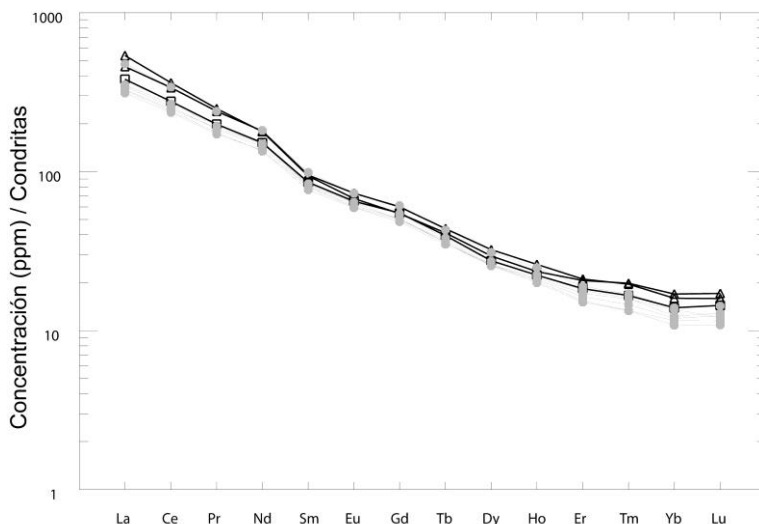


Fig. 5.35. Concentraciones de REE normalizadas-condritas de los materiales lávicos de las erupciones formando plataforma. Símbolos como en la Fig. 5.30.

5.7.5. Erupciones recientes (Holoceno): Petrología

5.7.5.1. Grupo volcánico Birigoyo-La Barquita (29)

Los materiales lávicos emitidos por estos centros eruptivos corresponden a **basatos piroxénicos** y **basaltos piroxénicos con anfíbol**.

Petrográficamente estos materiales basálticos presentan textura porfídica con escasos fenocristales (18-24%) sobre una matriz de aspecto traquitoide. Los fenocristales de

clinopiroxeno varían desde términos augíticos de tonos pardos a augitas-egirínicas en secciones idiomorfas de color verde y marcado pleocroismo. Los mesocristales de anfíbol presentan fuerte pleocroismo pardo-rojizo y marcadas aureolas de reabsorción, que en muchos casos conducen a su total destrucción. Los minerales opacos se presentan en pequeñas secciones subidiomorfas dispersas por la roca o localmente asociados a los clinopiroxenos. Como minerales accesorios se observan algunas secciones de apatito incluidos en los cristales de augita. La matriz está constituida por un entramado de listoncillos de feldespato, que encierran bastoncillos de clinopiroxeno y opacos.

5.7.6. Erupciones recientes (Holoceno): Geoquímica

Los datos analíticos y parámetros geoquímicos correspondientes a los edificios volcánicos que constituyen las erupciones recientes (Unidades n°: 29, 32,34) se han presentado en la Tabla 5.8. Se han utilizado todos los datos disponibles aunque algunas de estas coladas no lleguen a aflorar en la hoja (caso de las unidades 32 y 34). Los materiales lávicos analizados presentan un carácter relativamente poco primario, con valores de índices de diferenciación ID=33-56, siendo los basaltos olivínicos-piroxénicos del Volcán de San Antonio los términos menos evolucionados (Mg# 58).

La proyección en el diagrama clasificatorio TAS (Fig. 5.36) confirma el carácter más básico del San Antonio, encuadrado dentro de los términos basaníticos, mientras que se observa una progresiva evolución desde términos basaníticos a tefríticos en los centros eruptivos del Volcán Fuego y los Volcanes de La Fajana, que se imbrican con los tefri-fonolíticos del Birigoyo-La Barquita.

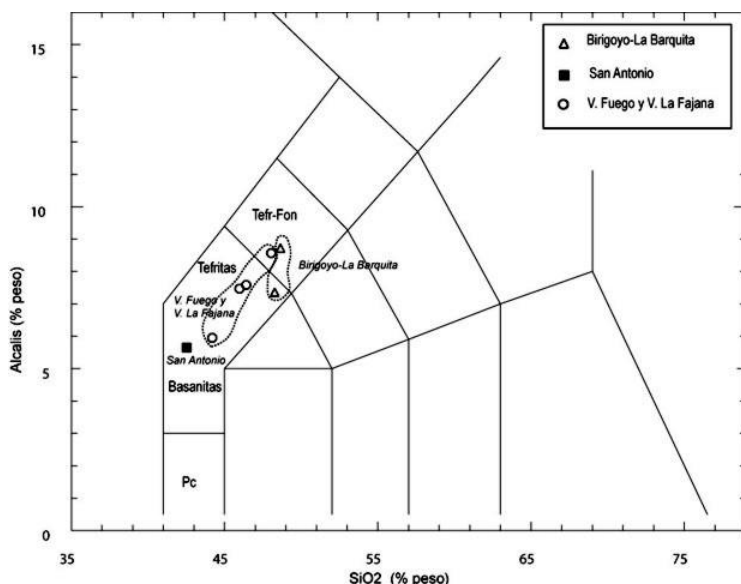


Fig. 5.36. Diagrama TAS de las erupciones recientes.

Tabla 5.8. Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las erupciones recientes

	Birigoyo – La Barquilla		San Antonio	Volcan Fuego-Volcan de La Fajana			
Nº Muestra	37	279	277	6	16	17	18
SiO ₂	48,26	48,15	42,52	44,20	46,42	45,98	48,03
TiO ₂	2,70	2,97	3,82	3,40	2,79	2,91	2,71
Al ₂ O ₃	15,79	17,54	14,65	15,54	17,26	17,12	17,29
Fe ₂ O ₃	6,05	5,46	5,03	4,69	4,35	2,72	3,31
FeO	4,57	4,28	7,22	7,51	6,66	7,23	6,24
MnO	0,21	0,22	0,23	0,20	0,19	0,18	0,19
MgO	4,71	3,09	7,95	6,36	4,82	5,17	4,21
CaO	9,77	8,16	11,40	10,63	8,69	9,53	7,78
Na ₂ O	4,59	6,09	3,94	4,64	5,58	5,40	6,01
K ₂ O	2,36	2,47	1,71	1,31	2,00	2,07	2,56
P ₂ O ₅	1,20	1,57	1,53	1,38	0,84	0,90	0,75
H ₂ O+CO ₂	0,10	0,05	0,08	0,08	0,07	0,08	0,07
Cr	23	13	185	59	48	62	19
Ni	19	8	86	41	35	42	22
Co	30	22	47	37	29	31	25
Sc	15	9	28	18	16	18	14
V	258	209	363	322	245	268	239
Cu	45	26	83	56	49	65	46
Pb	6	9	5	4	7	6	8
Zn	134	146	130	124	123	125	118
Sn	2,67	3,45	3,04	3,29	2,43	1,93	2,82
Mo	4,10	6,33	4,52	3,80	4,43	4,07	6,41
Rb	59	77	40	42	66	65	74
Cs	0,76	1,29	0,46	0,49	0,75	0,73	0,95
Ba	748	884	573	714	805	824	882
Sr	1440	1629	1098	1465	1338	1353	1514
Tl	0,05	0,06	0,03	0,03	0,12	0,07	0,09
Ga	26	29	24	22	26	26	25
Li	11,15	14,40	8,99	8,20	12,01	10,76	12,66
Be	3,53	5,91	3,66	2,89	4,08	3,86	3,91
Ta	7,03	7,37	4,83	5,24	7,19	7,34	6,74
Nb	125	153	92	100	147	148	134
Hf	9,42	10,68	7,22	6,71	10,06	9,92	9,30
Zr	417	530	331	299	466	455	469
Y	39	41	34	40	35	35	36
Th	10,85	12,67	7,57	10,12	11,17	11,88	14,14
U	3,61	4,44	2,05	2,10	3,43	3,46	4,27
La	99,90	118,70	76,86	108,85	113,18	122,97	115,17
Ce	186,62	211,29	150,37	208,41	199,17	214,72	202,86

Tabla 5.8. (Cont.). Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las erupciones recientes

	Birigoyo – La Barquilla		San Antonio	Volcan Fuego-Volcan de La Fajana			
Nº Muestra	37	279	277	6	16	17	18
Pr	21,51	23,06	17,37	24,15	21,29	23,09	21,97
Nd	82,25	85,65	67,93	91,42	77,04	81,65	77,93
Sm	14,73	15,28	12,77	15,51	13,08	13,66	13,23
Eu	4,42	4,32	3,68	4,59	3,96	4,01	3,93
Gd	12,12	12,08	10,93	12,97	10,45	11,04	10,61
Tb	1,64	1,65	1,43	1,66	1,43	1,51	1,44
Dy	8,18	7,61	6,69	8,09	7,13	7,65	6,85
Ho	1,48	1,40	1,27	1,48	1,30	1,33	1,29
Er	3,64	3,61	2,95	3,43	3,16	3,26	3,21
Tm	0,49	0,51	0,41	0,44	0,44	0,44	0,43
Yb	2,94	2,97	2,27	2,55	2,68	2,63	2,78
Lu	0,40	0,43	0,33	0,34	0,36	0,38	0,38
Q	0	0	0	0	0	0	0
Or	13,95	14,6	10,11	7,74	11,82	12,23	15,13
Ab	26,14	29,16	10,33	18,13	20,56	15,41	22,06
An	15,51	13,23	17,24	17,71	16,14	16,36	12,64
Ne	6,88	12,12	12,47	11,45	14,44	16,41	15,6
Di	19,55	13,23	23,19	20,79	17,25	20,28	16,99
Hy	0	0	0	0	0	0	0
Ol	1,87	1,09	8,58	7,59	5,83	6,96	4,98
Mt	7,59	5,9	7,29	6,8	6,31	3,94	4,8
Il	5,13	5,64	7,26	6,46	5,3	5,53	5,15
Hem	0,82	1,39	0	0	0	0	0
Ap	2,78	3,64	3,54	3,2	1,95	2,09	1,74
ID	46,97	55,88	32,9	37,32	46,82	44,05	52,79
IAlk	1,75	2	1,55	1,59	1,83	1,78	2,04
IP	0,64	0,72	0,57	0,58	0,66	0,65	0,73
FEMG	0	0	0,11	0,18	0,22	0,28	0,25
Mg #	48,75	40,47	57,79	52,3	47,97	51,93	48,01

37. Tefrita. Frente final de la lava del Birigoyo. MAGNA

279. Tefri-Fonolita. Lavas del Birigoyo. MAGNA

277. Basanita. San Antonio. MAGNA

6. Bsn/Tefr. Lavas Volcán Fuego (Coladas por el este). MAGNA

16. Tefrita. Lavas Volcán Fuego (Coladas al Oeste). MAGNA

17. Tefrita. Lavas Volcanes de la Fajana. MAGNA

18. Tefri-Fonolita. Lavas Volcán Fuego (Coladas al Este). MAGNA

En su conjunto todos los materiales de estas erupciones (29,32, 34) tienden a simular una secuencia casi continua, como se observa en el diagrama de variación AFM (Fig. 5.37), con un progresivo incremento de la alcalinidad, desde los materiales basaníticos del San Antonio (IAlk=1.5) hasta los materiales basaníticos/tefríticos del Volcán Fuego

($I_{Alk}=1.6$) y los tefrí-fonolíticos del Birigoyo-La Barquita ($I_{Alk}=2.0$).

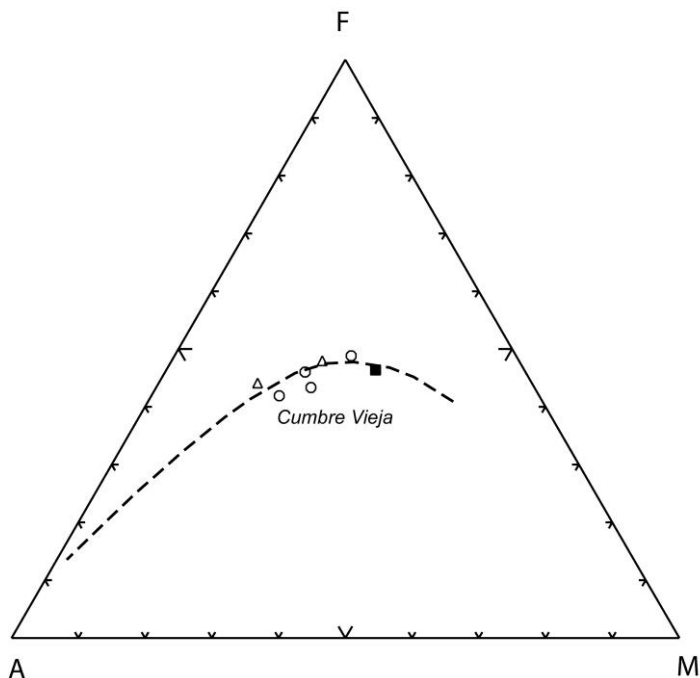


Fig. 5.37. Diagrama AFM de las erupciones recientes. Símbolos como en la Fig. 5.36.

Esta tendencia evolutiva se refleja asimismo en los diagramas de variación de los componentes mayoritarios en confrontación con sus contenidos en SiO_2 (Fig. 5.38). Se observa un incremento progresivo en álcalis (K_2O y Na_2O) y en Al_2O_3 , contrapuesto al decremento en componentes ferromagnesianos y calcio, desde los términos basaníticos del San Antonio hasta los materiales lávicos del Volcán Fuego y La Fajana y las tefrí-fonolitas del Birigoyo-La Barquita. Sin embargo destaca en este diagrama el progresivo decremento en contenidos de P_2O_5 , posiblemente por la fraccionación de apatito en los materiales lávicos del Volcán Fuego y La Fajana, desde los términos más básicos (Mg# 52) hacia los más diferenciados (Mg# 48). En cambio, los contenidos en P_2O_5 en los materiales del San Antonio y Birigoyo-La Barquita no experimentan variaciones significativas.

La confrontación de las relaciones CaO/Al_2O_3 , Fe_2O_3 t y TiO_2 frente a los contenidos en MgO (Fig. 5.39) muestra correlaciones positivas con pequeñas desviaciones de los materiales lávicos del Birigoyo, indicativo del predominio de los procesos de fraccionación de clinopiroxenos y óxidos de Fe-Ti en toda la secuencia. Este relativo continuismo

composicional se observa asimismo en los diagramas de variación de los elementos traza frente a la sílice (Fig. 5.40), donde los elementos compatibles –Cr y Ni– presentan contenidos relativos bajos, debido al carácter poco primario de las lavas. Sí se observa un decremento en relación con los procesos de fraccionación de olivinos y clinopiroxenos desde los materiales basaníticos a los tefríticos más evolucionados. Todos los elementos típicamente incompatibles –Ba, Nb, Zr, Sr y Rb– presentan incrementos positivos, con tendencias algo menos señaladas para los contenidos de La y Ce, que tienden a solaparse en los términos más diferenciados.

