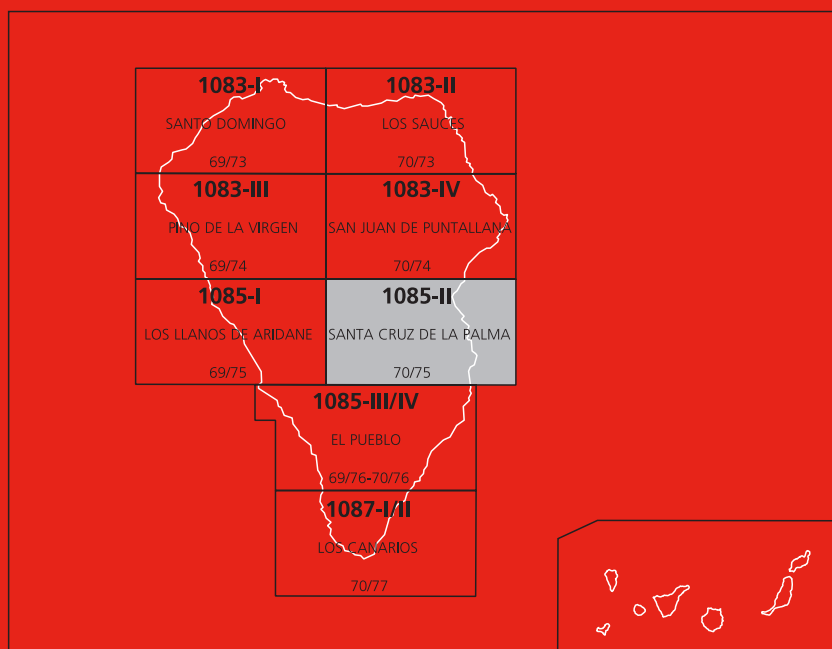




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 25.000

Segunda serie - Primera edición



ISLA DE LA PALMA

SANTA CRUZ DE LA PALMA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:25.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A ESCALA 1:50.000

SANTA CRUZ DE LA PALMA

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: 978-84-7840-975-4
Depósito legal: M-29471-2015

La Hoja geológica a escala 1/25.000 y geomorfológica a escala 1/50.000 y esta memoria de Santa Cruz de La Palma (1085-II) ha sido realizada 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
2.1.1.3. Nuevas dataciones radiométricas	16
2.1.1.4. Magnetoestratigrafía	21
2.1.1.5. Estratigrafía geocronológica	22
2.2. EDIFICIO VOLCÁNICO GARAFÍA	28
2.2.1. Sedimentos, aglomerados y brechas en el interior de la Caldera de Taburiente (2)	28
2.3. EDIFICIO VOLCÁNICO TABURIENTE	28
2.3.1. Taburiente Inferior (3,5)	29
2.3.1.1. Aglomerados (3)	29
2.3.1.2. Coladas de lavas basálticas (5)	31
2.3.2. Taburiente Superior (6-8)	32
2.3.2.1. Conos y depósitos de piroclastos basálticos (6)	32
2.3.2.2. Centros de emisión y depósitos hidromagmáticos (7)	32
2.3.2.3. Coladas de lavas basálticas (8)	33
2.4. EDIFICIO VOLCÁNICO BEJENADO	33
2.4.1. Aglomerados volcánicos de la base de El Bejenado (9) y depósitos de deslizamiento (Dd)	36
2.4.2. El estratovolcán principal (10-12)	36
2.4.2.1. Conos y depósitos de piroclastos basálticos (10)	38

2.4.2.2. Centros de emisión y depósitos hidromagmáticos (11)	38
2.4.2.3. Coladas de lavas basálticas (12).....	38
2.4.3. Centros laterales y periféricos (13,14).....	39
2.4.4. Centros laterales y terminales diferenciados (15,16).....	40
2.5. EDIFICIO VOLCÁNICO CUMBRE VIEJA	42
2.5.1. Erupciones formando acantilado costero (17-20).....	46
2.5.1.1. Conos de piroclastos basálticos (17)	46
2.5.1.2. Domos y coladas de tetritas y fonolitas (19).....	46
2.5.1.3. Coladas de lavas basálticas (20).....	47
2.5.2. Erupciones formando plataforma costera	47
2.5.2.1. Erupciones de plataforma indiferenciadas (23-25)	47
2.5.2.1.1. Conos de piroclastos basálticos (23)	48
2.5.2.1.2. Coladas de lavas basálticas (25)	48
2.5.2.2. Erupciones recientes (28-34)	48
2.5.2.2.1. Grupo Birigoyo-La Barquita (28,29).....	48
2.5.2.3.- Erupciones prehistóricas (35-40)	49
2.5.2.3.1. Mña. Quemada -Volcán Martín (38,40).....	49
2.6. FORMACIONES SEDIMENTARIAS	50
2.6.1. Sedimentos pleistocenos	50
2.6.1.1. Sedimentos de la Caldera de Taburiente.....	50
2.6.1.2. Materiales epiclásticos del "fan delta" lacustre de Cumbre Nueva (27).....	51
2.6.2. Sedimentos holocenos	53
2.6.2.1. Aluvial (relleno de barranco) (53).....	53
2.6.2.2. Coluviones y depósitos de ladera (54).....	54
2.6.2.3. Playas de arenas y cantos (56).....	54
3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA	55
3.1. ALINEACIONES Y ENJAMBRES DE DIQUES	55
3.2. ALINEACIONES DE CENTROS DE EMISIÓN. DORSALES ("RIFTS")	56

3.3. DESLIZAMIENTOS GRAVITATORIOS.....	60
3.3.1. Deslizamiento gravitatorio de Cumbre Nueva	60
3.4. FALLAS Y FRACTURAS RECIENTES.....	62
4. GEOMORFOLOGÍA.....	63
4.1. EDAD DE LAS FORMACIONES Y MORFOLOGÍA.....	63
4.2. FASES GENERATIVAS DEL RELIEVE	63
4.3. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA, MORFODINÁMICA ACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS.....	64
5. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA.....	65
5.1. EDIFICIO VOLCÁNICO TABURIENTE: PETROLOGÍA.....	65
5.1.1. Taburiente inferior (5).....	65
5.1.2. Taburiente Superior (8).....	66
5.2. EDIFICIO VOLCÁNICO TABURIENTE: GEOQUÍMICA	67
5.3. EDIFICIO VOLCÁNICO BEJENADO: PETROLOGÍA	75
5.3.1. El estratovolcán principal	75
5.3.1.1. Centros de emisión y depósitos hidromagmáticos (11).....	75
5.3.1.2. Lavas basálticas (12)	76
5.3.1.3. Centros laterales y terminales diferenciados (16).....	77
5.4. EDIFICIO VOLCÁNICO BEJENADO: GEOQUÍMICA.....	78
5.5. EDIFICIO VOLCÁNICO CUMBRE VIEJA: PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA	90
5.5.1. Erupciones formando acantilado costero: Petrología	90
5.5.1.1 Conos y depósitos de piroclastos basálticos (17)	90
5.5.1.2. Domos y coladas fonolíticas (19).....	91
5.5.1.3. Lavas basálticas (20)	92
5.5.2. Erupciones formando acantilado costero: Geoquímica (19, 20)	94
5.5.3. Erupciones formando plataforma costera: Petrología	109
5.5.3.1. Erupciones de plataforma indiferenciadas	109
5.5.3.1.1. Lavas basálticas (25).....	109
5.5.4. Erupciones formando plataforma costera: Geoquímica	110

5.5.5. Erupciones recientes (Holoceno): Petrología.....	118
5.5.5.1. Grupo volcánico Birigoyo-La Barquita (29).....	118
5.5.6. Erupciones recientes (Holoceno): Geoquímica.....	119
5.5.7. Erupciones prehistóricas: Petrología.....	127
5.5.7.1. Volcán Martín y Mña. Quemada (40)	127
5.5.8. Erupciones prehistóricas: Geoquímica.....	128
6. HISTORIA GEOLÓGICA	139
7. HIDROGEOLOGÍA	140
7.1. CLIMA E HIDROLOGÍA.....	140
7.1.1. Pluviometría.....	140
7.1.2. Temperatura.....	142
7.1.3. Evapotranspiración.....	142
7.1.4. Escorrentía superficial	143
7.1.5. Balance hidrológico.....	144
7.2. HIDROGEOLOGÍA.....	145
7.2.1. Características hidrogeológicas de los materiales	145
7.2.2. Unidades hidrogeológicas: acuíferos.....	147
7.2.3. Sistemas de captación de las aguas subterráneas.....	150
8. GEOTECNIA	150
8.1. ANÁLISIS DE PENDIENTES	150
8.2. RIESGOS GEOLÓGICOS	152
8.3. CARACTERÍSTICAS Y ZONIFICACIÓN GEOTÉCNICA	153
9. GEOLOGÍA ECONÓMICA. MINERÍA Y CANTERAS	156
10. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	156
11. BIBLIOGRAFÍA.....	159

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja de Santa Cruz de La Palma (1085-II) ocupa el sector centro-oriental de la Isla de La Palma. Limita al norte con la Hoja de San Juan de Puntallana (1083-IV); al sur con la de El Pueblo (1085-III-IV); al este con el Océano Atlántico; y al oeste con la Hoja de Los Llanos de Aridane (1085-I). Esta situación centrada provoca que 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).

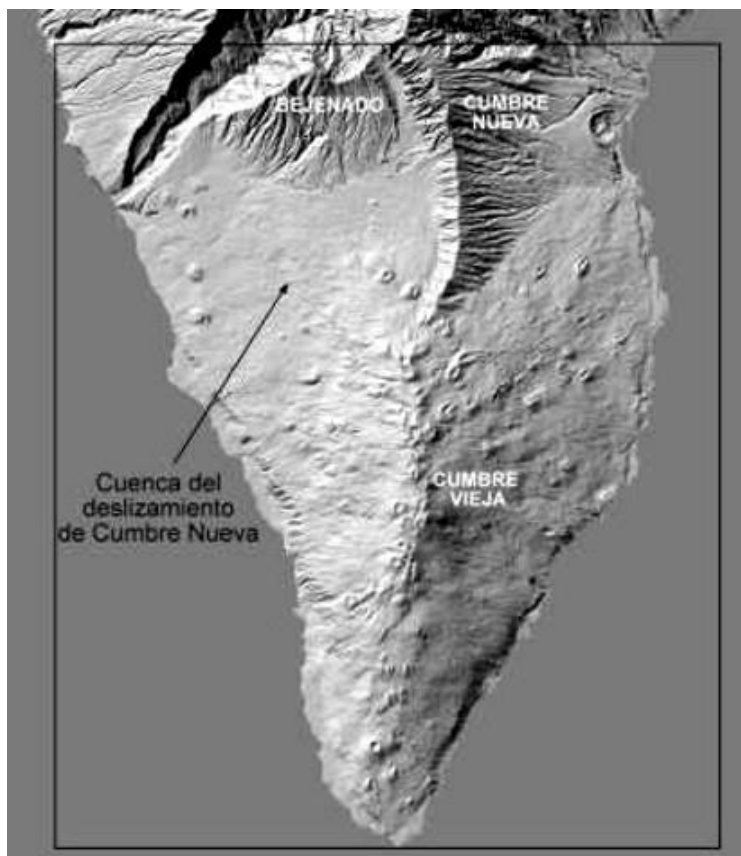


Fig. 1.1. Imagen en relieve sombreado de la zona sur de la isla de La Palma indicando los principales edificios volcánicos y estructuras geomorfológicas (imagen GRAFCAN).

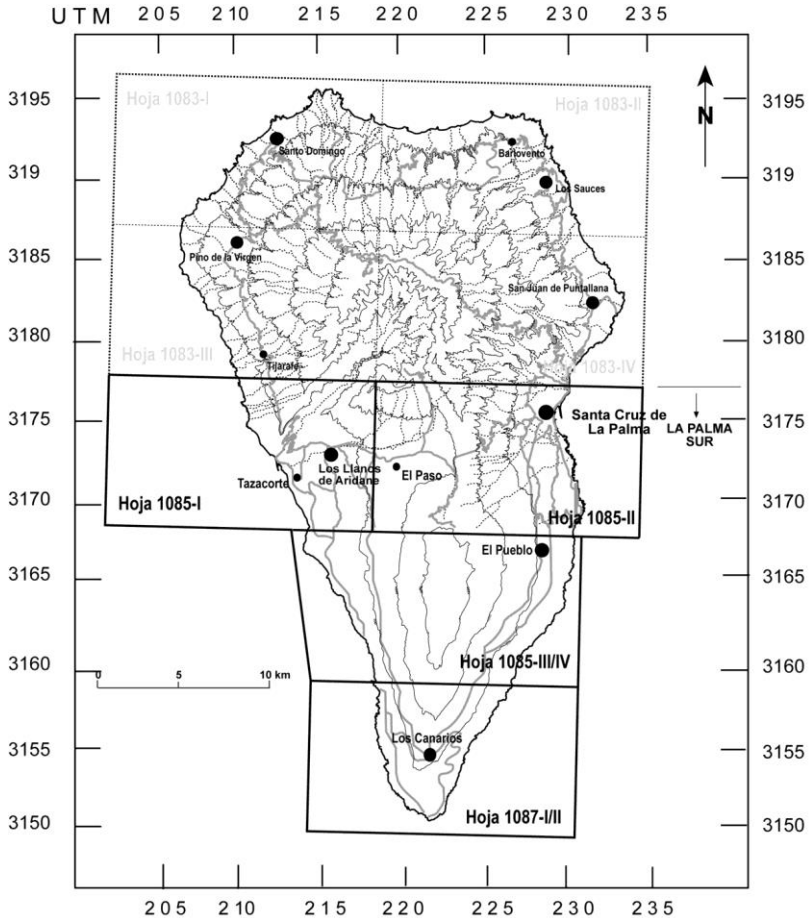


Fig. 1.2. Distribución de las Hojas geológicas 1/25.000 correspondientes al sector Sur de la isla de La Palma.

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, por su carácter ambiguo.

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 las 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 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 de la Universidad Complutense de Madrid, liderados por J.Mª Fuster, escriben varios artículos. 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 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 incompleto, no existiendo mapas geológicos ni estudios modernos de la evolución y características geológicas de la isla. Los únicos datos geocronológicos disponibles consistían en las 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, S.A. la realización de una 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 na-

cientes de Marcos y Cordero. Estos autores rinden un homenaje póstumo a los geólogos "Telesforo Bravo y Juan Coello", con este acrónimo (COEBRA).

Este proyecto (MAGNA) aporta, por primera vez, 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

Esta Hoja 1085-II (Santa Cruz de La Palma), incluye parte del flanco sur del Escudo Volcánico Norte (en adelante EVN), el edificio volcánico Bejenado y la dorsal o "rift" de Cumbre Vieja (Figs. 1.1 y 1.2).

Como se verá con detalle más adelante, la actividad volcánica 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 la cartografía geológica de este proyecto.

Las características petrológicas y geoquímicas de las lavas han sido determinadas mediante muestras en lámina delgada, y mediante 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 han 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.

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 comentado en las hojas correspondientes al sector norte de la isla, 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 expone en las memorias correspondiente 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 de abanico deltaico de El Time y los de 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 de los paleorreliieves ocasionados por los deslizamientos) 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 de la isla de La Palma están todas incluidas en la época de polaridad normal Brunhes, por lo que no es aplicable la magnetoestratigrafía con inversiones geomagnéticas. 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 isla de La Palma.

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. 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 sector Sur de la isla de La Palma. Hay que señalar que las edades ofrecidas por estos autores amplían el periodo de emisión del edificio Volcánico de Cumbre Nueva.

2.1.1.3. Nuevas dataciones radiométricas

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 Tabla 2.1 y la Fig. 2.2 se indica la localización y características de 33 nuevas dataciones del sector sur de la isla de La Palma. Estas dataciones han sido ya publicadas (Guillou et al, 1998, 2001; Carracedo 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}

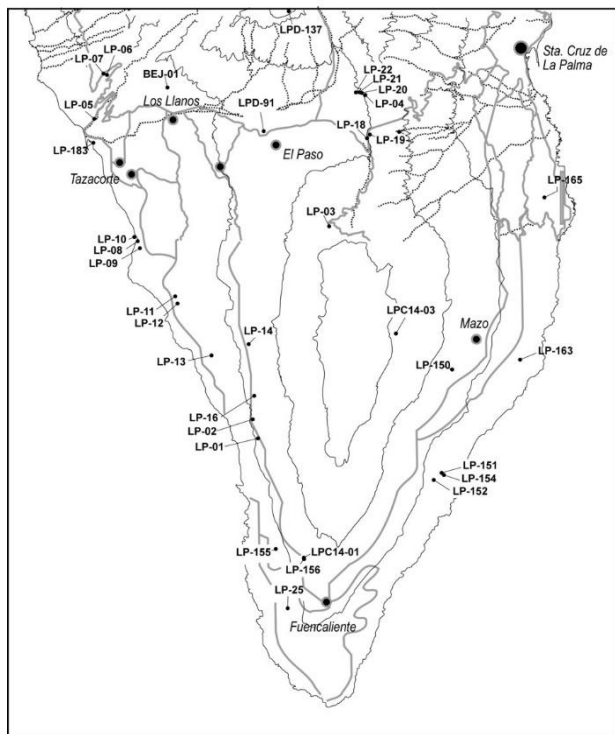


Fig. 2.2. Mapa de localización de las edades radiométricas del sector Sur de La Palma obtenidas en este proyecto.

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), pueden deberse fundamentalmente a la selección de las muestras y a 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.

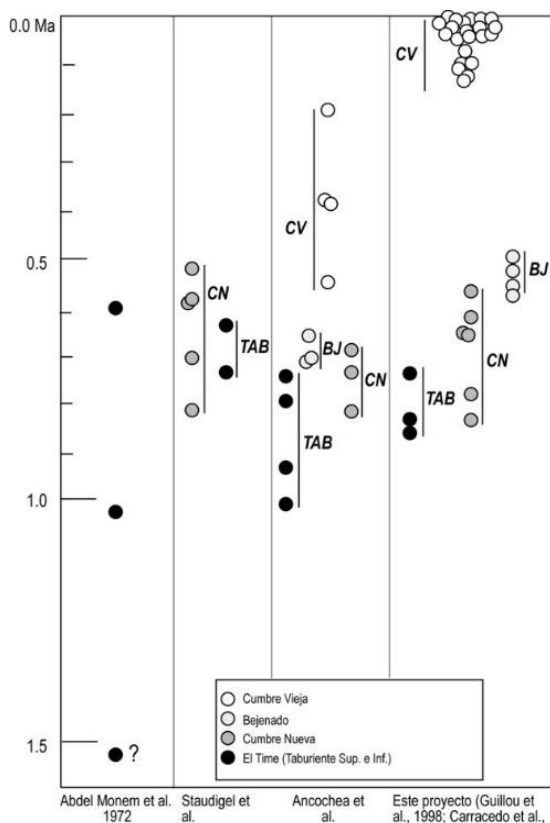


Fig. 2.3. Comparación de las edades radiométricas obtenidas en este proyecto para el Sur de La Palma con las anteriormente publicadas.

Tabla 2.1. Localización, tipo de roca y polaridad geomagnética de las muestras datadas correspondientes a esta hoja. Edificios volcánicos Taburiente, (Taburiente Inferior; Superior y Cumbre Nueva), Bejenado y Cumbre Vieja

Muestra	Localidad	Tipo de roca	UTM	Pol.	Método	Edad Ka
Edificio volcánico Taburiente (El Time)						
LP-18	Carretera Los Llanos-Sta. Cruz, Km 18,5	Basalto	2232/31721	R	K/Ar	834 ± 12
Edificio volcánico Taburiente (Cumbre Nueva)						
LP-04	Camino Ermita de La Peña, 1.400 m	Basalto	2238/31744	N	K/Ar	566 ± 8
LP-20	Camino Ermita La Peña, 1.370 m	Basalto	2236/31746	N	K/Ar	621 ± 9
LP-21	Camino Ermita La Peña, 1.310 m	Basalto	2234/31745	N	K/Ar	647 ± 10
LP-22	Camino Ermita La Peña, 1.247 m	Basalto	2233/31745	N	K/Ar	659 ± 11
LP-19	Carretera Los Llanos-Sta. Cruz, Km 18,3	Basalto	2233/31722	N	K/Ar	770 ± 11
Edificio volcánico Bejenado						
LPD-137	Cima del Bejenado Volcano, 1580 m	Tefrita máfica	2206/31773	N	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	490 ± 60
LPD-91	Lava de Mña. de La Yedra	Tefrita haüynica	2197/31735	N	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	590 ± 40
LPD-91B	Lava de Mña. de La Yedra	Tefrita haüynica	2197/31735	N	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	580 ± 30
Edificio volcánico Cumbre Vieja						
CV 165	Carret. Aerop. Km 1.2	Basalto	2301/31718	N	K/Ar	8 ± 1
LP 08	Acantilado Playa Nueva	Basalto	2164/31679	N	K/Ar	100 ± 4

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 Inclínación). (*)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 ($\pm \sigma$) (ka)	Edad (ka)
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)
LPC 14-01 ⁽¹⁾	La Fajana	Restos de tronco de árbol en colada		3200 ± 100
LPC 14-03 ⁽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 de las edades publicadas con antelación y las de este proyecto. Edades en miles de años. Las discrepancias aumentan al disminuir la edad de las lavas datadas (explicación en el texto).

	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

2.1.1.4. Magnetoestratigrafía

Esta técnica ha sido ampliamente utilizada en todo el sector norte de la isla de La Palma, donde se analizan sus posibilidades en la definición de la estratigrafía volcánica. En esta Hoja, correspondiente al sector centro-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, concretamente en esta hoja y en la vecina de Los Llanos de Aridane (1085-I). Asimismo, en esta hoja, aflora 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.

2.1.1.5. Estratigrafía geocronológica

En el cuadro 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

COELLO, 1987	ANCOCHEA Y OTROS, 1994	NAVARRO Y COELLO, 1994	CARRACEDO et al., 1999 GUILLOU 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	
Incluyen unidades estratigráficas posteriores al basculamiento de las formaciones submarinas, que corresponden a actividad eruptiva más reciente.			Las formaciones posteriores al basculamiento de las formaciones submarinas se asignan a las unidades volcanoestratigráficas correspondientes	

Como se deduce de esta Tabla, las unidades volcanoestratigráficas y los edificios volcánicos definidos para las formaciones 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 Garaffa, 3) Edificio Volcánico Taburiente, 4) Edificio Volcánico Bejenado, y 5) Edificio Volcánico Cumbre Vieja, (Fig. 2.4). El primero de ellos no llega a aflorar en esta hoja, habiendo sido descrito con detalle en las hojas del norte. En ésta, 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.

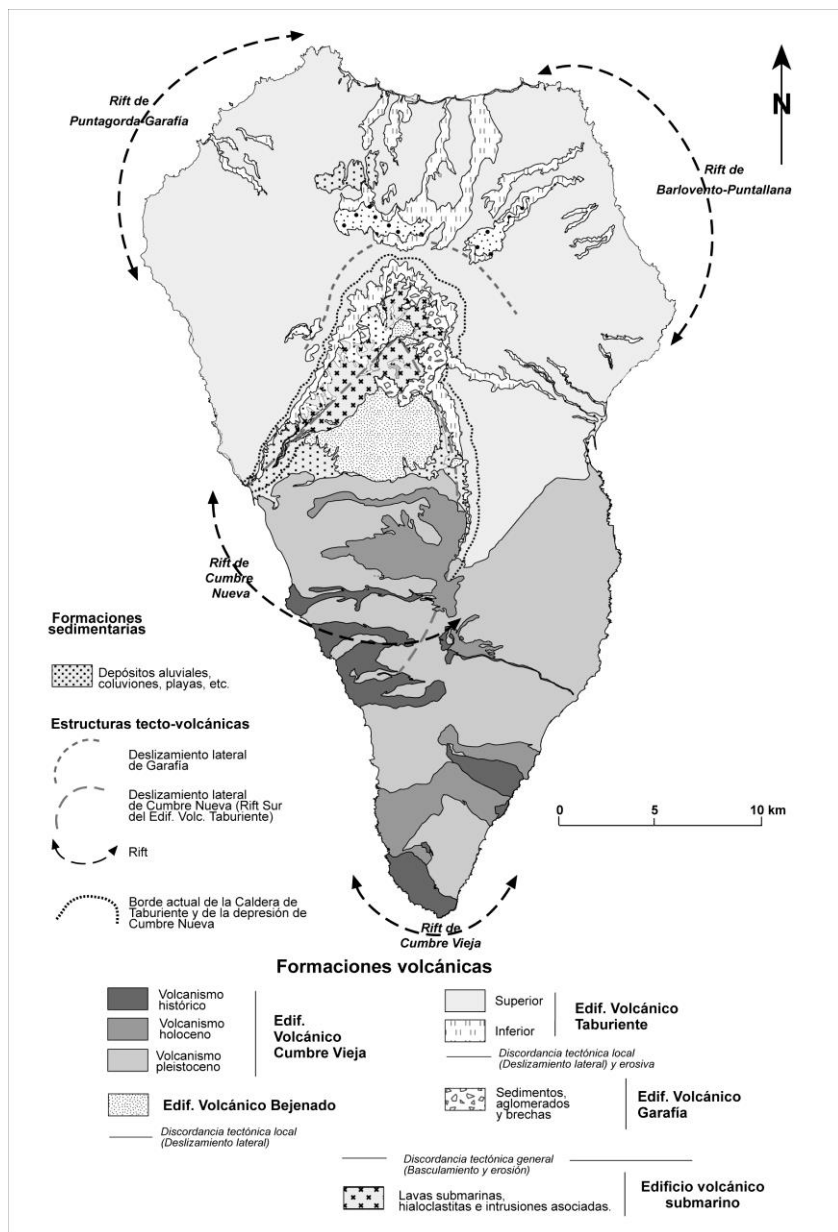


Fig. 2.4.. Mapa geológico simplificado de La Palma.

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. 2.5, 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.



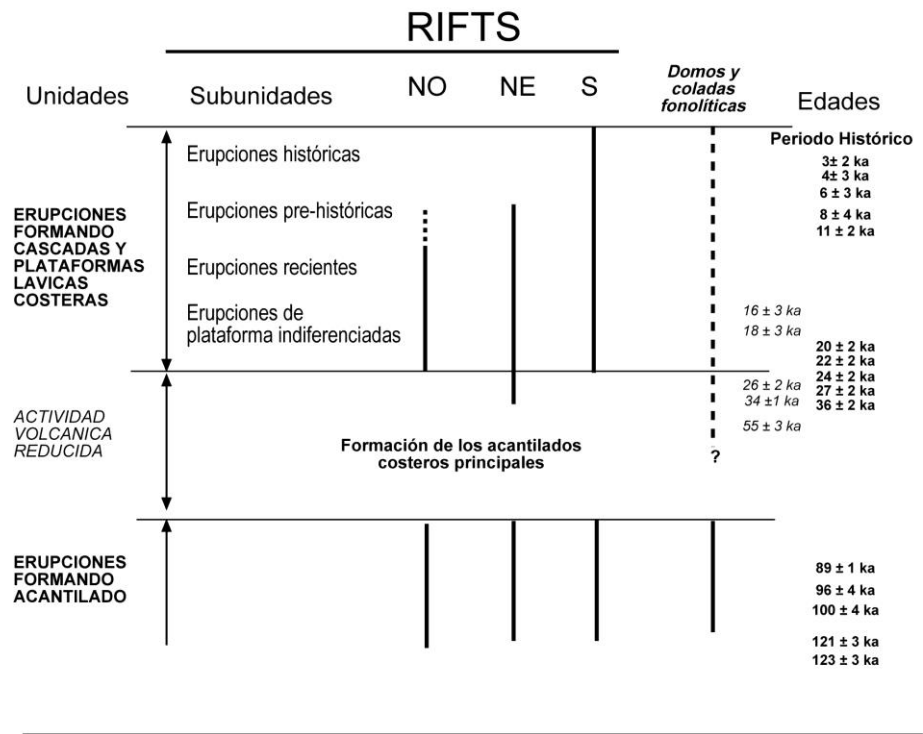
Fig. 2.5. Vista de la Caldera de Taburiente desde el sur mostrando la disposición relativa de los diversos edificios volcánicos (Foto J.C. Carracedo).

Las edades obtenidas en este proyecto (ver Figs. 2.2 y 2.3), indican 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 hicieron 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 de él 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 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 volcánico 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*. Concretamente en esta hoja sólo falta la unidad definida como *Conos laterales y periféricos basálticos*.

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. En este proyecto, 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:

Cuadro 2.7.: Fases de actividad en el edificio volcánico Cumbre Vieja deducidas de los datos geocronológicos y definición de las unidades estratigráficas.



- 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 GARAFÍA

2.2.1. Sedimentos, aglomerados y brechas en el interior de la Caldera de Taburiente (2).

Los materiales del edificio volcánico Garafía afloran exclusivamente en el extremo NO de la hoja al pié de los relieves de los Picos del Risco de las Cuevas. Se trata de unos depósitos intensamente atravesados por diques, que en este sector presentan una pauta E-W. Este edificio volcánico, aparece mejor expuesto en el sector norte, donde se hace una descripción más detallada. Está constituido por una formación heterogénea de sedimentos, aglomerados y brechas.

