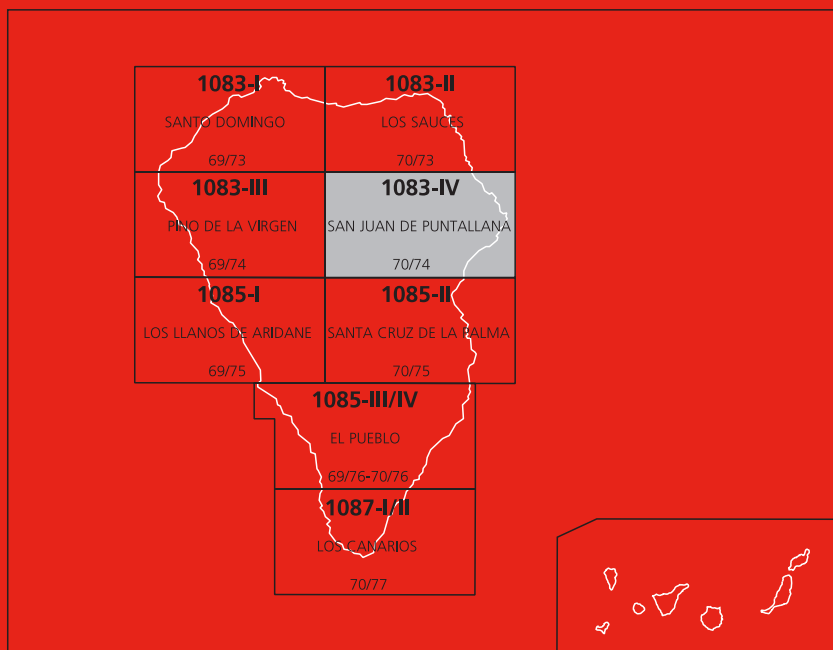




## MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 25.000

Segunda serie - Primera edición



ISLA DE LA PALMA

# SAN JUAN DE PUNTALLANA

# MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:25.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A ESCALA 1:50.000

# SAN JUAN DE PUNTALLANA

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](http://www.igme.es)

NIPO: 728-15-0245

ISBN: 978-84-7840-981-5

Depósito legal: M-31125-201

La hoja geológica a escala 1/25.000 y geomorfológica a escala 1/50.000 de San Juan de Puntallana (1083-IV) y esta memoria han sido realizadas con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en su realización los siguientes técnicos:

### **Autores**

J. C. Carracedo Gómez (CSIC)  
E. Rodríguez Badiola (CSIC) (Petrología y Geoquímica)  
Hervé Guillou (CFR, Francia) (Dataciones radiométricas)

### **Interior de la Caldera de Taburiente:**

J. de La Nuez Pestana (Universidad de La Laguna, ULL)  
A. Hernández Pacheco (Universidad Complutense de Madrid, UCM)

### **Redacción de la memoria**

J. C. Carracedo Gómez (CSIC)  
E. Rodríguez Badiola (CSIC)  
Hervé Guillou (CFR, Francia) (Dataciones radiométricas)

### **Con la colaboración de:**

J. de La Nuez Pestana (Universidad de La Laguna, ULL)  
A. Hernández Pacheco (Universidad Complutense de Madrid, UCM)  
F.J. Pérez Torrado, (Universidad de Las Palmas, ULPGC)  
M<sup>a</sup> .C. Cabrera Santana, (Universidad de Las Palmas, ULPGC)  
E. La Moneda González, (IGME)  
A. Hansen Machín, (ULPGC)

### **Dirección y supervisión del IGME**

L. A. Cueto Pascual, (IGME)

### **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, Geomorfolología y Cartografía Geológica previa consulta con E. Calvo García [e.calvo@igme.es](mailto:e.calvo@igme.es)



# ÍNDICE

<b>1. INTRODUCCIÓN</b>	9
1.1. SITUACIÓN Y CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS	9
1.2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	16
1.3. ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS	20
1.4. METODOLOGÍA	22
<b>2. ESTRATIGRAFÍA</b>	24
2.1. EDIFICIOS VOLCÁNICOS Y EPISODIOS SEDIMENTARIOS	24
2.1.1. Geocronología	25
2.1.1.1. Antecedentes	35
2.1.1.2. Nuevas dataciones radiométricas	38
2.1.1.3. Magnetoestratigrafía	39
2.1.1.4. Estratigrafía geocronológica	42
2.2. EDIFICIO VOLCÁNICO SUBMARINO	46
2.2.1. Formación Volcánica Submarina (1)	48
2.2.2. Fases intrusivas (2,3)	52
2.2.2.1. Domo(s) traquítico-fonolítico(s) de Dos Aguas (2)	52
2.2.2.2. Rocas plutónicas intrusivas (3)	53
2.2.2.3. Alineaciones y enjambres de diques del Complejo Basal	56
2.3. EDIFICIO VOLCÁNICO GARAFÍA	58
2.3.1. Sedimentos, aglomerados y brechas en el interior de la Caldera de Taburiente (4 y Bd)	60
2.3.2. Lavas, piroclastos basálticos, diques y aglomerados volcánicos (5)	61
2.3.2.1. Afloramientos del flanco norte del escudo volcánico	61
2.3.2.2. Afloramientos en Galerías	63
2.4. EDIFICIO VOLCÁNICO TABURIENTE	63
2.4.1. Taburiente Inferior	64
2.4.1.1. Aglomerados (6)	66
2.4.1.2. Coladas de lavas basálticas (8). Meseta central de lavas horizontales	67