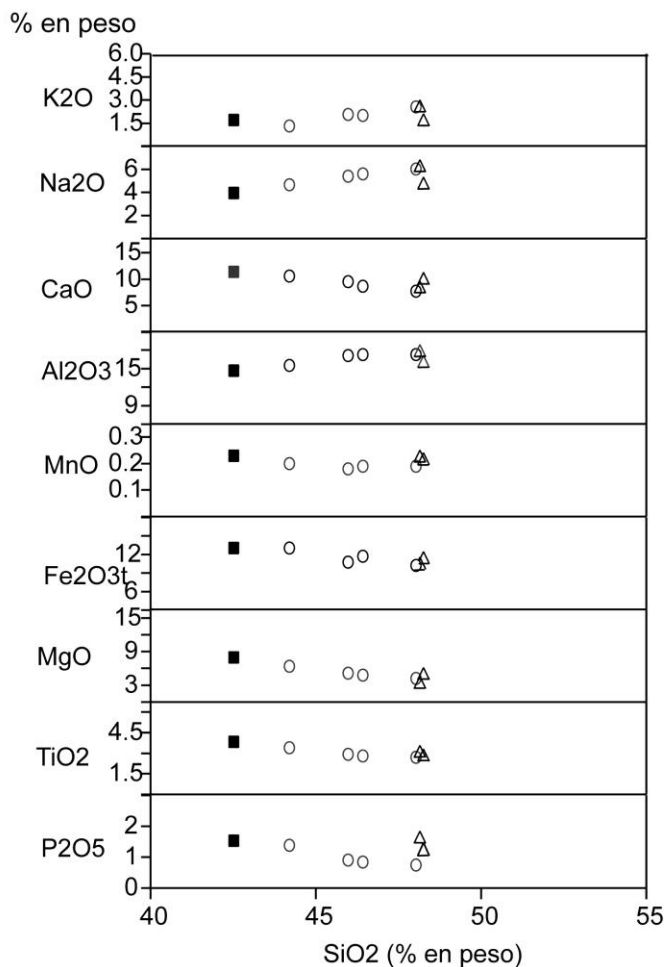


Fig. 5.38. Diagrama de variación de elementos mayores de las erupciones recientes. Símbolos como en la Fig. 5.36.

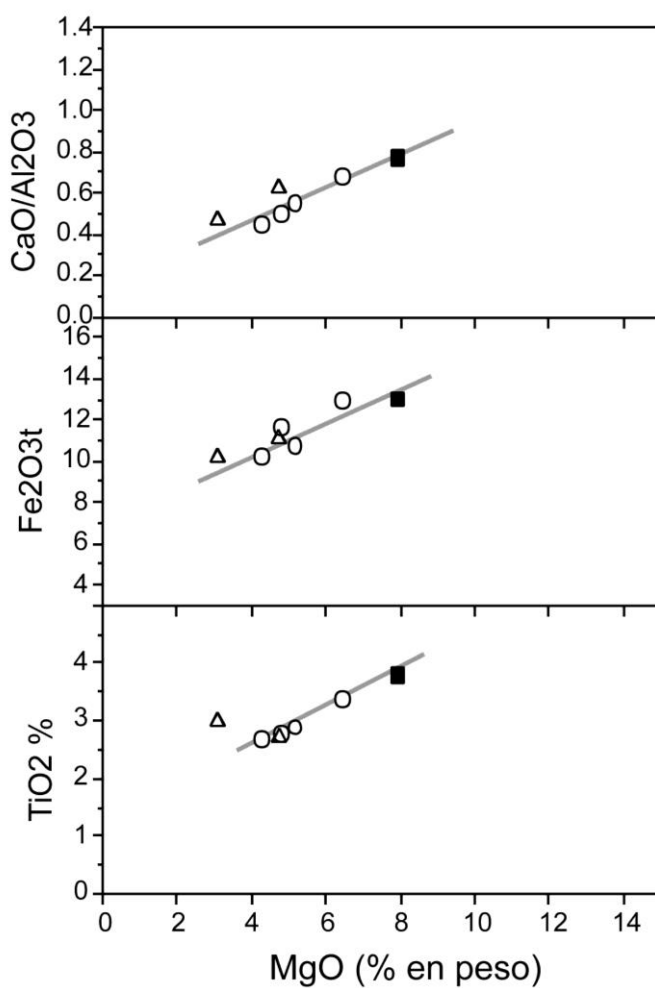


Fig. 5.39. Diagrama de variación de $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ y de elementos ferromagnesianos frente a los contenidos en MgO de las erupciones recientes. Símbolos como en la Fig. 5.36.

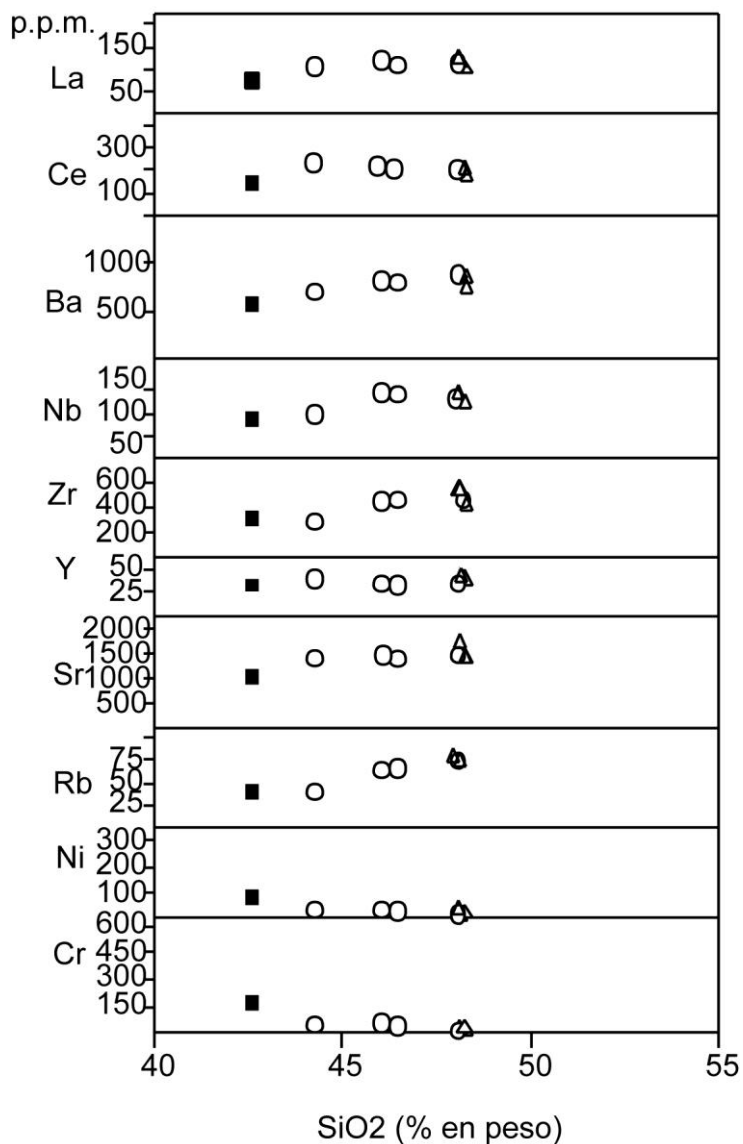


Fig. 5.40. Diagrama de variación de elementos menores de las erupciones prehistóricas. Símbolos como en la Fig. 5.36.

Estas tendencias se evidencian mejor en los diagramas de Tierras Raras normalizados (REE/Condritas) de la Fig. 5.41, donde se observa que todas las formaciones volcánicas

integradas en esta unidad presentan tendencias de variación semejantes, sin anomalías significativas. Tan sólo se observa un enriquecimiento relativo respecto a los materiales basálticos del San Antonio (La/Yb 33.9), con valores superiores (La/Yb 40-42) en los términos más diferenciados, además de un marcado solapamiento entre los materiales lávicos del Volcán Fuego-La Fajana y los del Birigoyo-La Barquita.

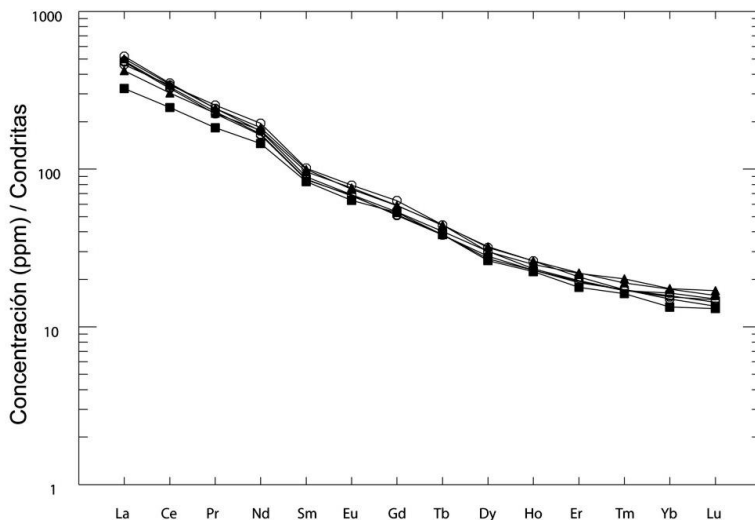


Fig. 5.41 Concentraciones de REE normalizadas-condritas de los materiales lávicos de las erupciones recientes. Símbolos como en la Fig. 5.36.

5.7.7. Erupciones prehistóricas: Petrología

5.7.7.1. Volcán Martín y Mña. Quemada (40)

Las coladas del Volcán Martín (prehistórico) presentan un carácter máfico bastante acusado. Petrologicamente corresponden a **basaltos olivínicos-piroxénicos con anfíbol**, en los que predominan los fenocristales de augita y olivino, mientras que el anfíbol sólo se presenta en algunas muestras donde se hacen patentes los procesos de mezclas/inmiscibilidad de diferentes tipologías. Los fenocristales son de olivino, relativamente frecuentes en secciones subidiomorfas algo microfracturadas pero sin que se observen procesos de alteración y de augita, en secciones idio-subidiomorfas, algunas zonadas de tonos amarillentos y frecuentes núcleos verdosos egirínicos. Los fenocristales de anfíbol son más escasos, en secciones alotriomorfas de fuerte pleocroismo amarillo-rojizo, con procesos de reabsorción que no afectan a la mayor parte de los cristales de anfíbol. Los minerales opacos son relativamente frecuentes en secciones subidiomorfas a alotriomorfas aisladas o incluidos en los cristales de augita. La matriz puede llegar a ser bastante vesicular, destacando el elevado contenido en microcristales

de clinopiroxenos, que localmente forman microagregados sobre una matriz casi hipocristalina, en la que destacan escasos cristales aciculares de feldespato, algunos olivinos y minerales opacos.

Los materiales lávicos de la erupción prehistórica de Mña. Quemada corresponden petrológicamente a **basaltos olivínicos-piroxénicos**, con pequeñas diferencias litológicas. Se caracterizan por presentar texturas porfídicas con fenocristales que suponen del 20-35 % de la roca, inmersos en una matriz que varía de microcristalina a hipocristalina, localmente algo vesicular. Los fenocristales de olivino, se presentan en frecuentes secciones idio-subidiomorfos, y otros alotriomorfos, incluso angulosos, pero sin procesos de alteración importantes, que llegan a formar agregados de tipo xenomorfo. Los cristales de augita, son subidiomorfos de color pardo-amarillento y ligero tono verdoso en el núcleo de los cristales microzonados. Se observa la formación de algunos glomeroblastos constituidos por acumulación de microcristales de augita, olivinos oxidados y opacos, así como de fenocristales xenomorfos de plagioclasa, aun cuando los más frecuentes (~3%) son las secciones tabulares de feldespato prácticamente integradas en la matriz microcristalina. Es frecuente la presencia de pseudomorfos con restos de anfíbol, constituidos por opacos y clinopiroxenos poco cristalinos, así como frecuentes minerales opacos en mesocristales alotriomorfos y microcristales. La matriz está constituida por microcristales de plagioclasa, clinopiroxenos, olivinos oxidados y minerales opacos, destacando la presencia de procesos de inmiscibilidad, con zonas más vítreas y piroxénicas englobadas en el basalto olivínicopiroxénico.

5.7.8. Erupciones prehistóricas: Geoquímica

Los datos analíticos correspondientes a estas unidades (37,40) se presentan en la Tabla 5.9, en la que se integran los datos del Nambroque de Hernández Pacheco y de la Nuez (1983) y los de Montaña Quemada (Hernández Pacheco y Valls, 1982). La proyección de la totalidad de los datos analíticos en el diagrama clasificatorio TAS (Fig. 5.42) señala el agrupamiento bien diferenciado de ambas formaciones, en clara referencia a sus características petrológicas. Los materiales basálticos olivínicos-piroxénicos del Volcán Martín y Mña. Quemada corresponden a términos basaníticos, mientras que los materiales lávicos de La Malforada y Nambroque se proyectan preferentemente en los campos fonolítico y fono-tefrítico máfico, no obstante, estas últimas coladas no llegan a aflorar en esta hoja. Geoquímicamente, los materiales basaníticos del Volcán Martín y de Mña. Quemada presentan bajos grados de diferenciación (ID 26-34), relativamente poco evolucionados. Esta característica contrasta con las de las coladas tefri-fonolíticas de La Malforada y Nambroque, con elevados índices de diferenciación y un amplio rango (ID 59-87), máximo en los términos fonolíticos.

Tabla 5.9. Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las erupciones prehistóricas

Nº Muestra					Malforada v Nambroque				
	61	71	43	44	45	46	47	48	49
SiO ₂	49,80	52,30	49,30	49,70	51,20	51,60	51,60	54,00	54,70
TiO ₂	2,28	1,86	2,32	2,35	1,98	1,86	1,83	1,47	0,96
Al ₂ O ₃	18,28	19,27	19,35	18,09	19,06	19,31	19,43	20,19	20,62
Fe ₂ O ₃	4,02	3,73	4,13	5,38	3,86	5,45	4,22	3,75	3,44
FeO	4,37	3,30	4,18	3,55	3,37	1,93	2,70	1,73	1,23
MnO	0,23	0,20	0,20	0,20	0,19	0,20	0,16	0,18	0,14
MgO	2,50	1,91	2,12	2,72	2,12	2,12	2,52	0,40	0,10
CaO	6,78	5,99	7,71	7,29	6,17	6,17	5,33	5,61	3,36
Na ₂ O	6,74	7,03	6,47	6,36	7,06	6,52	6,90	7,76	8,52
K ₂ O	3,83	3,80	3,13	3,11	3,56	3,35	3,97	4,09	4,74
P ₂ O ₅	0,72	0,55	0,70	0,57	0,53	0,50	0,50	0,30	0,16
H ₂ O+CO ₂	0,05	0,04	0,34	0,41	0,41	0,81	0,65	0,41	0,17
Cr	15	0							
Ni	10	13							
Co	18	13							
Sc	12	10							
V	172	145							
Cu	38	32							
Pb	13	13							
Zn	119	113							
Sn	2,09	2,15							
Mo	44,48	30,92							
Rb	98	109							
Cs	1,55	1,78							
Ba	1083	1158							
Sr	1719	1701							
Tl	0,11	0,14							
Ga	28	28							
Li	20,89	22,91							
Be	5,16	5,97							
Ta	8,49	7,06							
Nb	147	144							
Hf	10,66	10,52							
Zr	559	588							
Y	37	34							
Th	19,99	21,25							
U	6,11	6,47							
La	143,25	141,94							
Ce	241,31	228,73							

Tabla 5.9. (Cont.). Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las erupciones prehistóricas