Como ya se ha comentado en las hojas limítrofes, podrían genéticamente relacionarse con el colapso y posterior erosión del edificio volcánico Garafía, hace aprox. 1.2 Ma. Esta formación separaría el citado edificio volcánico Garafía del edificio volcánico Taburiente, que rellenó la estructura de deslizamiento y formó la mayor parte del EVN.

2.3. EDIFICIO VOLCÁNICO TABURIENTE

El edificio volcánico Taburiente aflora en una superficie importante dentro de esta Hoja y de la limítrofe (1085-I), formando el flanco meridional del mismo, e incluyendo el "rift" de Cumbre Nueva.

En esta Hoja, las formaciones que afloran mayoritariamente son las correspondientes al Taburiente Superior, salvo en las secciones tectónicas originadas en el deslizamiento de Cumbre Nueva, profundizadas posteriormente por la erosión. Así, en la base del "arco de Cumbre Nueva", aparecen las unidades correspondientes al Taburiente inferior. En la vecina hoja de Los Llanos de Aridane (1085-I) aparecen también estos materiales en la pared occidental del Barranco de Las Angustias. Se trata de formaciones 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.

Se trata de coladas basálticas que adoptan una disposición periclinal, y 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. Son, en cambio, algo más 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 N 50°E-60°E, en El Time, (paralela al eje del Barranco de Las Angustias); y de tendencia N-S, 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 del "rift" de Cumbre Nueva, cuya zona central quedó desmantelada y posteriormente recubierta por los materiales del 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 la vecina Hoja 1085-I, y en la parte inferior del arco de Cumbre Nueva en esta hoja. 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)*

Los aglomerados que constituyen la base del Edificio Volcánico Taburiente inferior afloran en el sector NO de la hoja, en la base del Arco de Cumbre Nueva. Estos materiales están en buena parte recubiertos por depósitos de ladera que dificultan su observación. No obstante, el afloramiento presenta una continuidad de unos tres kilómetros desde la zona de las Laderas, Roque de la Parra, hasta las inmediaciones de Las Palomas, alcanzando espesores de más de 50 m. Está parcialmente atravesado por diques de orientación norteadada (N-170°E).

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 Barranco 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 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 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 vecina hoja de Pino de la Virgen, en la ladera NO del Bco. 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 de agua con magmas básicos.



Fig. 2.6. La subunidad del Taburiente Inferior que se ha denominado "aglomerados" (3) engloba, en realidad, depósitos de génesis muy diferentes. En la foto aparecen Aglomerados, con lahares y brechas, en la base del arco de Cumbre Nueva. Sin embargo, en la hoja de Pino de la Virgen, aparecen: Aglomerados en tránsito a cineritas freatomagmáticas (junto a la Hacienda del Cura).

1. En discordancia sobre lavas del edificio submarino, una capa de 1 m de lapilli-escoria, típica de caída estromboliana.

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 olivínico-piroxénicos), y algunos escasos de colores verdosos afaníticos (plagioclásicos) 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 (Fig. 2.6). 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 diques-sills. Entre estas capas existen niveles aluviales intercalados. Al microscopio, son bastante diferentes a las anteriormente descritas. Se observan muchos 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 del Edificio Taburiente inferior afloran en el sector NO de la hoja donde constituyen la terminación sur de un afloramiento que se extiende por las hojas del norte. En la zona de Vuelta de los Hornos-Roques de la Parra el apilamiento alcanza un considerable espesor del orden de unos 300 m. Atravesando el apilamiento se observan algunos diques de tendencia norteadada, siendo la directriz preferente la N-160°E.

De disposición periclinal, buzamiento general de 5-10° y de naturaleza basáltica. Predominan +las coladas "aa", aunque existe un potente apilamiento de coladas "pahoe" en la base del acantilado al norte del Puerto de Tazacorte (en la vecina hoja de Los Llanos de Aridane).

En los dos afloramientos descritos, las coladas del 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 50-60°. 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 dentro de esta Hoja (1085-II), y en la de Los Llanos de Aridane (1085-I), como corresponde a su condición de formación de techo del EVN. Las edades más recientes obtenidas en este sector son de 566 ka en la cima de Cumbre Nueva y 730 ka en la 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.

2.3.2.1. Conos y depósitos de piroclastos basálticos (6)

Intercalados entre las coladas que constituyen el apilamiento del Edificio Taburiente superior se han cartografiado algunos niveles de piroclastos basálticos. Hay que señalar que existen muchos más y que sólo se han cartografiado aquellos de mayor entidad y espesor. No obstante, este hecho se puede explicar por que corresponden a una fase terminal de la actividad del edificio, y a su alejamiento del núcleo del "rift" de Cumbre Nueva, donde se concentraban los centros de emisión y las facies piroclásticas, destruidos posteriormente en el deslizamiento de Cumbre Nueva.

Concretamente, en la parte culminante del apilamiento de Cumbre Nueva, se han señalado sendos afloramientos, el primero de ellos se sitúa en la vertical del Túnel de la cumbre, y el segundo a unos 500 m al sur. Ambos son visibles desde la pista que discurre por la divisoria de vertientes. Por último, existe otro afloramiento de piroclastos basálticos en la parte interna del cráter hidromagmático de La Caldereta que se describe en el siguiente apartado.

2.3.2.2. Centros de emisión y depósitos hidromagmáticos (7)

En esta hoja sólo aparece el edificio volcánico de La Caldereta. Se trata de un cono hidromagmático de grandes dimensiones. La caldera está parcialmente erosionada, pero se intuye una forma elíptica con una dimensión mayor, elongada en sentido NNE, de unos 1200m, la dimensión menor tiene aproximadamente un kilómetro. La altura del edificio es de unos 400m. Este aparato volcánico es similar al de La Galga, descrito en la Hoja 1083-IV. Se trata de un centro explosivo de grandes dimensiones originado en una zona costera en la cual debieron producirse fenómenos de interacción agua/magma que ha provocado el desarrollo de depósitos de tipo "surge". Aunque no se poseen datos de dataciones absolutas, por criterios geomorfológicos y de campo, parece corresponder a eventos tardíos dentro de la evolución del aburiente superior. Presenta un buen estado de conservación, por estar constituido por hialoclastitas fuertemente cementadas y puede clasificarse como ("tuff ring"). En el interior del edificio aparece un cono estromboliano que corresponde a las fases

eruptivas finales en las que la propia construcción del cono aisló el cráter del agua del mar permitiendo la formación de dicho cono magmático. Asociado a esta actividad se observan, en el interior del cráter, coladas basálticas de muy corto recorrido.

2.3.2.3. Coladas de lavas basálticas (8)

Los materiales que constituyen el Edificio Volcánico Taburiente superior son los que ocupan una mayor extensión superficial en la hoja. Se trata de la terminación sur de este gran edificio que se prolonga hacia el norte dentro de las hojas de: San Juan de Puntallana (1083-IV); Los Sauces (1083-II); Santo Domingo (1083-I); Pino de la Virgen (1083-III); y Los Llanos de Aridane (1085-I). Este edificio ha dado lugar a un relieve de considerables dimensiones, si bien, en la parte sur de la hoja estos relieves están cubiertos por las coladas del "Rift" de Cumbre Vieja que con dirección SO-NE, cubren parcialmente a estos relieves. Estas coladas de Cumbre Vieja llegan a alcanzar la zona costera comprendida entre el aeropuerto y la Punta de los Guinchos.

En general, las coladas basálticas que constituyen esta unidad (8), en esta hoja, corresponden al flanco oriental del "rift" de Cumbre Nueva. Presentan fuertes buzamientos (20°-25°) hacia el este y menores (10°-15°) hacia el sur, lo que parece indicar una alineación N-S del "rift", con la zona más alta localizada hacia el norte de la hoja, aproximadamente en el sector actualmente ocupado por el edificio volcánico Bejenado. Su composición mayoritariamente es basáltica, con alta proporción de escorias y bajo grado de alteración y compactación.

Mención especial merecen los salideros localizados en las inmediaciones del antiguo aeropuerto de Buenavista. Son unas emisiones más tardías que dan lugar a unas coladas que recubren parcialmente el relieve de La Caldereta. Desde un punto de vista geomorfológico se aprecian ciertas diferencias con el resto del relieve de este edificio. Ofrecen un aspecto mucho más reciente, apenas existe incisión de la red de drenaje, y fosilizan el relieve previo del EVN, dando una morfología lobulada en la que se reconocen las superficies de colada.

En el sector SE de la Hoja, las coladas del Taburiente Superior (Cumbre Nueva) están recubiertas por las coladas del "rift" de Cumbre Vieja.

Tanto los diques que afloran en superficie como los observados en galerías presentan direcciones predominantes norteadas, coincidiendo con el eje principal del "rift". Los buzamientos se suavizan al llegar a la costa, especialmente en el remanso producido por el obstáculo del amplio cono de La Caldereta, al que rodean, formando un cantil costero de unos 150 m de altura.

2.4. EDIFICIO VOLCÁNICO BEJENADO

Este edificio aparece representado principalmente en el sector NO de la hoja y se extiende ampliamente en la vecina hoja de Los Llanos de Aridane (1085-I). Además hay algunos afloramientos aislados en las hojas de Pino de la Virgen y San Juan de Puntallana.

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 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 en el Taburiente Superior existe una actividad póstuma que puede corresponder con algunos de los salideros señalados, de modo que la actividad del Taburiente continúa en paralelo con la construcción del Bejenado (ver Fig. 2.2, 2.3 y 2.4). 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 colaboradores, 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. Además, desde un punto de vista geoquímico, también tiene sentido esta individualización, ya que se observa toda una evolución desde basanitas a tefritas máficas. Así se llega a formar 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 Bco. 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 totalmente. Esta falta de correspondencia de los materiales posteriores al edificio submarino, con coladas basálticas del Taburiente Inferior y Superior (edades de 0.85 a 0.73 Ma) en la pared NO y coladas basálticas y diferenciadas del Bejenado (de 0.58 a 0.49 Ma) en la 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. 2.7). 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).

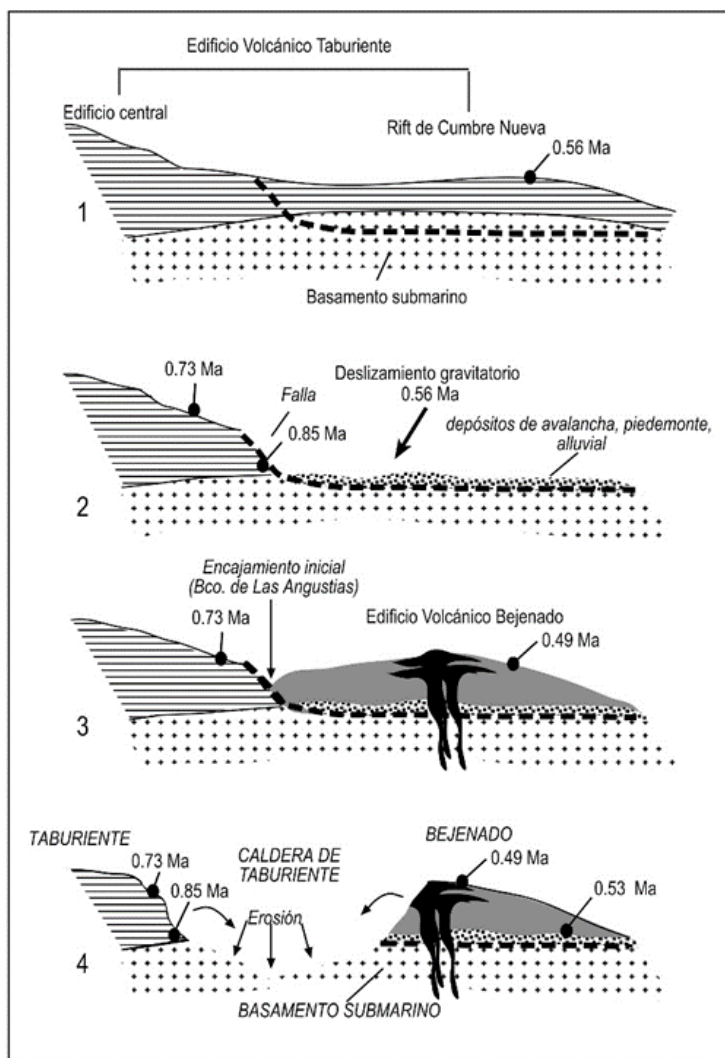


Fig. 2.7. Diagrama que ilustra las diferencias geológicas del Edificio Bejenado y la pared opuesta de La Caldera (explicación en el texto).

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.

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

Los aglomerados volcánicos de la base del Bejenado afloran en esta hoja, y se extienden en las vecinas hojas de: Los Llanos de Aridane (1085-I) y San Juan de Puntallana (1083-IV). Se trata de pequeños afloramientos que se han descrito a lo largo de la carretera a La Cumbrecita, en la margen occidental del Barranco del Riachuelo, en la que se observa la siguiente secuencia:

1.- 50 cm de "*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. 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. 2.8).

2.4.2. El estratovolcán principal (10-12)

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. 2.5), en realidad sólo constituye su parte más alta, alcanzando una potencia máxima sobre el sustrato 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. 2.8). 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 Barranco 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.

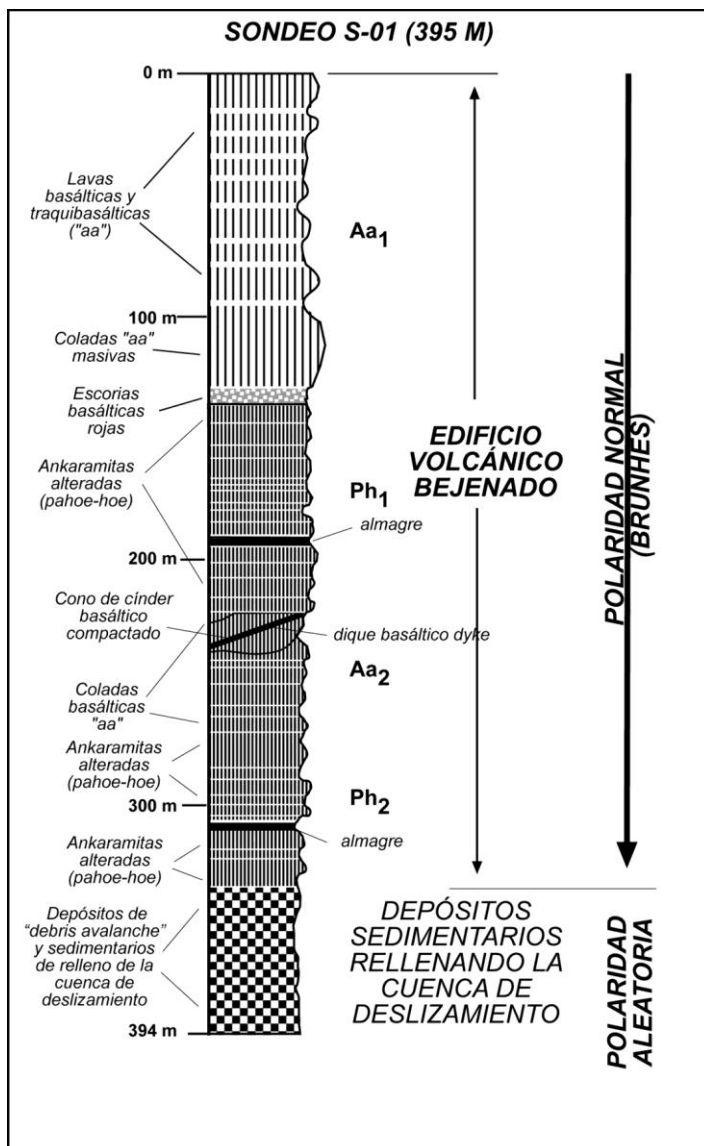


Fig. 2.8. Sondeo SO-2, situado a la cota 340 en el Barranco de Teniscas, cerca de Los Llanos. Puede observarse el espesor de las lavas del Bejenado, que se apoyan sobre un paquete de sedimentos asociados al deslizamiento de Cumbre Nueva.

2.4.2.1. Conos y depósitos de piroclastos basálticos (10)

Los centros eruptivos del edificio principal del Bejenado debieron emplazarse en el lado norte de la actual cumbre del edificio, posiblemente en la concavidad formada entre el Pico Bejenado y los Picos del Risco de Los Cuervos, a juzgar por la presencia de conos intercalados en las lavas y mantos de piroclastos basálticos. Posteriormente se han desmantelado totalmente, por el recrecimiento erosivo de la Caldera de Taburiente. Fuera de esta zona de acumulación, apenas se observan intercalaciones piroclásticas en el edificio principal, formado fundamentalmente por coladas.

También se observan diques en la zona de la actual cumbre del edificio, que se distribuyen radialmente a partir del hipotético centro localizado dentro de lo que hoy es la Caldera de Taburiente. Los diques generalmente atraviesan toda la formación, lo que parece relacionarlos con la alimentación de los centros eruptivos hoy desaparecidos. Uno de estos diques, inaccesible, es un “dique-capa” de grandes dimensiones emplazado en la cara norte del Pico Bejenado a la cota 1300. La intrusión es subhorizontal, presenta una extensión visible de más de 1 Km, con una potencia de algunas decenas de metros y color claro, posiblemente un salidero de lavas diferenciadas.

2.4.2.2. Centros de emisión y depósitos hidromagmáticos (11)

En la misma zona de acumulación de piroclastos descrita pueden observarse mantos procedentes de erupciones freatomagmáticas, con el típico color y aspecto. La ocurrencia de fases eruptivas freatomagmáticas es una constante en La Palma, al menos en el periodo Post-Taburiente, aunque los centros eruptivos del edificio central del Taburiente Superior han desaparecido y no se puede comprobar este aspecto. Además de éstas del Bejenado, son muy abundantes las fases explosivas por interacción de las aguas freáticas en el edificio Cumbre Vieja, como ejemplifica excelentemente la erupción del Hoyo Negro en 1949.

2.4.2.3. Coladas de lavas basálticas (12)

Afloran ampliamente en el sector NO de la hoja, extendiéndose en la vecina hoja de: Los Llanos de Aridane (1085-I); y en menor medida, en 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-2 (Fig. 2.8), emboquillado en el Barranco de Teniskas, que atraviesa prácticamente todo el flanco del Edificio 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, no presentan condiciones adecuadas para su cartografía. Además, es frecuente que, coladas inicialmente “pahoe-hoe” cambien posteriormente a “aa” (escoriáceas) en

su recorrido. Esta diferenciación por tipologías de colada no se ha intentado, por las razones expuestas.

En general se trata de coladas basálticas con fuertes buzamientos (casi siempre $>20^\circ$, 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 Bejenado y otras a las fases más tardías. En general en esta hoja aparecen varios edificios algo degradados en el sector NO de la hoja. Se trata de los centros de emisión de: El Barrial; Mñª. de Antonio José; La Montañita y Ermita de la Virgen del Pino. Además, en la zona de Las Palomas, aparece un pequeño espigón de piroclastos recubriendo a un afloramiento lávico, que por otra parte, es el único existente en la hoja. Sin embargo, en la vecina hoja de Los Llanos de Aridane, existen varios afloramientos lávicos que han sido datados por Vegas y colaboradores (1999) en el entorno entre 200 y 400 ka, coherentes con la formación del edificio volcánico Bejenado y el encajamiento del Barranco de Las Angustias.

La Mñª de Antonio José es un edificio bastante degradado que queda situado a menos de un kilómetro al OSO de la Ermita de la Virgen del Pino, y que conserva un cráter incipiente. Sin embargo, el centro de emisión de la Ermita de la Virgen del Pino, está muy deteriorado y no presenta ningún vestigio de cráter.

El Edificio de El Barrial tiene una forma en planta pseudoelipsoidal con unas dimensiones de 600 por 400 m, con un antiguo cráter abierto en herradura hacia el SO. Algunos de estos conos están total o parcialmente recubiertos por los sedimentos de acumulación en el Barranco del Riachuelo y los piedemontes de la pared del arco de Cumbre Nueva. Algunos están apoyados en el escarpe del arco de Cumbre Nueva, aspecto que puede observarse claramente en el tramo final de la galería Fuente del Riachuelo. Aunque estos conos han sido asignados (hasta ahora) al "rift" de Cumbre Vieja (Navarro y Coello, 1994; Ancochea y colaboradores, 1994), es evidente que son mucho más antiguos. Aparte de los criterios mencionados, uno de ellos (Mñª, del Barrial), situado al sur de Mñª. de La Hiedra, está rodeado por las lavas de este centro eruptivo, que han sido datadas en 490 ± 40 ka (Fig. 2.9 A). Estos conos volcánicos, que parecen acompañar la construcción del edificio principal centralizado del Bejenado, pueden haber continuado de forma residual hasta una época próxima al comienzo de la construcción de la dorsal de Cumbre Vieja. No obstante, es interesante precisar que la composición química de estas coladas se asemeja más a las correspondientes al "rift" de Cumbre Nueva que a las del edificio volcánico Bejenado (ver apartados 5.3; 5.4 y 5.5).



Fig. 2.9 A) Panorámica de las lavas de Mña. de la Hiedra, datadas en unos 580 ka, remontando el flanco del cono de Mña. del Barrial.

2.4.4. Centros laterales y terminales diferenciados (15,16)

Afloran fundamentalmente en el sector NO de la hoja, donde están representados por tres edificios volcánicos: un aparato volcánico lateral respecto al edificio principal (la Mña. de la Hiedra), y dos centros eruptivos terminales localizados en la cumbre del Bejenado (Fig. 2.9 B y C).

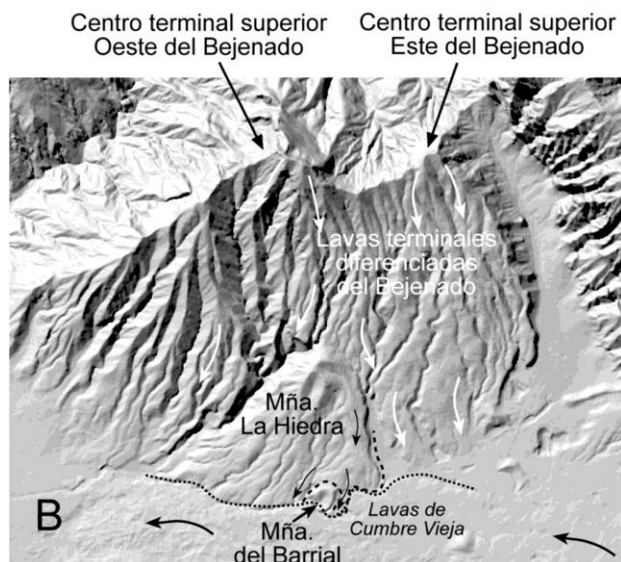


Fig. 2.9 B) Imagen en relieve sombreado que indica claramente las relaciones de los diferentes aparatos volcánicos del edificio volcánico Bejenado (Imagen GRAFCAN).



Fig. 2.9 C) Vista del flanco sur del Bejenado y sus lavas terminales diferenciadas.

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 dirección sur y suroeste. En el contacto entre las coladas de Cumbre Vieja y las de la Mña. de La Hiedra se ha excavado el Bco. de Tenisca.

Los edificios terminales no presentan actualmente centros de emisión bien definidos, posiblemente porque ya han sido desmantelados por la erosión. Las coladas, muy lobuladas, parten de dos zonas aisladas situadas al E y al O de la cumbre del Bejenado. Discurren por los flancos del estratovolcán con fuertes buzamientos (Fig. 2.9 B), generalmente por encima de 20° y alcanzando en la cumbre 30° - 40° . Al llegar a la Mña. de La Hiedra parecen desviarse, lo que indica que son posteriores, coherentemente con las edades radiométricas descritas.

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 composicional 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, quedando el sector norte totalmente inactivo.

La actividad de esta última fase ha construido un edificio volcánico alargado en dirección N-S, generando una dorsal de 220 km^2 de extensión emergida y unos 125 km^3 . La cresta de la dorsal alcanza los 1950 m de altura (Fig. 2.10), 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 alcanzando 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. 2.10 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.

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. 2.11). Las

lavas emitidas antes y durante el máximo glacial se erosionarían formando cantiles costeros, mientras que las emitidas posteriormente fosilizan los cantiles, formando cascadas y plataformas lávicas costeras (como se observa en la hoja de Los Llanos de Aridane).

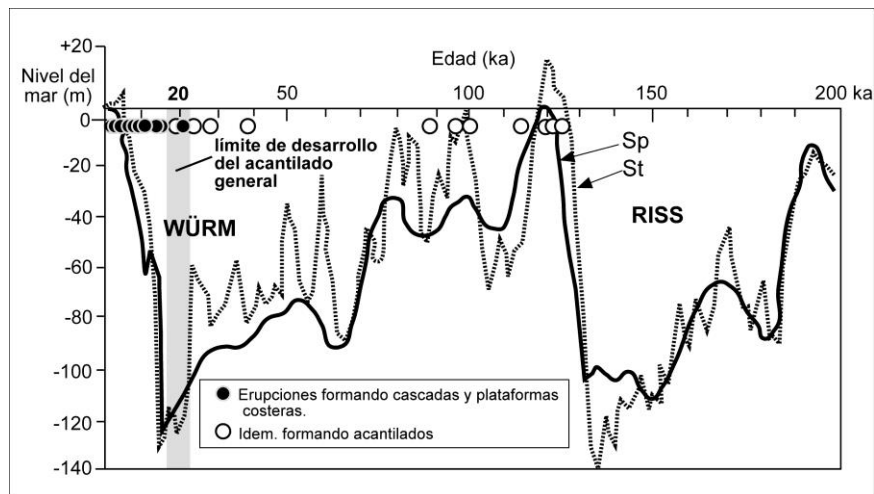


Fig. 2.11. Correlación de las edades radiométricas obtenidas de las plataformas costeras y los acantilados de Cumbre Vieja.

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. 2.12.

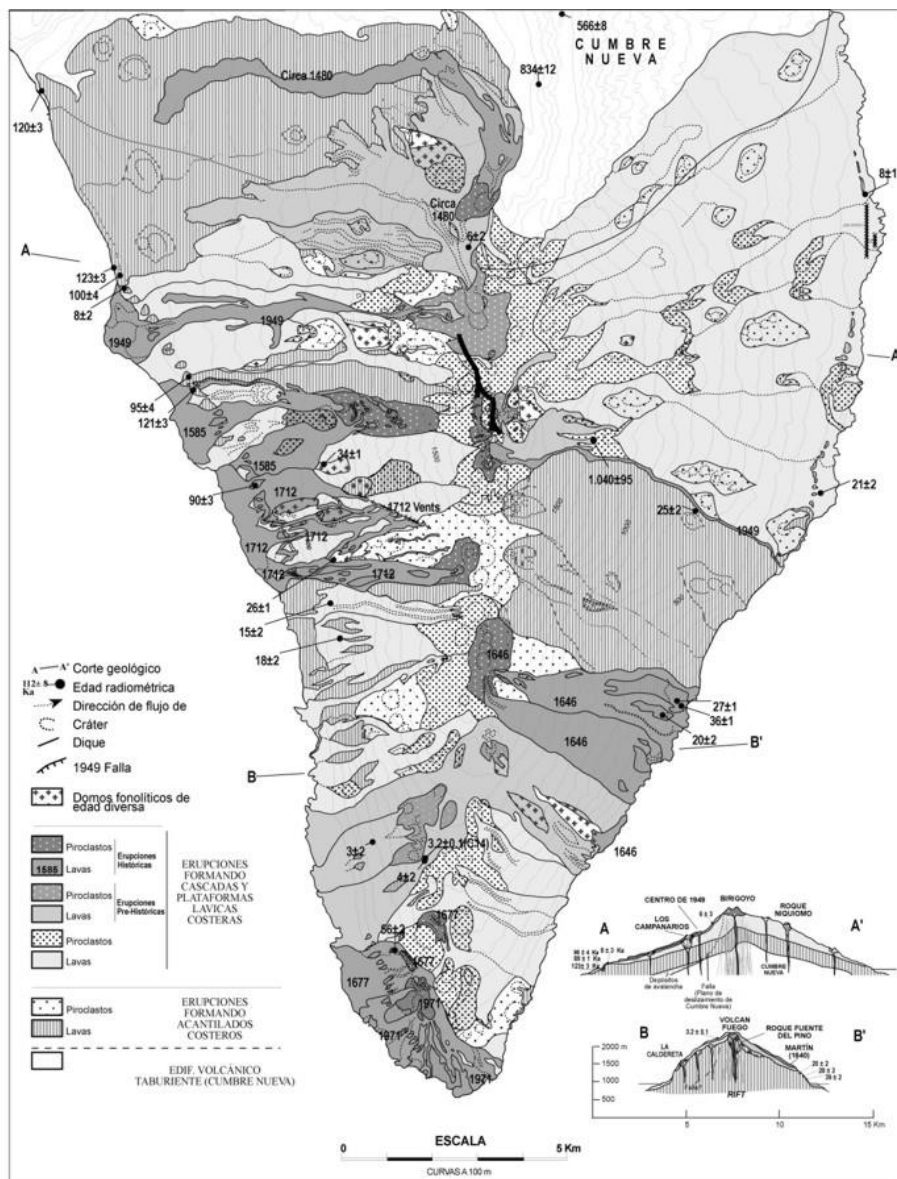


Fig. 2.12. Mapa geológico simplificado de Cumbre Vieja.