2.4.1.3. Conos y depósitos de piroclastos basálticos (7) y coladas de lavas basálticas periféricas (8) .....	69
2.4.2. Taburiente Superior .....	70
2.4.2.1. Conos y depósitos de piroclastos basálticos (9) .....	72
2.4.2.2. Centros de emisión y depósitos hidromagmáticos (10).....	73
2.4.2.3. Coladas de lavas basálticas (11).....	75
2.4.2.4. Rocas plutónicas tardías del interior de la Caldera (12).....	76
2.4.2.5. Coladas de lavas terminales diferenciadas (13).....	76
2.5. EDIFICIO VOLCÁNICO BEJENADO .....	76
2.5.1. Aglomerados volcánicos de la base de El Bejenado (14).....	79
2.5.2. El estratovolcán principal .....	79
2.5.2.1. Centros de emisión y depósitos hidromagmáticos (16).....	79
2.5.2.2. Coladas de lavas basálticas (17).....	79
2.5.3. Centros laterales y periféricos (18,19) .....	80
2.5.3.1. Conos de piroclastos basálticos con intercalaciones de aglomerados y sedimentos en el interior de la Caldera de Taburiente (18). .....	80
2.5.3.2. Coladas de lavas basálticas y aglomerados (19).....	81
2.6. FORMACIONES SEDIMENTARIAS .....	82
2.6.1. Sedimentos holocenos .....	82
2.6.1.1. Aluviales (23) .....	82
2.6.2.2. Coluviones y depósitos de ladera (24).....	82
2.6.2.3. Avalanchas y desplomes costeros (25) .....	82
2.6.2.4. Playas de arenas y cantos (26) .....	83
<b>3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA .....</b>	<b>84</b>
3.1. ALINEACIONES Y ENJAMBRES DE DIQUES .....	84
3.2. ALINEACIONES DE CENTROS DE EMISIÓN. DORSALES ("RIFTS") .....	86
3.3. DESLIZAMIENTOS GRAVITATORIOS.....	87
3.3.1. Deslizamiento gravitatorio de Garafía .....	87
3.3.2. Deslizamiento gravitatorio de Cumbre Nueva .....	89
3.4. FALLAS Y FRACTURAS RECIENTES .....	91

<b>4. GEOMORFOLOGÍA</b>	92
4.1. EDAD DE LAS FORMACIONES Y MORFOLOGÍA	92
4.2. FASES GENERATIVAS DEL RELIEVE	94
4.3. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA	94
4.4. MORFODINÁMICA ACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS	95
<b>5. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA</b>	96
5.1. EDIFICIO SUBMARINO: PETROLOGÍA	96
5.1.1. Volcanismo submarino	96
5.1.2. La fase intrusiva traquítica	97
5.1.3. Las rocas plutónicas intrusivas	98
5.1.4. La red filoniana	99
5.2. EDIFICIO SUBMARINO: GEOQUÍMICA	101
5.3. EDIFICIO VOLCÁNICO GARAFA: PETROLOGÍA	126
5.4. EDIFICIO VOLCÁNICO GARAFA. GEOQUÍMICA	128
5.5. EDIFICIO VOLCÁNICO TABURIENTE	135
5.5.1. Taburiente Inferior: Petrología	135
5.5.1.1. Formaciones volcánicas [7-8]	135
5.5.2. Taburiente Inferior. Geoquímica	137
5.5.3. Taburiente Superior: Petrología	145
5.5.3.1. Centros de emisión y depósitos hidromagmáticos [10]	145
5.5.3.2. Coladas de lavas basálticas [11]	146
5.5.3.3. Formaciones subvolcánicas [12]	149
5.5.3.4. Coladas de lavas terminales diferenciadas [13]	150
5.5.4. Taburiente Superior. Geoquímica (11-13)	151
5.6. EDIFICIO VOLCÁNICO BEJENADO. PETROLOGIA Y GEOQUIMICA	165
5.6.1. Centros de emisión y depósitos hidromagmáticos [16]	165
5.6.2. Coladas de lavas basálticas (17)	166
<b>6. HISTORIA GEOLÓGICA</b>	176
<b>7. HIDROGEOLOGÍA</b>	178
7.1. CLIMA E HIDROLOGÍA	178

7.1.1. Pluviometría .....	178
7.1.2. Temperatura.....	178
7.1.3. Evapotranspiración .....	179
7.1.4. Escorrentía superficial .....	180
7.1.5. Balance hidrológico .....	181
7.2.- HIDROGEOLOGÍA.....	182
7.2.1. Características hidrogeológicas de los materiales .....	182
7.2.2. Unidades hidrogeológicas: acuíferos. ....	184
7.2.3. Sistemas de captación de las aguas subterráneas .....	187
7.3. HIDROGEOQUÍMICA .....	188
<b>8. GEOTECNIA.....</b>	<b>190</b>
8.1. ANÁLISIS DE PENDIENTES .....	190
8.2. CARACTERÍSTICAS Y ZONIFICACIÓN GEOTÉCNICA .....	192
<b>9. GEOLOGÍA ECONÓMICA. MINERÍA Y CANTERAS .....</b>	<b>195</b>
<b>10. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO .....</b>	<b>195</b>
<b>11. BIBLIOGRAFÍA .....</b>	<b>199</b>

# 1. INTRODUCCIÓN

## 1.1. SITUACIÓN Y CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS

La isla de La Palma ocupa el extremo noroeste del Archipiélago Canario (Fig.1.1). Esta isla junto con la de El Hierro son las de más reciente construcción del Archipiélago y La Palma la que mantiene en época reciente un volcanismo más activo.