Nº Muestra	Malforada y Nambroque								
	61	71	43	44	45	46	47	48	49
Pr	24,92	22,65							
Nd	84,98	75,86							
Sm	13,48	11,82							
Eu	3,81	3,25							
Gd	10,99	9,37							
Tb	1,52	1,27							
Dy	7,33	6,69							
Ho	1,31	1,26							
Er	3,31	3,18							
Tm	0,49	0,48							
Yb	3,12	2,91							
Lu	0,46	0,43							
Q	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Or	22,63	22,46	18,5	18,38	21,04	19,8	23,46	24,17	28,01
Ab	21,12	29,22	23,66	25,95	27,73	31,07	27,33	33,49	34,14
An	8,32	9,8	14,51	11,63	9,8	13,53	10,32	8,18	4,02
Ne	19,45	16,39	16,84	15,1	17,34	13,06	16,82	17,43	20,56
Di	16	10,78	12,9	14,61	11,54	10,75	10,01	2,15	0,54
Hy	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Wo	0,2	1,07	1,18	0,85	1,06	0	0	6,23	4,56
Ol	0	0	0	0	0	0,21	1,15	0	0
Mt	5,83	5,41	5,99	5,28	5,6	1,48	3,92	1,9	1,64
Il	4,33	3,53	4,41	4,46	3,76	3,53	3,48	2,79	1,82
Hem	0	0	0	1,74	0	4,43	1,52	2,44	2,31
Ap	1,67	1,27	1,62	1,32	1,23	1,16	1,16	0,7	0,37
ID	63,21	68,07	59,00	59,43	66,11	63,92	67,62	75,09	82,71
IAIk	2,46	2,5	2,1	2,19	2,45	2,26	2,57	2,7	3,47
IP	0,83	0,81	0,72	0,76	0,81	0,74	0,81	0,85	0,93
FEMG	0,14	0,04	0,1	0	0,01	0	0	0	0

61. Tefri-Fonolits. Frente de la colada de la Malforada. MAGNA
71. Fonolita máfica. Colada del Nambroque al Norte. MAGNA
43. Tefri-Fonolita. Nambroque. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)
44. Tefri-Fonolita. Nambroque HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)
45. Fonolita máfica. Nambroque HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)
46. Tefri-Fonolita máfica. Nambroque HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)
47. Fonolita máfica. Nambroque HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)
48. Fonolita máfica. Nambroque HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)
49. Fonolita. Nambroque HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)

Tabla 5.9. (Cont.). Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las erupciones prehistóricas

Nº Muestra	20	63	274	1	2
SiO ₂	44,50	42,69	45,38	43,49	44,54
TiO ₂	3,04	3,57	3,72	3,51	3,06
Al ₂ O ₃	14,32	13,40	13,82	14,83	13,42
Fe ₂ O ₃	4,77	4,15	6,17	4,00	3,65
FeO	6,92	8,31	6,08	8,33	9,04
MnO	0,19	0,21	0,21	0,21	0,21
MgO	6,88	8,48	6,67	8,06	8,83
CaO	11,87	12,87	11,25	10,24	11,27
Na ₂ O	3,86	3,44	3,51	3,94	3,21
K ₂ O	1,73	1,30	1,53	1,97	1,64
P ₂ O ₅	0,88	0,91	0,98	0,87	0,95
H ₂ O+CO ₂	0,15	0,09	0,07	0,27	0,27
Cr	164	271	210	200	336
Ni	81	124	102	75	114
Co	41	46	50		
Sc	20	27	28		
V	298	325	376		
Cu	66	102	105		
Pb	23	3	6		
Zn	135	116	149	88	82
Sn	3,23	3,15	4,08		
Mo	3,64	5,09	6,88		
Rb	46	35	42	43	35
Cs	0,50	0,41	0,83		
Ba	627	552	643	660	607
Sr	1177	1146	1353	929	807
Tl	0,03	0,03	0,02		
Ga	23	22	25		
Li	9,61	6,70	9,66		
Be	2,95	2,47	3,64		
Ta	5,77	4,91	5,94		
Nb	103	91	112		
Hf	7,74	6,53	7,81		
Zr	369	303	359	251	208
Y	35	34	40	31	34
Th	7,42	8,28	10,40		
U	2,42	2,19	2,82		
La	79,16	85,63	108,18	85,00	84,00
Ce	158,01	163,23	201,45		
Pr	18,43	18,33	22,83		
Nd	72,52	70,60	87,00		
Sm	13,03	13,10	16,10		

Tabla 5.9. (Cont.). Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las erupciones prehistóricas

Nº Muestra	20	63	274	1	2
Eu	3,91	3,74	4,43		
Gd	10,96	10,85	12,62		
Tb	1,44	1,49	1,67		
Dy	7,12	7,11	8,17		
Ho	1,28	1,25	1,40		
Er	3,19	2,88	3,31		
Tm	0,41	0,38	0,45		
Yb	2,40	2,08	2,63		
Lu	0,34	0,30	0,35		
Q	0	0	0	0	0
Or	10,22	7,68	9,04	11,64	9,69
Ab	11,61	5,8	21,35	9,51	11,89
An	16,64	17,28	17,44	16,96	17,37
Ne	11,4	12,63	4,52	12,91	8,27
Di	29,05	32,48	24,94	22,55	26,04
Hy	0	0	0	0	0
Wo	0	0	0	0	0
Ol	5,3	8,56	3,75	11,39	13,26
Mt	6,92	6,02	8,95	5,8	5,29
Il	5,77	6,78	7,07	6,67	5,81
Hem	0	0	0	0	0
Ap	2,04	2,11	2,27	2,02	2,2
ID	33,24	26,11	34,92	34,06	29,86
lAlk	1,54	1,44	1,5	1,62	1,49
IP	0,57	0,53	0,54	0,58	0,53
FEMG	0,15	0,19	0,01	0,2	0,24
Mg #	55,38	58,74	53,7	57,74	59,17

20. Basanita. Mña Quemada (pre-historica). MAGNA

63. Basanita (ol-px). Lava de Martín prehistórico. MAGNA

274. Bsn/Bas (px-anf). Martín pre-histórico. MAGNA

1. Basanita. Tacande. HERNANDEZ-PACHECO y VALLS, (1982). De VICENTE MINGARRO, (1986)

2. Basanita. Tacande. HERNANDEZ-PACHECO y VALLS, (1982). De VICENTE MINGARRO, (1986)

Esta diversificación se evidencia asimismo en el diagrama de variación AFM (Fig. 5.43), en el que los materiales basálticos del Volcán Martín y Mña. Quemada presentan altos valores de Mg# (52-59), sin una diversificación significativa. Una mayor dispersión de valores se observa en la proyección de los datos analíticos correspondientes a La Malforada y Nambroque, con un incremento continuo de la alcalinidad (IAIk 2.1-2.6), con algunos términos fonolíticos aislados que presentan valores de alcalinidad extremos (IAIk 2.7-3.5).

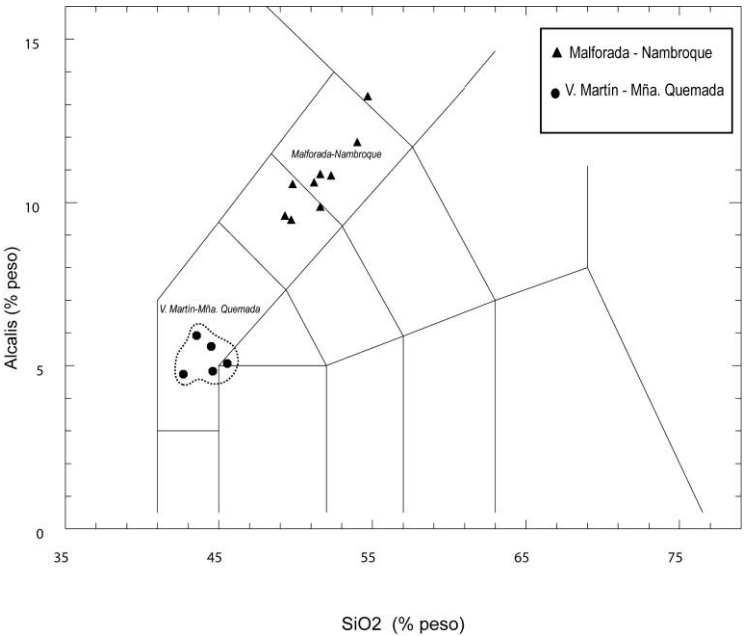


Fig. 5.42. Diagrama TAS de las erupciones prehistóricas.

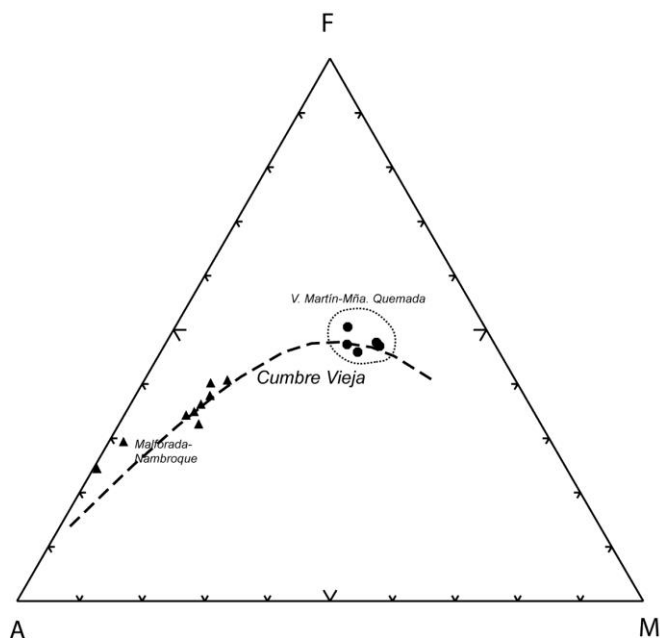


Fig. 5.43 Diagrama AFM de las erupciones prehistóricas. Símbolos como en la Fig. 5.42.

Estas diversidades composicionales se evidencian en los diagramas de variación de elementos mayores frente a los contenidos relativos de SiO_2 (Fig., 5.44), donde se aprecia una marcada discontinuidad en sus tendencias evolutivas. Como es sistemático en la evolución de estas series volcánicas, se observa un incremento en los contenidos en álcalis (K_2O y Na_2O) y Al_2O_3 en correspondencia con mayores contenidos en SiO_2 , mientras que los restantes óxidos mayoritarios – MgO , Fe_2O_3 y TiO_2 – presentan correlaciones negativas, y moderadas en P_2O_5 en los términos tefri-fonolíticos. En general, las variaciones de las tendencias, tanto positivas como negativas, son siempre más señaladas en los materiales fonolíticos de La Malforada y Nambroque, y moderadas o poco señaladas en los materiales lávicos correspondientes al Volcán Martín y Mña. Quemada.

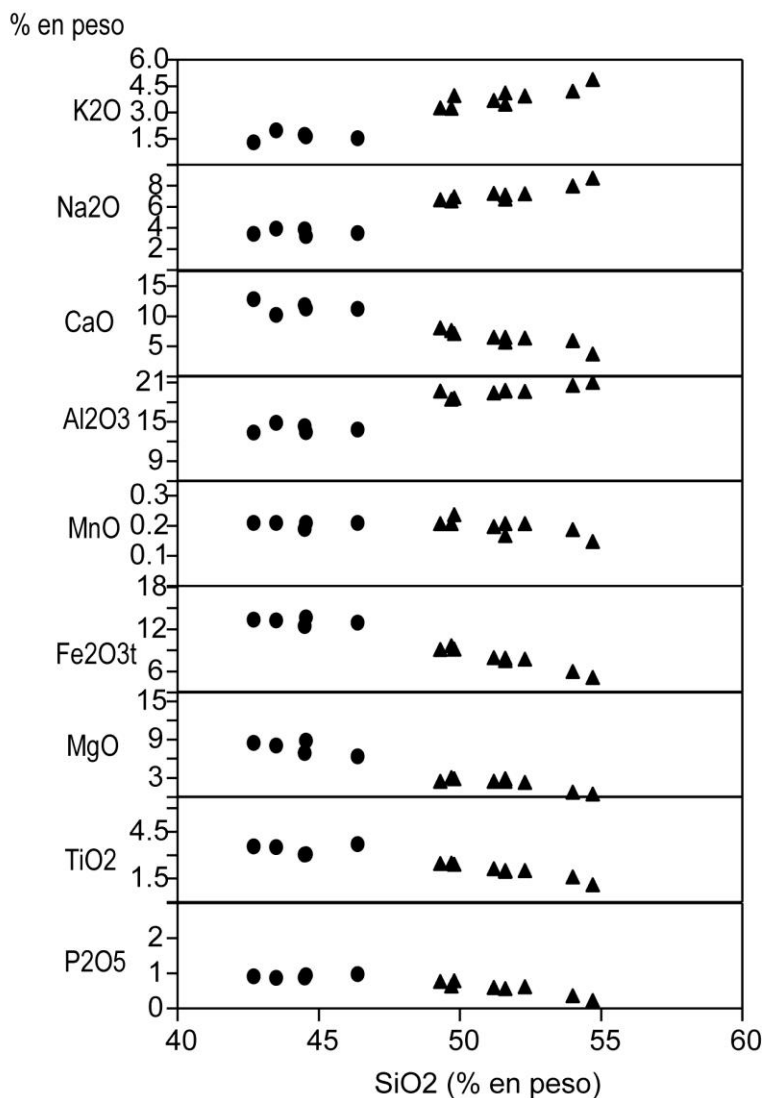


Fig. 5.44. Diagrama de variación de elementos mayores de las erupciones prehistóricas. Símbolos como en la Fig. 5.42.

Esta diversidad de tendencias se evidencia asimismo en los diagramas de relación $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, Fe_2O_3 y TiO_2 frente a los contenidos en MgO (Fig. 5.45). En todos los casos se observa que los materiales del Volcán Martín y Mña. Quemada presentan escasas variaciones, siendo éstas más señaladas en los materiales tefri-fonolíticos de La Malfo-

rada y Nambroque, donde los procesos de fraccionación de clinopiroxenos y óxidos de Fe-Ti son más significativos.

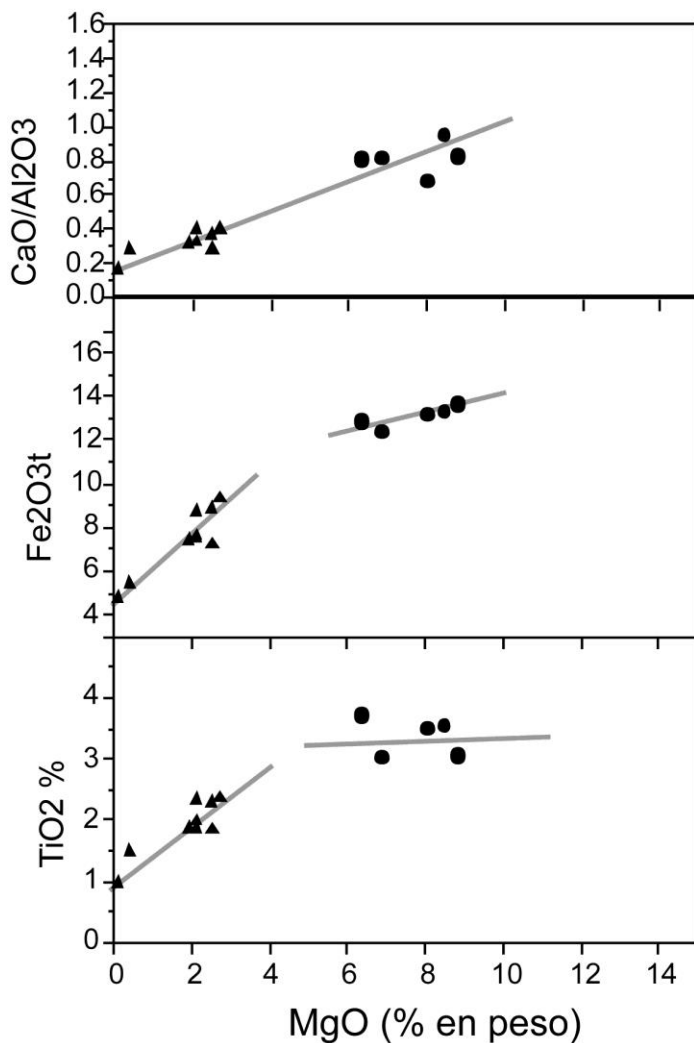


Fig. 5.45. Diagrama de variación de $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ y de elementos ferromagnesianos frente a los contenidos en MgO de las erupciones prehistóricas. Símbolos como en la Fig. 5.42.