2.5.1. Erupciones formando acantilado costero (17-20)

Como se observa en el mapa de la Fig. 2.12, 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 las hojas de Los Llanos de Aridane (1085-I); ésta, de Santa Cruz de La Palma; 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 los “rifts”. 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 se intuyen otras menos patentes como la N 170°E definida por los edificios que aparecen en la zona de Los Llanos de Aridane, próximos a la línea de costa. Está integrada por los edificios de Mña Triana- La Laguna y Mña Todoque, que aparecen rodeados por estas coladas.

En esta hoja (Sta. Cruz de La Palma) los conos piroclásticos de esta unidad son de reducidas dimensiones, y se encuentran semienterrados por erupciones posteriores. La mayoría de ellos se sitúan en el sector SO de la hoja sin que se logren definir claramente alineaciones de edificios. No obstante, al observar el mapa de conjunto de toda la isla se pueden intuir que Mña Rajada y la de Los Moraditos se alinean según la directriz N-S. Por otra parte, los edificios del borde sur y oeste, de Mña de Gámez y El Paraíso representan la rama NO-SE. En el caso de Mña Rajada y Las Plantas se observa que forman parte de un conjunto de erupciones NO-SE de la hoja de El Pueblo. Como se ha comentado anteriormente, en esta última hoja se observan muy bien las tres ramas de los “rifts” que convergen prácticamente en el centro de la misma, a 120°.

Por último hay que citar un edificio compuesto por dos cráteres, que situado en las inmediaciones del aeropuerto forma parte de la rama NE-SO alineándose con otro localizado fuera de la hoja, al E de El Pueblo, en la zona de San Simón.

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. Domos y coladas de tetrilas y fonolitas (19)

En esta hoja sólo se ha cartografiado un antiguo domo fonolítico situado junto a Mña Enrique. Debido a la intensa alteración superficial que presenta no ha podido ser datado. Sí se dispone de datos de edad de los domos de Roque Teneguía y Mendo, con 56 y 26 Ka, respectivamente.

La composición de estos domos ha sido estudiada por Hausen (1969) y con gran detalle por Hernández Pacheco y De la Nuez (1983). Son de composición tefrítica y fonolítica.

Existe una frecuente asociación entre la localización de estos domos sálicos y erupciones basálticas más recientes e históricas. Este hecho puede estar relacionado con la mayor facilidad de acceso del magma a la superficie a través de estas estructuras, muy fracturadas. Concretamente en este caso, sobre el afloramiento citado, se puede señalar una alineación posterior, de orientación NO-SE, y constituida por los edificios de Mñ^a. de la Venta-Quemada-Enrique, etc.

2.5.1.3. Coladas de lavas basálticas (20)

Las coladas de esta unidad deberían ocupar casi todo el sector suroccidental de la hoja, pero están en una gran parte recubiertas por otras más recientes. No obstante, en la vecina hoja de Los Llanos de Aridane (1085-I), están muy bien expuestas llegando a formar un acantilado costero de menos de 100 m de altura. Se trata de lavas de composición basáltica, algunas de las cuales presentan una gran cantidad de xenolitos máficos de gran tamaño. Estas coladas se dirigen hacia el oeste, alcanzando la línea de costa en las inmediaciones del Puerto de Tazacorte, donde han sido datadas en 120(+/-3) Ka. En estos acantilados costeros se comprueba que los espesores no llegan a superar los 100 m de potencia, siendo además menores en esta hoja de Santa Cruz de La Palma.

Como se ha comentado anteriormente, estas coladas están ampliamente cubiertas por las del Grupo Birigoyo-La Barquita, y por las de Mñ^a Quemada. Así vez, ellas fosilizan a los materiales del Edificio Volcánico Bejenado (tanto del Estratovolcán Central, como de los centros laterales y periféricos).

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 así lo permiten.

2.5.2.1. Erupciones de plataforma indiferenciadas (23-25)

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 ha utilizado el término genérico de "erupciones de plataforma indiferenciadas". En esta hoja ocupan fundamentalmente el sector suroccidental, donde dan lugar a una plataforma avanzada sobre la costa, desde la zona de la Playa de Bajamar a la Playa del Hoyo. En muchos casos se pueden cartografiar canales, lóbulos y frentes de colada.

2.5.2.1.1. Conos de piroclastos basálticos (23)

Existen numerosos edificios que se pueden asignar a esta unidad dentro de esta hoja. Concretamente, se observan dos directrices fundamentales: La NO-SE, integrada por los edificios de Mñª Enrique y el grupo de Mñª de la Venta, y la NE-SO, representada por numerosos edificios. Entre otros edificios se pueden señalar la alineación de: "La Quebrada-La Pavona y Cuatro Caminos". Ambas ramas convergen hacia la zona de Mñª de la Venta, al sur de esta hoja, donde aparece la dorsal N-S que se prolonga hacia el extremo de la isla y hasta épocas históricas.

Como se ha comentado anteriormente, formando parte de la alineación NE-SO se pueden citar los edificios de: "La Quebrada-Mñª la Pavona y Cuatro Caminos". Todos ellos presentan un cráter en herradura abierto hacia el NE, si bien el grupo de Cuatro Caminos está peor conservado. Las Mñªs de Brejila y La Breña, se orientan según una directriz peor definida y más norteada (NNE-SSO), pero presentan cráteres mejor conservados y y son edificios piroclásticos de más entidad, compuestos por lapillis, escorias y bombas de composición basáltica. Por último, en la esquina SE de la hoja, a unos dos kilómetros al oeste del Aeropuerto, hay varios salideros de reducidas dimensiones (y mal conservados) que parecen orientarse según una directriz N60°E.

2.5.2.1.2. Coladas de lavas basálticas (25)

Como se ha comentado anteriormente, estas coladas discurren desde la zona de cumbres del sur de la hoja con dirección NE, dando lugar a una amplia plataforma en el sector comprendido entre la Punta de los Guinchos y el Aeropuerto. En general muestran un grado de conservación que permite identificar sus bordes de colada, y en algunos casos los canales lávicos. Asimismo, se observan algunos lóbulos y frentes de colada en la zona de El Llanito y San Miguel, que no llegan alcanzar la línea de costa.

En el flanco occidental (sin embargo) los afloramientos son muy escasos y constituyen pequeños islotes entre las coladas del Grupo Birigoyo-La Barquita. En general tienen composición basáltica.

2.5.2.2. Erupciones recientes (28-34)

En esta subunidad se han incluido los centros eruptivos datados en el Holoceno, si bien en esta hoja sólo están representados los del Grupo Birigoyo-La Barquita.

2.5.2.2.1. Grupo Birigoyo-La Barquita (28,29)

Forma una pareja de volcanes datados en 6 ± 2 ka, situados en el extremo norte del "rift" de Cumbre Vieja, definiendo una pequeña alineación norteada (N170°E). Sus lavas discurren hacia el Valle de Aridane, remansadas hacia el este por el escarpe del arco de Cumbre Nueva.

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. Aunque los centros de emisión se localizan en la vecina hoja de El Pueblo (1085 III-IV), hay

dos pequeños afloramientos de piroclastos en las inmediaciones de Mñª de la Venta (al oeste de este edificio que constituyen la parte más distal de los edificios volcánicos). Las coladas cubren una amplia extensión en todo este sector SO de la hoja.

2.5.2.3. - Erupciones prehistóricas (35-40)

Se incluyen aquí erupciones que, consideradas inicialmente como históricas, se han evidenciado como anteriores, con la excepción del San Antonio, mucho más antiguo. La erupción de Mñª Quemada sería también prehistórica tal como señalaron Hernández Pacheco y Vals (1982).

2.5.2.3.1. Mñª. Quemada -Volcán Martín (38,40)

La erupción en la que se forma el cono volcánico de Mñª. Quemada (Fig. 2.13), de aspecto muy reciente y localizado en el extremo norte de Cumbre Vieja, 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.

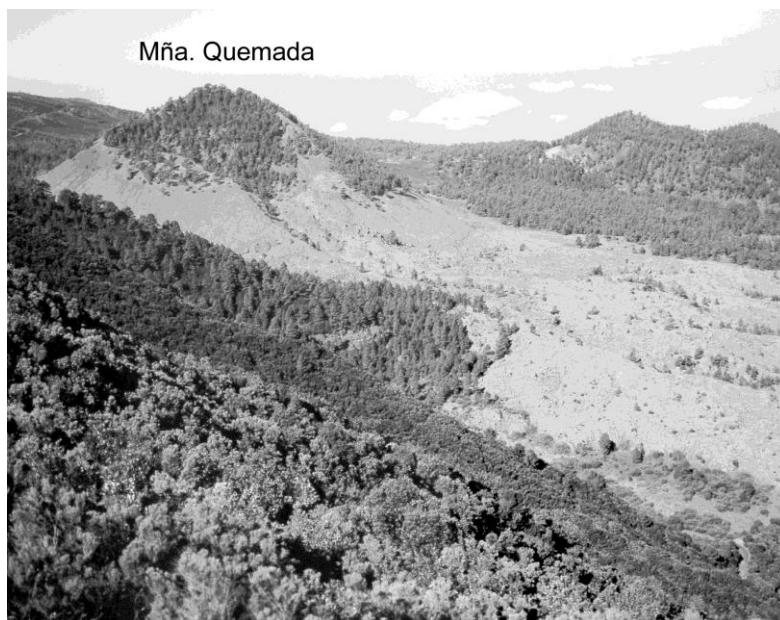


Fig. 2.13. Vista de Mñª. Quemada, erupción prehistórica localizada en el extremo norte de la dorsal de Cumbre Vieja

El cono piroclástico se sitúa en la zona de confluencia del Rítf N-S con la alineación NO-SE. Presenta una forma en planta algo irregular con el cráter bien conservado abierto en herradura hacia el NNE. En la falda sur del edificio se observa otro cráter pseudocircular. Las lavas son de composición basáltica y fluyen hacia el norte bordeando el arco de Cumbre Nueva y fosilizando tanto a las coladas de Birigoyo como a las que forman acantilado. Después de unos dos kilómetros van girando hacia el oeste y se canalizan entre los relieves de Mñª Colorada y Los Moraditos, adentrándose unos tres kilómetros en la hoja de los Llanos de Aridane. Se encuentran bien conservadas, pudiéndose seguir en foto aérea sus bordes, canales y "leves".

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 (Hoja 1085-I). También puede asignarse a esta unidad los sedimentos que rellenan el cauce del Barranco del Riachuelo, en esta hoja (1085-II).

2.6.1.1. Sedimentos de la Caldera de Taburiente

En el interior de la Caldera de Taburiente se presenta un número variado de facies sedimentarias, que ocupan posiciones distintas dentro de ella y que, además, aparecen como afloramientos desconectados unos de otros. Esto es debido a la enorme tasa de erosión que se ha producido desde su sedimentación hasta la actualidad dejando, en algunas ocasiones, materiales sedimentarios prácticamente inaccesibles, dado el relieve de estas laderas del interior de la Caldera.

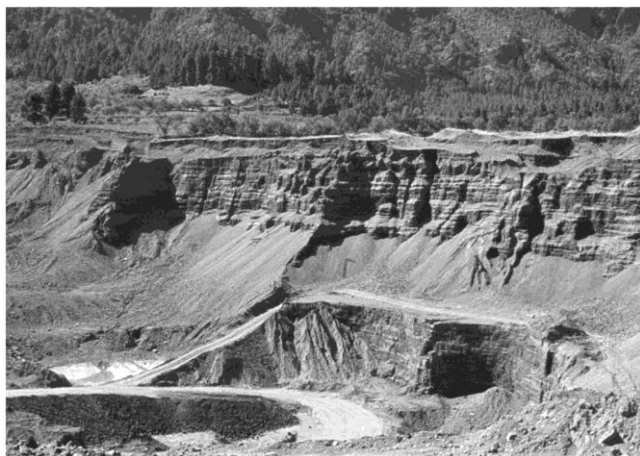
El predominio de las facies de arcillas formadas por decantación y los restos vegetales fósiles que contienen parecen indicar un ambiente de sedimentación de tipo lacustre (Vegas y colaboradores, 1999). No se puede precisar la extensión que alcanzaría este ambiente, pues gran parte de los afloramientos están erosionados. El desarrollo de este paleolago, o en su caso el conjunto de pequeñas lagunas interiores, indicaría que durante algún tiempo la caldera, o parte de ella, permaneció cerrada recibiendo un aporte de agua desde el borde del circo.

2.6.1.2. Materiales epiclásticos del “fan delta” lacustre de Cumbre Nueva (27).

Esta formación ha sido estudiada en detalle por Vegas y colaboradores (1999), que la interpretan como un ‘fan delta’ lacustre. Otra explicación posible, es que esta acumulación se deba al taponamiento de la salida del Barranco del Riachuelo (Fig. 2.14 A y B), al rellenarse el cauce con los conos periféricos del Bejenado ya descritos y con coladas de Cumbre Vieja.



A



B

Fig. 2.14. Vista de los sedimentos de relleno del cauce del Bco. del Riachuelo (A) Las coladas más tempranas del edificio volcánico Cumbre Vieja se apoyan en el techo de la formación sedimentaria . (B) Espesor de la formación sedimentaria.

El espacio de acomodación que existía en el momento de producirse la sedimentación de estos materiales era una pequeña cuenca, limitada por el arco de Cumbre Nueva, El Bejenado y toda una seriación de pequeños conos volcánicos. Esta depresión, en la que se originó un lago, recogió todo el aporte fluvial que provenía de estadios anteriores de la Caldera de Taburiente, a través del barranco de El Riachuelo, así como el aporte procedente de las laderas del arco de Cumbre Nueva. Durante este periodo la Caldera de Taburiente se comunicaba con la de Cumbre Nueva.

Al pie del escarpe de Cumbre Nueva se encuentra un depósito formado por todo el material procedente de la erosión de estas laderas, que presenta una morfología de abanico. Está constituido por unos materiales detríticos gruesos, mal seleccionados, asimilables a los depósitos de un abanico aluvial. Dado que este abanico progradaría dentro del lago descrito anteriormente, se puede afirmar que es un ambiente de sedimentación tipo "fan delta" lacustre. Estos "fan deltas" son muy comunes en los márgenes de lagos de zonas montañosas.

La zona subaérea del "fan delta" corresponde a los materiales situados en los alrededores de la Ermita de La Virgen del Pino, que en realidad es la parte más pequeña del abanico, donde aparecen "debris flows" y canales, que se producen por descargas fluviales efímeras. La zona de transición entre la parte subaérea y la submarina corresponde al frente deltáico, con una pendiente deposicional suave, donde se desarrollarían "foresets" de gravas. Estos depósitos no han podido ser identificados sobre el terreno, dada la escasez de afloramientos. La pendiente deposicional es mucho menor que en el caso del "fan delta" de Las Angustias. En el frente deltaico se producen fenómenos de transporte en masa conglomeráticos, favorecidos por la tasa de sedimentación de la zona, que incrementarían la presión del agua contenida en los poros de los sedimentos, generando corrientes de turbidez que se incorporan al prodelta. En este ambiente se encuentran capas delgadas de "debris flow" que, en algunas ocasiones, pueden rellenar canales en la zona de ruptura de pendiente. Ésta no debería ser muy acusada, pues no se encuentran fenómenos de "slumping". Hacia el centro de esta cuenca se concentran los mayores espesores de las capas de arcillas, que también son típicas de las partes distales del prodelta.

El modelo de sedimentación que más se asemeja al escenario descrito puede asociarse a una secuencia de "fan delta" que progresa desde el escarpe de Cumbre Nueva hasta llegar al ambiente lacustre.

2.6.2. Sedimentos holocenos

2.6.2.1. Aluvial (relleno de barranco) (53)

El aluvial reciente del arco de Cumbre Nueva se restringe a una franja que discurre bordeando las lavas de Cumbre Vieja, partiendo desde las inmediaciones de Mña. Quemada. Este barranco se alimenta con los arrastres de los bordes del piedemonte, de gran desarrollo, que recubre la base del arco de Cumbre Nueva.

En el sector NE de la hoja, los Bcos. De la Madera y Juan Mayor se unen en la zona costera dando lugar a una amplia superficie a modo de abanico aluvial sobre la que se asienta la ciudad de Santa Cruz de La Palma.

Otro barranco labrado en las lavas del escudo volcánico de Cumbre Nueva es el de La Laja, que se localiza en las inmediaciones de la localidad de San Pedro. Se observa que este barranco queda interrumpido por las coladas de plataforma que cubren toda esta zona del aeropuerto hasta Punta de los Guinchos.

En general, estos depósitos de acarreo son siempre de cantos basálticos subredondeados, de tamaño muy variable, desde grandes bloques (muchos originados en desprendimientos de las paredes) hasta arenas gruesas.

2.6.2.2. Coluviones y depósitos de ladera (54)

Adosados al escarpe de Cumbre Nueva aparecen todo un rosario de afloramientos de coluviones y depósitos de ladera. Esta acumulación de 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.

Los piedemontes presentan la típica estructura en capas de diferente granulometría. En general, están poco a nada encalichados y no se encuentran atravesados por diques.

2.6.2.3. Playas de arenas y cantos (56)

En la hoja, la única playa digna de mención es la de Bajamar, localizada al sur del Puerto y hasta la Punta de San Carlos.

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.

Está constituida por una acumulación de bloques, cantos y arenas basálticas, con su característico color negro. En general el espesor del depósito es escaso.

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 Garafía y Taburiente, como de la dorsal de Cumbre Nueva, Bejenado y Cumbre Vieja, ya que ocupa una posición central en la isla, participando de los elementos del EVN y del Sur. Concretamente, los materiales que ocupan de forma mayoritaria la hoja son los del Taburiente superior y Bejenado. Así se analizará principalmente la geología estructural y tectónica del “rift” o dorsal de Cumbre Nueva, uno de los “rifts” del edificio volcánico Taburiente, así como del edificio volcánico Bejenado y el posterior “rift” de Cumbre Vieja.

3.1. ALINEACIONES Y ENJAMBRES DE DIQUES

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

Al realizar una observación de conjunto de toda la isla se observa que los diques asociados al Edificio Volcánico Garafía tienen una distribución radial NO a NE en los afloramientos de esta formación. Si bien, en concreto en esta hoja estos materiales de Garafía son muy escasos, y no se podrían establecer estas pautas, salvo que se haga la cartografía en conjunto.

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 los diques que afloran lo hacen en esta aquí estudiada (1085-II) y en la vecina de Los Llanos de Aridane (Hoja 1085-I) y están relacionados con uno de los “rifts” del EVN ya mencionados, concretamente con el meridional, al que pertenece la actual dorsal de Cumbre Nueva. Estos diques conforman dos grupos bien definidos en la zona de El Time, con dirección predominante N 50°-60°E, y en el arco de Cumbre Nueva, con dirección predominante 180°.

Los diques asociados al edificio Taburiente muestran una distribución radial pero con tendencias de reagrupamiento en tres direcciones principales a N 120°: Así en la zona de Puntagorda a Garafía sería la rama NO. Entre Barlovento y Puntallana se desarrolla la rama NE y por último, la N-S desde el Time al “Arco de Cumbre Nueva”, que es la que aparece bien expuesta en esta hoja.

En el edificio volcánico Cumbre Vieja apenas afloran diques, aunque en el interior de la dorsal debe existir un apretado enjambre de dirección N-S, formando un “rift” muy definido (ver cortes en la Fig. 2.12). 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.

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.

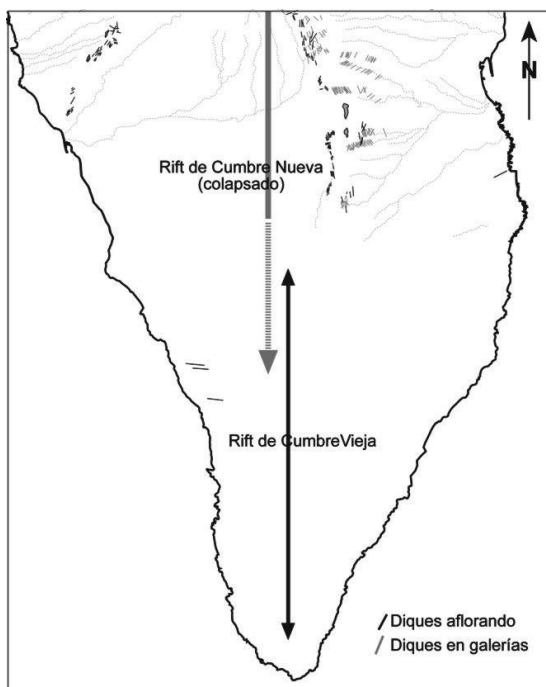


Fig. 3.1. Esquema de la disposición de los "rifts" y de los diques en el sur de La Palma.

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 afecta a esta Hoja del sector sur de la isla, (LPS) la descripción se centrará en el "rift" (N-S) que es 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 iniciando 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 Edificio 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 en 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.

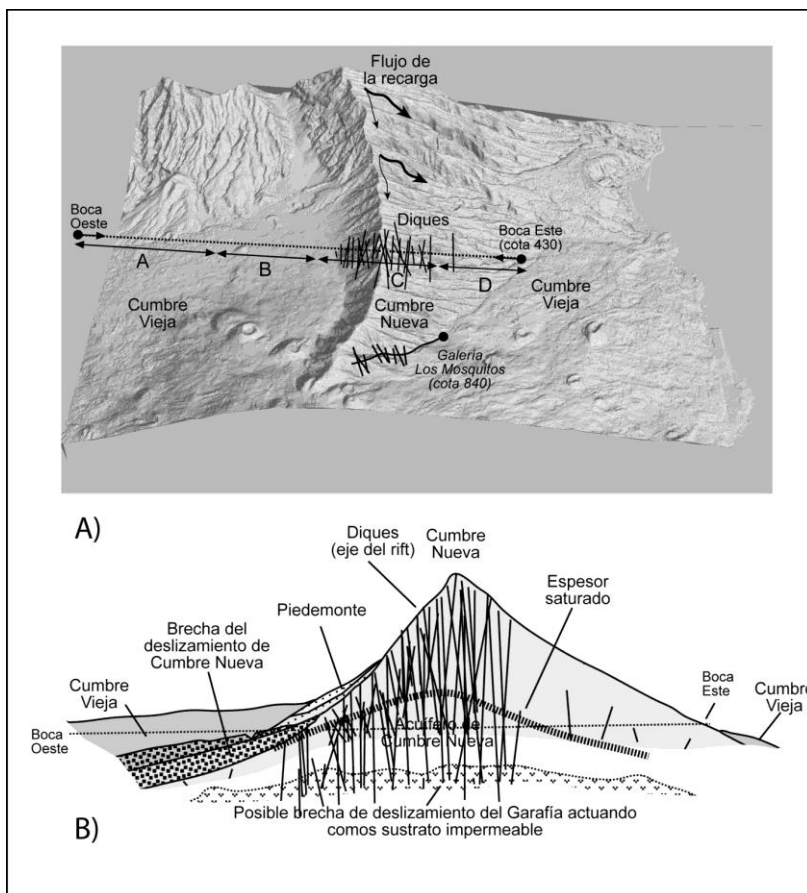


Fig. 3.2. Trazado (A) y corte geológico esquemático (B) por el túnel para trasvase de agua que atraviesa la dorsal de Cumbre Nueva.

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 el 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.

to 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 en Gran Canaria, El Hierro o Tenerife. La escasa definición alcanzada aquí 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.

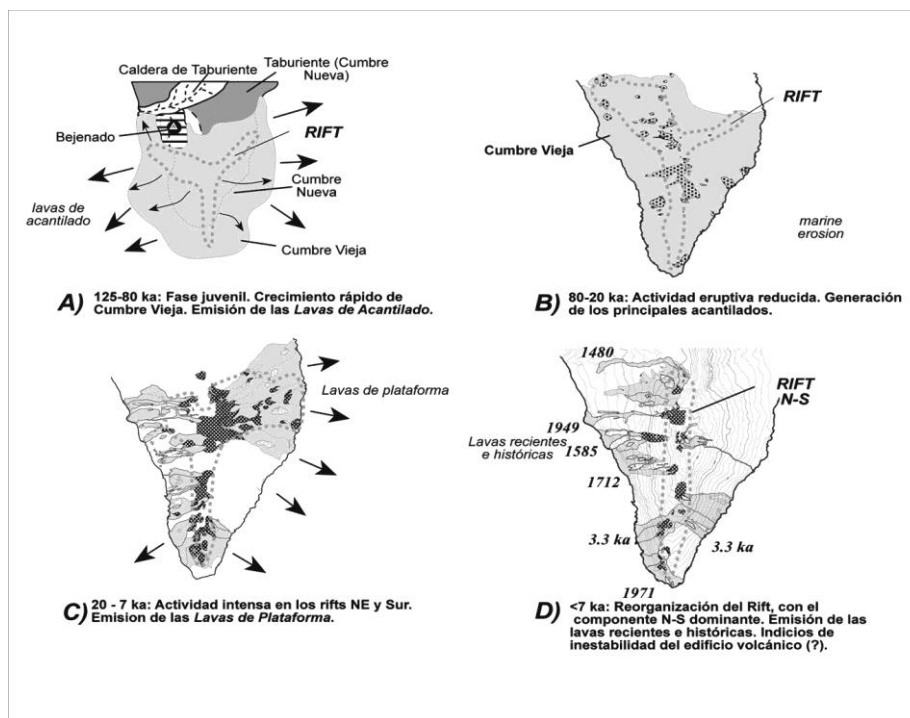


Fig. 3.3. Esquema que ilustra de forma simplificada la evolución del “rift” de Cumbre Vieja.

En concreto en esta hoja se observa claramente como las alineaciones de los edificios del Taburiente superior se alinean según las dos ramas (NO y NE, respectivamente), las cuales llegan a converger a pocos kilómetros del borde sur, dentro de la hoja de El Pueblo. Desde la costa de Punta Gaviota a la Mñª de la Venta, se observa una alineación NE-SO definida por los edificios de: Cuatro Caminos- Mñª la Pavona y La Quebrada. En la alineación NO-SE se pueden señalar los siguientes edificios: Mñª de

la Venta-Cráteres del Refugio-Mñ^a Quemada-Mñ^a Enrique-y por último, otro edificio muy dismantelado, que se sitúa a un kilómetro (al NO) del anterior.

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 ó 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. Sobrepassado 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).

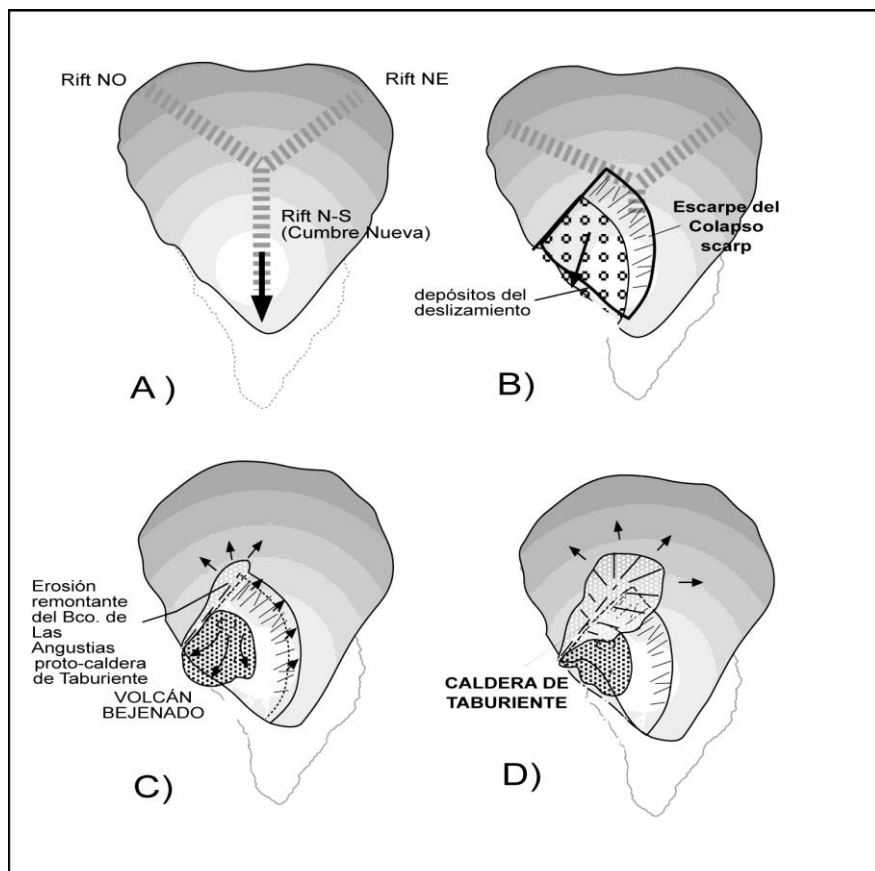


Fig. 3.4. Evolución del "rift" de Cumbre Nueva y génesis del deslizamiento que formó el Valle de Aridane y la Caldera de Taburiente.