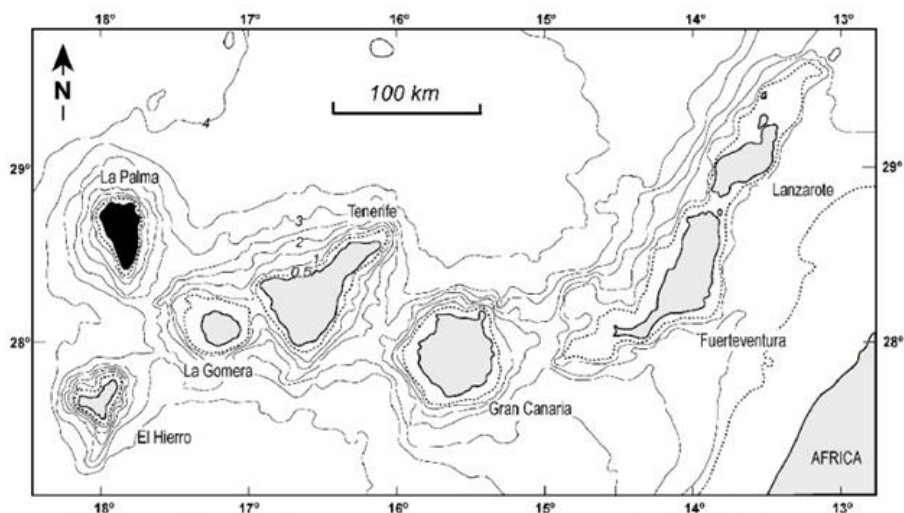


Fig. 1.1. Situación de la isla de La Palma en el extremo occidental de la alineación de islas que conforman el Archipiélago Canario. Se indica la batimetría en curvas a 500 m (línea de puntos) y 1000 m.

La Palma, con una superficie de 706 Km<sup>2</sup> es la quinta isla en extensión del archipiélago. A pesar de su limitada superficie es, después de la isla de Tenerife, la que alcanza mayor altura (2.423 m). De construcción enteramente volcánica, a la superestructura emergida hay que añadirle unos 4000 m de edificio sumergido, por lo que la isla en conjunto alcanza 6.500 m de altura sobre el fondo oceánico (Fig. 1.2). En la evolución de los edificios insulares se aprecia claramente cómo Tenerife, en las fases finales de la etapa en escudo, de máximo crecimiento, alcanza la mayor altura, mientras que La Palma y El Hierro, en los inicios de esta etapa, están aún menos desarrolladas. El resto de las islas, en el estadio post-erosivo, presentan edificios regresivos, fuertemente desmantelados y decrecidos (ver Fig. 1.2).

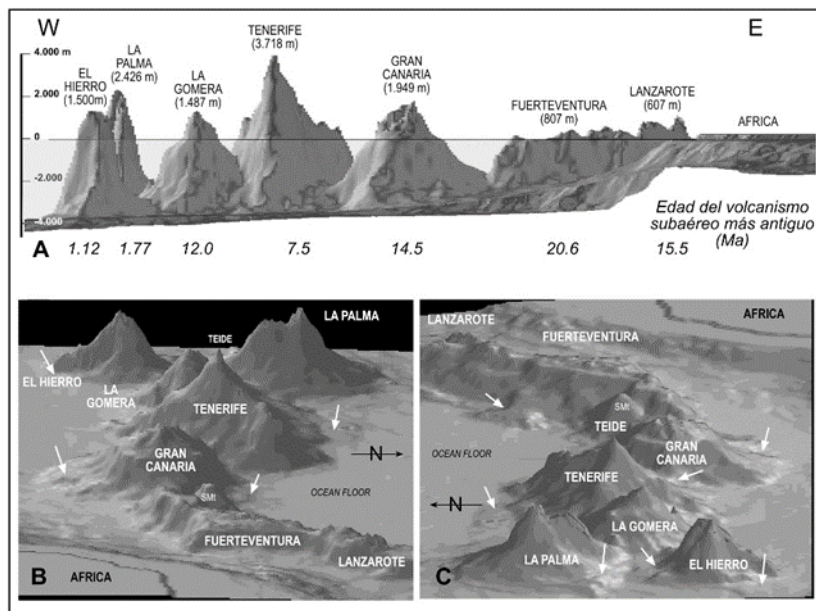


Fig. 1.2. Modelo en relieve sombreado de las Islas Canarias realizado a partir de la batimetría. Obsérvese las diferencias en la relación altura/base de los edificios insulares, mayor en las islas en fase inicial de desarrollo (fase en escudo) como La Palma, El Hierro y Tenerife. Explicación en el texto.

El contorno de la isla tiene forma de gota de agua invertida, con un escudo volcánico circular en el norte (en adelante Escudo Norte) y una dorsal o rift de alineación norte-sur (Dorsal de Cumbre Vieja) conformando su mitad meridional (Fig. 1.3).

Las considerables alturas de ambos edificios (2.423 m y 1.990 m, respectivamente) y su situación en el interior del Atlántico, hacen que La Palma se vea más afectada que el resto del Archipiélago por el régimen de los vientos alisios y frecuentes borrascas atlánticas, sobrepasándose los 600 mm/año en buena parte de la superficie de la isla y los 900 mm/año en la zona de cumbres (Fig. 1.4). En consecuencia, el clima de la isla es benigno y relativamente húmedo, con medias que raramente son inferiores a los 18° en las costas. Sin embargo, la presencia de elevadas cotas en la cumbre del Escudo Norte hace que sean frecuentes las nevadas y pueden allí encontrarse manifestaciones de procesos glaciares.