Los diagramas de variación de los elementos menores frente al SiO_2 (Fig. 5.46) señalan que el contenido en elementos compatibles, como Ni y Cr, presenta pocas variaciones

en los materiales del Volcán Martín y Mña. Quemada, siendo mínimos en La Malforada y Nambroque. Por el contrario todos los restantes elementos incompatibles –Ba, Nb, Zr, Sr y Rb– presentan incrementos importantes hacia los términos tefri-fonolíticos, siendo éstos más moderados en los materiales basaníticos. Estos incrementos afectan asimismo a los contenidos en La y Ce.

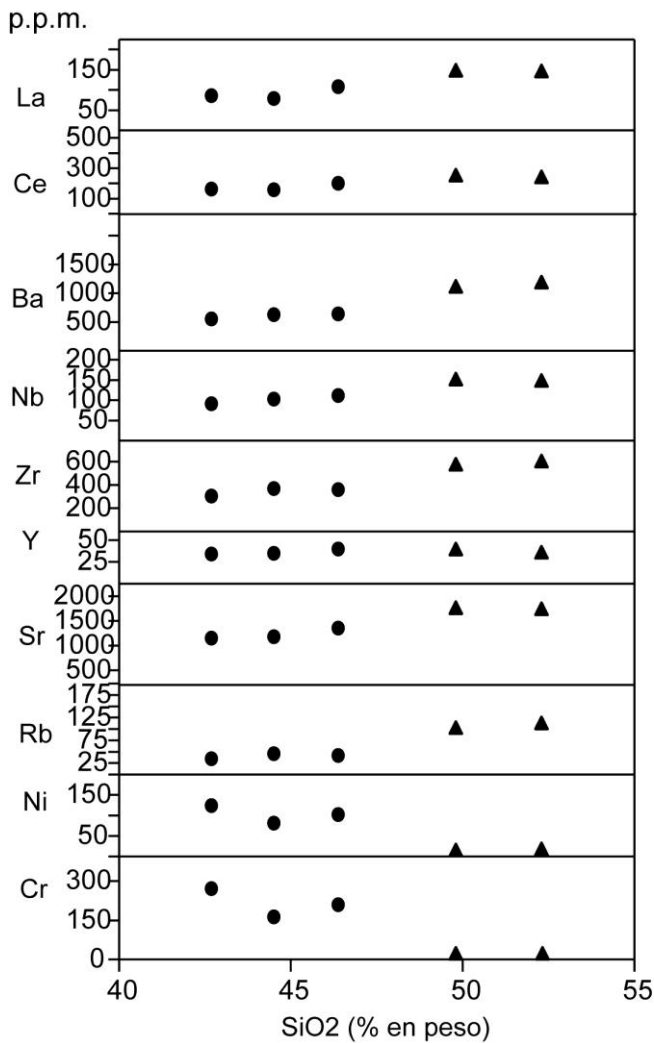


Fig. 5.46. Diagrama de variación de elementos menores de las erupciones prehistóricas. Símbolos como en la Fig. 5.42.

Las tendencias descritas se hacen más evidentes en los diagramas de Tierras Raras normalizadas (REE/Condritas) de la Fig.5.47, donde se evidencian tendencias evolutivas diferenciadas. Los materiales basálticos presentan valores relativamente bajos en REE ligeras (La/Sm 6.1-6.7) y pesadas (Sm/Yb 5.4-6.3), pero con una tendencia cóncava positiva en la zona media, y cierto incremento relativo de valores en Mña. Quemada (La/Yb=33) y en el Volcán Martín (La/Yb=41). Estos valores son inferiores a los observados en las tefri-fonolitas de La Malforada y Nambroque (La/Yb 46-49), con una importante decremento en el contenido de REE medias, posiblemente como respuesta a la fraccionación de otras fases minerales como anfíbol y apatito, lo que en su conjunto apoyaría la diversidad evolutiva de ambas formaciones.

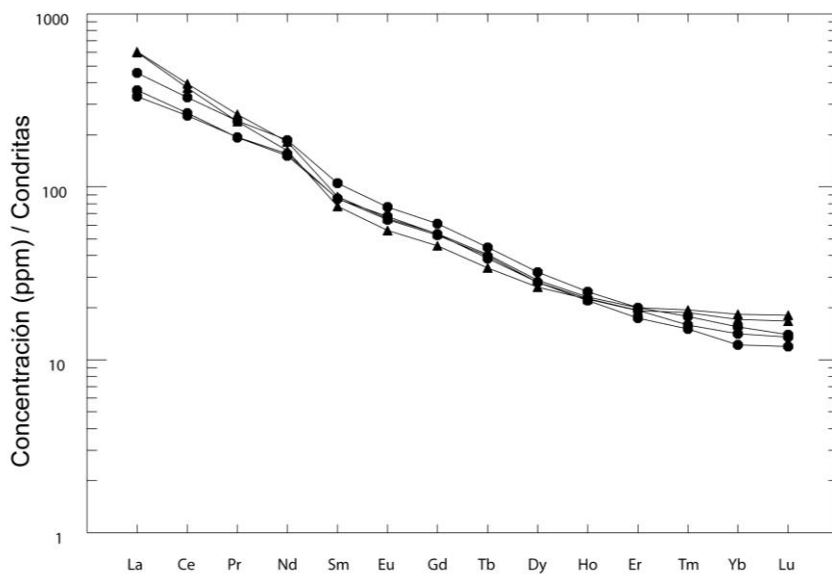


Fig. 5.47. Concentraciones de REE normalizadas-condritas de los materiales lávicos de las erupciones prehistóricas. Símbolos como en la Fig. 5.42.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

Como síntesis de la evolución geológica de las formaciones que afloran en la Hoja estudiada, se pueden establecer las siguientes etapas principales:

1. La actividad eruptiva que ha formado el **Escudo Volcánico del Norte de La Palma** configura en las etapas avanzadas de evolución de este edificio volcánico un sistema de "rifts" múltiples. El meridional (**Rift o Dorsal de Cumbre Nueva**) se desarrolla más que los otros, posiblemente por el comienzo de la emigración hacia el sur del volcanismo, pauta que continuará durante el resto de la evolución de la isla. El "rift" de Cumbre Nueva forma una dorsal en tejado a dos aguas, posiblemente superando 2500 m de altura, con el eje mayor en dirección N-S y centrado aproximadamente en

la vertical de El Paso. Esta dorsal sería muy similar a la actual Cumbre Vieja, aunque con mayor altura y menor recorrido hacia el sur, configuración posiblemente más inestable.

2. La progresiva inestabilidad del “rift” de Cumbre Nueva provocó el desplome de su flanco occidental (**Deslizamiento de Cumbre Nueva**), hecho ocurrido hace unos 56 ka (Carracedo y colaboradores, 1997, 1999 a y b). Como resultado de este deslizamiento quedó formada una amplia cuenca en forma de arco, con el borde occidental formando un cantil recto, el futuro cauce del Bco. de Las Angustias. De la dorsal de Cumbre Nueva sólo queda su flanco oriental, la actual dorsal del mismo nombre.

3. Inmediatamente después del deslizamiento la actividad continúa en el Escudo Volcánico del Norte, tanto en el interior de la cuenca de deslizamiento, donde forma rápidamente el **estratovolcán Bejenado**, como en otras partes del escudo. La actividad cesa hacia los 0.4 Ma, aunque aún se producen erupciones en el entorno del Bejenado, formándose conos periféricos que pueden enlazar con las primeras fases de formación de un nuevo “rift” (**Rift o Dorsal de Cumbre Vieja**) (Guillou y colaboradores, 1998; Carracedo y colaboradores, 1997, 1999 a y b).

4. Aunque no se ha podido determinar con exactitud, parece haber un distanciamiento entre la actividad residual alrededor del Bejenado y el comienzo de la formación de Cumbre Vieja, cuyas lavas más antiguas han sido datadas en 123 ka. Sin embargo, las primeras erupciones de Cumbre Vieja deben ser más antiguas.

5. En estos últimos 123 ka, al menos, la actividad se ha centrado en Cumbre Vieja, configurando un “rift” progresivamente estructurado en la dirección N-S. La previsible evolución geológica de este “rift” es similar a la de su antecesor de Cumbre Nueva, aunque pueden originarse cambios que la modifiquen hacia configuraciones más estables, fundamentalmente la progresión submarina del extremo sur del “rift”, que podría rebajar la relación de aspecto del edificio volcánico y, en consecuencia, su inestabilidad.

7. HIDROGEOLOGÍA

Los aspectos relacionados con la Hidrogeología de La Palma se han tratado con detalle en la Memoria correspondiente al Norte de la isla, donde se les ha dado un tratamiento general. Aunque el edificio volcánico Cumbre Vieja puede razonablemente considerarse como una estructura hidrogeológicamente definida respecto al resto de la isla, apenas se conoce desde este punto de vista por la ausencia de recursos hídricos explotables. En consecuencia, no existen galerías y sólo algunos pozos costeros, lo que impide el estudio de la estructura profunda de la dorsal y las características del acuífero.

7.1. CLIMA E HIDROLOGÍA

La isla de La Palma presenta un clima similar al del resto del Archipiélago Canario, con dos condicionantes básicos: la influencia de los vientos alisios y la altitud, con un amplio tramo de cumbre por encima de los 2000 m. En consecuencia, se aprecian dos zonas climatológicamente diferenciadas: la de barlovento, templada y húmeda, y la de sotavento, templada y seca, difuminada ésta por la distribución de las cumbres, que permite, en ocasiones, la acción directa de los alisios.

Esta isla suele verse afectada por las borrascas atlánticas con más intensidad y frecuencia que el resto de las islas, por lo que cuenta con la pluviometría más alta del Archipiélago, especialmente en las áreas costeras de la zona de barlovento; de ahí el apelativo de “isla verde” con que cuenta dentro del mismo.

7.1.1. Pluviometría

Hasta hace tres décadas la red de observación meteorológica de La Palma era precaria. Por ello, el Proyecto Canarias SPA-15 (1970-1974) debió suplir la escasez de información empírica con el recurso a la inferencia estadística de los datos pluviométricos. En la actualidad, esta red se ha completado considerablemente, de manera que en el Plan Hidrológico de la isla se considera que el número de estaciones hidrológicas existentes (unas 60) son suficientes para las estimaciones hidrológicas necesarias.

Los datos recogidos en el Plan Hidrológico de La Palma (PHLP) arrojan una precipitación media de 740 mm/año (frente a los 650 mm/año inferidos en el SPA-15), estando el régimen pluviométrico de cada zona determinado por su vertiente y su cota. Este hecho se refleja en la Fig. 7.1, donde están recogidas las isoyetas medias anuales calculadas en el Plan Hidrológico de La Palma (1999), mostrando la distribución espacial de las precipitaciones en la isla.

Atendiendo a su reparto a lo largo del año, la precipitación se distribuye acusando una marcada estacionalidad, con máximos en invierno y mínimos en verano, según climas de tipo subtropical. En cualquier estación se observa una fuerte variabilidad interanual, de manera que la desviación standard de la serie de sus datos anuales supera, por lo general, la cuarta parte de su módulo anual.

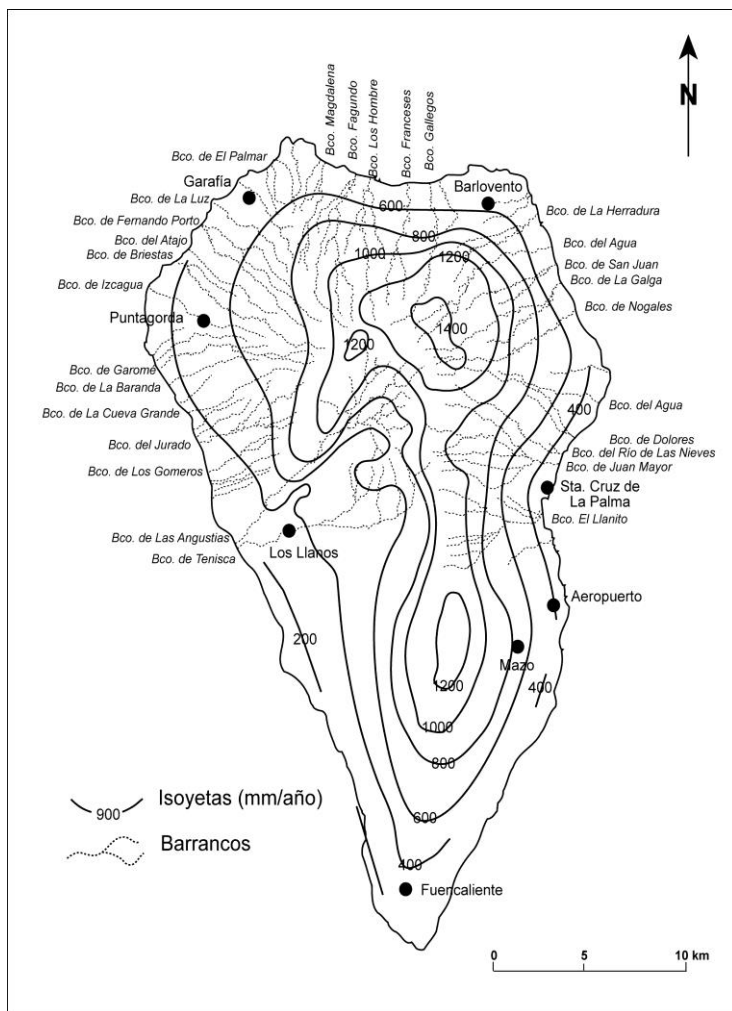


Fig. 7.1. Isoyetas medias anuales calculadas en el Plan Hidrológico de La Palma (1999), mostrando la distribución espacial de las precipitaciones en la isla,

7.1.2. Temperatura

Las temperaturas de La Palma son suaves, con variaciones diarias entre 7 y 8 °C y un gradiente por altura de 0.5 °C cada 100 m de ascenso. La Tabla 7.1 muestra una estimación de la temperatura en función de la altitud (SPA-15, 1975).

Tabla 7.1. Temperaturas de la isla en relación con la elevación del terreno

Altura	Media	Máxima	Mínima
0 - 800 m	15°-20°	25°-30°	10°-15°
> 800 m	13°-17°	20°-25°	0°-10°

7.1.3. Evapotranspiración

La evapotranspiración potencial (ETP) media fue fijada en el Proyecto SPA-15, mediante estimaciones obtenidas en razón directa de las temperaturas deducidas de observaciones en la isla de Tenerife. De la misma manera, la evapotranspiración real (ETR) fue estimada en unos 325 mm/año.

En el Plan Hidrológico de La Palma (1999), la ETP fue determinada mediante la fórmula de Thornwhite para todas las estaciones termométricas de la isla, excepto en aquellas zonas por encima de los 1200 m, que fue utilizada la fórmula de Penman-Montheith. Así, fueron elaboradas tres curvas que relacionaban cota y ETP, individualizadas para las vertientes nororiental, suroriental y occidental.

Con el fin de calcular la evapotranspiración real (ETR) se procedió a discretizar la isla mediante una malla cuadrangular de unas 150 celdas. En cada celda se estimó: ETP deducida de las curvas anteriores, pluviometría, días de lluvia, evaporación, transpiración y capacidad de retención. Con estos datos, se pasó a calcular el valor de la ETR mediante balances diarios de agua recibida, retenida o cedida por el suelo de cada una de las celdas de malla. Los valores obtenidos de esta manera en el conjunto de las celdas de cálculo ascendieron a 347 mm/año, que en promedio asciende a un 47% de la pluviometría insular (Fig. 7.2).