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).

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. 2.7) 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. 2.12).

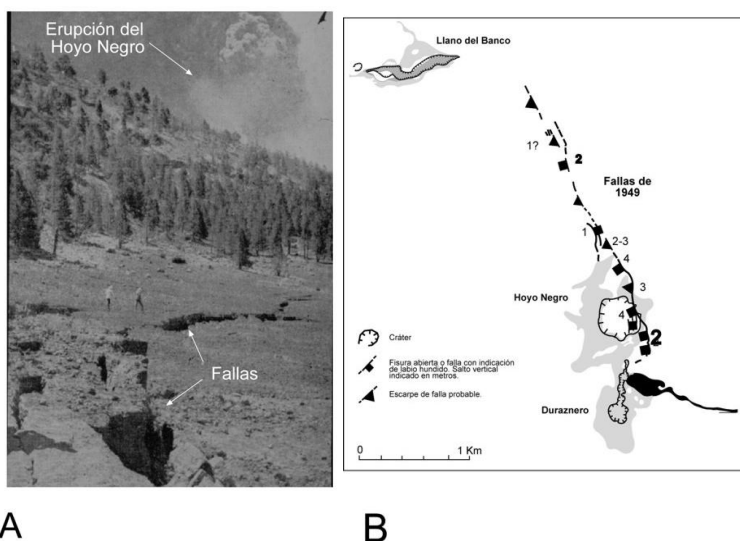


Fig. 3.5 A) Fotografía de la falla de 1949 (en Bonelli Rubio, 1950).
B) Esquema que indica una posible disposición de la falla de 1949.

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, a la que corresponde esta memoria de Santa Cruz 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, 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 Tine y el Barranco 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 LPS 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 Barranco del Riachuelo. Encajamiento del Barranco 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 del 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 de LPS (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 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 incrementa 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 5.8, 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), Número 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 VOLCÁNICO TABURIENTE: PETROLOGÍA

5.1.1. Taburiente inferior (5)

Los materiales que constituyen esta unidad en la hoja aquí estudiada, forman parte del cantil oriental de La Caldera de Taburiente y del Barranco de Las Angustias. Concretamente en esta hoja aparecen en el cantil oriental de la Caldera de Taburiente. 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 de ellos,maclados y zonados. No se observan procesos de alteración significativos. Los fenocristales de olivino, menos frecuentes, presentan secciones idio-subidiomorfos, 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 olivínico-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.

5.1.2. Taburiente Superior (8)

Los materiales lávicos que constituyen esta formación aparecen en la parte NE de la Hoja. Del muestreo efectuado 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 piroxénico-olivínicos y Basaltos piroxénico-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 piroxénico-olivínicos, con mayor desarrollo porfídico, están constituidos por fenocristales máficos sobre una matriz microcristalina. Los fenocristales de augita presentan secciones idio-subidiomorfos macladas y zonadas, de tonos pardo-amarillentos, que incluyen minerales opacos. Los cristales de olivino, subordinados a los clinopiroxenos, son frecuentemente alotriomorfos, con bordes corroidos 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: Son más abundantes en los afloramientos de la vecina Hoja de Los Llanos de Aridane (1085-I), en la costa de Tijarate-Punta de los Gomer. 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 egiirina 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 hipo-cristalinas 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 anfíboles, en los que son frecuentes las aureolas de reacción de clinopiroxenos y minerales opacos.

5.2. 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 Tabla 5.1, en la que se incluyen datos de la unidad de Cumbre Nueva de Drury y colaboradores (en prensa).

La proyección en el diagrama clasificatorio TAS (Fig. 5.1) 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-fonolitas 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 La Palma.

Tabla 5.1. Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del edificio volcánico Taburiente

Nº Muestra	Taburiente Inferior				Taburiente Superior	
	44	48	122	125	240	241
SiO ₂	43,59	44,20	45,21	46,02	49,14	43,78
TiO ₂	2,24	2,12	3,16	3,38	2,84	3,99
Al ₂ O ₃ 000	11,23	12,24	18,30	15,21	18,71	16,20
Fe ₂ O ₃	2,89	6,58	5,13	5,95	3,46	4,97
FeO	7,94	7,18	6,09	8,59	4,45	7,53
MnO	0,15	0,18	0,23	0,18	0,17	0,22
MgO	14,13	9,84	3,76	5,50	3,11	5,57
CaO	13,54	11,86	10,15	10,78	7,35	10,77
Na ₂ O	2,58	2,61	4,68	2,89	6,96	4,78
K ₂ O	0,77	0,68	2,21	0,79	3,01	1,18
P ₂ O ₅	0,59	0,91	1,08	0,71	0,80	1,01
H ₂ O+CO ₂ O	0,32	0,97	0,44	0,10	0,48	0,36
Cr	602	453	9	23	12	27
Ni	252	179	0	36	0	28
Co	62	51	22	44	17	40
Sc	33	24	8	24	5	18
V	304	298	200	339	201	332
Cu	115	86	20	43	20	33
Pb	3	3	7	2	6	5
Zn	109	112	201	132	115	147
Sn	2,07	2,80	2,99	3,35	3,48	4,34
Mo	8,06	2,79	3,22	2,19	3,31	2,42
Rb	24	22	47	16	26	19
Cs	0,66	0,33	0,54	0,23	1,30	1,06
Ba	310	481	599	317	923	511
Sr	700	968	1142	811	1366	999
Tl	0,04	0,02	0,05	0,02	0,05	0,01
Ga	19	20	24	23	26	24
Li	9,43	6,70	6,80	4,40	12,70	9,61
Be	1,92	2,05	2,94	1,49	3,63	3,93
Ta	3,64	4,93	5,84	2,75	7,55	4,45
Nb	51	92	103	51	147	83
Hf	5,95	6,15	7,73	5,30	7,89	7,32
Zr	252	296	384	217	441	346
Y	24	30	37	31	31	34
Th	3,86	4,74	5,58	4,27	10,15	4,60
U	0,91	1,21	1,50	1,15	2,46	1,21

Tabla 5.1.(Cont.) Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del edificio volcánico Taburiente

Nº Muestra	Taburiente Inferior				Taburiente Superior	
	44	48	122	125	240	241
La	41,89	54,79	66,91	54,60	76,54	57,13
Ce	87,01	112,44	139,04	108,88	144,23	121,05
Pr	10,78	13,94	16,33	12,81	16,07	15,04
Nd	44,69	55,76	64,49	50,23	59,38	62,04
Sm	8,76	10,70	12,43	10,17	10,86	12,28
Eu	2,64	3,42	3,76	3,13	3,43	3,58
Gd	7,69	9,28	10,59	9,32	9,33	10,44
Tb	1,05	1,23	1,45	1,28	1,29	1,46
Dy	5,19	6,09	7,42	6,43	6,33	7,11
Ho	0,97	1,08	1,37	1,17	1,11	1,27
Er	2,25	2,49	3,23	2,71	2,71	2,97
Tm	0,31	0,34	0,45	0,38	0,39	0,41
Yb	1,83	2,00	2,47	2,04	1,98	2,39
Lu	0,25	0,26	0,38	0,29	0,29	0,32
Or	4,55	4,02	13,06	4,67	17,79	6,97
Ab	1,72	19,42	17,32	24,45	22,46	16,99
An	16,79	19,68	22,4	26,2	10,92	19,26
Ne	10,9	1,44	12,07	0	19,74	12,71
Di	37,06	26,33	16,62	18,24	16,01	21,97
Hy	0	0	0	7,75	0	0
Ol	18,83	11,84	2,59	2,01	0,82	4,98
Mt	4,19	9,54	7,44	8,63	5,02	7,21
Il	4,25	4,03	6	6,42	5,39	7,58
Hem	0	0	0	0	0	0
Ap	1,37	2,11	2,5	1,64	1,85	2,34
ID	17,16	24,88	42,45	29,12	59,99	36,67
IAIk	1,31	1,32	1,64	1,33	2,24	1,57
IP	0,45	0,41	0,55	0,37	0,79	0,56
FEMG	0,16	0,12	0,15	0,24	0,08	0,16
Mg #	73,05	60,3	41,53	44,37	45,4	48,42

44. Basanita. Cantil Norte de la boca de la Caldera, a la cota 50 m. MAGNA

48. Basanita. Pared Norte de la Caldera, desde abajo, cota 650 m. MAGNA

122. Tefrita. Taburiente Superior: Coladas basálticas. MAGNA

125. Basalto. Taburiente Superior: Coladas basálticas. MAGNA

240. Tefri-Fonolita. Costa de Tijarafe - Pta Los Gomerros, cota 350 m. MAGNA

241. Bsn/Tefr. Costa de Tijarafe - Pta Los Gomerros al norte, cota 392 m. MAGNA

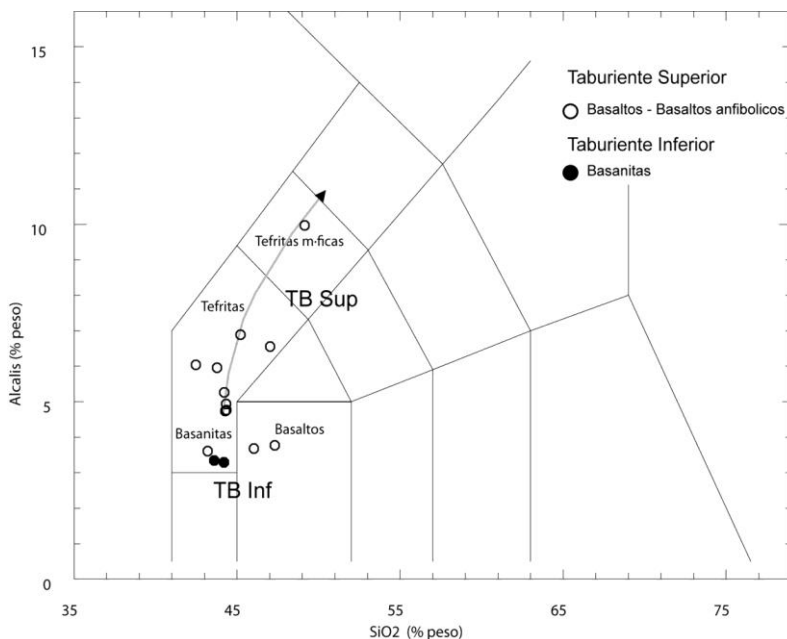


Fig. 5.1. Diagrama TAS del edificio volcánico Taburiente Inferior y Superior.

Esta secuencia composicional se evidencia en el diagrama AFM, (Fig. 5.2), 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 tefri-fonolíticos máficos, que presentan un marcado incremento de los valores de alcalinidad (IAK 1.6-2.2), con decrecimiento de los componentes ferro-magnesianos.

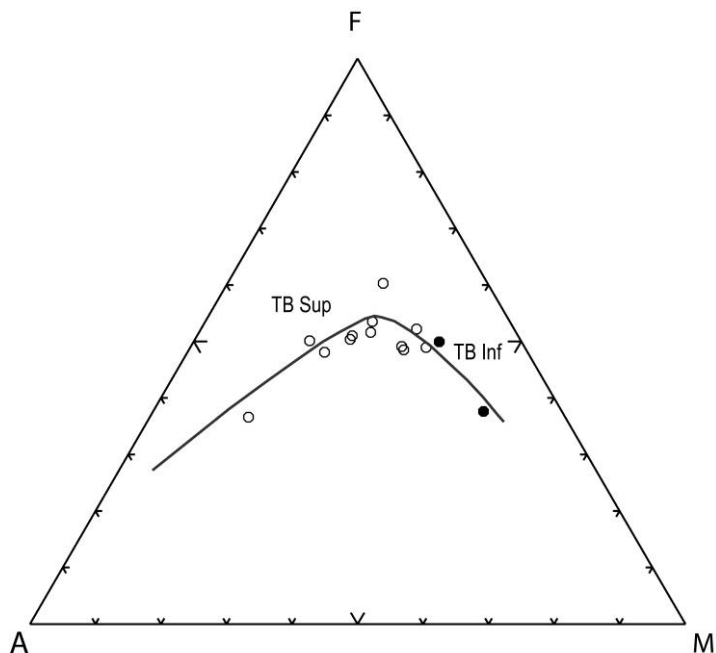


Fig. 5.2. Diagrama AFM del edificio volcánico Taburiente Inferior y Superior. Símbolos como en la Fig. 5.1.

Estas diversidades composicionales se evidencian en los diagramas de variación de los elementos mayoritarios en confrontación con los contenidos en SiO_2 (Fig. 5.3), así como en las relaciones $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{t}$ y TiO_2 , frente al MgO (Fig. 5.4) y el diagrama de elementos menores (Fig. 5.5). En el diagrama correspondiente a los elementos mayoritarios frente a los contenidos en SiO_2 (Fig. 5.3) 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.

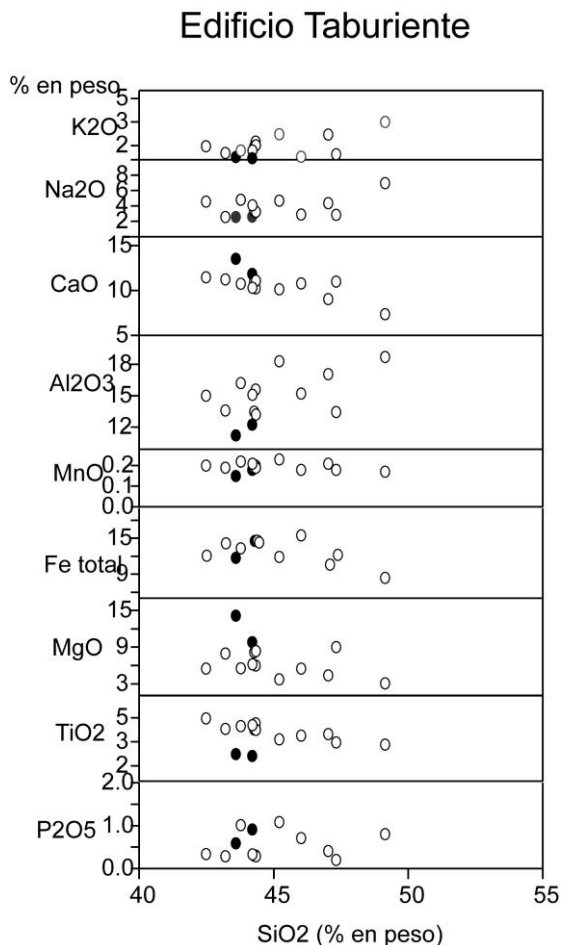


Fig. 5.3. Diagrama de variación de elementos mayores del edificio volcánico Taburiente Inferior y Superior. Símbolos como en la Fig. 5.1.

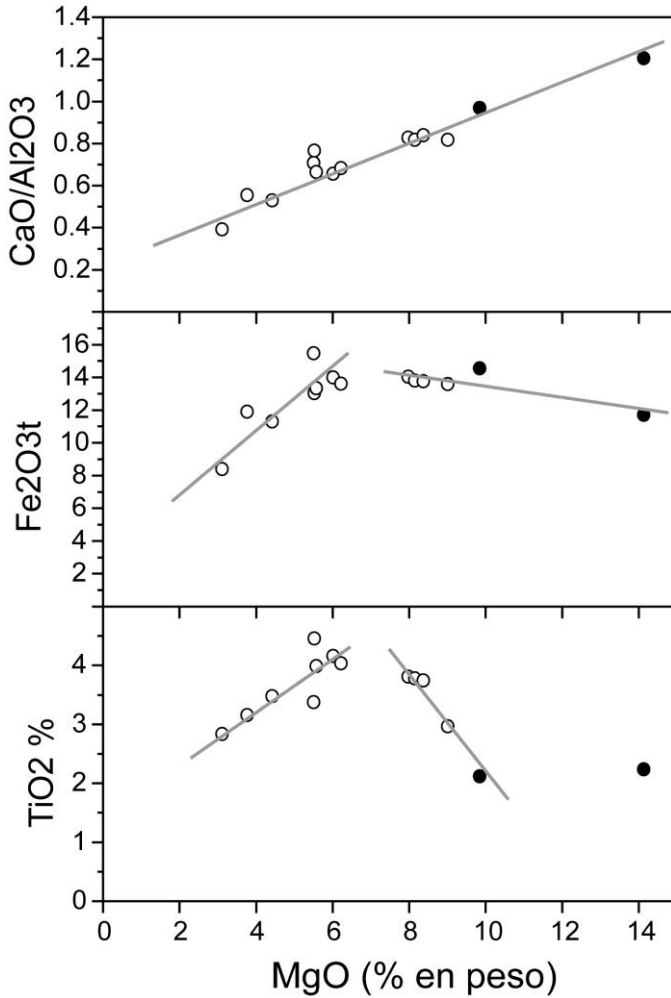


Fig. 5.4. Diagrama de variación de $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ y de elementos ferromagnesianos frente a los contenidos en MgO del edificio volcánico Taburiente Inferior y Superior. Símbolos como en la Fig. 5.1.

En cuanto a la variación de los elementos menores frente al MgO (Fig. 5.5) 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).

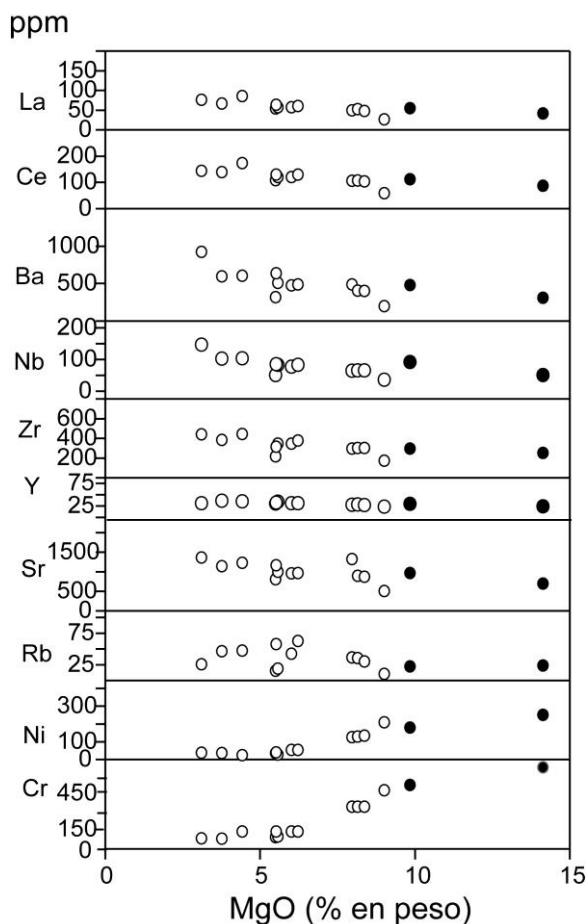


Fig. 5.5. Diagrama de variación de elementos menores del edificio volcánico Taburiente Inferior y Superior. Símbolos como en la Fig. 5.1.

En el diagrama de variación de las Tierras Raras (REE), condriticamente normaliza-

dos, (Fig. 5.6), 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~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.

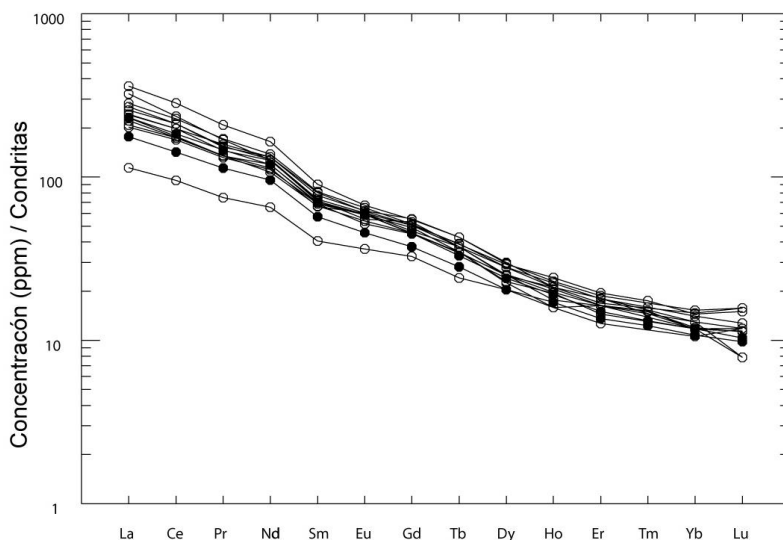


Fig. 5.6. Concentraciones de REE normalizadas-condritas del edificio volcánico Taburiente Inferior y Superior. Símbolos como en la Fig. 5.1.

5.3. EDIFICIO VOLCÁNICO BEJENADO: PETROLOGÍA

5.3.1. El estratovolcán principal

5.3.1.1. Centros de emisión y depósitos hidromagmáticos (11)

Los depósitos hidromagmáticos están constituidos por niveles de **tobas poligénicas** que afloran puntualmente en el Barranco de Las Angustias, constituidas en parte por fragmentos (<1.5 mm) vítreos amarillentos vesiculares, algunos sub-redondeados y

ameboides, que incluyen microcristales de olivino y otros fragmentos vítreos de color rojizo, debido a procesos de oxidación. Aparecen asimismo algunos microlitos de plagioclasa y pseudomorfos de olivino iddingsitizados. Estos depósitos incluyen fragmentos líticos de diversa constitución, unos de basaltos negros vacuolares con microcristales de olivino y plagioclasa y otros de basaltos augíticos hipocristalinos con una matriz constituida por laminillas de plagioclasa, clinopiroxenos, olivinos iddingsitizados y opacos. En los espacios intra-fragmentales se presentan numerosos cristales de piroxeno y plagioclasa, mientras que la matriz carece de arcilla cementante y en la pasta sólo se observa la presencia de minerales micáceos y vidrio volcánico oxidado.

5.3.1.2. Lavas basálticas (12)

Como se ha comentado anteriormente, estos materiales lávicos afloran en el extremo NO 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 piroxénico-anfibólicos. Los afloramientos más orientales situados en cotas inferiores (~1070 m) responden petrológicamente a basaltos olivínico-piroxénicos, con algunas diferencias texturales.

Basaltos piroxénico-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 anfibol 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 albíta-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.

5.3.1.3. Centros laterales y terminales diferenciados (16)

Los materiales lávicos que constituyen esta formación afloran en la parte NO de la Hoja, 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 Hiedra, 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 mas frecuente. Presentan textura porfídica seriada con minerales máficos (40-47%) y feldespatos-feldespatoides (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 idiomorfas 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-subidiomorfas 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 feldespatoides del tipo haüynoseana, 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 bordes 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 subidiomorfas 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, clino-

piroxenos 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 haüyna 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.

5.4. 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 5.2 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. 5.7) evidencia una importante variación composicional, que refleja en parte la diversidad petrológica anteriormente establecida.

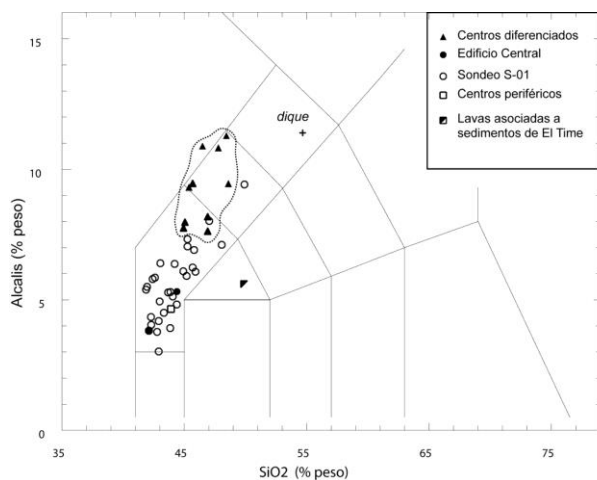


Fig. 5.7. Diagrama TAS del edificio volcánico Bejenado.

Tabla 5.2. Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del edificio volcánico Bejenado

	Edificio Central		Centros periféri-		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 ₃ 000	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
Hf	5,95	6,15	7,73	5,30	7,89	7,32		
Zr	252	296	384	217	441	346		
Y	24	30	37	31	31	34		
Th	3,86	4,74	5,58	4,27	10,15	4,60		
U	0,91	1,21	1,50	1,15	2,46	1,21		
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
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

Tabla 5.2. (Cont.) Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del edificio volcánico Bejenado

	Edificio Central		Centros periféri-		Centros diferenciados			Dique
Nº Muestra	73	BP-10	45	273	72	81	82	221
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

Los materiales del edificio principal de Bejenado 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. 5.7. 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 5.2.(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	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

Tabla 5.2. (Cont.) Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del edificio volcánico Bejenado

Nº Muestra	Centros diferenciados						
	BP-1	BP-2	BP-3	BP-4	BP-7	BP-8	BP-9
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
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)

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.

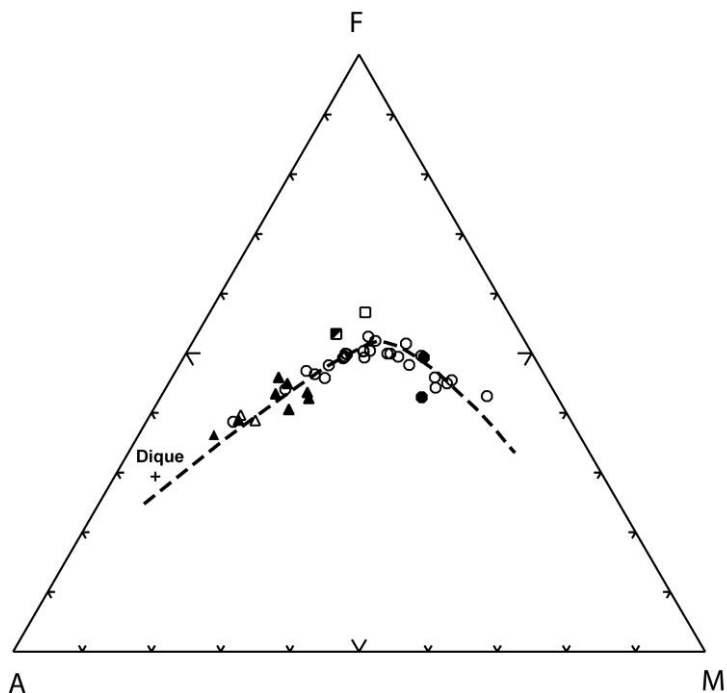


Fig. 5.8. Diagrama AFM del edificio volcánico Bejenado. Símbolos como en la Fig. 5.7.

En su conjunto estas variaciones composicionales se ponen de manifiesto en el diagrama AFM (Fig. 5.8), 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 ($IAIk$ 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.

Estas variaciones composicionales se evidencian asimismo en los diagramas de confrontación de los elementos mayoritarios frente a los contenidos en SiO_2 (Fig.5.9), 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 –tefri-fonolitas–. 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.

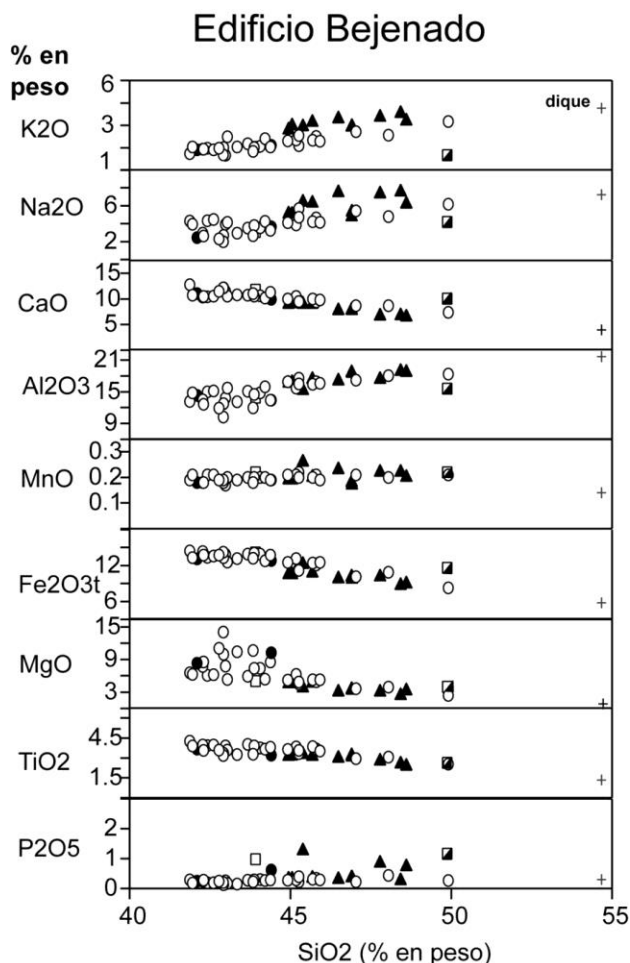


Fig. 5.9. Diagrama de variación de elementos mayores del edificio volcánico Bejenado. Símbolos como en la Fig. 5.7.

La confrontación de la relación $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ y TiO_2 , frente a los contenidos en MgO (Fig.5.10) 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.