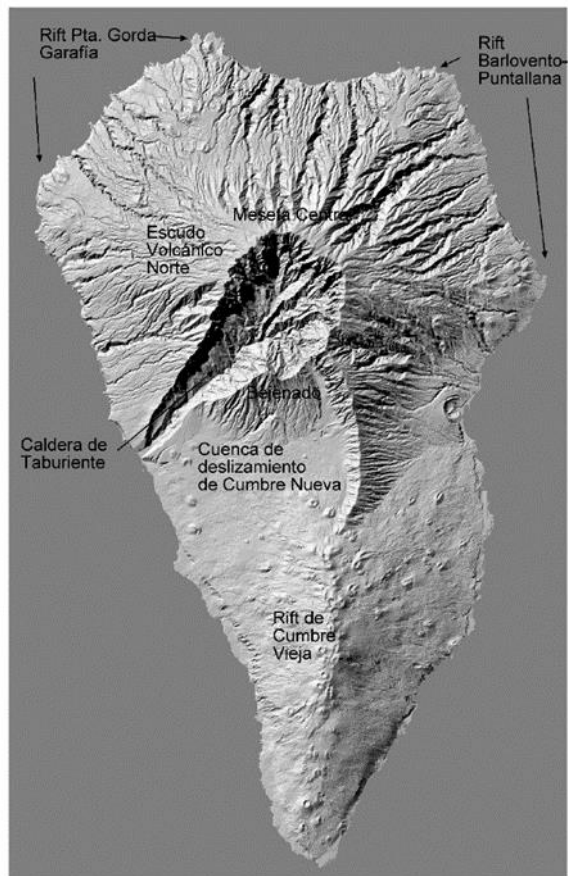


Fig. 1.3. Modelo en relieve sombreado de la isla de La Palma, obtenido por ordenador a partir de las hojas topográficas 1/25.000 del IGN. Se indican los principales elementos geológicos, geomorfológicos y estructurales de la isla.

La pluviosidad no alcanza en La Palma los valores usuales de la mayoría de las islas volcánicas oceánicas (Isla de la Reunión, Archipiélago de Hawai, etc.). Este hecho es positivo para la observación geológica, ya que existe una menor cubierta vegetal y las rocas están menos alteradas. La escasez de lluvias ha obligado a la perforación de numerosas galerías para la captación de las aguas subterráneas, lo que permite, como caso excepcional, la observación directa de la estructura profunda de los edificios volcánicos. La configuración de La Palma hace que se definan dos zonas, más seca al oeste y más húmeda al este, a diferencia de las restantes islas del Archipiélago en que esta división es al sur y norte respectivamente.

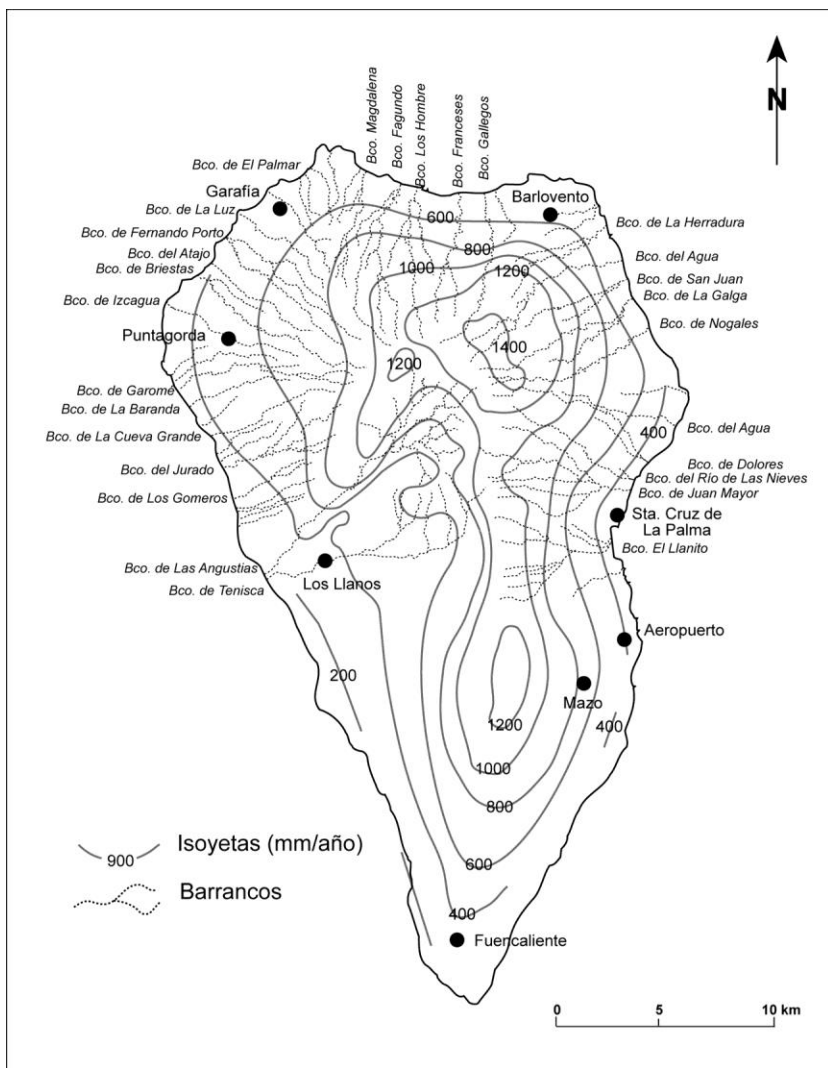


Fig. 1.4. Esquema hidrográfico de La Palma. La pluviometría se expresa en isoyetas (Plan Hidrológico de La Palma). Se indican asimismo los principales barrancos, que se concentran en el escudo volcánico del norte de la isla con una red claramente radial.