La distribución espacial de las ETR refleja unos valores mínimos en bandas o zonas con coladas recientes, escasas de vegetación y muy permeables (Mazo y Fuencaliente o el Valle de Aridane), que facilitan la infiltración. Las zonas de las máximas ETR coinciden con áreas de laurisilva o vegetación muy frondosa (paredes septentrionales de la Caldera de Taburiente y tramos medios de la cordillera dorsal).

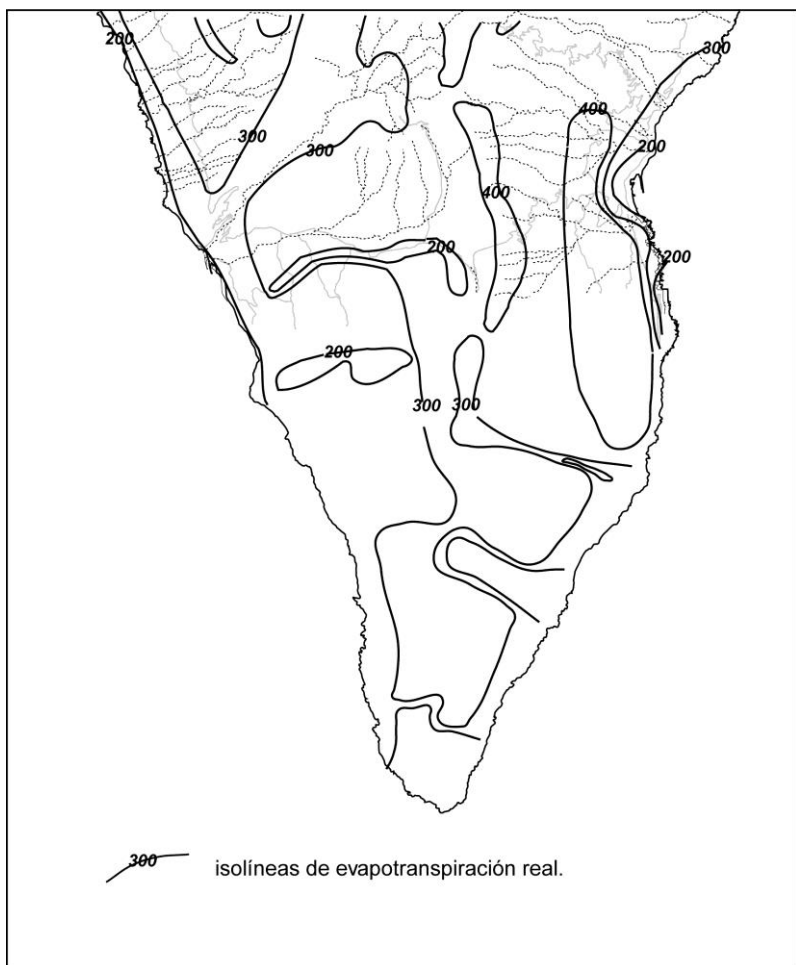


Fig. 7.2. Mapa de distribución espacial de la evapotranspiración real (ETR) para el sector sur de la isla (LPS).

7.1.4. Escorrentía superficial

A excepción de la cuenca de la Caldera de Taburiente y su salida natural por el Bco. de Las Angustias, el flujo superficial por las vertientes es sumamente torrencial, con un frente de avenida que transporta gran cantidad de arrastres y una efímera cola de agotamiento. No existen datos estadísticos relativos a la frecuencia con que se producen dichas avenidas, aunque puede estimarse que en la zona norte de la isla, los barrancos descarguen por término medio dos o tres veces cada invierno. El Plan Hidrológico

gico Insular (1999) recoge un estudio de cada cuenca de la isla y una estimación de las aportaciones superficiales, ascendiendo el total de aportaciones a 8 Hm³/año.

Mención aparte merece la cuenca de La Caldera-Bco. de Las Angustias. La Caldera de Taburiente representa la cuenca hidrográfica más extensa de Canarias (56 Km²) y la de mayores aportaciones hídricas. Discurren por su interior una serie de arroyos que constituyen uno de los pocos ejemplos en el Archipiélago de corrientes superficiales permanentes, aunque hay que resaltar que gran parte de esta agua tiene un origen subterráneo en los nacientes existentes en el interior de la Caldera. Existen varios tomaderos a lo largo del Bco. de Las Angustias: Dos Aguas, La Estrechura, La Viña y Las Casitas. La aportación media anual asciende a 22.3 Hm³/año al circular por Dos Aguas (9.4 de origen superficial y 12.9 de origen subterráneo), parte de los cuales son captados y/o infiltrados al acuífero, estimándose que unos 7 Hm³/año son vertidos al mar.

7.1.5. Balance hidrológico

Como es sabido, un balance hidrológico consta de cuatro términos (precipitación, evapotranspiración, escorrentía superficial y recarga) de los que solamente la precipitación constituye un dato medido directamente. El resto de ellos se calculan mediante la aplicación de fórmulas y/o estimaciones que pueden ser discutibles y que precisan de cierta componente subjetiva por parte de quien realiza el balance.

Por ello, la presente memoria recoge tres balances realizados en otros tantos estudios en la isla de La Palma, como se indica en la Tabla 7.2.

Tabla 7.2. Distintas estimaciones del balance hidrológico de La Palma.

	SPA-15 (1975)		Avance del Plan Hidrológico (1992)		Plan Hidrológico (1999)	
	Hm3/año	mm	Hm3/año	mm	Hm3/año	mm
P	480	660	518	740	518	740
ET	236	325 (49% de P)	238	340 (46% de	243	347 (47% de P)
Esc Sup	90	124 (19% de P)	15	23 (3% de	15	23 (3% de P)
Recarga	154	211 (32% de P)	265	377 (51% de	260	370 (50% de P)

Como puede observarse en la Tabla, los balances realizados en el Avance del Plan Hidrológico (1992) y en el Plan Hidrológico en sí (1999) son prácticamente iguales, con un ligero aumento en la evapotranspiración real entre estos años.

Mayor diferencia se observa entre el balance realizado en el SPA-15 y los balances actuales, con un aumento significativo de la precipitación, un descenso de la escorrentía superficial y un aumento de la estimación de la recarga. El aumento en la precipitación ya ha sido explicado por a la mejora de la red de observación. La estimación de la escorrentía superficial disminuye drásticamente entre el SPA-15 y la actualidad, respondiendo a la importante componente subjetiva que comporta su cálculo. En el mismo Plan Hidrológico (1999), se reconoce este hecho y se basa esta estimación en

los trabajos técnicos realizados en el Plan de Balsas del norte de Tenerife, comparables con La Palma. Aun así, se reconoce que este valor del 3% de P puede tener un apreciable margen de error, pero nunca como para llegar a los valores estimados en el SPA-15. En cuanto a la recarga, al ser calculada por diferencia entre el resto de los términos, sufre un importante incremento en los balances recientes. Este hecho ha sido señalado en trabajos recientes, donde se indica que puede ser excesiva y que debería estar sujeta a revisión (Roque, 1997).

7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1. Características hidrogeológicas de los materiales

Atendiendo a sus propiedades hidrogeológicas, los materiales que aparecen y tienen incidencia hidrogeológica en las Hojas correspondientes al Sur de La Palma son los que forman el rift o dorsal de Cumbre Nueva (del edificio volcánico Taburiente), el edificio volcánico Bejenado y el rift o dorsal de Cumbre Vieja.

Como ya se ha mencionado, la estructura interna de Cumbre Nueva y el edificio Bejenado se ha podido estudiar por medio de las galerías excavadas para la extracción de las aguas subterráneas y reciente perforación de un túnel para el trasvase de aguas del este al oeste de la isla. En cuanto a Cumbre Vieja, no existen estas galerías y los pozos costeros existentes apenas penetran en el edificio volcánico.

Dorsal de Cumbre Nueva: aunque los materiales piroclásticos han perdido en parte su permeabilidad, las lavas conservan una buena proporción de su porosidad primaria interconectada, por lo que se comportan como un conjunto de elevada permeabilidad. Sin embargo, el entrecruzamiento de diques y la fuerte anisotropía vertical permiten que la superficie piezométrica se encuentre a un altura considerable sobre el zócalo impermeable.

Las características y disposición del agua subterránea en la dorsal de Cumbre Nueva se han podido observar gracias a la reciente perforación de un túnel (en construcción avanzada al realizar este Proyecto) para el paso de canales de agua desde el este al oeste de la isla. El túnel ha encontrado un importante acuífero con gran caudal de agua, no previsto al proyectarse la obra. Este acuífero puede encontrarse semiconfinado entre los depósitos de avalancha y sedimentos asociados al deslizamiento de Cumbre Nueva y los del deslizamiento del Garafía, que actuarían como sustrato impermeable (ver Fig. 3.2). Esta disposición es muy parecida a la que ha propiciado el acuífero de El Golfo (El Hierro).

Edificio Bejenado: formado por lavas muy permeables, su importancia hidrogeológica es muy limitada en el área del estratovolcán, ya que la recarga es muy escasa y el agua infiltrada no permanece retenida por diques. La esterilidad de este acuífero queda puesta claramente de manifiesto por la galería La Yedra (18 en la Fig. 7.3), que atraviesa todo el Bejenado hasta alcanzar el zócalo submarino impermeable, sin aportar un caudal significativo.

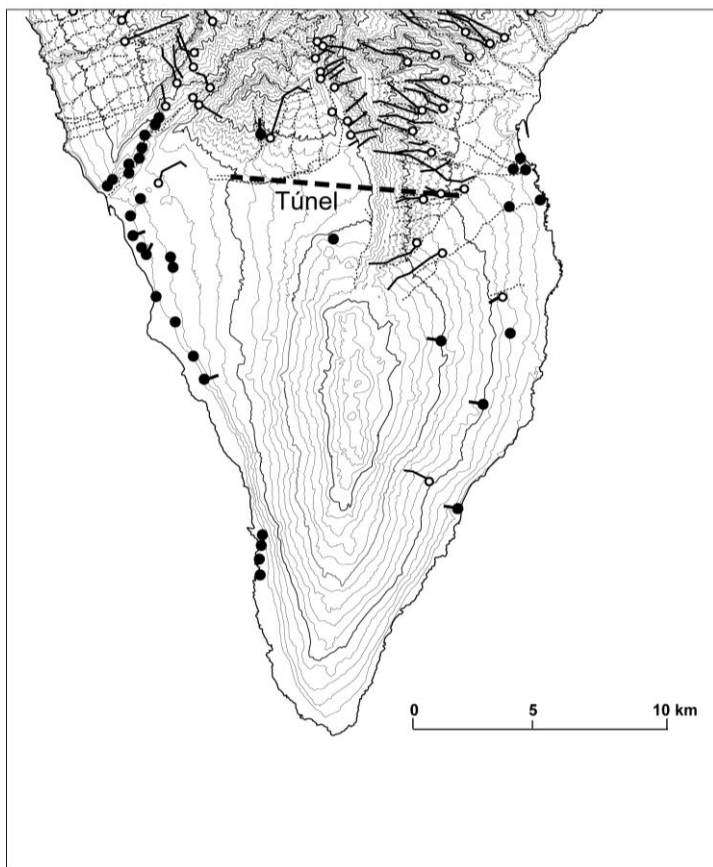


Fig. 7.3. Galerías y pozos del sector sur de la isla (LPS, modificado del Plan Hidrológico de La Palma).

Dorsal de Cumbre Vieja:

Es probable que exista un acuífero en la dorsal de Cumbre Vieja, favorecido por los depósitos de avalancha y sedimentos asociados al deslizamiento de Cumbre Nueva que deben constituir un zócalo relativamente impermeable (aunque se desconoce su extensión en el subsuelo). Sin embargo, las aguas del subsuelo deben estar fuertemente contaminadas por las emanaciones de gases volcánicos asociados a las erupciones recientes ocurridas a lo largo de toda la dorsal.

7.2.2. Unidades hidrogeológicas: acuíferos

El Plan Hidrológico Insular (1999) establece la estructura hidrogeológica de la isla distinguiendo varias unidades fundamentales. En lo que atañe a LPS sólo interesan: 1)

el acuífero de las vertientes; 2) El acuífero costero; y 3) el acuífero de la mitad sur (Fig. 7.4).

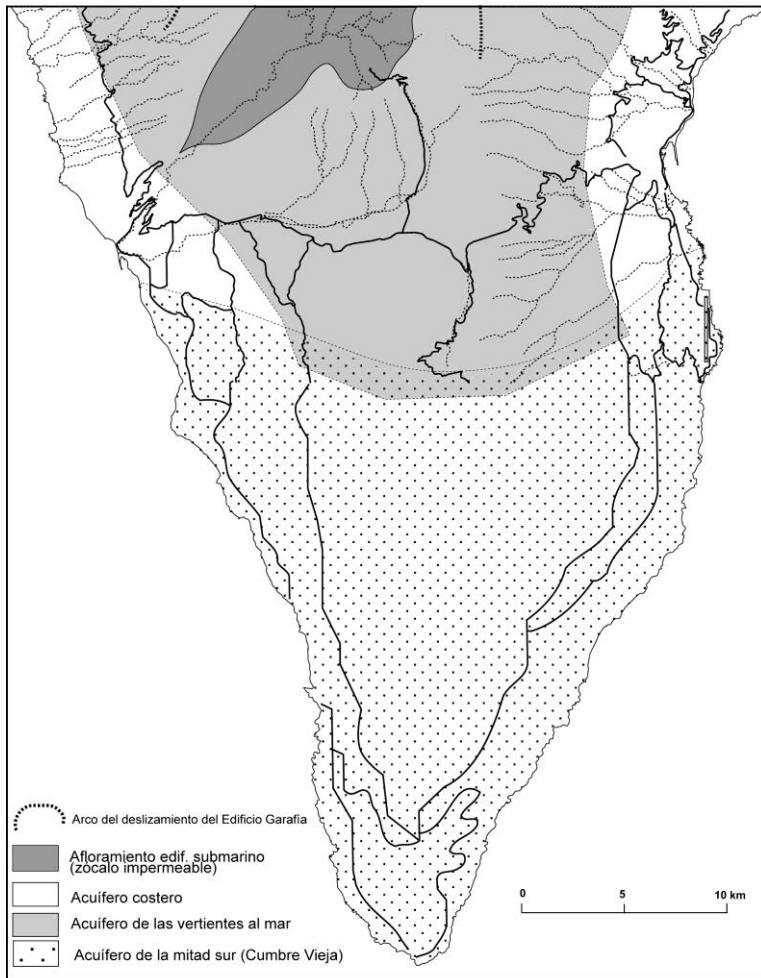


Fig. 7.4. Unidades fundamentales en la estructura hidrogeológica del sector sur de la isla (modificado del Plan Hidrológico de La Palma).

El acuífero de las vertientes tiene como base el edificio submarino, con forma de cúpula, que se considera como zócalo impermeable. Los materiales que lo forman pertenecen, en LPS, al edificio volcánico Taburiente. La presencia de diques provoca una compartimentación del espacio subterráneo, logrando una disminución apreciable de la permeabilidad horizontal a gran escala e induciendo la sobreelevación general de los

niveles freáticos. Por otra parte, los depósitos de avalancha y sedimentos asociados a los sucesivos deslizamientos (Garafía y Cumbre Nueva) han favorecido la formación de niveles impermeables que actúan ralentizando o confinando el flujo vertical de las aguas generando el escenario más típico de configuración de acuíferos subterráneos en las Canarias occidentales.