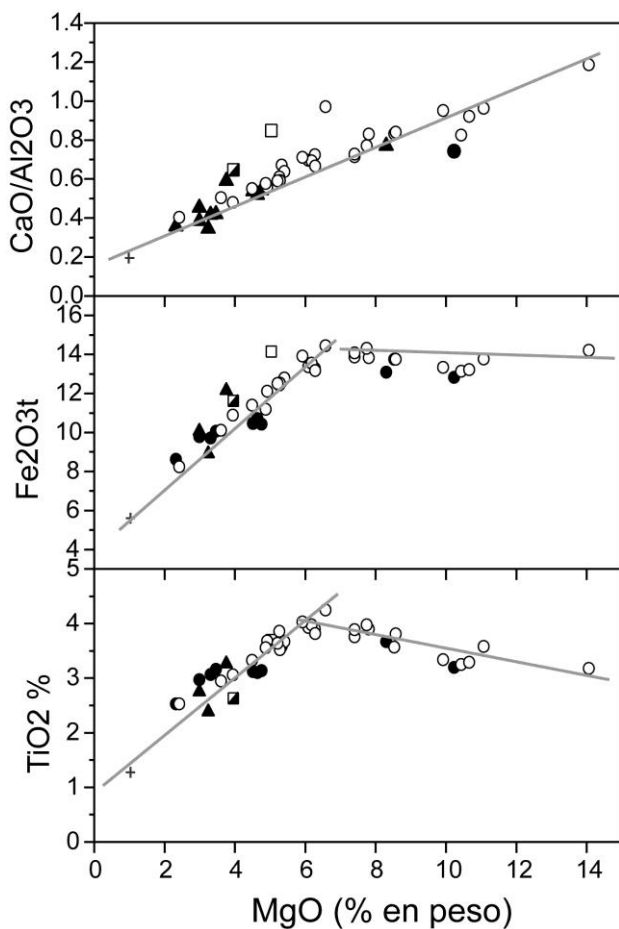


Fig. 5.10. Diagrama de variación de CaO/Al₂O₃ y de elementos ferromagnesianos frente a los contenidos en MgO del edificio volcánico Bejenado. Símbolos como en la Fig. 5.7.

Estas tendencias evolutivas se hacen asimismo evidentes en la confrontación de los elementos traza frente a los contenidos en MgO, (Fig. 5.11), en la que se observa la existencia de un punto de inflexión sobre MgO~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.

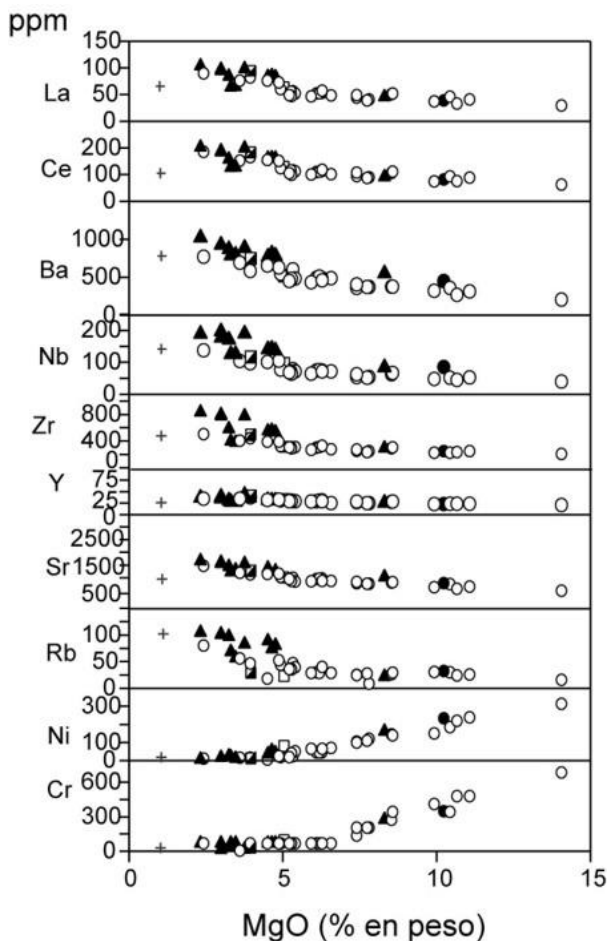


Fig. 5.11. Diagrama de variación de elementos menores del edificio volcánico Bejenado. Símbolos como en la Fig. 5.7.

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. 5.12). Se observa una secuencia casi continua, con incrementos progresivos de las relaciones (La/Yb) con valores relativamente bajos en las coladas basaníticas 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 basaníticas y fono-tefríticas. Los materiales lávicos de los centros periféricos (Fig. 5.13) 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. 5.12) 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.

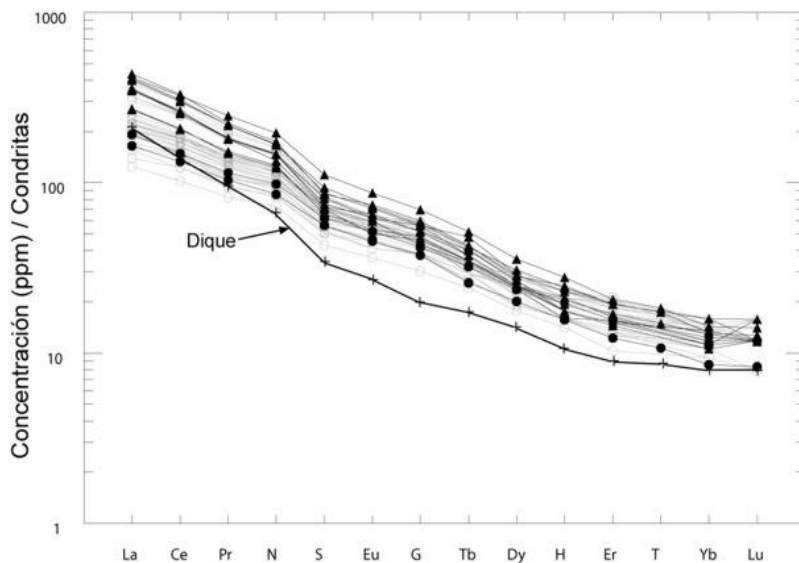


Fig. 5.12. Concentraciones de REE normalizadas-condritas de los materiales lávicos del edificio volcánico principal del Bejenado. Símbolos como en la Fig. 5.7.

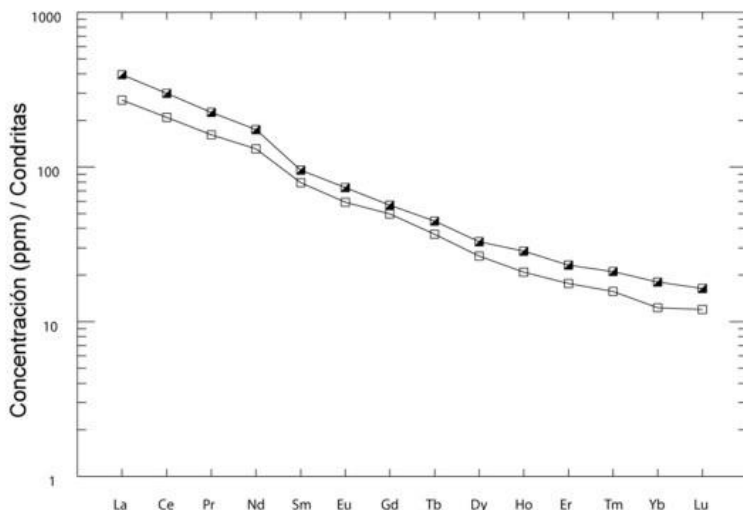


Fig. 5.13. Concentraciones de REE normalizadas-condritas de los materiales lávicos de los centros periféricos del edificio volcánico Bejenado. Símbolos como en la Fig. 5.7.

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.

5.5. EDIFICIO VOLCÁNICO CUMBRE VIEJA: PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA

5.5.1. Erupciones formando acantilado costero: Petrología

5.5.1.1 Conos y depósitos de piroclastos 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-subidiomorfas, distribuidos de forma seriada, con algunos cristales que presentan aspectos xenomorfs microfracturados. Los fenocristales de augita titanífera son predominantemente idiomorfs 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

olivino y clinopiroxeno, que se concentran en la parte externa. Los minerales opacos presentan pequeñas secciones subidiomorfas 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.

5.5.1.2. Domos y coladas fonolíticas (19)

Los materiales intrusivos que constituyen esta formación están constituidos por una serie de episodios eruptivos que dieron lugar a diversas tipologías de domos y domos-colada, cuyas condiciones de afloramiento se presentan en el apartado 2.5.1.2. Han sido descritos en diversos estudios anteriores –Hausen (1969), Yllescas (1977), Hernández-Pacheco y de la Nuez (1983)–, donde se presentan en detalle sus características morfológicas, su petrología y algunas de sus características geoquímicas.

Los afloramientos muestreados en esta hoja son menos numerosos que los existentes en la vecina hoja de El Pueblo (1085 III-IV), ya que estos materiales se extienden hacia el sur hasta el Roque Teneguía, atravesando la hoja de El Pueblo y alcanzando la Hoja de Los Canarios (1087 I-II).

Petrologicamente los materiales pueden encuadrarse básicamente en tres tipologías: Tefritas fonolíticas, fonolitas máficas y fonolitas/fonolita-traquílica, aun cuando dentro de un mismo afloramiento puedan presentarse variaciones litológicas dentro del espectro composicional presentado.

Tefritas-fonolíticas: Son los términos más básicos de la secuencia litológica. Se han muestreado los afloramientos de: Los Campanarios, El Cabrito y Mendo. Presentan texturas porfídicas seriadas, con fenocristales en proporciones variables (36-60%) de la totalidad de la roca, sobre una matriz microcristalina feldespática. Los fenocristales de plagioclasa pueden llegar a ser abundantes, como se observa en el afloramiento del Cabrito, con secciones idio-subidiomorfas macladas polisintéticamente y microcristales en forma de listoncillos que destacan sobre la matriz feldespática. Los fenocristales de anfíbol, en secciones pleocroicas pardo-rojizo con ligeros bordes de oxidación y tamaños seriados, incluyendo microcristales de apatito y minerales opacos. Los cristales de augita y de augita con egirina, presentan secciones idio-subidiomorfas de color pardo y núcleos verdosos en los términos más egirínicos. Los feldespatoideos son principalmente cristales de haüyna en pequeñas secciones euhédricas de tonos azulados y finas inclusiones aciculares opacas en los bordes. Los minerales opacos son relativamente frecuentes en microcristales subidiomorfos algo corroídos, junto con otros accesorios como cristales de apatito y de esfena. La matriz, poco vacuolar, está constituida por un entramado afelpado de feldespatos y cristales incipientes de clinopiroxeno y opacos.

Fonolitas máficas: Son términos relativamente frecuentes –Fuente Pino de La Virgen (Hoja de Los Canarios), Dña. María, Niquiamo–, con texturas porfídicas hialopiliticas, típicas de las fonolitas, aun cuando puedan presentar un relativo contenido en minerales máficos (15-20%). Los fenocristales de feldespato alcalino, tipo anortoclasas, se presentan en secciones prismáticas con típico micromaclado o formando agregados microcristalinos. Los fenocristales de anfíbol tipo hornblenda, se presentan en secciones idiomorfos con marcado pleocroismo pardo-rojizo y los de augita con egirina forman secciones idiomorfos de tonos pardo-amarillento con núcleos verdosos. Los

feldespatoides de tipo haüyna son frecuentes, en secciones idio-subidiomorfas en gradación de tamaños de meso a microcristales. Algunas en típicas secciones de tonos azulados y enrejados de minipartículas opacas distribuidas linealmente en el interior de los cristales. Los minerales opacos son poco frecuentes, en pequeñas secciones cuadrangulares, junto a minerales accesorios como esfena y cristales de apatito. La matriz poco vesicular está constituida principalmente por microcristales feldespáticos alcalinos, algunos tabulares y otros aciculares, que forman un entramado que incluyen pequeños cristales de clinopiroxeno y opacos puntuales.

Fonolitas: Predominan en el Roque Teneguía y en el cantil próximo al Teneguía, (Hoja de Los Canarios). Son el término más alcalino y diferenciado, con bajos contenidos en minerales máficos y un mayor contenido de matriz feldespática alcalina. Los mesocristales de feldespato alcalino presentan pequeños prismas groseramente orientados según la dirección de flujo. Esporádicamente se observan algunos cristales de plagioclasa maclados y zonados con marcados procesos de exolución. Los cristales de augita-egirínica forman secciones idiomorfas prismáticas de ligero pleocroismo verde, que contrastan con los cristales de anfíbol en secciones idio-subidiomorfas de fuerte pleocroismo pardo-rojizo. Frecuentemente están zonados y presentan bordes de reabsorción, proceso que en algunos casos supone su total destrucción. Los feldespatoides tipo haüyna son frecuentes, en pequeñas secciones euhedrales, que en algunos casos conservan tonos azulados y típicas inclusiones de minerales de hierro. Los minerales opacos son escasos y se reducen a microcristales aislados. La matriz está constituida por un entramado feldespático alcalino que encierra bastoncillos de clinopiroxeno y óxidos puntuales, así como feldespatoides en secciones cuadrangulares y pseudo-hexagonales inmersos en la matriz.

El término **Fonolita-traquítica** está bien representado en el domo de Mña. Enrique. Se caracteriza por un bajo contenido en minerales máficos y un predominio de matriz feldespática fina. Los escasos fenocristales de feldespato se reducen a cristales de sanidina en secciones subidiomorfas y feldespatoides tipo haüyna en microcristales euhedrales aislados. Los cristales máficos se reducen a pequeñas secciones de anfíbol, egirina de tonos verdosos y a opacos puntuales. En la matriz, muy fina, destacan algunos listoncillos de feldespato aislados, estando el resto constituido por un entramado arborescente de feldespato alcalino y cristales incipientes de clinopiroxeno.

5.5.1.3. Lavas basálticas (20)

Los materiales lávicos que dieron lugar a estas formaciones constituyen diversos afloramientos que se han descrito en el apartado 2.5.1.3.

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 Tigalate (Hoja 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 glomé-

culos 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 xenomorfos microfracturados y con sombras de presión. Esporádicamente se observa la presencia de cristales xenomorfos 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 pleocroísmo 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 degasificación 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 Tazacorte, 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 pleocroísmo 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.

Basaltos plagioclásicos: Con predominio de coladas “pahoe-hoe”, aparecen en la zona de Tigalate. Los fenocristales son predominantemente feldespáticos en secciones prismáticas con maclas polisintéticas, siendo más frecuentes (~31%) los mesocristales tabulares. Los minerales máficos son esporádicos y se reducen a algún cristal xenolítico microfracturado de olivino con pequeña aureola de clinopiroxenos, cristales basales de augita, anfíboles con aureola de oxidación y opacos idio-subidiomorfos. La matriz feldespática está constituida por cristales tabulares que

forman una malla que engloba opacos puntuales y microcristales de olivino, en pequeños agregados, con visibles procesos de oxidación.

5.5.2. Erupciones formando acantilado costero: Geoquímica (19, 20)

Los datos analíticos de los materiales lávicos basálticos que forman los acantilados costeros se presentan en la Tabla 5.3. Los de los materiales tefríticos-fonolíticos relacionados con los cuerpos intrusivos que dieron lugar a los domos y coladas fonolíticas se indican en la Tabla 5.4.

Dentro de esta unidad se han incluido asimismo los datos analíticos publicados por Hernández-Pacheco y De la Nuez (1983) correspondientes a las extrusiones sálicas del sur de la Isla de La Palma (Tabla 5.5).

La proyección de estos datos analíticos en el diagrama clasificatorio TAS (Fig. 5.14) 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 "pahoe-hoe" de Monte de Luna, en Tigalate.

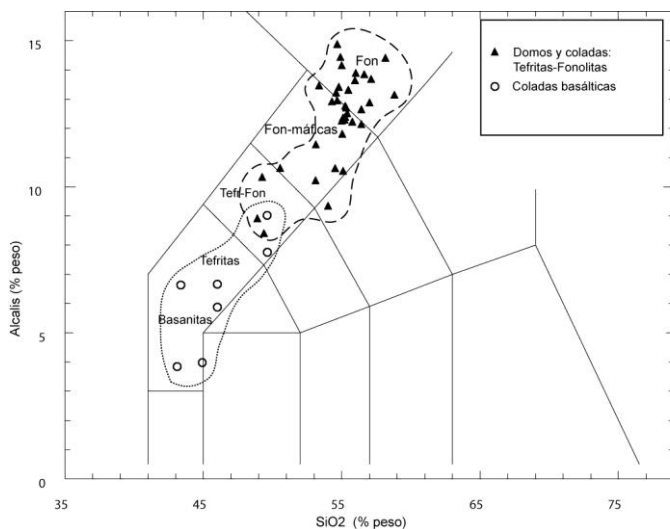


Fig. 5.14. Diagrama TAS de las erupciones formando acantilado.

Tabla 5.3. Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las erupciones formando acantilado (coladas basálticas)

Nº Mues-	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 OO	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	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
Eu	3,07	3,25	4,31	4,20	3,36	3,78	4,22

Tabla 5.3.(Cont.) Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las erupciones formando acantilado (coladas basálticas)

Nº Mues-	4	9	13	14	15	19	118
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
IAlk	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 Tigalate. Lavas pahoe-hoe de Monte de Luna. MAGNA
15. Tefrita/Traqui-Basalto. Lava del cantil Puerto Tigalate (80 m). Playa del Rio. MAGNA
19. Tefri-Fonolita. Lavas de los Llanos de Tzacorte, cantil de Tzacorte. MAGNA
118. Bsn/Tfr. Acantilado Teneguia. MAGNA

Los materiales correspondientes a los domos y coladas fonolíticas (19) presentan una importante diversidad composicional, como fue puesto de manifiesto por Hernán-

dez-Pacheco y de la Nuez (1983): Geoquímicamente comprenden términos tefrí-fonolíticos, fonolitas máficas y fonolitas, aún cuando se observe un mayor agrupamiento proyectivo en los términos fonolíticos (Fig. 5.14).

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).

Tabla 5.4. Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las erupciones formando acantilado (Domos y Coladas)

Nº Muestra	7	8	26	41	62	168	276	278
SiO ₂	57,00	55,10	55,10	54,65	49,24	55,04	55,47	58,15
TiO ₂	1,23	1,32	1,64	1,59	2,42	1,41	1,03	0,22
Al ₂ O ₃ 000	18,86	20,78	19,60	18,48	18,20	20,54	21,52	22,87
Fe ₂ O ₃	1,36	3,21	1,72	4,13	3,57	3,49	3,24	1,70
FeO	1,99	1,77	3,30	2,19	4,67	1,97	1,27	0,77
MnO	0,14	0,17	0,18	0,19	0,21	0,17	0,16	0,14
MgO	1,50	1,07	1,68	2,01	2,90	1,33	0,86	0,41
CaO	3,96	3,91	5,35	6,21	6,83	3,87	2,90	1,10
Na ₂ O	8,68	7,97	7,30	6,54	6,72	7,61	8,48	8,77
K ₂ O	4,21	4,40	3,25	2,51	3,62	4,20	4,84	5,64
P ₂ O ₅	0,28	0,30	0,38	0,58	0,81	0,37	0,23	0,54
H ₂ O+CO ₂	0,29	0,54	0,26	0,34	0,03	0,59	0,84	0,87
Cr	21	9	12	11	16	8	18	10
Ni	0	2	7	3	13	0	8	1
Co	9	6	9	11	17	8	6	1
Sc	4	2	3	4	7	4	3	2
V	102	73	110	131	176	82	75	23
Cu	19	9	11	10	25	14	12	3
Pb	27	15	18	12	16	22	23	18
Zn	87	106	101	105	113	99	95	70
Sn	3,03	1,17	3,06	1,53	3,03	2,26	2,88	2,36
Mo	9,81	8,57	9,24	7,63	6,93	12,63	13,15	11,79
Rb	149	128	103	85	97	127	113	233
Cs	1,38	1,46	1,60	1,10	1,42	1,91	2,05	2,77
Ba	1185	1273	1071	1063	982	1225	1451	89
Sr	1487	1104	1567	1708	1532	1749	1716	59
Tl	0,22	0,13	0,10	0,04	0,07	0,16	0,94	0,34
Ga	33	29	28	26	28	31	37	41
Li	17,93	20,74	18,41	15,45	17,32	19,60	20,59	17,10
Be	8,49	6,32	5,53	5,09	5,14	6,89	10,59	16,40
Ta	6,42	5,10	9,21	6,51	9,24	8,84	6,41	3,24
Nb	195	138	191	143	187	219	235	178
Hf	14,79	12,74	9,82	10,19	10,64	14,90	17,32	23,37
Zr	807	683	543	516	569	837	1006	1247
Y	26	24	35	34	37	33	25	14
Th	37,62	22,10	24,17	21,47	22,54	32,70	40,32	33,80
U	9,98	6,47	6,49	6,06	6,02	9,11	17,79	13,62
La	142,60	122,92	128,96	138,36	124,79	163,11	152,57	128,01
Ce	208,69	182,74	211,54	228,49	215,81	242,61	210,98	132,00
Pr	18,61	16,45	21,39	23,12	22,78	22,13	18,71	8,84
Nd	56,43	49,83	70,49	77,15	77,88	67,87	55,30	20,53
Sm	8,35	7,31	11,23	11,81	12,82	9,81	7,67	2,21
Eu	2,41	2,23	3,47	3,49	3,87	2,83	2,11	0,53
Gd	7,09	5,71	8,99	9,48	10,63	8,13	6,09	1,92

Tabla 5.4.(Cont.) Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las erupciones formando acantilado (Domos y Coladas)

Nº Muestra	7	8	26	41	62	168	276	278
Tb	0,95	0,82	1,25	1,26	1,43	1,12	0,83	0,31
Dy	4,94	4,24	6,55	6,38	7,02	5,81	4,04	1,83
Ho	0,90	0,88	1,24	1,21	1,32	1,06	0,81	0,39
Er	2,33	2,41	3,07	3,16	3,24	2,89	2,20	1,35
Tm	0,40	0,36	0,45	0,46	0,46	0,45	0,38	0,26
Yb	2,29	2,48	2,83	2,88	2,75	2,58	2,30	1,87
Lu	0,36	0,38	0,39	0,41	0,39	0,43	0,35	0,34
Q	0	0	0	0	0	0	0	0
Or	24,88	26	19,21	14,83	21,39	24,82	28,6	33,33
Ab	38,43	34,33	38,72	45,03	20,77	36,57	32,87	40,7
An	0,07	7,93	11,12	13,66	8,81	9,48	6,36	1,93
Ne	18,97	17,94	12,49	5,59	19,55	15,08	21,06	18,15
C	0	0	0	0	0	0	0	1,63
Di	9,49	5,75	10,5	10,4	15,8	5,68	4,62	0
Hy	0	0	0	0	0	0	0	0
Wo	2,42	0,89	0	0	0	0	0,25	0
Ol	0	0	0,98	0,13	1,22	0,48	0	0,17
Ac	0	0	0	0	0	0	0	0
Mt	1,97	2,43	2,49	3,07	5,18	2,82	1,63	2,3
Il	2,34	2,51	3,11	3,02	4,6	2,68	1,96	0,42
Hem	0	1,53	0	2,01	0	1,55	2,12	0,11
Ap	0,65	0,7	0,88	1,34	1,88	0,86	0,53	1,25
ID	82,28	78,27	70,41	65,45	61,72	76,46	82,54	92,18
IAIk	3,6	3,01	2,47	2,16	2,41	2,87	3,4	4,01
IP	1	0,86	0,79	0,73	0,82	0,83	0,89	0,9
FEMG	0,13	0	0,29	0	0,18	0	0	0
Mg #	48,56	31,72	41,21	40,77	42,66	34,49	29,36	8,08

- 7. Fonolita. Domo Doña Maria MAGNA
- 8. Fonolita máfica. Colada-domo, Roque de Fuente Pino de La Virgen. MAGNA
- 26. Traqui-Fonolita máfica. Domo-colada Don Mendo. MAGNA
- 41. Fonolita máfica. Colada fonolítica procedente del Domo de los Campanarios. MAGNA
- 62. Tefri-Fonolita del Cabrito. MAGNA
- 168. Fonolita máfica. Pitón Niquiomo. MAGNA
- 276. Fonolita. Pitón Teneguia. MAGNA
- 278. Fonolita. Montaña Enrique. MAGNA

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. 5.15) configurarían una secuencia casi continua, en el supuesto de un posible carácter

congénito.

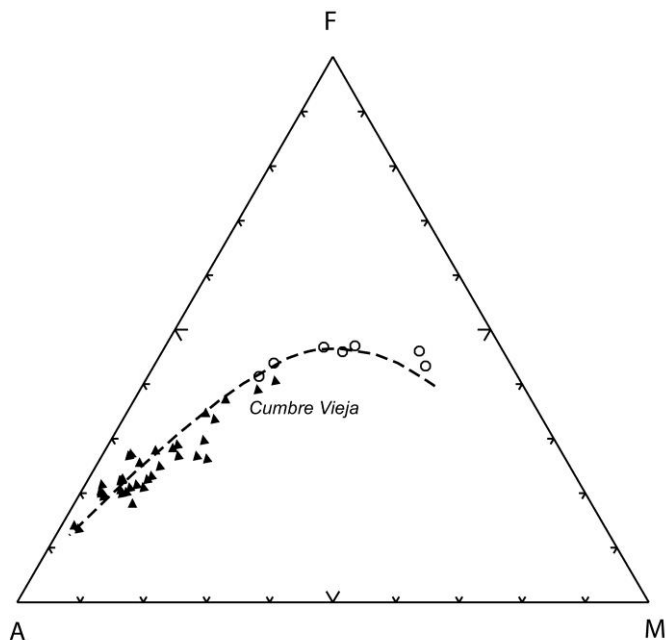


Fig. 5.15.- Diagrama AFM de las erupciones formando acantilado. Símbolos como en la Fig. 5.14.

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. 5.16). 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 óxi-

dos mayoritarios –CaO, MgO, Fe_2O_3 total, TiO_2 – y algo menos pronunciada de P_2O_5 .