Una característica de estas islas oceánicas en fase juvenil de desarrollo es la presencia de fuertes pendientes, fundamentalmente estructurales en la Dorsal de Cumbre Vieja y erosivas en el Escudo Norte (Fig. 1.5). Procesos tectónicos (deslizamientos gravitacionales) y la erosión posterior han contribuido a la formación de las depresiones más importantes de la isla: la Caldera de Taburiente y el Valle de Aridane. Abundan en el Escudo Norte, más antiguo, los barrancos de origen erosivo, con extensas cabeceras y profundos cauces (Figs. 1.3 y 1.4). En la mitad meridional de la isla, mucho más reciente, no existen barrancos o están apenas insinuados (ver Figs. 1.3, 1.4 y 1.5).

Las costas son mucho más acantiladas en el escudo norte, donde abundan escarpes costeros casi verticales que superan los 200 m. En estos cantiles son frecuentes los desplomes costeros ("rockfalls"), que contribuyen a su rápido desarrollo. En el sur de la isla los escarpes están frecuentemente suavizados y fosilizados por cascadas de lavas y plataformas costeras, que han sido casi totalmente dismanteladas en el norte, aunque se aprecian aún sus vestigios.

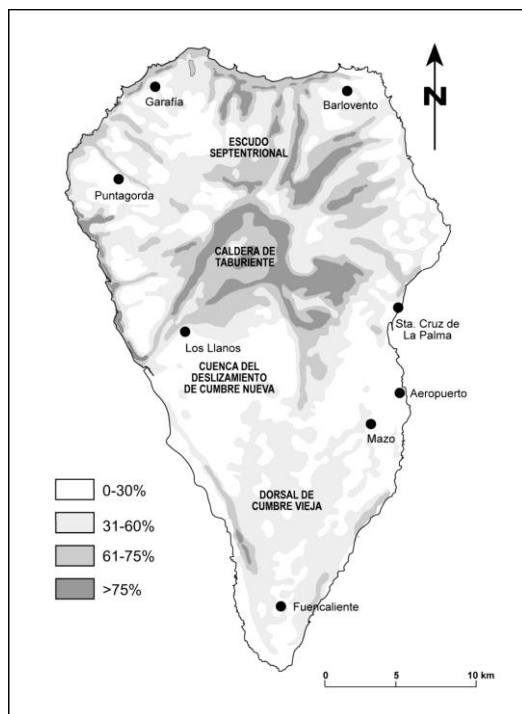


Fig.1.5. Mapa de pendientes de La Palma, obtenido por un proceso de cálculo a partir de los mapas digitales 1/25.000 del IGN. Las pendientes se indican en %. Obsérvese la presencia de las mayores pendientes en el escudo volcánico antiguo del Norte de la isla, de génesis fundamentalmente tectónica y erosiva. Las pendientes de la dorsal de Cumbre Vieja, en cambio, de reciente formación, son principalmente constructivas.

Las playas, de arenas y cantos de composición basáltica con el típico color negro, son escasas y de poco desarrollo, debido a la fuerte erosión en las zonas más antiguas y a la construcción volcánica en las recientes. Este hecho ha condicionado el desarrollo turístico de la isla, enfocado en buena parte al turismo rural, de montaña, y al disfrute de la naturaleza.

Las características climáticas y orográficas han compartimentado la isla en un sinfín de microclimas, favoreciendo la existencia de una interesante vegetación con abundantes endemismos. El monte húmedo (laurisilva), en cierto modo similar al "rain forest" de las islas oceánicas, predomina en los barrancos y las vertientes más lluviosas del NE y E del escudo, estando, en cambio, ocupadas por pinares las zonas más altas y las vertientes occidentales del escudo, así como la dorsal de Cumbre Vieja. Las plataformas lávicas costeras y las depresiones tectónicas han sido ocupadas por vegetación de sustitución, principalmente cultivos (plataneras, viñedos, aguacates, etc.).

El desarrollo turístico, basado, entre otras razones, en la espectacular naturaleza de la isla y el deterioro de los destinos tradicionales, ha originado un despegue económico (muy pronunciado en los últimos años). La población se agrupa en tres zonas principales: el sector industrial y administrativo de la capital, Santa Cruz de La Palma; el sector agrícola y turístico de Los Llanos de Aridane y el sector agrícola de Los Sauces (Fig. 1.6).

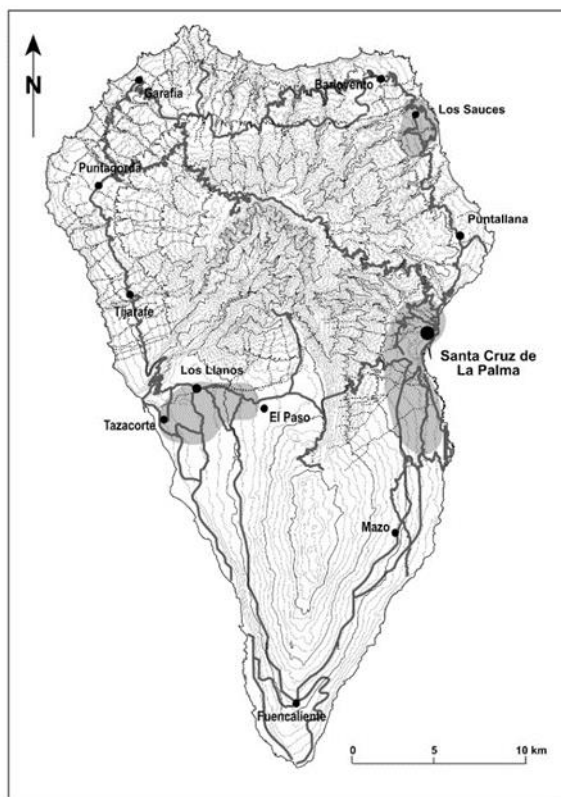


Fig.1.6. Distribución de la actividad humana en La Palma. Se indican los sectores de concentración de la población y de la actividad económica, así como las principales vías de comunicación.