El acuífero de las vertientes representa la principal fuente de recursos hidráulicos de la isla, proporcionando en la actualidad el orden de la mitad de las aguas que en ella se aprovechan. Sin embargo, es menos importante en LPS, aunque la explotación del acuífero recientemente descubierto de Cumbre Nueva puede variar sustancialmente el balance anterior.

El acuífero costero se define como aquél en el que el agua dulce está sobrenadando sobre el agua salada del mar, separado de la misma mediante la interfaz. Constituye así una franja en la zona costera de la isla en la que se produce la salida de agua dulce al mar, y está explotado por la práctica totalidad de los pozos de la isla. En LPS tiene poca incidencia y está fuertemente contaminado por las aguas de riego y urbanas, especialmente en la zona de Sta. Cruz de La Palma y Los Llanos de Aridane.

La circulación del agua subterránea queda reflejada en la Fig. 7.5, donde se observa que la división entre estos acuíferos es algo artificial, constituyendo en realidad una sola unidad acuífera en la que la circulación del agua está condicionada por las estructuras geológicas en cada sitio.

Respecto al acuífero de la mitad sur (Cumbre Vieja), carece de importancia a efectos de aporte de aguas utilizables, como ya se ha mencionado.

7.2.3. Sistemas de captación de las aguas subterráneas

El aprovechamiento de las aguas subterráneas en la isla se ha llevado a cabo desde los primeros tiempos, en un principio directamente de los abundantes nacientes que existen en la misma y desde principios del siglo XX mediante la excavación de galerías y pozos.

La Palma cuenta con alrededor de 150 manantiales naturales de agua, muy irregularmente repartidos por su superficie y de caudales bastante variables y muy dependientes por lo general de las precipitaciones. La producción media anual ha disminuido de los 15.8 mh³/año (500 l/s) calculados en el SPA-15 en 1975, a los 10.1 mh³/año (318.5 l/s) estimados en el Plan Hidrológico Insular en 1999.

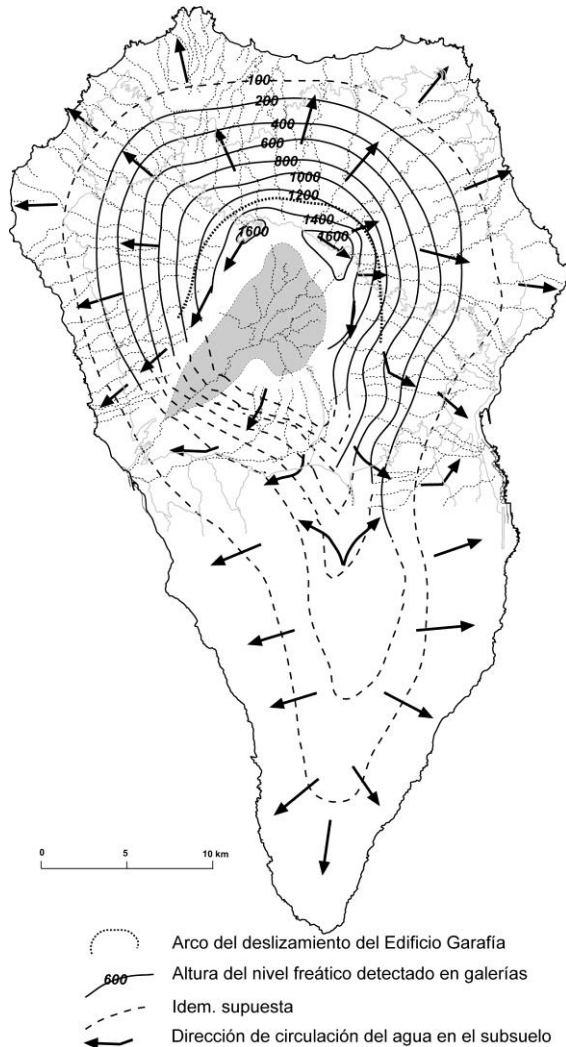


Fig. 7.5. Esquema de la circulación del agua subterránea en la isla, (modificado del Plan Hidrológico de La Palma).

En las Hojas correspondientes al Sur de La Palma las galerías se concentran en las laderas del edificio volcánico Taburiente (acuífero de las vertientes) y en las paredes de la Caldera de Taburiente y el arco de Cumbre Nueva (ver Fig. 7.3). El edificio volcánico Bejenado sólo tiene una galería (La Yedra), que atraviesa todo el edificio volcánico hasta alcanzar el sustrato submarino sin aporte de agua. En la dorsal de Cumbre Vieja

no hay galerías, excepto una de corto recorrido y seca (Galería Bergoyo, cerca de Tegalate).

Los pozos en LPS son perforaciones verticales, la mayoría de ellos con 2-3 m de diámetro y excavados a mano, que frecuentemente tienen galerías horizontales en su fondo. Explotan un caudal medio de 18.45 mh³/año (585 l/s), que suele verse incrementado en verano y durante los años secos. Todos los pozos de La Palma (en número total de 75) obtienen sus caudales del acuífero costero, estando distribuidos de manera irregular, fundamentalmente en el Valle de Aridane y en la comarca de Santa Cruz de La Palma (Fig. 7.3).

8. GEOTECNIA

8.1. ANÁLISIS DE PENDIENTES

Existe en esta parte de la isla una estrecha relación entre la geología y la geomorfología. Esta relación es muy clara en la génesis de las pendientes, consecuencia de la construcción de los diferentes edificios volcánicos, o de su destrucción catastrófica en deslizamientos gravitatorios masivos.

En relación a las pendientes aparecen varias zonas de topografía y génesis diferente, como indica la Fig. 8.1. En las Hojas 1085-I y 1085-II, la topografía está asociada fundamentalmente a la formación de la cuenca de deslizamiento de Cumbre Nueva y, como consecuencia, la formación del arco de Cumbre Nueva y el Bco. de Las Angustias. En esta cuenca, cuyo fondo forma un plano inclinado suavemente hacia el mar, se levanta el edificio volcánico Bejenado, con fuertes pendientes. La formación epiclástica de El Time, en el Bco. de Las Angustias, ha producido terrazas subhorizontales, escalonadas a ambos lados del barranco.

Las Hojas 1085-III/IV y 1087-I/II corresponden a la dorsal de Cumbre Vieja, donde las pendientes están controladas totalmente por la formación de esta dorsal a dos aguas con eje N-S. Dentro de esta dorsal, la construcción volcánica ha sido más intensa en el flanco oriental, por consiguiente de pendientes más suaves. La menor actividad eruptiva en el flanco occidental ha propiciado la existencia de cantiles más desarrollados, sobre los que discurren las coladas en pendientes próximas al perfil de equilibrio. Por último, en el extremo norte de la dorsal, las lavas rellenan parcialmente la cuenca de deslizamiento de Cumbre Nueva, por lo que las pendientes son suaves.

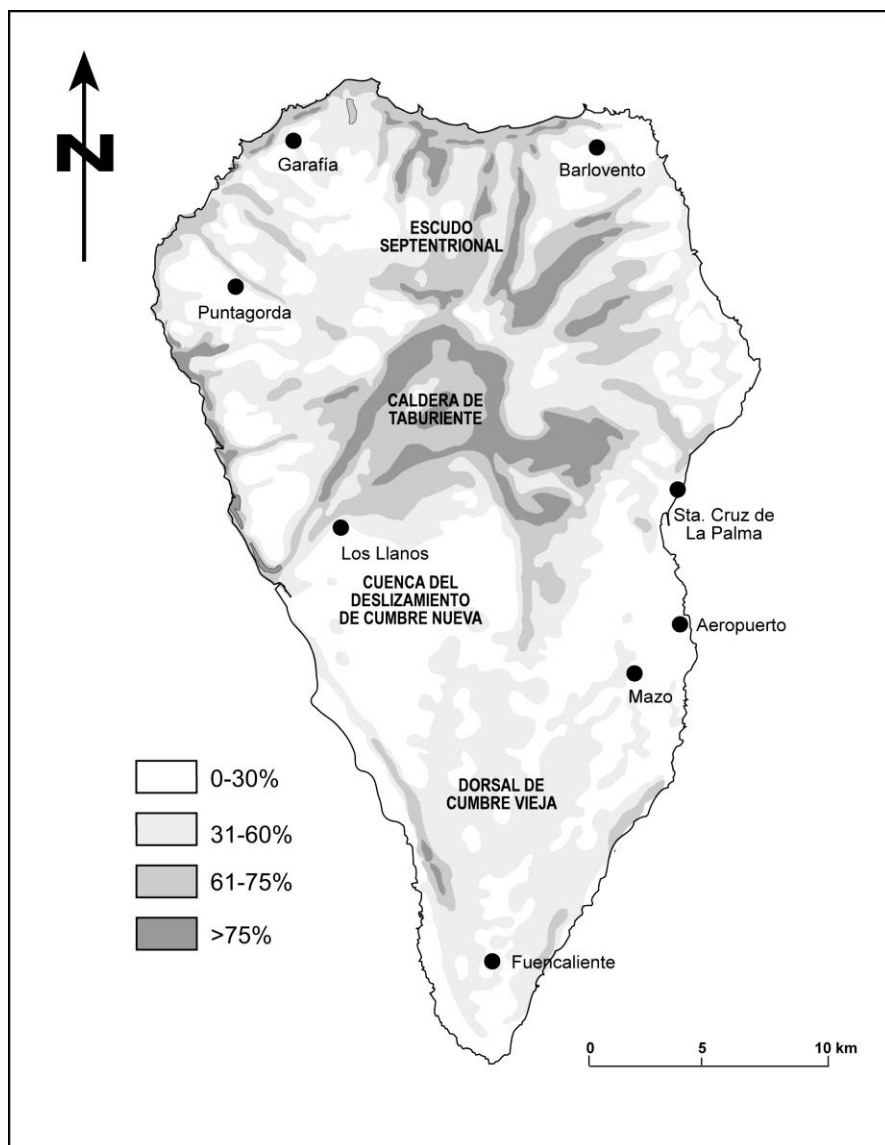


Fig. 8.1. Mapa de pendientes correspondiente al sector sur de la isla (LPS).

8.2. RIESGOS GEOLÓGICOS

Como ya hemos indicado, esta zona sur de la isla, concretamente la Dorsal de Cumbre Vieja y, especialmente, su flanco occidental, es con gran diferencia la zona con mayor probabilidad estadística de localización de erupciones volcánicas en todo el Archipiélago.

Los principales factores de riesgo volcánico, bien sean los directos relacionados con las erupciones volcánicas y sus productos –piroclastos, coladas lávicas, etc, bien los indirectos, están indicados de forma esquemática en la Fig. 8.2

La probabilidad de ocurrencia de erupciones volcánicas a escala humana es elevada en Cumbre Vieja, aunque no existe posibilidad de hacer predicciones estadísticas por el limitado número de erupciones de fecha conocida y la gran variabilidad de los periodos inter-eruptivos. La peligrosidad para la población de las erupciones que pueden esperarse en este aparato volcánico es muy reducida, como demuestra el hecho de la ausencia de víctimas en todas las ocurridas en el periodo histórico. El riesgo, en cambio, aumenta con el incremento de la población en la zona y con la probabilidad, aunque menor, de fases más explosivas relacionadas con procesos freatomagmáticos y presencia de magmas juveniles diferenciados (fonolitas). Ambos fenómenos han ocurrido en erupciones históricas de la isla.

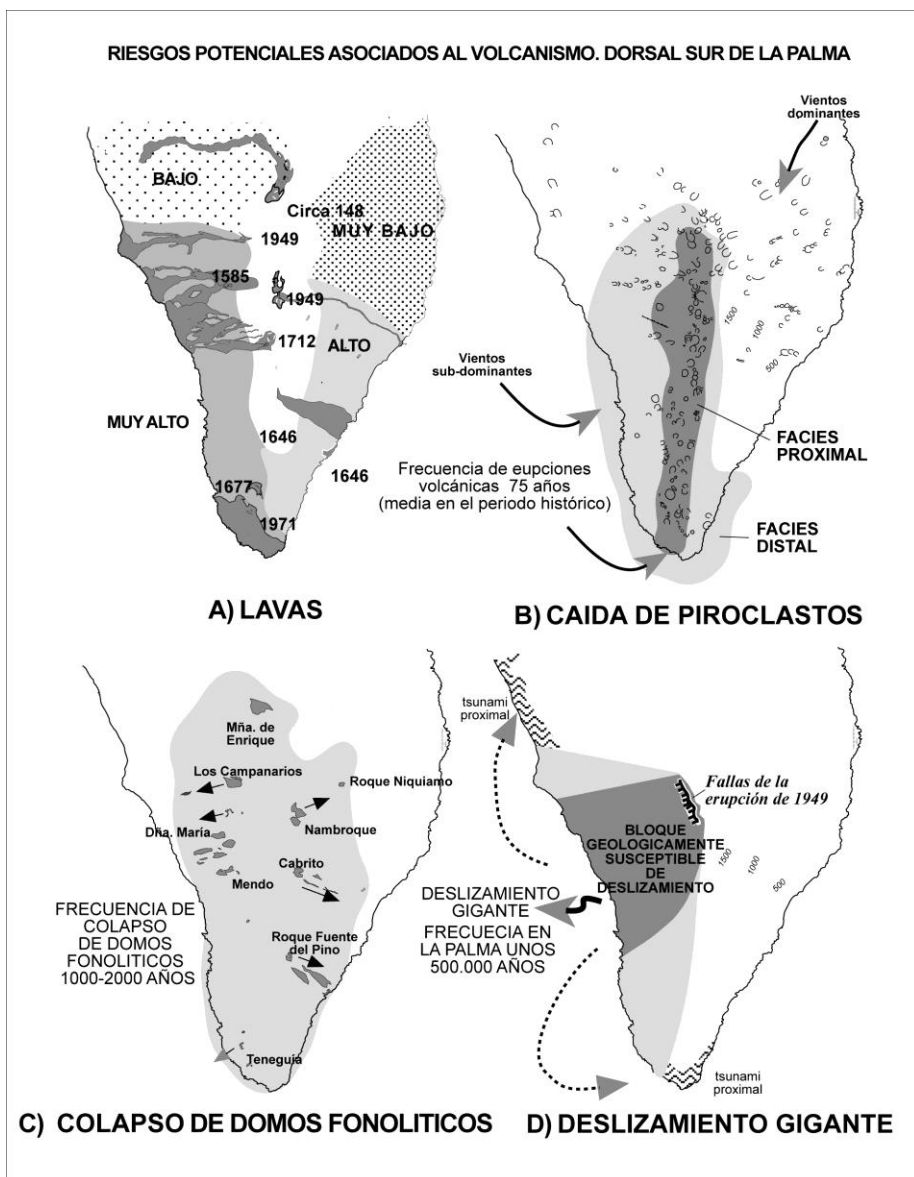


Fig. 8.2. Esquema indicativo de los riesgos asociados al volcanismo en el sector sur de la isla (LPS -Cumbre Vieja).

Mención aparte merece la posibilidad de un deslizamiento gigante del flanco occidental de Cumbre Vieja, similar al que afectó a Cumbre Nueva hace unos 560 ka. Este tipo de fenómenos, denominados de “probabilidad extremadamente baja y consecuencias extremadamente elevadas” no deben considerarse como un riesgo a escala humana. La historia geológica de los edificios volcánicos anteriores que han experimentado un deslizamiento similar en La Palma indica que éstos se han dado en fases mucho más avanzadas de crecimiento e inestabilidad que los que presenta el edificio volcánico de Cumbre Vieja. La probabilidad estadística de que este proceso ocurra en Cumbre Vieja se cifra en al menos decenas de miles de años, totalmente fuera de lo que se considera un riesgo geológico significativo. Por otra parte, el edificio volcánico puede evolucionar hacia configuraciones estables, o cesar su actividad, como ocurrió con otros rifts del EVN.