Tabla 5.5. Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las erupciones formando acantilado (Domos y Coladas)

Nº Muestra	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
SiO ₂	54,60	54,68	54,80	54,91	54,68	55,33	55,41	55,77	56,02	56,63
TiO ₂	0,85	0,92	0,86	0,95	1,13	1,19	1,14	1,09	0,75	0,79
Al ₂ O ₃ 000	20,39	19,75	20,52	20,13	19,49	19,75	19,95	20,00	20,39	20,44
Fe ₂ O ₃	2,73	2,71	2,84	2,96	3,01	2,57	3,88	2,77	2,46	1,70
FeO	1,40	1,43	1,35	1,35	1,67	2,48	1,05	2,04	1,21	2,00
MnO	0,14	0,14	0,15	0,14	0,16	0,17	0,17	0,17	0,16	0,15
MgO	1,21	0,74	1,27	0,70	1,31	1,29	1,29	1,18	0,84	0,72
CaO	3,22	3,03	3,28	3,47	4,14	4,11	4,02	4,11	3,03	3,06
Na ₂ O	8,50	10,35	8,62	9,75	9,11	8,73	8,46	8,38	9,22	9,22
K ₂ O	4,73	4,53	4,80	4,69	3,85	3,99	4,06	3,85	4,68	4,63
P ₂ O ₅	0,26	0,20	0,25	0,21	0,34	0,34	0,34	0,33	0,19	0,21
H ₂ O+CO ₂	1,76	0,42	0,58	0,22	0,22	0,17	0,19	0,18	0,41	0,20
Q	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Or	27,95	26,77	28,37	27,72	22,75	23,58	23,99	22,75	27,66	27,36
Ab	31,36	23,59	30,52	27,12	35,29	35,56	36,55	39,02	34,71	35,47
An	3,51	0	3,12	0	0,92	2,92	4,47	5,59	0,43	0,71
Ne	21,98	28,6	22,98	27,26	22,64	20,75	18,98	17,28	23,46	23,05
C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Di	6,5	6,55	6,82	3,76	7,04	8,4	6,93	6,34	4,51	6,2
Hy	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Wo	1,01	2,4	1,15	4,6	3,49	1,96	1,82	1,88	3,16	2,3
Ol	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ac	0	7,84	0	4,46	0	0	0	0	0	0
Mt	2,51	0	2,35	2,05	2,63	3,73	0,63	3,97	2,25	2,46
Il	1,61	1,75	1,63	1,8	2,15	2,26	2,17	2,07	1,42	1,5
Hem	1	0	1,22	0	1,2	0	3,44	0,03	0,91	0
Ap	0,6	0,46	0,58	0,49	0,79	0,79	0,79	0,76	0,44	0,49
ID	81,29	78,95	81,87	82,09	80,69	79,9	79,52	79,05	85,83	85,88
IAIk	3,55	4,77	3,59	4,15	3,43	3,28	3,19	3,06	3,92	3,87
IP	0,94	1,11	0,94	1,05	0,98	0,95	0,92	0,9	0,99	0,99
FEMG	0	0,36	0	0	0	0,16	0	0	0	0,35
Mg #	38,82	27,9	39,68	26,08	37,7	35,25	36,49	34,49	33,17	29,21

14. Fonolita. Roque Teneguia. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)
15. Fonolita. Roque Teneguia. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)
16. Fonolita. Roque Teneguia. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)
17. Fonolita. Roque Teneguia. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)
18. Fonolita máfica. Mña Pija HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)
19. Fonolita máfica. Mña Pija HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)
20. Fonolita máfica/Fonolita. Mña Pija. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)
21. Fonolita máfica. Mña Pija. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)
22. Fonolita. Roque Fuentes. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)
23. Fonolita. Roque Fuentes. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)

Tabla 5.5.(Cont.) Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las erupciones formando acantilado (Domas y Coladas)

Nº Mues-	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
SiO ₂	57,12	53,35	55,01	55,22	55,24	55,95	52,19	52,42	54,30	55,01
TiO ₂	0,78	1,26	1,24	1,21	1,39	1,28	1,66	1,66	1,26	0,98
Al ₂ O ₃ OO	20,31	19,24	19,32	19,20	19,11	18,86	18,14	18,73	19,06	20,18
Fe ₂ O ₃	2,72	3,85	2,94	2,33	1,96	2,23	3,98	3,00	2,80	1,51
FeO	1,00	0,31	1,20	1,56	1,61	2,08	1,84	1,86	1,91	1,75
MnO	0,16	0,16	0,16	0,17	0,18	0,17	0,23	0,16	0,17	0,20
MgO	0,82	1,85	1,71	2,01	1,95	1,67	3,93	2,92	2,48	1,27
CaO	3,02	3,30	3,63	3,35	4,05	3,69	4,33	4,33	3,83	4,39
Na ₂ O	9,08	9,00	9,76	8,14	8,35	9,22	7,90	7,65	8,52	8,41
K ₂ O	4,61	4,47	4,40	4,16	4,04	4,43	3,95	4,21	4,40	3,85
P ₂ O ₅	0,22	0,49	0,41	0,40	0,39	0,53	1,03	0,73	0,53	0,22
H ₂ O+CO	0,20	1,10	0,49	0,95	0,27	0,16	0,39	0,92	0,78	0,44
Q	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Or	27,24	26,42	26	24,58	23,88	26,18	23,34	24,88	26	22,75
Ab	38,18	29,46	25,36	37,3	35,57	29,24	30,09	29,27	30,49	35,07
An	1,05	0	0	3,57	2,73	0	2,37	4,34	0,77	5,94
Ne	20,94	24,17	26,83	17,11	19,01	23,35	19,91	19,21	22,54	19,55
C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Di	4,4	8,26	9,19	8,13	10,47	11,94	9,64	9,63	11,5	8,18
Hy	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Wo	2,86	0	1,47	0	0,57	0	0	0	0	1,72
Ol	0	0,54	0	0,87	0	0,02	3,73	1,97	0,59	0
Ac	0	1,83	6,79	0	0	4,99	0	0	0	0
Mt	1,48	0	0,8	2,08	1,75	0,73	1,87	1,71	3,06	2,19
Il	1,48	1	2,36	2,3	2,64	2,43	3,15	3,15	2,39	1,86
Hem	1,7	3,22	0,05	0,9	0,75	0	2,69	1,82	0,69	0
Ap	0,51	1,14	0,95	0,93	0,9	1,23	2,39	1,69	1,23	0,51
ID	86,36	80,05	78,19	78,99	78,45	78,77	73,35	73,36	79,03	77,37
IAIk	3,84	3,97	4,22	3,4	3,3	4,07	3,23	3,12	3,59	2,99
IP	0,98	1,02	1,08	0,93	0,95	1,06	0,95	0,91	0,99	0,89
FEMG	0	0	0	0	0	0,23	0	0	0	0,15
Mg #	32,48	49,79	47,35	52,65	53,9	45,25	59,45	56,43	53,11	45,24

24. Fonolita. Roque Fuentes. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)
25. Fonolita. Roque Niquiamo. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)
26. Fonolita. Roque Niquiamo. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)
27. Fonolita máfica. Roque Niquiamo. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)
28. Fonolita máfica. Roque Niquiamo. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)
29. Fonolita. Roque Niquiamo. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)
30. Fonolita máfica. Laderas de Doña Maria. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)
31. Fonolita máfica. Laderas de Doña Maria. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)
32. Fonolita máfica. Laderas de Doña Maria. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)
33. Fonolita máfica. Laderas de Doña Maria. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)

5.5.(Cont.) Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las erupciones formando acantilado (Domos y Coladas)

Nº Mues-	34	35	36	37	38	39	40	41	42	50
SiO ₂	55,24	56,42	56,42	48,90	49,37	50,55	53,10	53,13	54,52	58,80
TiO ₂	1,24	0,90	0,89	2,71	2,68	2,27	2,03	1,88	1,80	0,28
Al ₂ O ₃ OO	19,62	20,31	20,60	16,05	17,07	17,71	17,66	19,11	18,35	20,55
Fe ₂ O ₃	2,40	1,39	1,86	3,00	2,11	2,53	2,88	1,97	1,61	2,34
FeO	1,79	1,88	1,67	5,05	4,63	3,67	1,40	3,11	2,63	0,05
MnO	0,14	0,20	0,20	0,30	0,23	0,36	0,13	0,19	0,16	0,18
MgO	2,21	1,39	1,23	6,22	4,91	3,91	3,18	2,72	3,72	0,37
CaO	3,35	3,77	3,83	7,02	7,16	5,87	4,53	4,89	4,89	0,84
Na ₂ O	8,30	8,25	8,70	6,25	5,39	7,19	6,52	7,79	7,06	7,65
K ₂ O	4,47	3,90	3,95	2,67	3,03	3,46	3,70	3,66	3,58	5,50
P ₂ O ₅	0,52	0,36	0,38	0,74	0,79	0,67	0,61	0,54	0,61	0,03
H ₂ O+CO	0,81	0,20	0,31	0,50	0,96	0,38	2,23	0,31	1,16	3,81
Q	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Or	26,42	23,05	23,34	15,78	17,91	20,45	21,87	21,63	21,16	32,5
Ab	34,42	39,61	38,51	23,36	25,63	24,98	38,06	31,17	36,57	45,66
An	3,08	6,87	5,49	7,86	13,44	5,83	7,99	6,37	7,81	3,97
Ne	19,4	16,36	19,02	15,99	10,82	19,43	9,27	18,83	12,55	10,33
C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,56
Di	7,9	7,6	7,42	17,54	13,46	14,96	7,28	11,39	9,79	0
Hy	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Wo	0	0	0,68	0	0	0	0	0	0	0
Ol	1,29	0,72	0	7,17	6,14	3,02	3,18	1,93	3,89	0,65
Ac	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mt	2,63	2,02	2,7	4,35	3,06	3,67	0	2,86	2,33	0
Il	2,36	1,71	1,69	5,15	5,09	4,31	3,23	3,57	3,42	0,49
Hem	0,58	0	0	0	0	0	2,88	0	0	2,34
Ap	1,2	0,83	0,88	1,71	1,83	1,55	1,41	1,25	1,41	0,07
ID	80,24	79,02	80,87	55,14	54,36	64,85	69,2	71,62	70,28	88,5
IAIk	3,5	3,04	3,15	2,26	2,07	2,65	2,71	2,82	2,69	4,19
IP	0,94	0,88	0,9	0,82	0,71	0,88	0,83	0,88	0,84	0,9
FEMG	0	0,21	0,1	0,12	0,15	0,11	0	0,13	0,06	0
Mg #	53,09	47,31	42,66	61,88	60,33	57,08	61,71	52,98	64,84	25,78

34. Fonolita máfica. Laderas de Doña Maria. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)

35. Fonolita máfica. Laderas de Doña Maria. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)

36. Fonolita. Laderas de Doña Maria. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)

37. Tefri-Fonolita. El Cabrito. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)

38. Tefri-Fonolita. El Cabrito. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)

39. Fonolita máfica. Base de El Cabrito. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)

40. Fonolita máfica. El Cabrito. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)

41. Fonolita máfica. Base de El Cabrito. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)

42. Fonolita máfica. El Cabrito. HERNANDEZ-PACHECO y De la NUEZ, (1983)

50. Fonolita-Traquítica. Mña Enrique. HAUSEN,(1969)

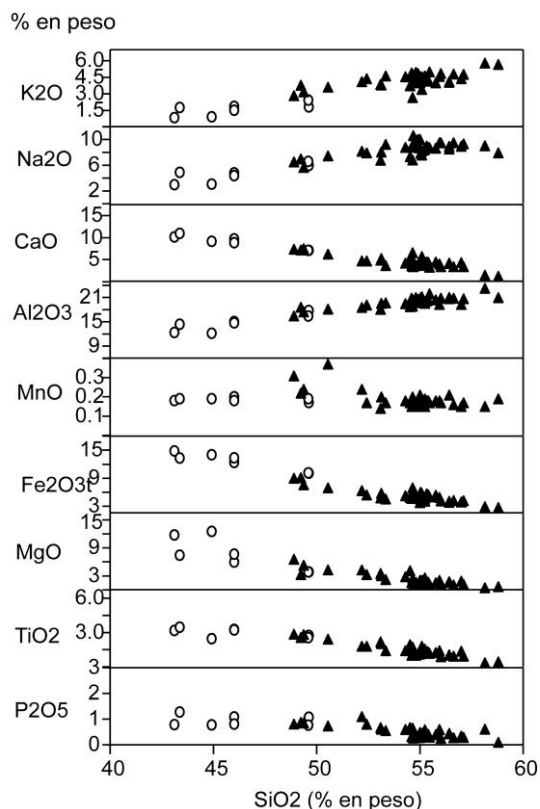


Fig. 5.16. Diagrama de variación de elementos mayores de las erupciones formando acantilado. Símbolos como en la Fig. 5.14.

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 tefrifonolíticos, menos evolucionados (Roque del Cabrito), pero con cierta discontinuidad con los términos basaníticos.

Este aspecto se evidencia en el diagrama de la Fig. 5.17, 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 decrecimiento 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 ($ID > 55$), y relativamente continuo hasta los términos más diferenciados.

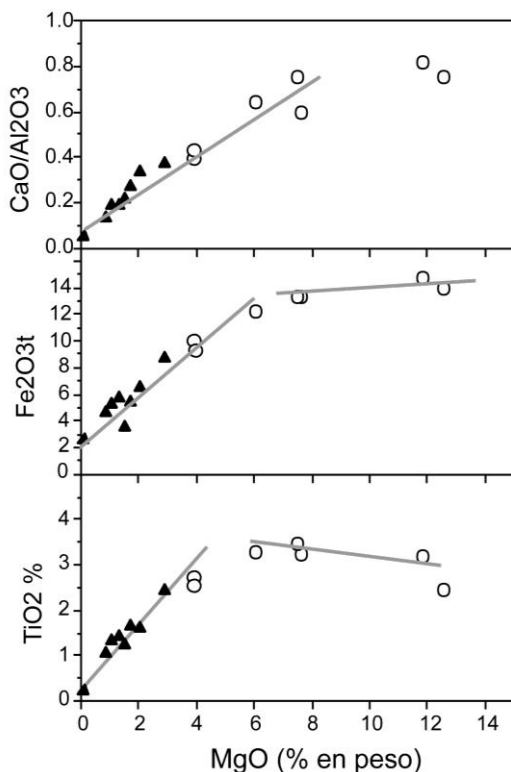


Fig. 5.17. Diagrama de variación de $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ y de elementos ferromagnesianos frente a los contenidos en MgO de las erupciones formando acantilado. Símbolos como en la Fig. 5.14.

En lo que respecta a las variaciones de los elementos traza, (Fig. 5.18), 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 ($ID > 75$), 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 tefri-fonolíticos correspondientes a las intrusiones fonolíticas.

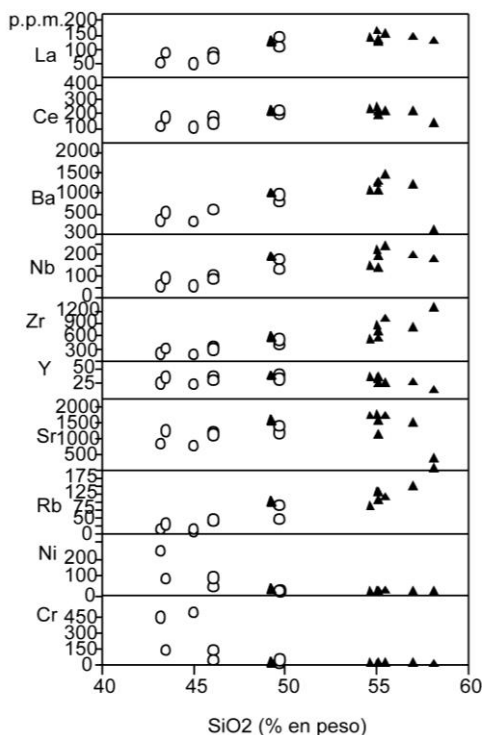


Fig. 5.18. Diagrama de variación de elementos menores de las erupciones formando acantilado. Símbolos como en la Fig. 5.14.

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. 5.19A) 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. 5.19 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 Maria, 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-tefriticos de la erupción de 1949.

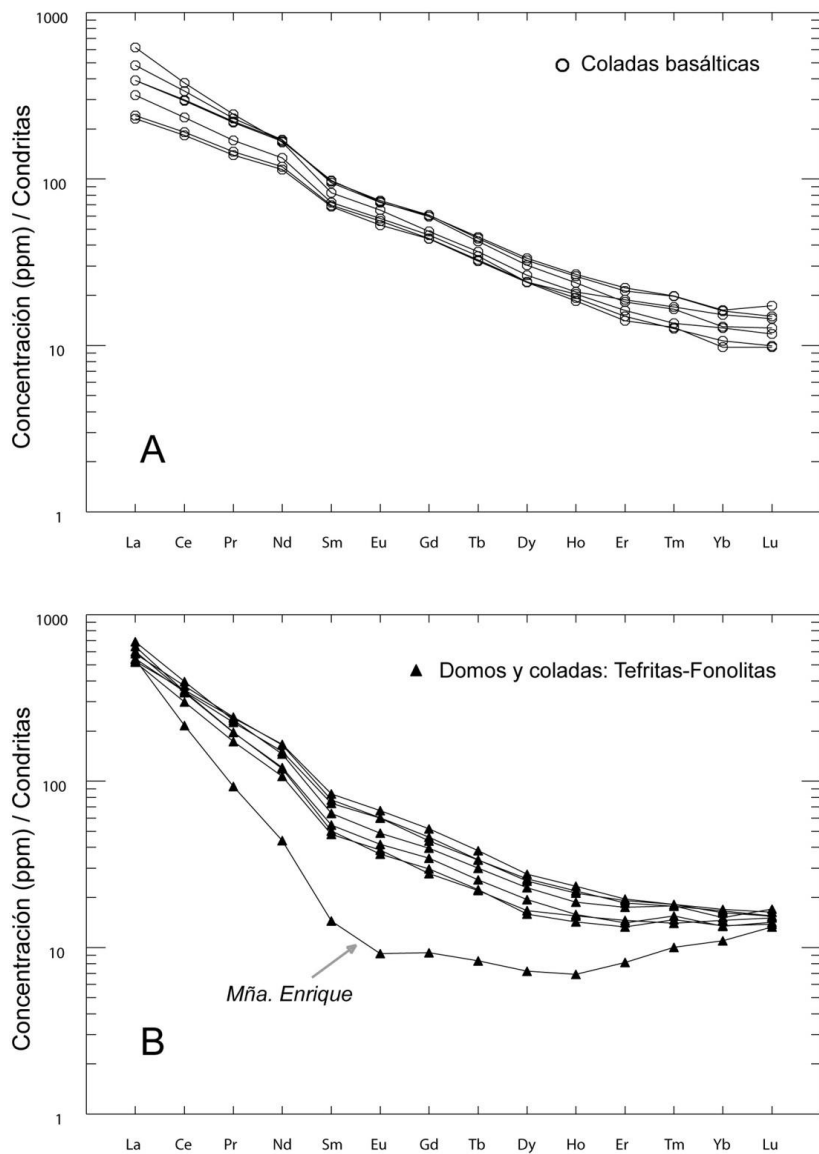


Fig. 5.19. Concentraciones de REE normalizadas-condritas de los materiales lávicos de las erupciones formando acantilado.

5.5.3. Erupciones formando plataforma costera: Petrología

5.5.3.1. Erupciones de plataforma indiferenciadas

Como se ha comentado en el apartado correspondiente a la estratigrafía (2.5.2.1.2) de las erupciones que forman plataforma, en esta hoja sólo están representadas la unidad de lavas basálticas (nº 25) que se describe a continuación.

5.5.3.1.1. 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, como se ha descrito en el apartado 2.5.2.1.2

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 son asimismo materiales basaltitos, con 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 la Hoja de 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 maculadas 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 alotriomorfos 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.

5.5.4. Erupciones formando plataforma costera: Geoquímica

Desde un punto de vista geoquímico, en esta formación volcánica se han integrado diversas unidades [21-22-23-24-25], cuyas características petrológicas han sido previamente establecidas en otras hojas, puesto que en esta sólo están representadas las unidades 23 y 25. Los datos analíticos de las formaciones más representativas se presentan en la Tabla 5.6.

5.6. 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 ₃ 000	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 ₂	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
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	112,7	76,83	81,55	74,05	56,43
Ce	206,66	221,23	169,08	151,7	208,0	147,8	156,6	144,3	191,4
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

5.6. (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
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 tefriticas 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

Su proyección en el diagrama clasificatorio TAS (Fig. 5.20) 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.

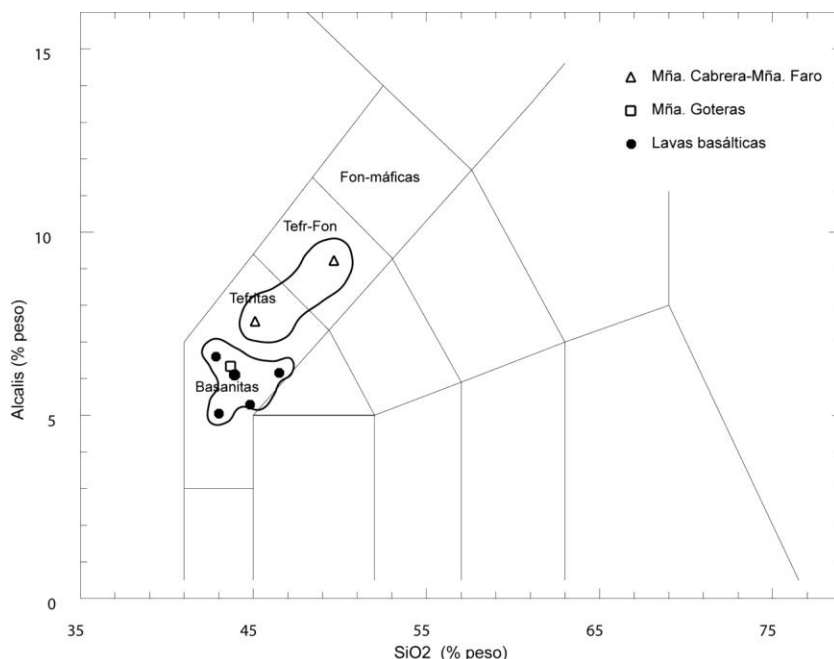


Fig. 5.20. Diagrama TAS de las erupciones formando plataforma.

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 podría 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.

5.21), 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 ($IAlk=1.8-2.2$).

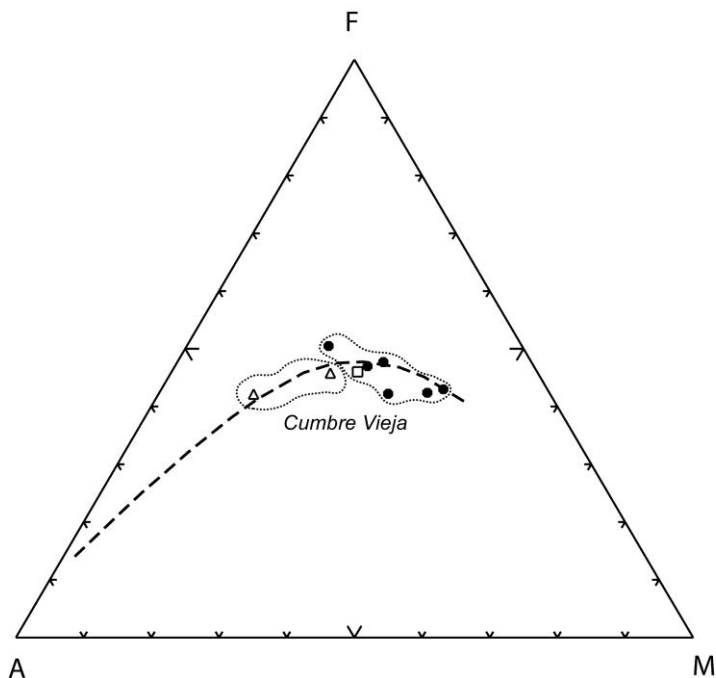


Fig. 5.21. Diagrama AFM de las erupciones formando plataforma. Símbolos como en la Fig. 5.20.

Estas diversidades se ponen de manifiesto en el diagrama de variación de los elementos mayoritarios en confrontación con sus contenidos de $SiO_2\%$ (Fig. 5.22). 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.

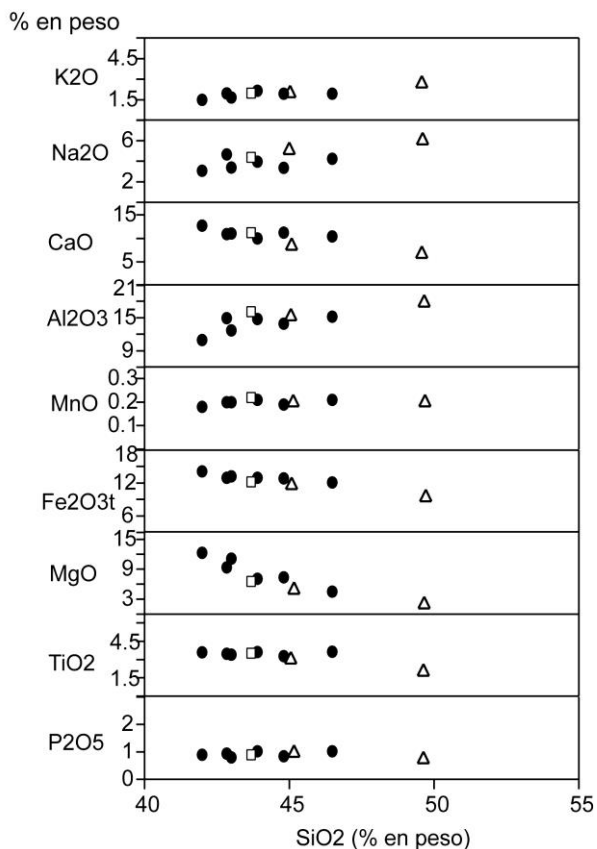


Fig. 5.22. Diagrama de variación de elementos mayores de las erupciones formando plataforma. Símbolos como en la Fig. 5.20.

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. 5.23). 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 basálticos 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 basálticos, que contrasta con las caídas más pronunciadas en los materiales tefríticos de Mña. Dioquén a los tefri-fonolíticos

de Mña. Cabrera y Mña. Faro.

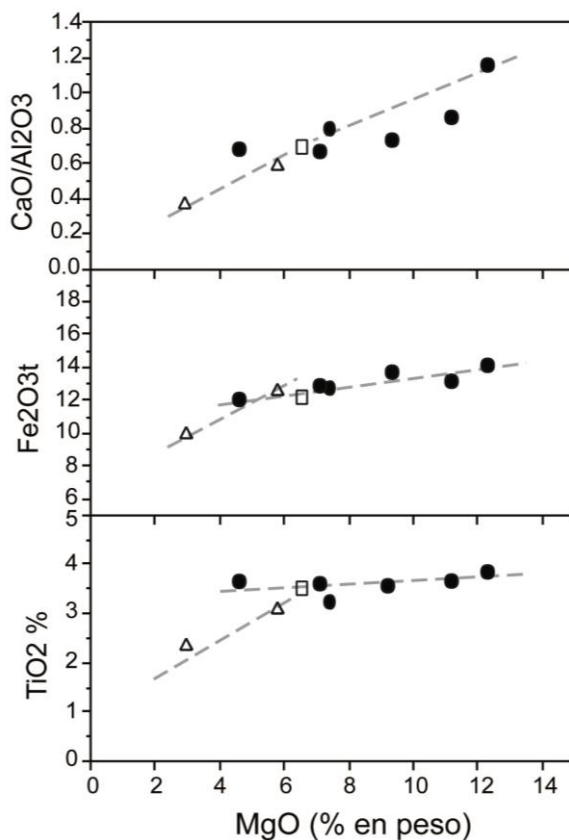


Fig. 5.23. Diagrama de variación de $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ y de elementos ferromagnesianos frente a los contenidos en MgO de las erupciones formando plataforma. Símbolos como en la Fig. 5.20.

Estas diferencias se reflejan asimismo en los diagramas de variación de los elementos minoritarios respecto a la sílice, (Fig. 5.24). 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 tefri-fonolíticos. Los contenidos en La, Ce y otros elementos incompatibles, como Ba, Nb, Zr, Sr, Rb, sólo presentan incrementos significativos en los materiales tefríticos y tefri-fonolíticos de Mña. Cabrera y Mña. Faro. En los demás incluidos como de plataforma indiferenciados (25) no se aprecian estas tendencias e in-

cluso 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.

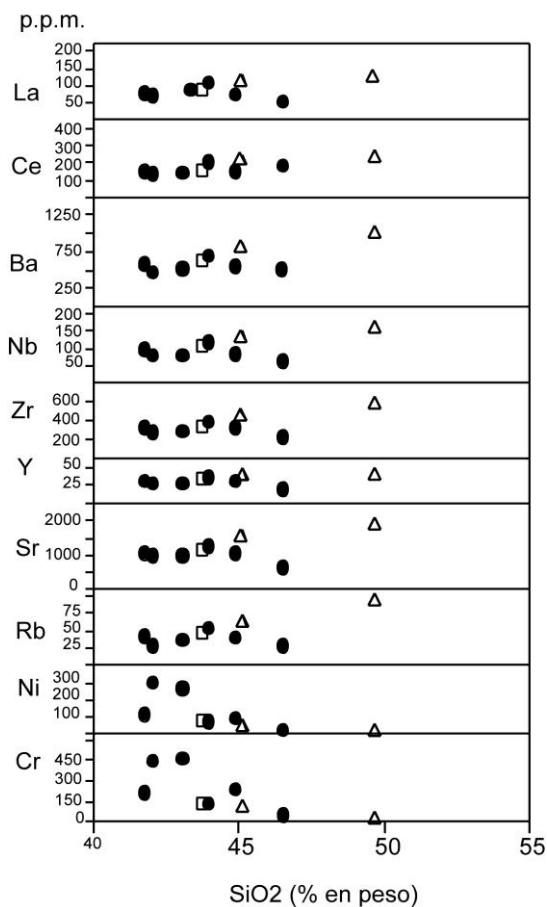


Fig. 5.24. Diagrama de variación de elementos menores de las erupciones formando plataforma. Símbolos como en la Fig. 5.20.

En cuanto a las variaciones en Tierras Raras normalizadas (REE/Condritas), (Fig.5.25), 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 basániticos 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 basániticos y de anfíboles en las fases más evolucionadas.

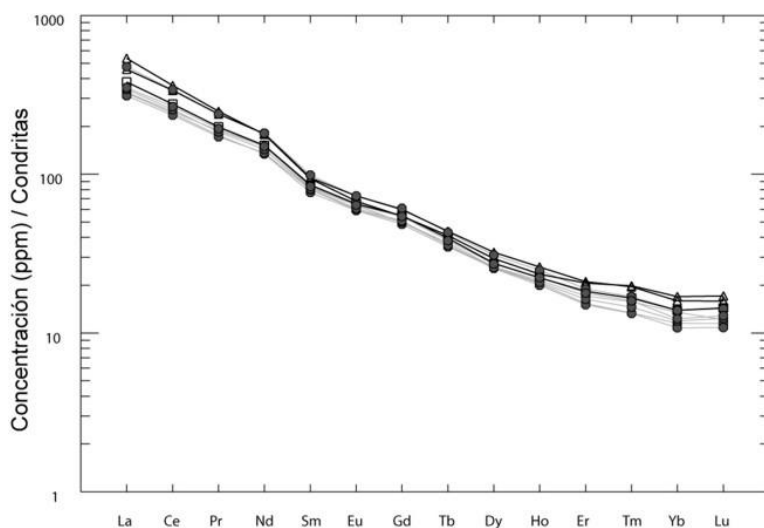


Fig. 5.25. Concentraciones de REE normalizadas-condritas de los materiales lávicos de las erupciones formando plataforma. Símbolos como en la Fig. 5.20.

5.5.5. Erupciones recientes (Holoceno): Petrología

5.5.5.1. Grupo volcánico Birigoyo-La Barquita (29)

Los materiales lávicos emitidos por estos centros eruptivos corresponden a **basaltos 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.