La red de comunicaciones, de difícil trazado por la abrupta orografía de la isla y los profundos barrancos del norte, ha experimentado una considerable mejora en los últimos años. Es posible el acceso a la mayoría de la superficie de la isla, bien por carreteras asfaltadas, bien por pistas de tierra abiertas para comunicar caseríos, fincas, zonas agrícolas y para el cuidado de bosques y la lucha contra incendios forestales. También han mejorado de forma espectacular los mapas topográficos. La base utilizada para este mapa geológico es la de escala 1/25.000 editada por el Instituto Geográfico Nacional (IGN). Como complemento a la base topográfica existe una excelente serie de ortofotos digitales (1/5.000 y 1/25.000) que cubren toda la isla, elaboradas por el Gobierno de Canarias.

## 1.2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

Las Islas Canarias constituyen un conjunto de siete islas principales, con una superficie de 7.500 Km<sup>2</sup>, situado entre los paralelos 27° 38'-29° 25' de latitud norte y los meridianos 13° 20'-18° 9' de longitud oeste (ver Fig. 1.1). Conforman un archipiélago alargado en dirección E-O, con una longitud de aproximadamente 500 Km, y con su extremo oriental distante unos 100 Km de la costa africana.

Las islas se asientan sobre corteza oceánica correspondiente a la zona de calma magnética, de edad comprendida entre 180 y 150 Ma, y en zona de margen continental pasivo, aunque en esta área la actividad magmática es importante. El espesor de la corteza aumenta desde las islas occidentales a las orientales, oscilando entre 10 y 15 Km.

Cada isla es un edificio volcánico independiente, excepto Fuerteventura y Lanzarote que tienen un origen común y están solamente separadas por un estrecho con menos de 40 m de profundidad. Los edificios insulares se asientan sobre fondos marinos de 3000-4000 m de profundidad (ver Fig. 1.2).

Las Canarias constituyen un ejemplo más entre los archipiélagos oceánicos originados por la actividad de una pluma del manto o punto caliente (Anguita y Hernan, 1969; Carracedo, 1974, 1984, 1999; Schmincke, 1982; Carracedo y colaboradores, 1998). La pauta general en este tipo de islas suele ser la formación de una alineación sencilla en que cada edificio insular se forma cuando los anteriores han terminado la etapa principal de desarrollo. Sin embargo, La Palma y El Hierro se están formando de forma simultánea (ver Figs. 1.1 y 1.2), configurando el archipiélago una alineación doble a partir de la construcción de la isla de Tenerife. Tal disposición tiene importantes implicaciones en la estructura geológica y la evolución pasada y futura de estas islas.

La influencia de un punto caliente puede inferirse, entre otros factores, al igual que en islas similares como Reunión, o Archipiélago de Hawai, etc., por el predominio de "rifts" radiales, frecuentemente con geometría regular en tres ramas a 120° (Navarro y Soler, 1993; Carracedo, 1994, 1996, 1999). Los grupos de islas con influencia claramente tectónica, como el Archipiélago de las Azores, presentan, en cambio, alineaciones volcánicas concordantes con las pautas tectónicas dominantes.

La isla de La Palma guarda grandes similitudes con la isla de la Reunión, asimismo originada por un punto caliente, que también presenta un edificio más antiguo e inactivo (el Pitón des Neiges, equivalente al Escudo Norte de La Palma), y una dorsal activa (el Pitón de La Fournaise, similar a la dorsal de Cumbre Vieja).

Una diferencia sustancial de los Archipiélagos de Canarias y Cabo Verde con los grupos de islas volcánicas mencionados es la ausencia de subsidencia significativa (Carracedo, 1999). Este hecho explica que permanezcan emergidas en Canarias formaciones de más de 20 millones de años, mientras que en Hawai, las islas de más de 5-6 Ma se han sumergido, transformándose de nuevo en montes submarinos.

La extrema estabilidad del Archipiélago propicia que puedan observarse las distintas etapas de construcción, que, a su vez, permiten el establecimiento de las principales unidades que caracterizan la estratigrafía volcánica de las islas. Las etapas o unidades más obvias son la etapa submarina, que constituye la infraestructura sumergida de los edificios insulares y comprende más del 80-90% de su volumen total, y la etapa subaérea, que forma la superestructura visible de cada edificio. Las formaciones submarinas afloran, gracias a la ausencia de subsidencia mencionada, a empujes ascensionales intrusivos y a la erosión y procesos tectónicos (deslizamientos gravitacionales) que las exhuman. Las islas en que aflora en superficie esta formación son

Fuerteventura, La Gomera y La Palma, aunque, lógicamente, estará presente en el subsuelo de las demás.

La erosión marina es muy activa una vez que las islas emergen, por lo que la construcción subaérea tarda en consolidarse. Por consiguiente, se genera una fuerte discordancia erosiva, que separa el edificio submarino emergido de los episodios volcánicos subaéreos. Esta discordancia a veces es también angular, por efecto del levantamiento y basculamiento de la formación submarina por fenómenos de intrusión, como es el caso de La Palma.