En todo caso, el único tratamiento razonable de los riesgos asociados al volcanismo en el sur de La Palma es preventivo, a través de una adecuada vigilancia de los procesos eruptivos y mediante la ordenación del territorio.

8.3. CARACTERÍSTICAS Y ZONIFICACIÓN GEOTÉCNICA

La zonificación geotécnica se realiza principalmente para dar información útil para la construcción, planteándose factores como las características mecánicas de los suelos, topografía, presencia de agua, etc. Es obvio que este tipo de cartografía es más propia de terrenos continentales, donde suelen existir formaciones de escasa capacidad de asentamiento, expansivas, etc., y donde es asimismo importante la cercanía de puntos de abastecimiento de agua.

En La Palma los factores a considerar son diferentes, basándose, a nuestro juicio, en cuatro aspectos principales: 1) pendiente del terreno, 2) altura sobre el nivel del mar, 3) espacios naturales protegidos, de gran valor geológico, geomorfológico o paisajístico, y 4) riesgos naturales potenciales.

El factor pendiente del terreno es una limitación obvia cuando supera determinados valores, fundamentalmente por la dificultad y coste del trazado de las vías de comunicación (aunque en esta isla se superan las pendientes que serían aceptables en la mayoría de las zonas habitadas). En términos generales, una pendiente superior a 20° (35%) parece un valor razonable para considerar un terreno geotécnicamente apto. Si observamos el mapa de pendientes vemos que quedan fuera claramente de este límite la Caldera de Taburiente, las cabeceras y cauces de los barrancos profundos y los acantilados costeros. La Meseta Central y los interfluvios amesetados son los que presentan las pendientes más favorables. De nuevo, es la estructura geológica la que condiciona las pendientes, que son mayores en los flancos del edificio terminal del Taburiente Superior, como se ha discutido anteriormente.

La altura sobre el nivel del mar es otro factor limitativo en la isla, al estar las zonas de cota alta cubiertas por densa vegetación y ser caro y problemático el trazado de comunicaciones y servicios. La cota 1.000, altura a la que discurre la carretera del norte, es un límite razonable.

En relación con los riesgos naturales. Los tipos de riesgo a considerar son pues 1) volcánico, 2) las avalanchas y desplomes, 3) las avenidas de los barrancos, 4) el oleaje de tempestad, y 5) los incendios forestales.

El riesgo volcánico se asocia únicamente a la dorsal activa de Cumbre Vieja, con las características y zonificación indicadas en el apartado anterior.

Las avalanchas y desplomes se circunscriben fundamentalmente a los cortes naturales, bien en las paredes de La Caldera, bien los cantiles costeros. Destaca en este aspecto el situado entre El Remo y Punta Banco, en el flanco occidental de Cumbre Vieja. La realización de cortes en esta zona puede provocar deslizamientos masivos de importancia, lo que ha dificultado la construcción de vías de comunicación, canalización de agua, etc., en esta zona de la isla.

Las avenidas de los barrancos afectan fundamentalmente a los cauces bajos, y se circunscribe en esta zona sur de la isla a la salida del Bco. de Las Angustias.

El oleaje de tempestad es especialmente fuerte en la costa occidental, lo que ha dificultado la construcción de refugios, como ejemplifica el caso del Puerto de Tzacorte.

En cuanto a los incendios forestales, si bien es dudoso el considerarlos naturales, son, tal vez, el mayor riesgo en la isla. Los espesos bosques de laurisilva y coníferas son, una vez iniciado el fuego, frecuentemente arrasados por la dificultad de atajarlos. Este factor se suma a los anteriores para delimitar las cumbres por encima de la cota 1.000 como geotécnicamente desfavorables.

Todos estos criterios se han aplicado en la elaboración del mapa de zonificación geotécnica de la Fig. 8.3. En este mapa esquemático se han definido zonas de diferente favorabilidad geotécnica, en función de las pendientes, recursos ambientales y riesgos potenciales.

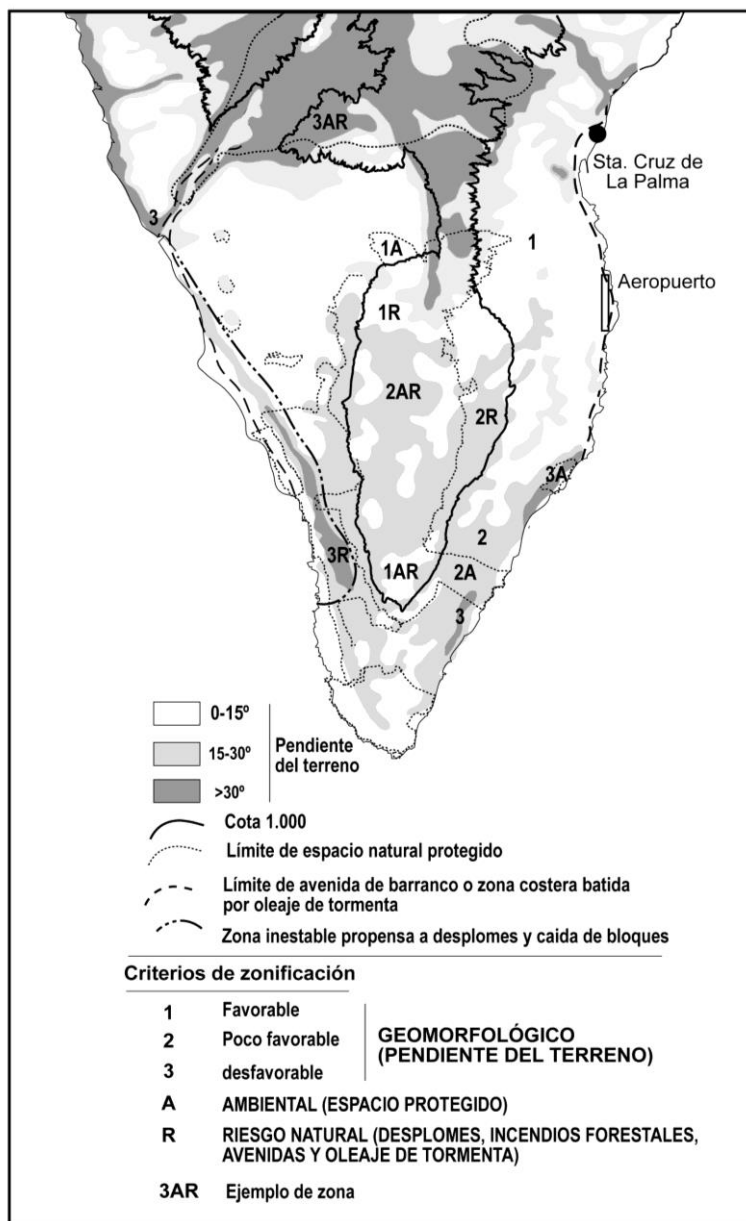


Fig. 8.3. Mapa de zonificación geotécnica del sector sur de la isla (LPS).

9. GEOLOGÍA ECONÓMICA. MINERÍA Y CANTERAS

La extracción de materiales volcánicos para la construcción tiene en La Palma escasa relevancia. La principal materia prima que se extrae de canteras en Canarias es el “picón” o lapilli basáltico, principalmente de conos volcánicos, para la elaboración de bloques para la construcción. Esto ha originado un deterioro ambiental muy importante, ya que son escasos los conos volcánicos intactos. En La Palma este deterioro es menor ya que la mayoría de los bloques se traen de Tenerife. Los tajos visibles en algunos conos se han practicado para extraer lapilli como firme de las carreteras. En la hoja estudiada no existe ninguna cantera activa.

10. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

Se han seleccionado las formas y estructuras geológicas más representativas de la Hoja y que mejor puedan ilustrar los procesos geológicos que han intervenido en su formación.

En esta hoja sólo se han seleccionado dos Puntos de Interés Geológico pero que presentan unas características muy excepcionales para comprender una parte de la historia geológica de la isla (Fig. 10.1).

1. El Time

La pared occidental del cauce medio y bajo del Bco. de Las Angustias, conocida como El Time, es una zona de gran interés geológico (Fig. 10.2). En realidad es una falla, el límite occidental del deslizamiento de Cumbre Nueva; puede observarse que no existe correlación con la pared oriental del barranco, formada por el Bejenado. El límite Matuyama/Brunhes se encuentra en la parte alta de la pared, cerca del mirador, por lo que la mayor parte de las lavas son anteriores a 0.78 Ma, mientras que el Bejenado es posterior a 0.59 Ma.

Adosado a las paredes del barranco se encuentra una formación de hasta 250 m de espesor compuesta por materiales sedimentarios que conforman un delta marino, alimentado por los materiales erosionados de la Caldera de Taburiente, con intercalaciones de piroclastos y coladas de conos periféricos del edificio Bejenado. Estos materiales forman terrazas a ambos lados del barranco. Sobre la última de la pared occidental se apoyan potentes depósitos de ladera.

Esta variada formación geológica tiene interés petrológico, geológico, paleomagnético, geomorfológico, paisajístico y turístico, de valor local y universal.

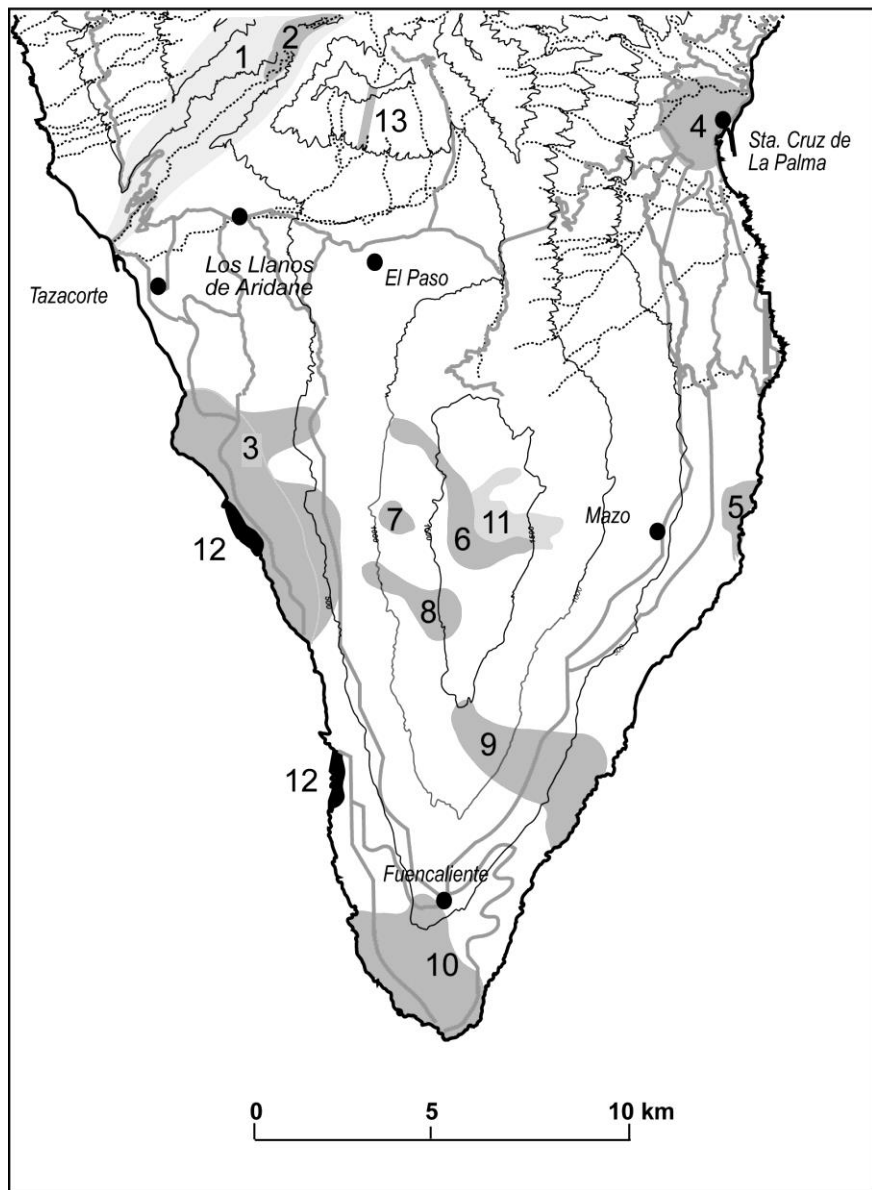


Fig. 10.1. Puntos de interés geológico (PIGs) del sector sur de la isla (LPS).

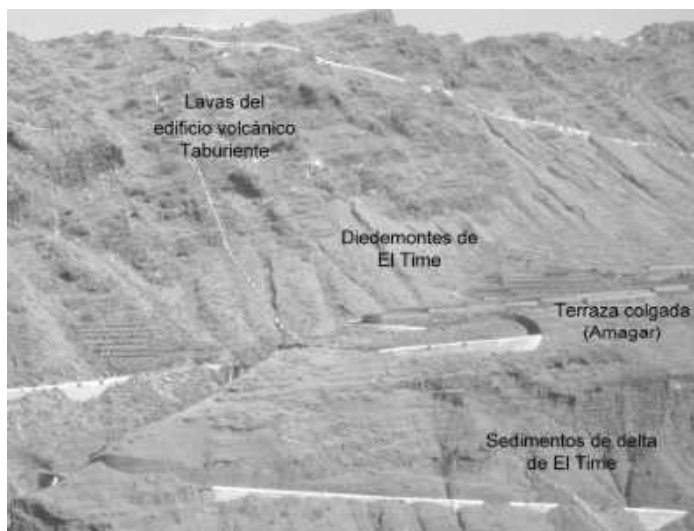


Fig. 10.2. Vista general de los depósitos de El Time (PIG nº 1; Foto J.C. Carracedo).

2. Cauce del Barranco de Las Angustias

Remontándolo desde la zona de La Viña por la pista que sigue el cauce puede observarse una sección natural de un monte submarino, desde las facies más someras hasta las profundas. Son observables en este tramo, en condiciones excepcionales, lavas submarinas en toda la gama, desde "pillows" de excelente conservación a brechas submarinas, hialoclastitas, etc. todo el conjunto intruido por formaciones plutónicas y filonianas de diversa composición y edad. También puede estudiarse la gradación de metamorfismo típica en estos edificios submarinos, estudiada en detalle por Staudigel y Schmincke (1984).

Intercalados en las lavas submarinas en el cauce del Bco. de Las Angustias en las inmediaciones de La Viña aparecen restos de fauna pliocena.

Siguiendo el cauce hacia la costa se encajona en una espectacular formación epiclástica (Sedimentos de El Time) correspondiente a un delta marino.

Tiene interés petrológico, geológico, geomorfológico, paisajístico y turístico, de valor universal.