5.5.6. Erupciones recientes (Holoceno): Geoquímica

Los datos analíticos y parámetros geoquímicos correspondientes a los edificios volcánicos que constituyen las erupciones recientes (nº: 29, 32, 34) se presentan en la Tabla 5.7., si bien sólo las erupciones de Birigoyo-La Barquita (nº 29), están representadas en esta hoja, desde un punto de vista geoquímico tiene sentido hacer el tratamiento conjunto de los datos. 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. 5.26) 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.

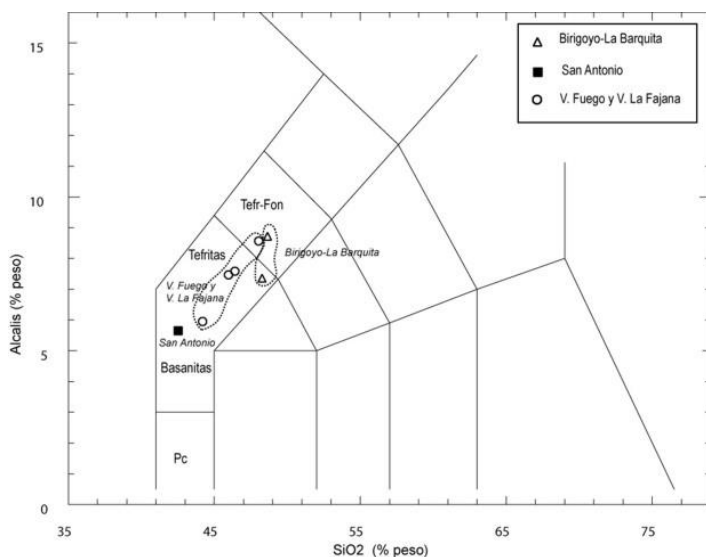


Fig. 5.26. Diagrama TAS de las erupciones recientes.

En su conjunto todos los materiales de estas erupciones (n° 29, 32, 34) tienden a simular una secuencia casi continua, como se observa en el diagrama de variación AFM (Fig. 5.27), 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 (IAlk=1.6) y los tefrí-fonolíticos del Birigoyo-La Barquita (IAlk=2.0).

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

	Birigovo-La Barquilla		S. Antonio	Volcán Fuego – Volcán de la Faiana			
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 ₃ 000	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
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

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

	Birigoyo-La Barquilla		S. Antonio	Volcán Fuego – Volcán de la Fajana			
Nº Muestra	37	279	277	6	16	17	18
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
IAIk	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

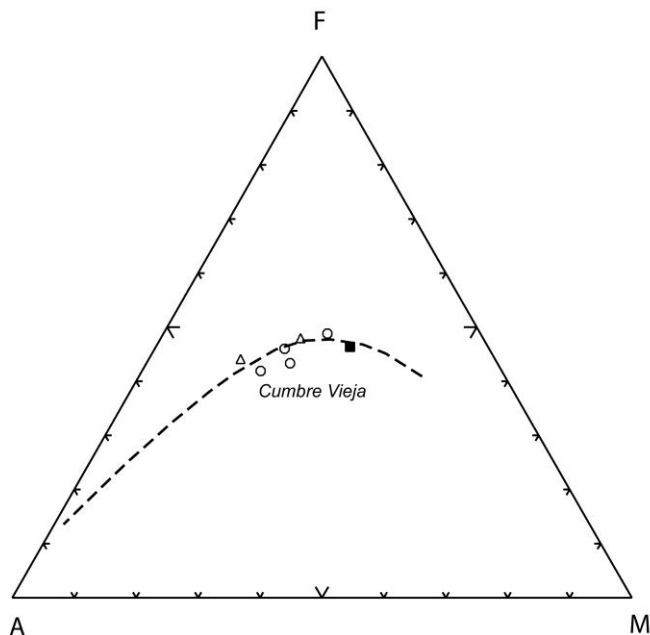


Fig. 5.27. Diagrama AFM de las erupciones recientes. Símbolos como en la Fig. 5.26.

Esta tendencia evolutiva se refleja asimismo en los diagramas de variación de los componentes mayoritarios en confrontación con sus contenidos en SiO_2 (Fig. 5.28). 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 tefri-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.

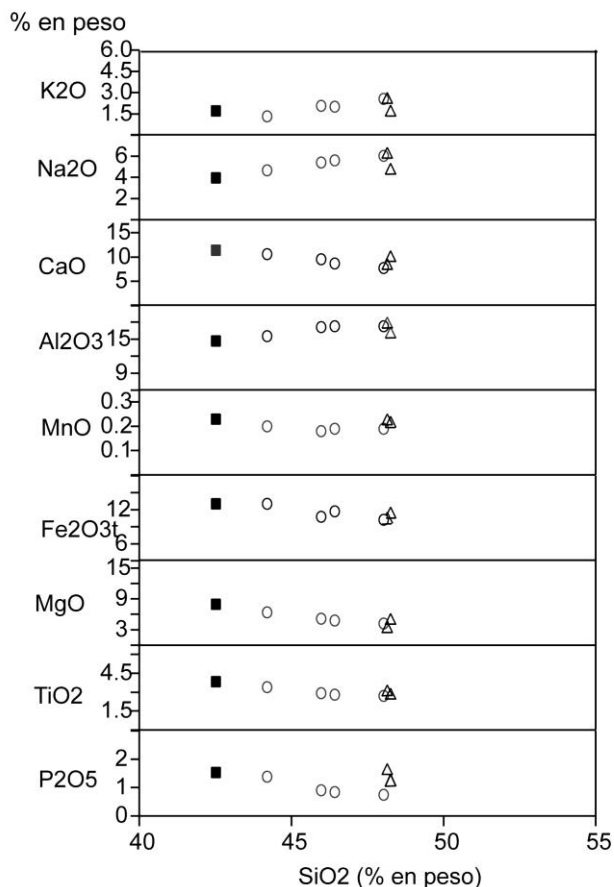


Fig. 5.28. Diagrama de variación de elementos mayores de las erupciones recientes. Símbolos como en la Fig. 5.26.

La confrontación de las relaciones $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{t}$ y TiO_2 frente a los contenidos en MgO (Fig. 5.29) 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. 5.30), 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- pre-

sentan incrementos positivos, con tendencias algo menos señaladas para los contenidos de La y Ce, que tienden a solaparse en los términos más diferenciados.

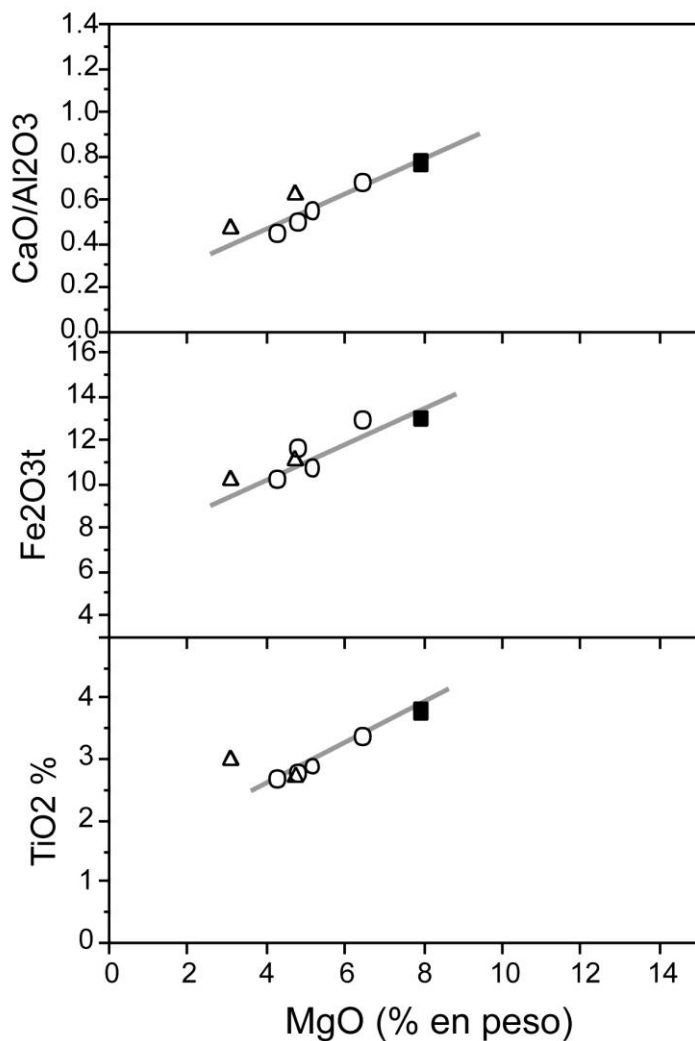


Fig. 5.29. Diagrama de variación de $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ y de elementos ferromagnesianos frente a los contenidos en MgO de las erupciones recientes. Símbolos como en la Fig. 5.26.

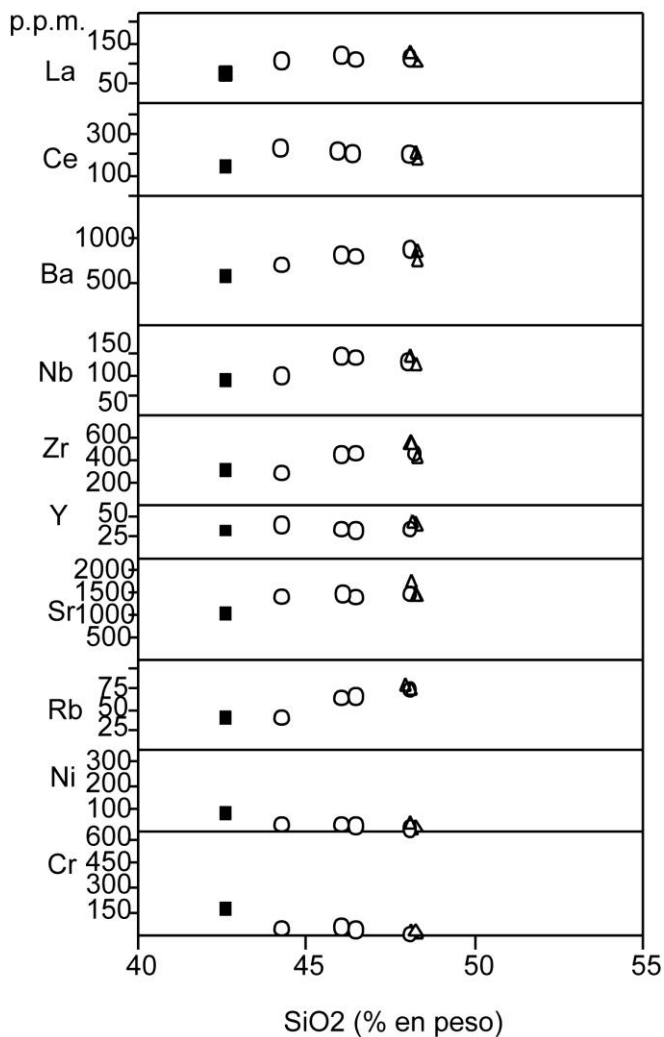


Fig. 5.30. Diagrama de variación de elementos menores de las erupciones prehistóricas. Símbolos como en la Fig. 5.26.

Estas tendencias se evidencian mejor en los diagramas de Tierras Raras normalizados (REE/Condritas) de la Fig. 5.31, 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.

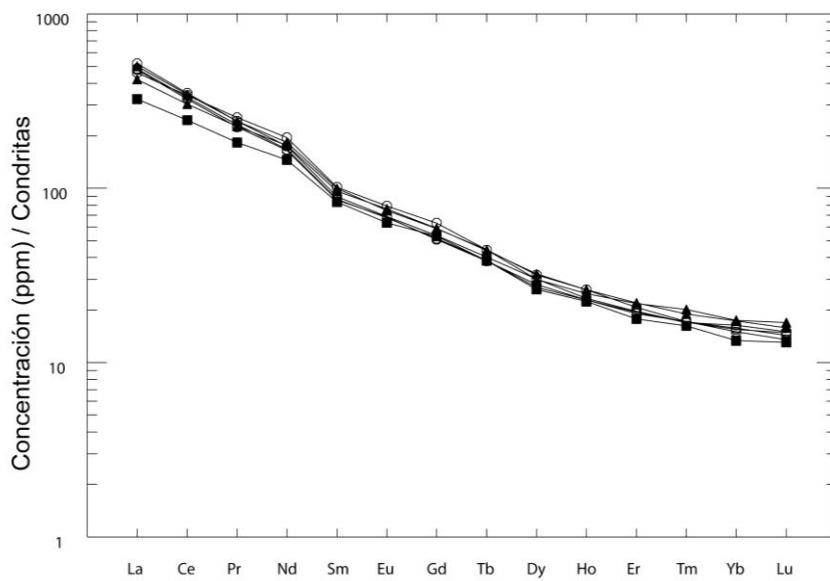


Fig. 5.31. Concentraciones de REE normalizadas-condritas de los materiales lávicos de las erupciones recientes. Símbolos como en la Fig. 5.26.

5.5.7. Erupciones prehistóricas: Petrología

5.5.7.1. 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 subidiomorfos algo microfracturados pero sin que se observen procesos de alteración y de augita, en secciones idio-subidiomorfos, algunas zonadas de tonos amarillentos y frecuentes núcleos verdosos egirínicos. Los fenocristales de anfíbol son más escasos, en secciones alotriomorfos de fuerte pleocroísmo 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-subidiomorfas, 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 olivínico-piroxénico.

5.5.8. Erupciones prehistóricas: Geoquímica

Los datos analíticos correspondientes a estas unidades (37,40) se presentan en la Tabla 5.8, 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). Desde un punto de vista geoquímico se mantiene esta agrupación aunque en la hoja sólo están representadas las coladas del Volcán Martín y Mña Quemada.

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

	Malforada v Nambroque								
Nº Muestra	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 ₃ 000	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							
La	143,25	141,94							
Ce	241,31	228,73							
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							

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

	Malforada y Nambroque								
Nº Muestra	61	71	43	44	45	46	47	48	49
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,	23,46	24,17	28,01
Ab	21,12	29,22	23,66	25,95	27,73	31,	27,33	33,49	34,14
An	8,32	9,8	14,51	11,63	9,8	13,	10,32	8,18	4,02
Ne	19,45	16,39	16,84	15,1	17,34	13,	16,82	17,43	20,56
Di	16	10,78	12,9	14,61	11,54	10,	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	0,2	1,15	0	0
Mt	5,83	5,41	5,99	5,28	5,6	1,4	3,92	1,9	1,64
Il	4,33	3,53	4,41	4,46	3,76	3,5	3,48	2,79	1,82
Hem	0	0	0	1,74	0	4,4	1,52	2,44	2,31
Ap	1,67	1,27	1,62	1,32	1,23	1,1	1,16	0,7	0,37
ID	63,21	68,07	59,00	59,43	66,11	63,	67,62	75,09	82,71
IAIk	2,46	2,5	2,1	2,19	2,45	2,2	2,57	2,7	3,47
IP	0,83	0,81	0,72	0,76	0,81	0,7	0,81	0,85	0,93
FEMG	0,14	0,04	0,1	0	0,01	0	0	0	0
Mg #	38,76	36,72	35,19	39,6	38,52	38,	43,96	13,68	4,47

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)

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

	Montaña Quemada v Volcán Martín				
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 ₃ 000	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 O	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		
Eu	3,91	3,74	4,43		

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

	Montaña Quemada y Volcán Martín				
Nº Muestra	20	63	274	1	2
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
IAIk	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 MIN-GARRO, (1986)
2. Basanita. Tacande. HERNANDEZ-PACHECO y VALLS, (1982). De VICENTE MIN-GARRO, (1986)

La proyección de la totalidad de los datos analíticos en el diagrama clasificatorio TAS (Fig. 5.32) 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. 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.

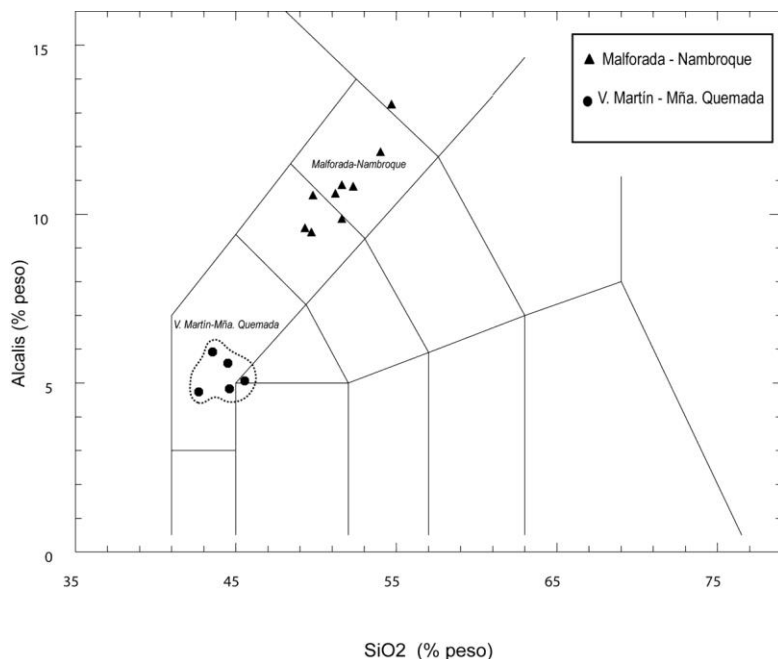


Fig. 5.32. Diagrama TAS de las erupciones prehistóricas.

Esta diversificación se evidencia asimismo en el diagrama de variación AFM (Fig. 5.33), 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).

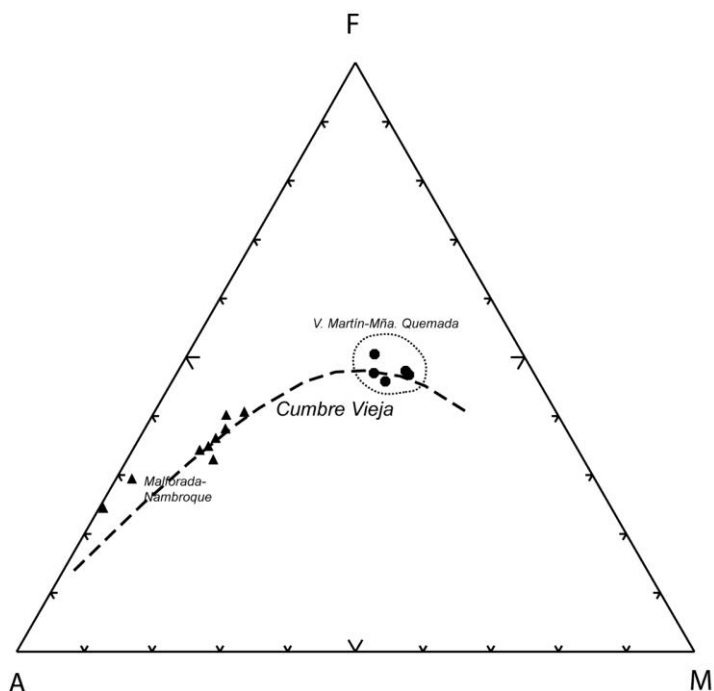


Fig. 5.33. Diagrama AFM de las erupciones prehistóricas. Símbolos como en la Fig. 5.32.

Estas diversidades composicionales se evidencian en los diagramas de variación de elementos mayores frente a los contenidos relativos de SiO_2 (Fig., 5.34), 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 tefrifonolíticos. 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.

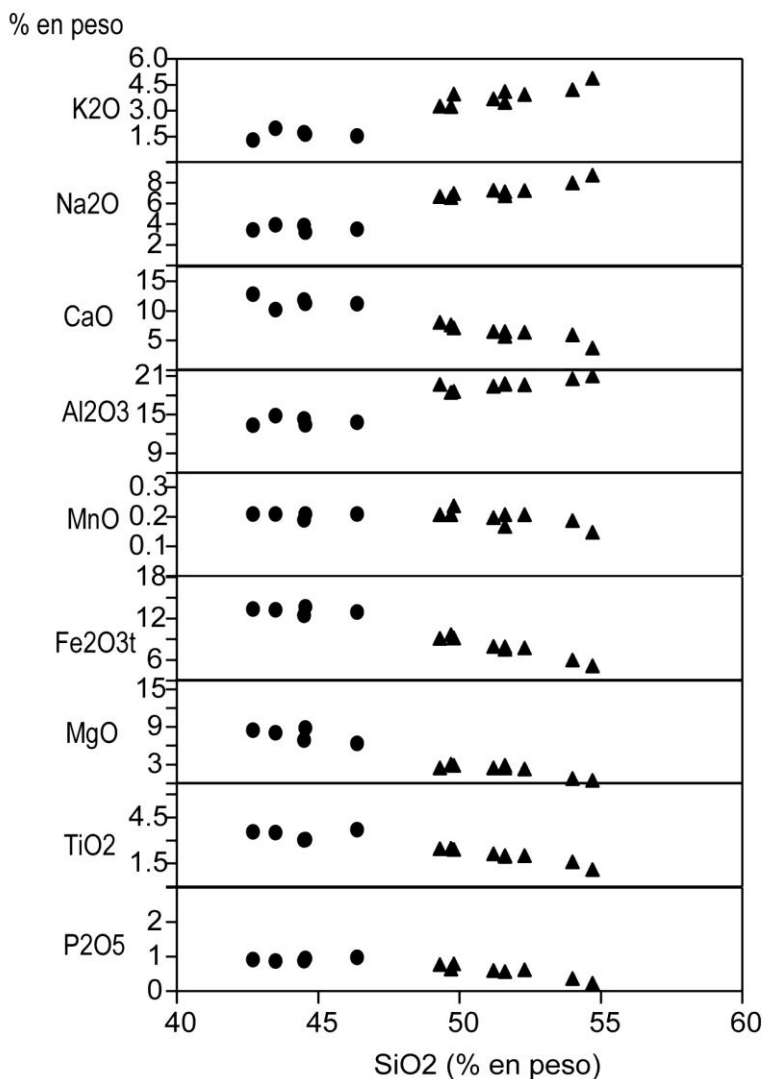


Fig. 5.34. Diagrama de variación de elementos mayores de las erupciones prehistóricas. Símbolos como en la Fig. 5.32.

Esta diversidad de tendencias se evidencia asimismo en los diagramas de relación CaO/AlO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{t}$ y TiO_2 frente a los contenidos en MgO (Fig. 5.35). 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 Malforada y Nambroque, donde los procesos de fraccionación de clinopiroxenos y óxidos de Fe-Ti son más significativos.

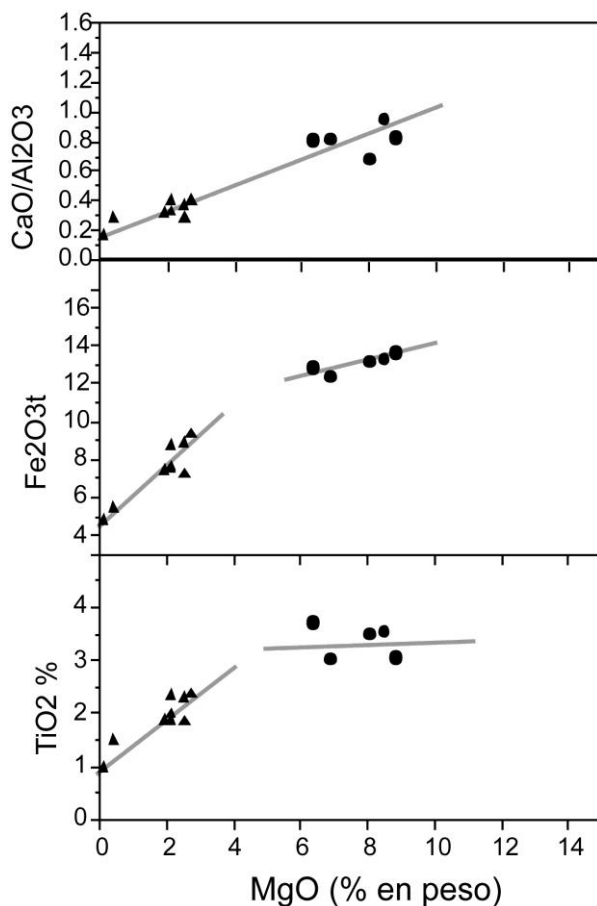


Fig. 5.35. Diagrama de variación de $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ y de elementos ferromagnesianos frente a los contenidos en MgO de las erupciones prehistóricas. Símbolos como en la Fig. 5.32.

Los diagramas de variación de los elementos menores frente al SiO_2 (Fig. 5.36) 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.

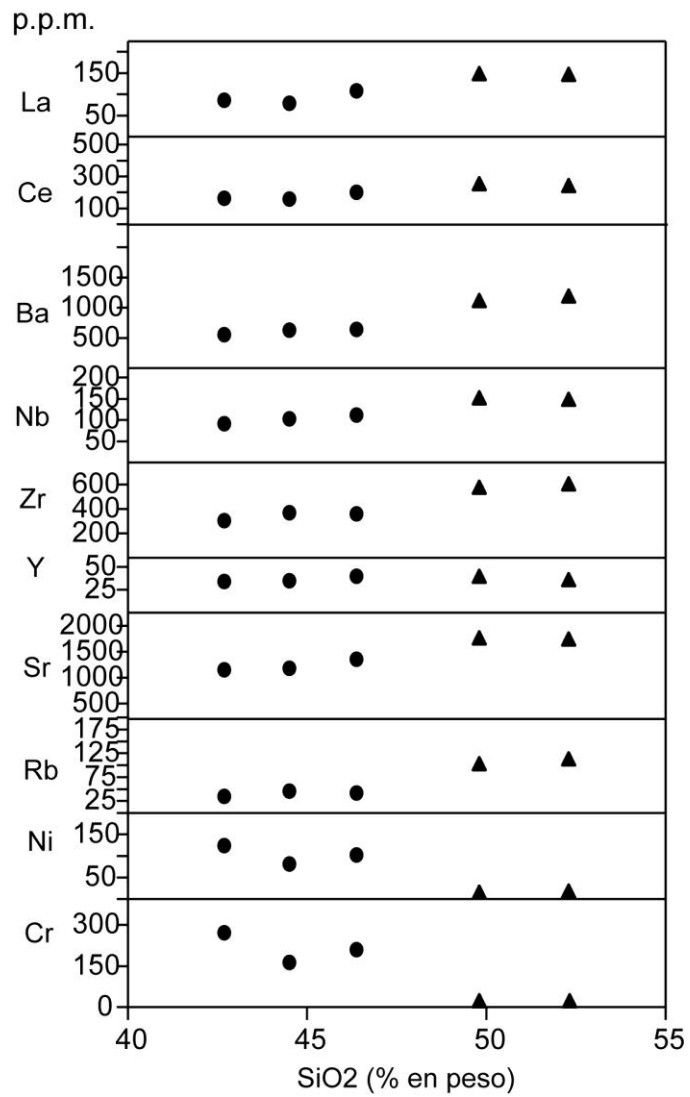


Fig. 5.36. Diagrama de variación de elementos menores de las erupciones prehistóricas. Símbolos como en la Fig. 5.32.

Las tendencias descritas se hacen más evidentes en los diagramas de Tierras Raras normalizadas (REE/Condritas) de la Fig.5.37, donde se evidencian tendencias evolutivas diferenciadas. Los materiales basaníticos 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.

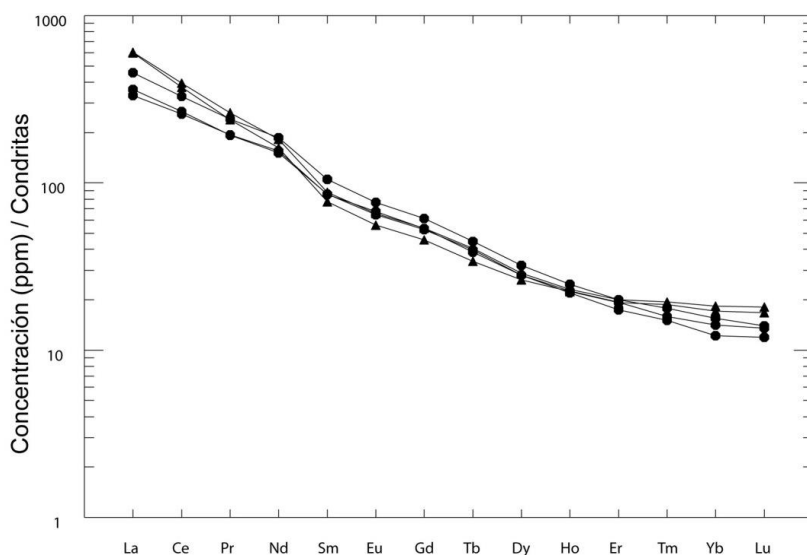


Fig. 5.37. Concentraciones de REE normalizadas-condritas de los materiales lávicos de las erupciones prehistóricas. Símbolos como en la Fig.5.32.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

Como síntesis de la evolución geológica de las formaciones que afloran en la Hoja de Santa Cruz de La Palma 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 volcansmo, 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 más detalle en las Memorias correspondientes al sector Norte de la isla, donde se les ha dado un tratamiento general. Ya que 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.