En cuanto al volcanismo subaéreo, todas las islas presentan una primera etapa (etapa en escudo), con emisión de basaltos fisurales con elevadas tasas eruptivas, que conforman rápidamente el 90% de los edificios subaéreos, originando extensos y potentes apilamientos de lavas con depósitos piroclásticos intercalados y que, en conjunto, tienden a formar edificios de baja relación de aspecto, con diámetros relativamente extensos y suaves pendientes (escudos). Esta primera fase tiene significado geocronológico diferente en las distintas islas, como corresponde a su formación secuenciada. Las islas de Tenerife, El Hierro y La Palma están en esta primera fase de desarrollo, las dos últimas en un estadio aún muy juvenil.

Con posterioridad y tras un periodo de quiescencia, se inicia una fase de actividad volcánica mucho más diversificada y desorganizada, dispersa temporal y espacialmente y de carácter más restringido (etapa post-erosiva o de rejuvenecimiento). Esta fase tardía sólo se presenta en las islas orientales: Gran Canaria, Lanzarote y Fuerteventura. La isla de La Gomera se encuentra en el periodo de quiescencia y erosión, lo que explica la ausencia de volcanismo histórico y el profundo desmantelamiento del edificio insular. Sin embargo, si se considera la evolución de las restantes islas, no puede descartarse una reactivación de rejuvenecimiento del volcanismo en esta isla, en su tránsito a la siguiente etapa de desarrollo.

Las numerosas dataciones radiométricas realizadas en las Islas Canarias ponen de manifiesto la presencia de estas grandes etapas: a) la fase juvenil en escudo, de volcanismo intensivo; b) la fase de quiescencia y erosión y c) el volcanismo de rejuvenecimiento (Fig. 1.7). En las islas más alejadas del punto caliente y, por lo tanto, las más antiguas del archipiélago (Fuerteventura, Lanzarote y Gran Canaria), aparecen nítidamente reflejadas las tres etapas, lo que ha facilitado la definición de su estratigrafía. En cambio, las occidentales y más jóvenes (El Hierro y La Palma) están aún inmersas en la etapa inicial de desarrollo.

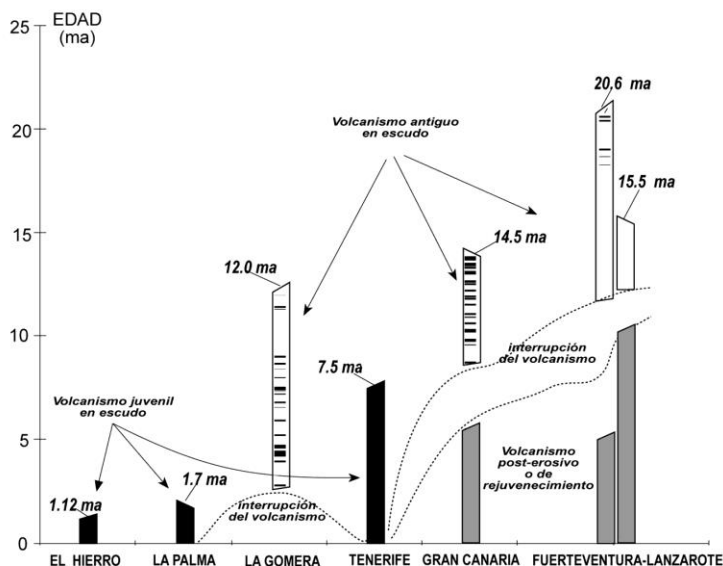


Fig.1.7. Edades radiométricas publicadas de las Islas Canarias, indicando los periodos de actividad volcánica y de reposo del Archipiélago.

Por analogía con los demás grupos de islas volcánicas oceánicas similares en origen y evolución, se han asignado a estas etapas (Carracedo, 1994, 1999; Carracedo y otros, 1998) los mismos nombres y significados que fueron aplicados por Clague y Dalrymple (1987) y Walker (1990) en Hawaii (Fig. 1.8). Este concepto es preferible al de "Series" utilizado por Fúster y colaboradores (1968), pues se evita así el utilizar términos como Series Antiguas o Series Recientes, con significado equivalente en todas las islas pero que comprenden formaciones volcánicas de significado cronológico y estratigráfico completamente diferentes. Por otra parte, el concepto de "Series" utilizado en Canarias no se adapta a la definición actualmente en uso (NACSN, 1983), que restringe la utilización de este término a unidades geológicas formadas en el mismo intervalo de tiempo y con límites sincrónicos.

Una mayor definición y detalle en la cartografía y estratigrafía volcánicas se logra separando los diferentes edificios volcánicos (cuando sus límites están claros) y, dentro de ellos, unidades secundarias significativas. Para esto, en el caso de las fases juveniles de actividad muy continuada, es de gran ayuda la combinación de criterios geológicos, geomorfológicos, geocronológicos, fundamentalmente las dataciones radiométricas y las inversiones geomagnéticas (Carracedo, 1974; Carracedo y colaboradores, 1996, 1997; Guillou y colaboradores, 1996, 1998).