11.- BIBLIOGRAFÍA

- ABDEL-MONEM A., WATKINS N.D. Y GAST P.W. (1972). "Potassium-Argon ages, volcanic stratigraphy and geomagnetic polarity history of The Canary Islands: Tenerife, La Palma and Hierro", *American journal of science*, vol. 272: 805-825.
- AFONSO A. APARICIO, A., HERNÁNDEZ PACHECO, A. Y BADIOLA, E(1974). "Morphological evolution of Teneguía Volcano area". *Estudios Geologicos*, Vol. *Teneguía*: 19-26.
- ANCOCHEA E., HERNÁN F., CENDRERO A., CANTAGREL J.M., FÜSTER J.M., IBARROLA E. Y COELLO J.1(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*, Vol. 60, N°. 3-4, Pp.243-262,
- BENITEZ PADILLA S. (1951). "La erupción de Las Manchas en la isla de La Palma y el volcanismo canario (24 Junio-31 Julio 1949)". *El Museo canario. Las Palmas de Gran Canaria*: 51-72.
- BONELLI RUBIO J.M. (1950). "Contribución al estudio de la erupción del Volcán Nambroque o San Juan (isla de La Palma), 24 de Junio a 4 de Agosto de 1949". *Inst. Geograf. Y Catastral, Madrid*.
- BRÄNDLE J.L., ANCOCHEA E. Y MUÑOZ M. (1984). "Clasificación de las Rocas Volcánicas Españolas: El Diagrama Total Alcalis Sílice: (T.A.S.). de la I.U.G.S". *I Congreso Español de Geología. Tomo II, pages. 63-81*.
- BRAVO T. (1960). "Estudio hidrogeológico de la Caldera deTaburiente, La Palma". *H.A.A.T (documento interno)*.
- BUCH L. VON, 1825. "Physikalische beschreibung der Canarischen Inseln". *Berlin*, 201 pp.
- CARRACEDO J.C. (1994). "The Canary Islands: an example of structural control on the growth of large oceanic island volcanoes". *J. Volcanol. & Geotherm. Res.*, 60, 3/4: 225-242.
- CARRACEDO J.C. (1996). "A simple model for the genesis of large gravitational landslide hazards in the Canary Islands". In: *Volcano Instability on the Earth and other Planets*, McGuire, Jones and Neuberg, eds. *Geological Society Sp. Pub.* 110: 125-135.
- CARRACEDO J.C. (1999). "Growth, structure, instability and collapse of Canarian volcanoes and comparisons with Hawaiian volcanoes". *J. Volcanol. Geoth. Res.* 94: 1-19.
- CARRACEDO J.C., Y RODRÍGUEZ. BADIOLA E., (1991). "Lanzarote: la erupción volcánica de 1730, with a color", *1/25.000 geological map of the eruption*. Editorial MAE, Madrid 1-184.
- CARRACEDO J.C., Y RODRÍGUEZ. BADIOLA E., (1993). "Evolución geológica y magmática de la isla de Lanzarote (Islas Canarias)". *Revista de la Academia Canaria de ciencias* 4, 25-58.

- CARRACEDO J.C., DAY, S., GUILLOU, H. AND RODRÍGUEZ BADIOLA, E. (1996). "The 1677 eruption of La Palma, Canary Islands". *Estudios Geol.*, 52: 103-114.
- CARRACEDO J.C., DAY, S., GUILLOU, H. (1997). "La Palma geological excursion guidebook. International Workshop on Volcanism & Volcanic Hazards in Immature Intraplate Oceanic Islands". *La Palma, 15-18 September, 1997*, 84 pp.
- CARRACEDO J.C., DAY, S., GUILLOU, H. AND RODRÍGUEZ BADIOLA, E., CANAS, J.A. AND PÉREZ TORRADO, F.J. (1998). "Hotspot volcanism close to a passive continental margin: the Canary Islands". *Geol. Mag.*, 135(5): 591-604.
- CARRACEDO J.C., DAY, S., GUILLOU, H. AND P. GRAVESTOC (1999A). "Later stages of volcanic evolution of La Palma, Canary Islands: Rift evolution, giant landslides and the genesis of the Caldera de Taburiente". *G. S.A. Bulletin*, v. 111: 755-768.
- CARRACEDO J.C., DAY, S., GUILLOU, H., PÉREZ TORRADO F.J. (1999B), "Giant quaternary landslides in the evolution of La Palma and El Hierro, Canary Islands", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 94, Nº. 1-4, Pp.169-190.
- CASSIGNOL C., CORNETTE Y DAVID B. AND GILLOT., P.Y., 1978, "Giant quaternary landslides in the evolution of La Palma and El Hierro, Canary Islands", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 94, Nº. 1-4, Pp.169-190.
- CASSIGNOL C., CORNETTE Y DAVID B. AND GILLOT., P.Y., 1978, "Technologie potassium-argon. C.E.N.", *Saclay. Rapp. CEA R-4802*: 37 pp.
- CLAGUE D. A. Y DALRYMPLE G. B. (1987). "The Hawaiian-Emperor volcanic chain. Part. I: Geologic evolution". In: Decker W., Wright T. L., Stauffer P.H. (Eds.), *Volcanism in Hawaii*, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 1350, Vol. 1: 5-54.
- 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"*. Consejería de Obras Públicas, Gobierno de Canarias. Tenerife, España.
- CONSEJO INSULAR DE AGUAS DE LA PALMA, 1999. "Plan Hidrológico Insular". III tomos: Memoria, Normas y Programa de Inversiones.
- DAY S., CARRACEDO, J.C., GUILLOU, H. AND GRAVESTOCK, P. (1999). "Recent structural evolution of the Cumbre Vieja Volcano, La Palma, Canary Islands: Volcanic rift zone reconfiguration as a precursor to volcanic flank instability?" *J. Volcanol. & Geotherm. Res., Special Issue*, 94, 1-4: 135-167.
- DAY S.J., CARRACEDO J.C., GUILLOU H., PAIS PAIS F.J., RODRÍGUEZ BADIOLA E., FONSECA J.F.B.D. AND HELENO S.I.N. (2000). "Comparison and cross-checking of historical, archaeological and geological evidence for the location and type of historical and sub-historical eruptions of multiple-vent oceanic island volcanoes". In: *The Archaeology of Geological Catastrophes*, GEOL. SOC. LONDON SP. PUB. 171: 281-306.
- DE LA IGLESIA A., FERNÁNDEZ SANTÍN S. Y HERNÁNDEZ PACHECO A., 1996. "Laumontita y prehnita en la formación submarina del Complejo Basal de La Palma", *Islas Canarias Rev. Soc. Geol. España*, 9 (1-2): 67-73.

- DE LA NUEZ J., 1978. LAS EXTRUSIONES SÁLCICAS DE LA ISLA DE LA PALMA (CANARIAS). "Tesis licenciatura (tesina)". *Fac. C. Geológicas. Universidad Complutense, Madrid*. Pp.1-108
- DE LA NUEZ J., 1983. "El complejo intrusivo subvolcánico de la Caldera de Taburiente, La Palma (Canarias)". *Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid*. 401 pp.
- DE LA NUEZ J. Y QUESADA M. L. 1999. "El edificio hidromagmático de Montaña Goteras en La Palma (Islas Canarias)". *Bol. Geol. Minero España*, vol. 110-1: 19-24.
- DRURY R.M., NELSON B. K., CARRACEDO J. C. (1999). "Tracing mantle heterogeneities and magmatic storage: Geochemical stratigraphy of the Bejenado Volcano", *La Palma (Canary Islands)*. (pre-print).
- ELSWORTH, CARRACEDO AND DAY, "EDITORS", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1994, 1-4, 340 pages.
- FERNÁNDEZ SANTIN S., HERNÁN REGUERA F., NAVARRO FALCONES L.F. Y PLIEGO DONES D. (1974), "Petrographic study of basaltic materials emitted by Teneguía volcano (La Palma, Canary Islands, October 27 th., - November 19 th., 1971)", *Estudios Geológicos*, Vol. *Teneguía*, Pp.27-23.
- GUILLOU H., CARRACEDO, J.C., PÉREZ TORRADO, F. Y RODRÍGUEZ BADIOLA, E. (1996). "K-Ar ages and magnetic stratigraphy of a hotspot-induced, fast grown oceanic island: El Hierro, Canary Islands". *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 73: 141-155.
- GUILLOU H., CARRACEDO, J.C. Y DAY S.J. (1998), "Dating of the Upper Pleistocene-Holocene volcanic activity of La Palma using the unspiked K - Ar technique", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 86, Nº. 1-4: 137-149.
- GUILLOU H., CARRACEDO, J.C., AND DUNCAN, R. (2001). "K-Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Ages and Magnetostratigraphy of Brunhes and Matuyama Lava Sequences from La Palma Island". *J. Volcanol. & Geotherm. Res.*, 106, 3-4: 175-194.
- HAUSEN H. (1969). "CONTRIBUTIONS TO THE GEOLOGY OF LA PALMA (CANARY ISLANDS) WITH A GEOLOGIC MAP IN 1:100.000, "Commentationes Physico-Mathematicae. Societas Scientiarum Fennica", vol. 32. Helsinki-Helsingfors.
- HERNÁNDEZ-PACHECO A., 1971. "Nota previa sobre el complejo basal de la isla de La Palma (Canarias)". *Estudios Geológicos*, vol. 27: 255-265.
- HERNÁNDEZ-PACHECO A., 1973 A. "Sobre el significado de las rocas granudas gabroides de los complejos basales de las islas de Fuerteventura, La Palma y La Gomera (Archipiélago Canario)", *Estudios Geológicos*, Vol. 29: 549-557.
- HERNÁNDEZ-PACHECO A., 1973 B. "Sobre la supuesta existencia de unas rocas graníticas en la isla de La Palma (Canarias)", *Estudios Geológicos*, Vol. 19: 107-109.
- HERNÁNDEZ-PACHECO A., 1974. "Estado actual de los conocimientos geológicos, vulcanológicos y petrológicos de la isla de La Palma (Archipiélago Canario)", *1ª Asam-blea Nacional de Geodesia y Geofísica*, 1974, Pp.1319.
- HERNÁNDEZ PACHECO A., 1975. "Los diques-brecha duniticos de fluidificación de la Caldera de Taburiente. La Palma (Islas Canarias)". *Estudios Geol.*, 31: 465-478.

- HERNÁNDEZ-PACHECO, A. Y FERNÁNDEZ SANTÍN, S., 1974. "Las formaciones volcánicas submarinas de la Caldera de Taburiente en La Palma (Canarias) y sus transformaciones metasomáticas". *Proc. Symp. Andean Antarctic Volcanol. Problems. Santiago, Chile. IAVCEI*. 14 pp.
- HERNÁNDEZ-PACHECO A. Y VALLS (1982), "The Historic Eruptions of La Palma Island (Canaries), Archipelago". *Revista da Universidade dos Acores, N III, 83-94, 1982*.
- HERNÁNDEZ-PACHECO A. Y DE LA NUEZ J. (1983). "Las extrusiones salicas del sur de la Isla de la Palma". *Estudios Geol.*, 39, 3-30.
- KLÜGEL A., HOERNLE K. A., SCHMINCKE H. U., WHITE J. D. L. (1999). "The chemically zoned 1949 eruption on La Palma (Canary Islands): Petrologic evolution and magma supply dynamics of a rift-zone eruption". *Jour. Geophys. Res.*, 94, 1-4: 267-282
- LE BAS M.J., LE MAITRE R.W., STRECKEISEN A. Y ZANETTIN B. (1986). "A Chemical Clasification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali Silica Diagram". *J. Petrology*, 27, 745-750.
- LE MAITRE R.W. (1984). "A proposal by the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks for a chemical clasification of volcanic rocks based on the total alkali sílica (TAS) diagram". *Australian Journal of Earth Sciences*, 31, 243-255.
- LYELL C., (1865). "Elements of Geology". 6th ed. London.
- MACHADO F. (1963). "Erupções da ilha de La Palma (Canarias)". *Bol. Museo Mineral. Geol. Lisboa*: 1-17.
- MARTEL SAN GIL, M. (1960). "El volcán de San Juan, La Palma (Canarias)". *Madrid*, 1960, 234 pp.
- MENDES F. ET VIALETTE Y. (1974). "Teneurs en K, Rb, Sr et composition isotopique du strontium d'échantillons provenant de l'éruption d'Octobre-Novembre 1971 aux Canaries". *Estudios Geol.*, vol. *Tenequia*, 59-64.
- MUÑOZ M., SAGREDO J. AND ALFONSO A. (1974). "Mafic and ultramafic inclusions in the eruption of Tenequia volcano (La Palma, Canary islands)". *Estudios Geol.*, vol. *Tenequia*, 65-74.
- NAVARRO J.M. Y COELLO, J. (1994). "Mapa geológico del Parque Nacional de La Caldera de Taburiente", *realizado por GEOPRIN, SA para ICONA*.
- RECK H., (1928). "Zur deutung der vulkanischen geschichte und der calderabildung auf der insel La Palma". *Zeistschrift fur Vulkanologie*, band 11: 217-243.
- ROMERO ORTIZ J., RECONDO D., CASTILLO W., VIDARTE M., FERNÁNDEZ E. (1950). "La erupción del Nambroque en la isla de La Palma", *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, Vol. 63, Pp.3-163.
- ROQUE F. (1997). "Los recursos de agua subterránea en Canarias en su contexto general". En Cabrera et al (ed): "Las aguas subterráneas en la planificación hidrológica en las Islas Canarias". *Asociación Internacional de hidrogeólogos, Grupo Español*: 17-31.

- SAN MIGUEL DE LA CAMARA M., FUSTER CASASA J.M., MARTEL M. (1952). "Las erupciones y materiales arrojados por ellas en la isla de La Palma. Junio-Julio de 1949", *Bulletin Volcanologique*, Tomo 12-13, Pp.145-163.
- SANTIAGO M. (1960). "Los volcanes de La Palma (Islas Canarias)". *El Museo Canario*, No. 75-76, Pp.281-346.
- SAPPER K., (1906). "Beiträge zur kenntnis von Palma und Lanzarote", *Petermanns Geogr. Mitteilungen*, Heft 7, Pp.145-153.
- SCHIFFMAN P., STAUDIGEL H., (1994), "Hydrothermal alteration of a seamount complex on La Palma, Canary Islands: Implications for metamorphism in accreted terranes", *Geology*, Vol. 22, Pp.151-154,
- SCHIFFMAN P. Y STAUDIGEL, H., (1995). "The smectite to chlorite transition in a fossil seamount hydrothermal system: the Basement Complex of La Palma, Canary Islands". *J. metamorphic Geol.* 13: 487-498.
- SPA-15 (1975). "Estudio científico de los recursos de agua en las Islas Canarias (SPA/69/515)". *Volumen III, 2ª parte. Minist. Obras Públ. Dir. Gral. Obr. Hidr. UNESCO. Las Palmas de Gran Canaria, Madrid. 3 vol.+ mapas.*
- STAUDIGEL H. (1981). "Der basale Komplex von La Palma. Submarine vulkanische Prozesse, Petrologic, Geochemie und sekundäre Prozesse im herausgehobenen, submarinen Teileiner ozeanischen Insel". *Ph. D. Thesis, Ruhr Univ., Bochum, 357 pp.*
- STAUDIGEL H. Y SCHMINCKE, H.U. (1984). "The Pliocene Seamount Series of La Palma/ Canary Islands". *J. Geoph. Res.* 89: 11195-11215.
- STAUDIGEL H., FERAUD G. AND GIANNERINI G. (1986). "The history of intrusive activity on the Island of La Palma (Canary Islands)". *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 27: 299-322
- TORRIANI L. (1959). "Descripción e historia del reino de las Islas Canarias. Wölfel, 1940. Spanish translation by A. Cioranescu", *Edit. Goya, 1978 (with the map of the 1585 eruption made by Torriani).*
- VEGAS SALAMANCA J., HERNÁNDEZ-PACHECO A., Y MARFIL PÉREZ R. (1999). "Los depósitos volcanoclásticos de la isla de La Palma (Canarias). Su relación con la evolución de las calderas de Taburiente y Cumbre Nueva". *Bol. Geol. y Minero de España*, 110-2: 135-158.
- YLLESCAS D. (1977). "La extrusión del Nambroque (isla de La Palma)". *Tesis de licenciatura, Uni. Complutense, Madrid.*



MINISTERIO
DE ECONOMÍA
Y COMPETITIVIDAD



Instituto Geológico
y Minero de España

ISBN 84-7840-974-7



9 788478 409747