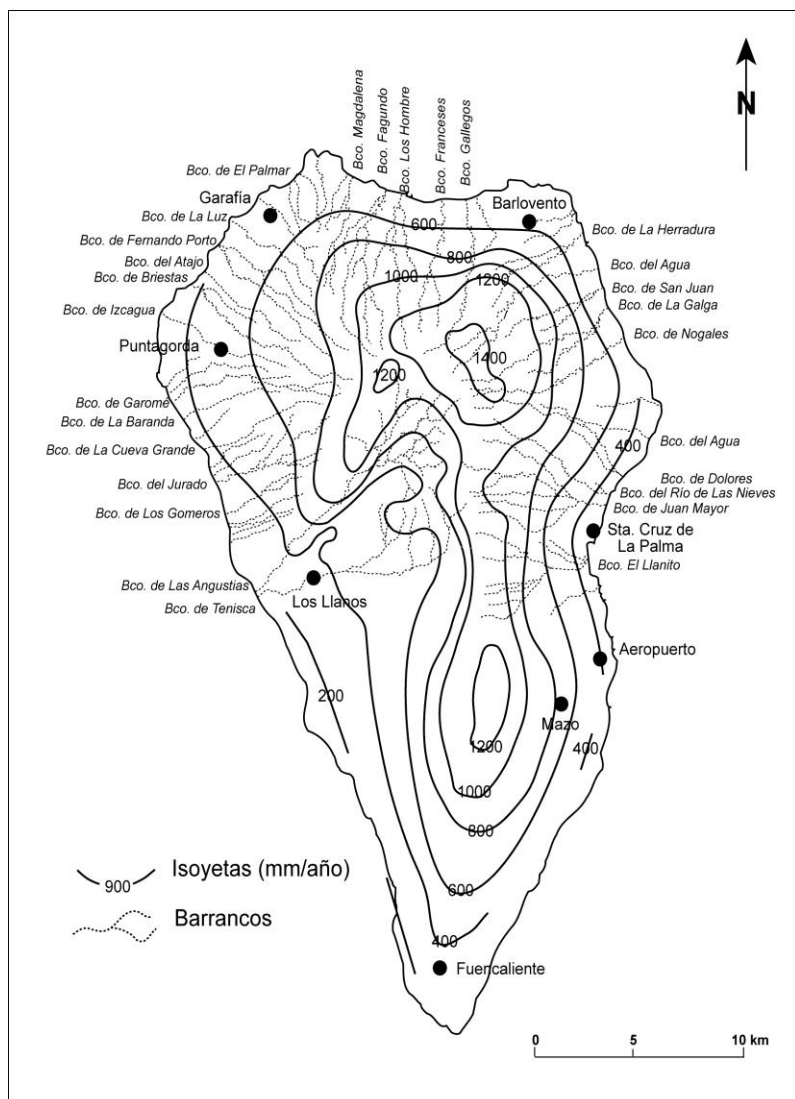


Fig. 7.1. Isoyetas medias anuales calculadas en el Plan Hidrológico de La Palma (1999), mostrando la distribución espacial de las precipitaciones en la isla.

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.

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 de La Palma en relación con la elevación del terreno.

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

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).

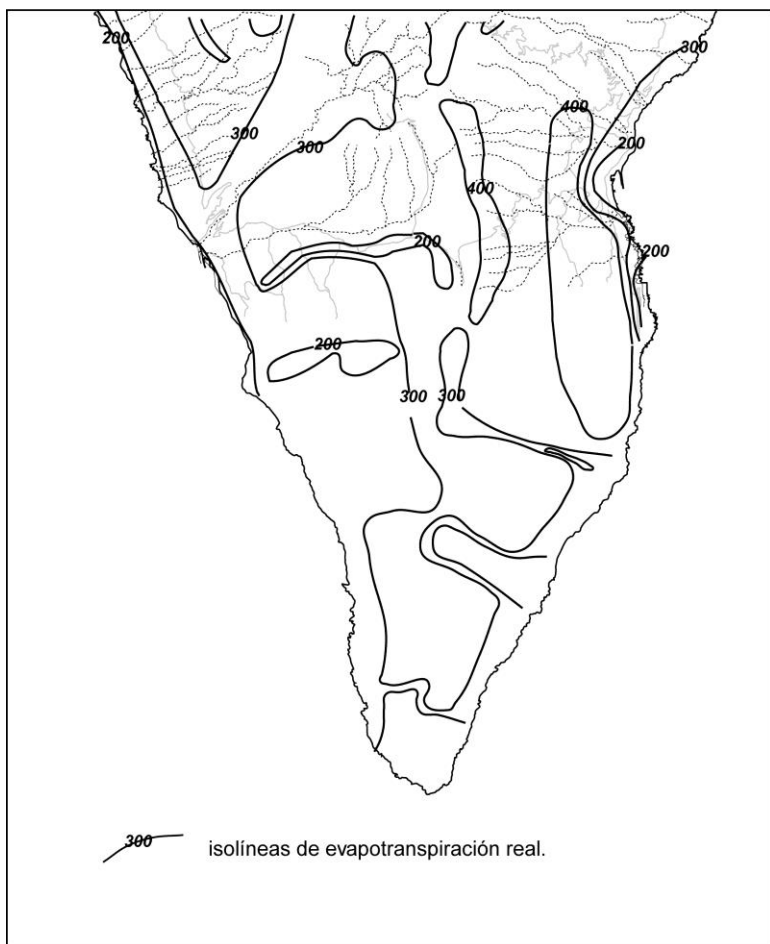


Fig. 7.2. Mapa de distribución espacial de la evapotranspiración real (ETR) para el sector sur de la isla (LPS).

7.1.4. Escorrentía superficial

A excepción de la cuenca de la Caldera de Taburiente y su salida natural por el Barranco 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 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-Barranco 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 Barranco 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 Hm³/año de origen superficial y 12.9 Hm³/año 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

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

Como puede observarse en la Tabla 7.2, 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 esco-

rentía 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 sector 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 una 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 la cartografía de campo de 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 (en la isla de 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.

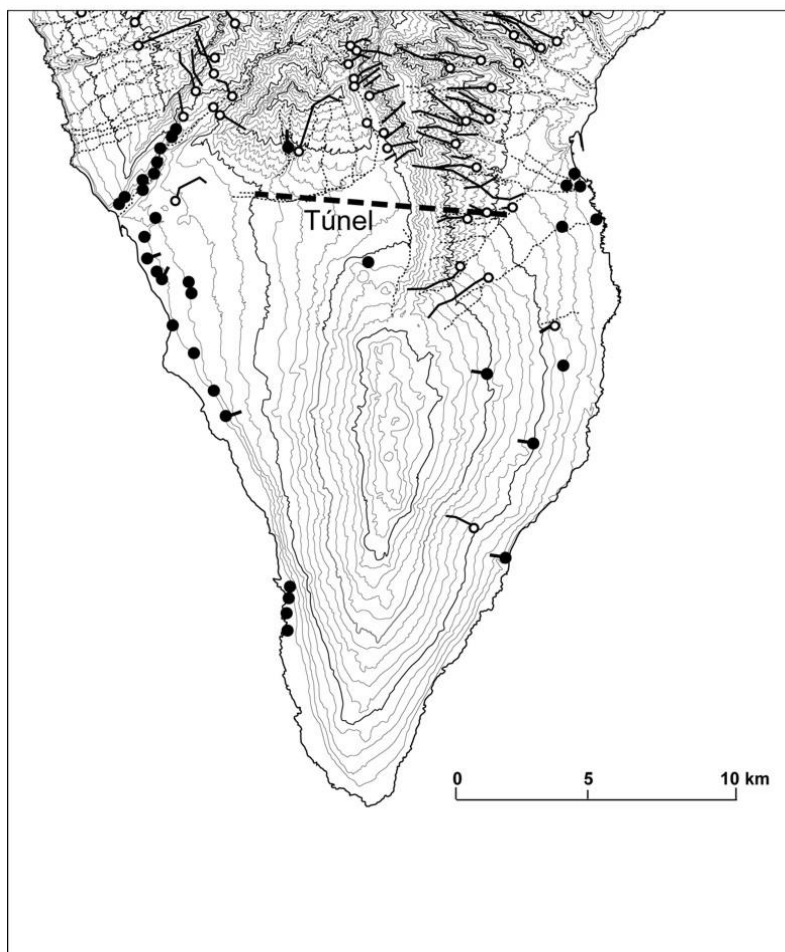


Fig. 7.3. Galerías y pozos del sector sur de la isla (LPS, modificado del Plan Hidrológico de La Palma).

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 fuerte-

mente 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 al sector sur de la isla (LPS) sólo interesan: 1) el acuífero de las vertientes; 2) El acuífero costero; y 3) el acuífero de la mitad sur (Fig. 7.4).

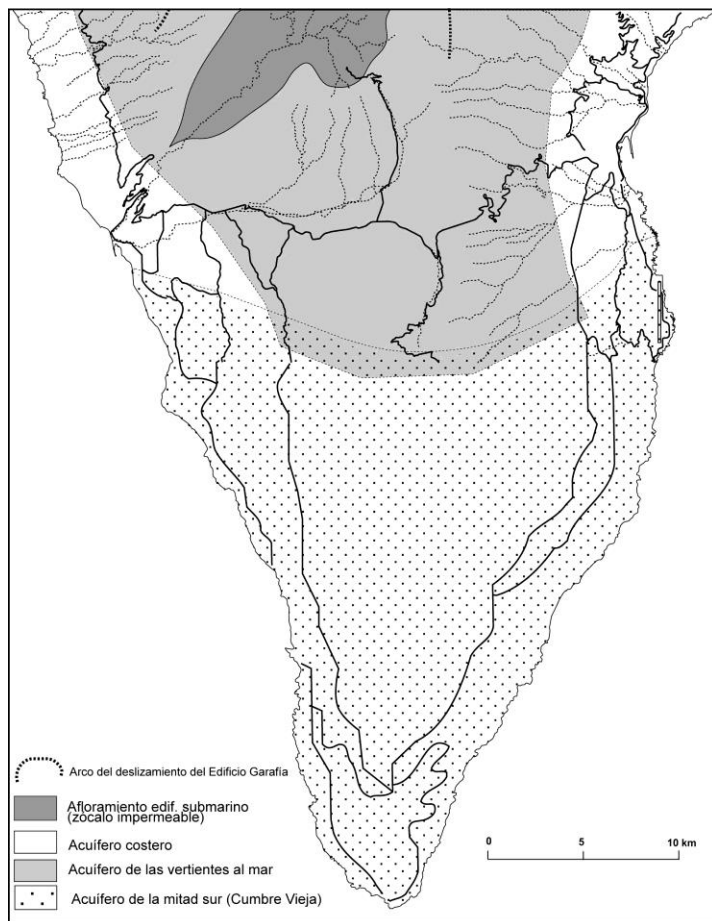


Fig. 7.4. Unidades fundamentales en la estructura hidrogeológica del sector sur de la isla (modificado del Plan Hidrológico de La Palma).

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 del orden de la mitad de las aguas que en ella se aprovechan. Sin embargo, es menos importante en el sector sur de la isla (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 Santa 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.

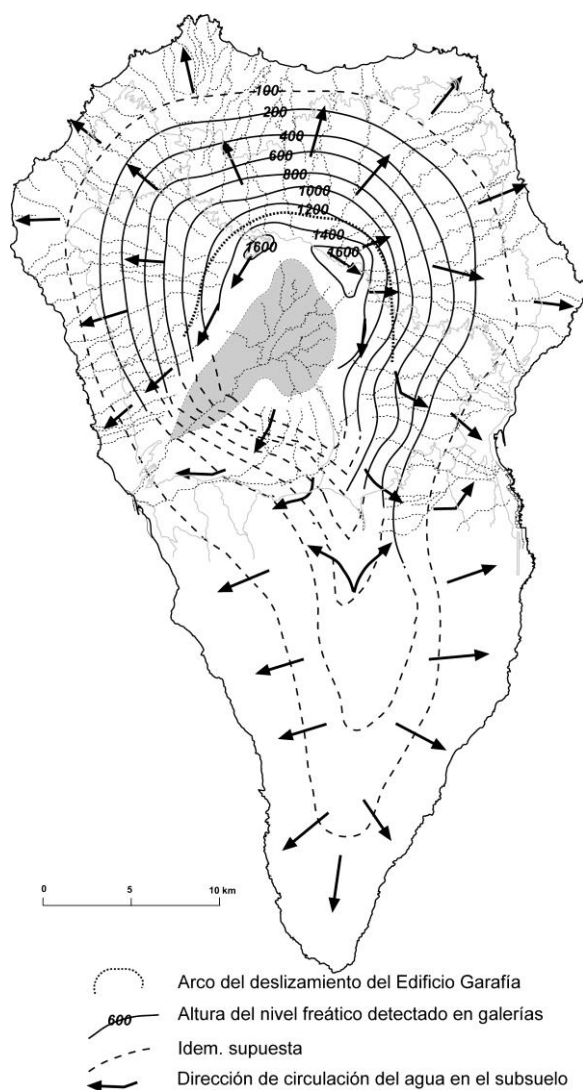


Fig. 7.5. Esquema de la circulación del agua subterránea en la isla de La Palma, (modificado del Plan Hidrológico de La Palma).

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 Hm³/año (500 l/s) calculados en el SPA-15 en 1975, a los 10.1 Hm³/año (318.5 l/s) estimados en el Plan Hidrológico Insular en 1999.

En las Hojas correspondientes al sector 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 Tigalate).

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 Hm³/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 esta Hoja (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 Barranco de Las Angustias, ha producido terrazas subhorizontales, escalonadas a ambos lados del barranco.

Hacia el sur de la Hoja, las pendientes están controladas totalmente por la formación de la dorsal de Cumbre Vieja, se trata de una 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 flan-

co 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.

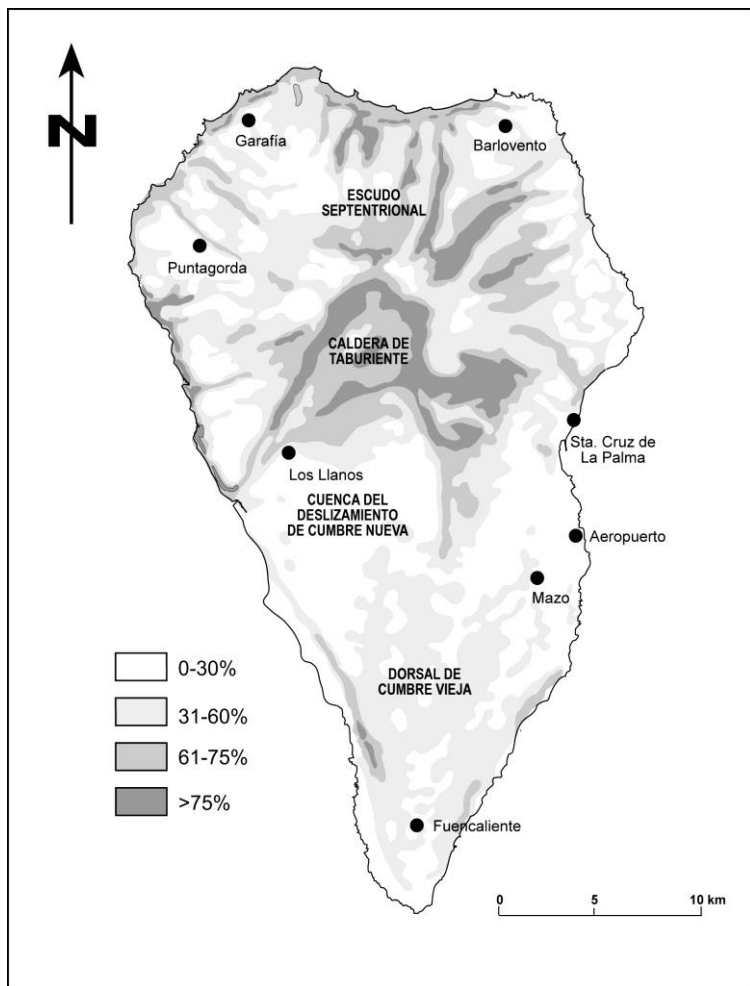


Fig. 8.1. Mapa de pendientes correspondiente al sector sur de la isla (LPS).

8.2. RIESGOS GEOLÓGICOS

Como ya se ha 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.

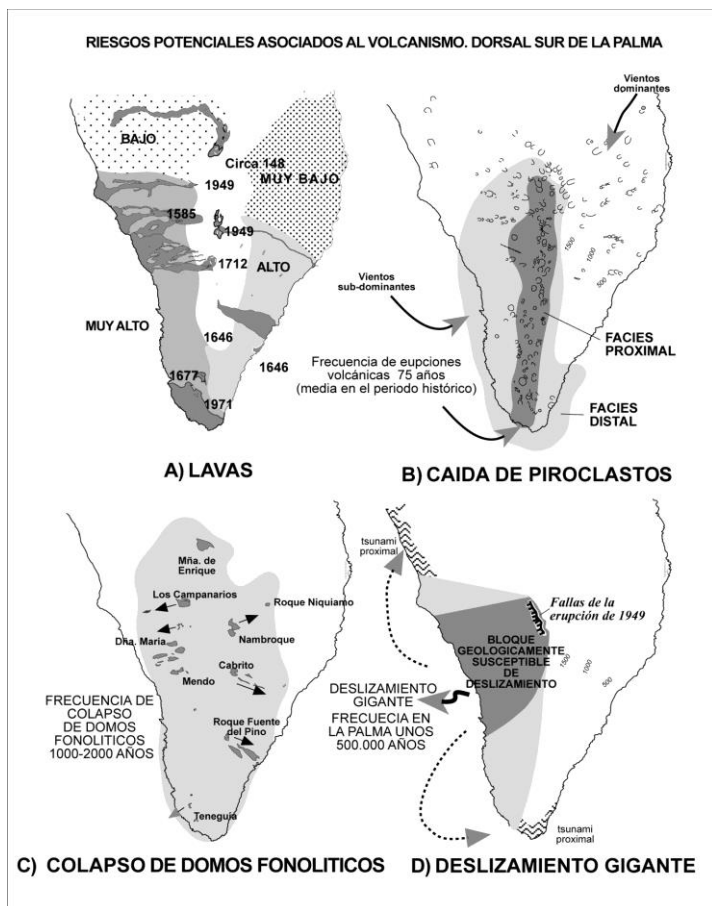


Fig. 8.2. Esquema indicativo de los riesgos asociados al volcanismo en el sector sur de la isla (LPS -Cumbre Vieja).

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 (ver Tabla 2.8). 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.

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 geológi-

ca la que condiciona las pendientes, que son mayores en los flancos del edificio terminal del Taburiente Superior, como se ha discuto 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 Taza-corte.

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.

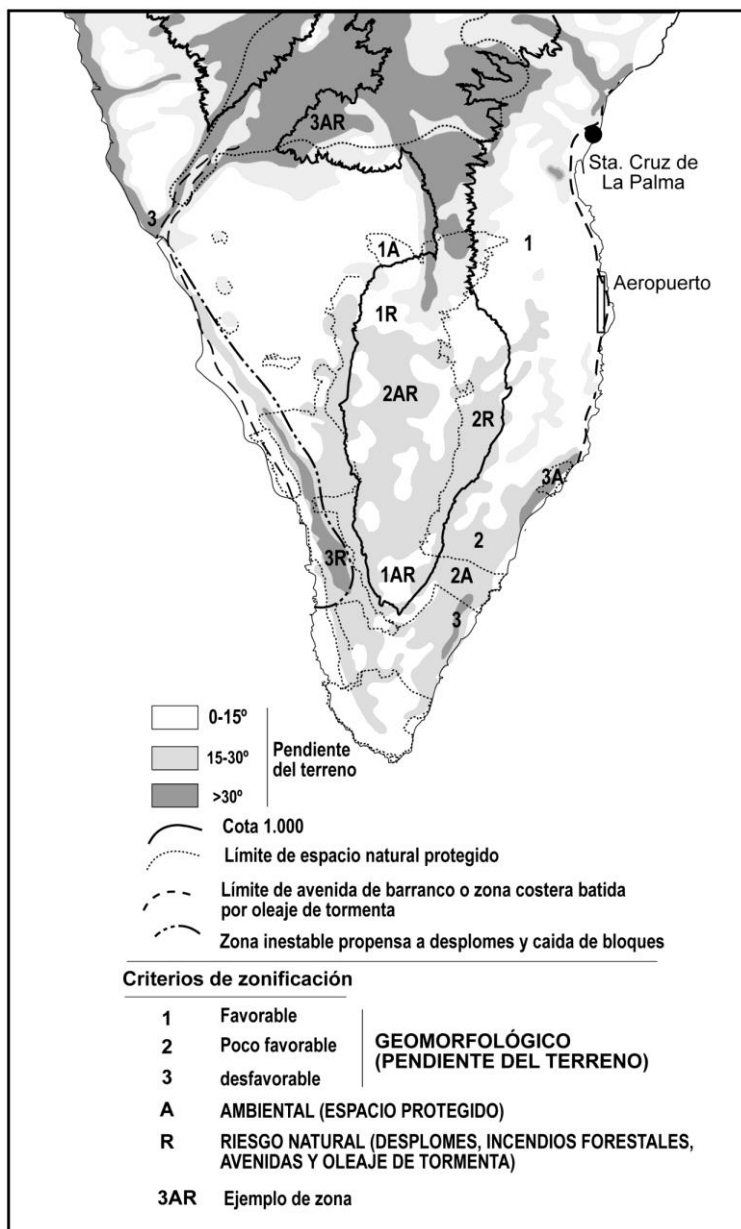


Fig. 8.3. Mapa de zonificación geotécnica del sector sur de la isla (LPS).

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 cortes visibles en algunos conos se han practicado para extraer lapilli como firme de las carreteras.

Las canteras activas en la zona sur de la isla están indicadas en la Tabla adjunta.

Tabla 9.1. Principales canteras de piedra y áridos correspondientes a esta hoja.

Cantera	Situación	Régimen actual	Tipo de árido
Aeropuerto	1085-II (2308/31697)	En actividad	Piedra basáltica
El Riachuelo	1085-II (2215/31747)	En actividad	Relleno de barranco

10. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

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

Dentro de la hoja de Santa Cruz de La Palma sólo se han seleccionado dos Puntos de Interés Geológico, nº 2 y 4 en la figura adjunta (Fig. 10.1). El corte del Barranco de las Angustias, y el Edificio hidromagmático de La Caldereta. Si bien el primero de ellos, es realmente un Área de Interés Geológico (AIG) que se extiende a lo largo de tres hojas E. 1:25.000.

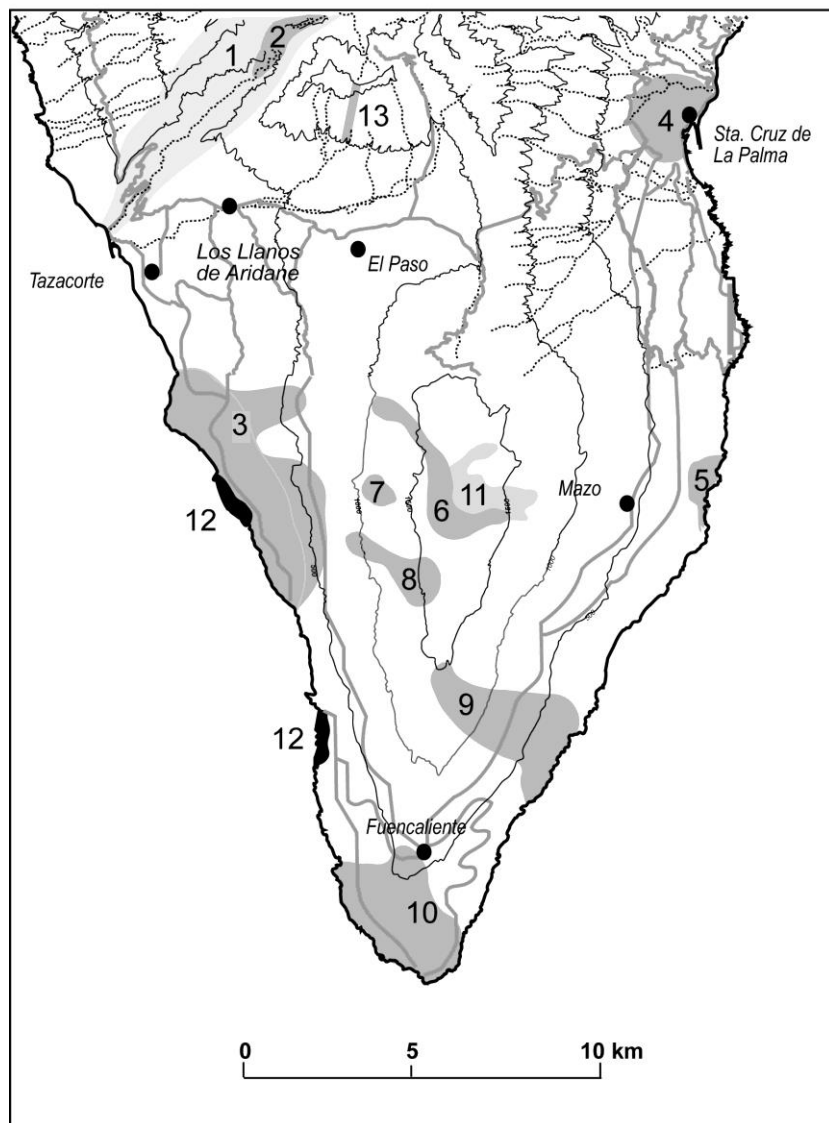


Fig. 10.1. Puntos de interés geológico (PIGs) del sector sur de la isla (LPS).

Nº 2. Cauce del Bco. 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 epiclásica (Sedimentos de El Time) correspondiente a un delta marino.

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

Nº 4. La Caldereta

Tal vez sea uno de los aparatos freatomagmáticos de mayores dimensiones de Canarias, junto al de La Galga, descrito en la Memoria San Juan de Puntallana. Erosionado por el mar, presenta un cantil en la costa de unos 150 m, donde pueden observarse las estructuras típicas de un anillo de tobas (“tuff ring”) hidrovolcánico.

En el interior del “tuff ring” hidrovolcánico se formó un pequeño cono estromboliano que emitió coladas basálticas de corto recorrido, lo que evidencia que al final de la erupción el aparato volcánico quedó aislado del agua.

Interés geológico, geomorfológico, paisajístico y turístico local y regional.

Para su observación utilizar el mirador situado en su cima y las carreteras que lo bordean por ambos lados.

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 Geológicos*, Vol. *Teneguía*: 19-26.
- ANCOCHEA E., HERNÁN F., CENDRERO A., CANTAGREL J.M., FÚSTER 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, pags. 63-81*.
- BRAVO T. (1960). "Estudio hidrogeológico de la Caldera de Taburiente, 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., GUILLLOU, H. AND RODRÍGUEZ BADIOLA, E. (1996). "The 1677 eruption of La Palma, Canary Islands". *Estudios Geol.*, 52: 103-114.
- CARRACEDO J.C., DAY, S., GUILLLOU, H. (1997). "La Palma geological excursion guide-book. International Workshop on Volcanism & Volcanic Hazards in Immature Intraplate Oceanic Islands". *La Palma, 15-18 September, 1997*, 84 pp.
- CARRACEDO J.C., DAY, S., GUILLLOU, 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., GUILLLOU, 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., GUILLLOU, 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, "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.
- CONSEJO INSULAR DE AGUAS DE LA PALMA, 1999. "Plan Hidrológico Insular". III tomos: *Memoria, Normas y Programa de Inversiones*.
- DAY S., CARRACEDO, J.C., GUILLLOU, 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.
- 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.
- 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).

- 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, N°. 1-4: 137-149.
- GUILLOU H., CARRACEDO, J.C., AND DUNCAN, R. (2001). "K-Ar, 40Ar/39Ar 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., 1990, "La erupción del Tahuya, en 1585 y el origen de los Roques de Jedey, La Palma, Canarias, En: Homenaje al Profesor Telesforo Bravo (Tomo I), Pp.425-446". *Universidad de La Laguna (Secretariado de Publicaciones)*.
- 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), Archipiélago". *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.
- IBARROLA E. (1974). "Temporal modification of the basaltic materials from 1971 eruption of the Teneguia volcano (La Palma, Canary Islands)". *Estudios Geol.*, vol. Teneguia, 49-58.
- 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 Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks for a chemical clasification of volcanic rocks based on the total alkali silica (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.
- NAVARRO J.M. Y COELLO, J. (1994). "Mapa geológico del Parque Nacional de La Caldera de Taburiente", *realizado por GEOPRIN,SA para ICONA*.
- 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.
- 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.
- VON BUCH L., 1825. "Physikalische beschreibung der Canarischen Inseln". *Berlin*, 201 pp.
- WHITE J.D.L., SCHMINCKE H.U. (1999). "Phreatomagmatic eruptive and depositional processes during the 1949 eruption on La Palma (Canary Islands)", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 94, N°. 1-4, Pp.283-304
- 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 84-7840-975-4



9 788478 409754