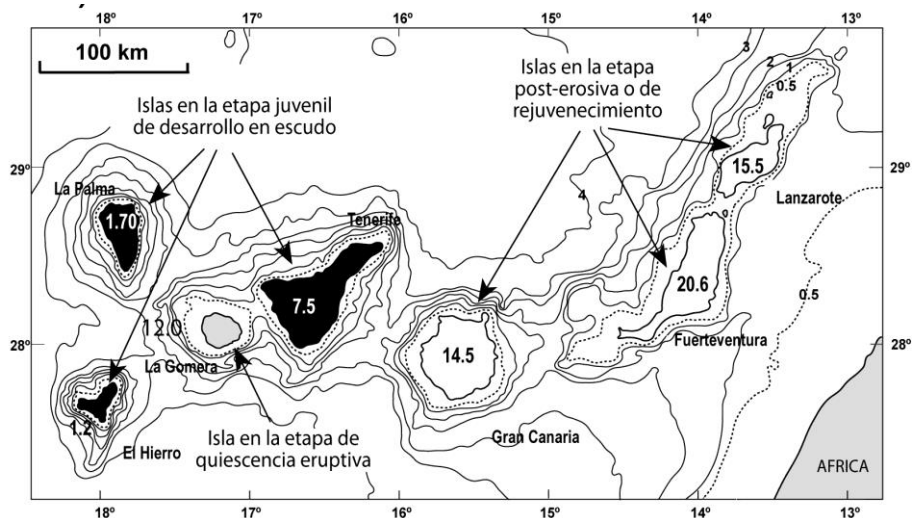


Fig.1.8.Separación de las islas por grupos, según su fase de evolución en el conjunto del Archipiélago.

La evolución geoquímica y petrológica del volcanismo del Archipiélago se caracteriza por dar asociaciones magmáticas alcalinas, que se corresponden plenamente con las propias de islas oceánicas. En las Islas Canarias, sin embargo, la variación composicional es más amplia, encontrándose términos extremadamente básicos y subsaturados (basanitas, nefelinitas, basaltos), términos intermedios (traquibasaltos, tefritas) y tipos ya altamente diferenciados (traquitas, fonolitas, y riolitas).

En general, los ciclos volcánicos son progresivamente más alcalinos en todas las islas. Sin embargo, en Gran Canaria, Tenerife y La Palma la alcalinidad es más acentuada y son volumétricamente más importantes los diferenciados sálicos y alcalinos (Fúster, 1975). Por el contrario, en las restantes islas esta tendencia es menos acentuada y este tipo de diferenciados más escaso.

Aunque en las islas Hawai el volcanismo en escudo sea mayoritariamente de basaltos toleíticos, son los basaltos alcalinos los que con gran diferencia predominan en Canarias, donde se presenten mayoritariamente asociados a los diferenciados sálicos en las etapas post-erosivas tardías. Basaltos toleíticos han sido citados como un hecho poco común en Canarias en la erupción de 1.730-1.736 en Lanzarote (Carracedo y Rodríguez Badiola, 1991, 1993; Carracedo y colaboradores, 1992).

El detallado estudio petrológico y geoquímico realizado en este proyecto pone de manifiesto una interesante variación petrológica y geoquímica entre los diversos edificios volcánicos y en las fases de desarrollo de los mismos.

En síntesis, la isla de La Palma es un ejemplo típico de isla volcánica oceánica originada por la actividad de una pluma del manto en el interior de una placa (la Africana), aunque en un borde continental pasivo, y en fase juvenil de desarrollo. Gran parte de las características geológicas de la isla están condicionadas por estas circunstancias geológicas y geodinámicas, como se describe en detalle en esta memoria.

### 1.3. ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS

La isla de La Palma despertó muy pronto el interés de geólogos y volcanólogos a partir de los trabajos de von Buch (1825) sobre la génesis de la Caldera de Taburiente. Este naturalista creyó encontrar en esta estructura una confirmación de su teoría de los "cráteres de elevación". La mayoría de los trabajos posteriores van a incidir principalmente sobre el origen de La Caldera. Barker-Webb y Berthelot (1839) asocian su origen a procesos explosivos. Reiss (1861) aportó datos sobre las formaciones del fondo de La Caldera de Taburiente y sobre su génesis y significado. Los trabajos más trascendentes fueron los de Lyell, especialmente su "Elements of Geology" (1864). En este libro analizó las teorías existentes sobre el origen de La Caldera de Taburiente, que eran en ese momento dos: a) de elevación y b) de explosión, hundimiento y denudación. Vinculó el término "caldera" -tomado de La Caldera de Taburiente- a la literatura geológica, dándole una aplicación general. También analiza las rocas del fondo de La Caldera en su estudio sobre las islas de La Palma y Tenerife, señalando la existencia de "rocas bulbosas" (las lavas submarinas) y de lavas y tobos feldespáticas (las rocas sálicas), todas ellas afectadas por las intrusiones posteriores y alteradas bajo influencias plutónicas hasta adquirir una estructura semicristalina y características metamórficas. Hizo, asimismo, algunas observaciones acerca de los sedimentos depositados en el cauce y al final del Barranco de Las Angustias.

Sapper (1906) da soluciones mucho más afinadas y acordes con los conocimientos actuales, ya que atribuye la formación de la Caldera de Taburiente a la erosión a través de líneas de fractura. Apunta la falta de correspondencia geológica entre ambas paredes de La Caldera (el Bejenado y la pared opuesta del Bco. de Las Angustias), así como la existencia de una gran paleocaldera cuyos restos serían las actuales formaciones basálticas de Cumbre Nueva. Para von Knebel (1906), las formaciones de la pared y fondo de La Caldera serían de la misma época, sólo que las formaciones del fondo se habrían consolidado algo más tarde.

Los estudios más detallados y precisos fueron realizados por Gagel (1908 a y b, 1910, 1914, 1915, 1925). Fue partidario de una génesis erosiva para la Caldera, que la afectaría desde los estadios iniciales de la "Grundgebirge" (Formaciones del fondo de La Caldera) y que continuaría al formarse la cobertera de lavas basálticas. Pone de manifiesto la existencia de una elevación del nivel de base de unos 350 m, que hizo que el Barranco de Las Angustias se rellenara parcialmente con formaciones conglomeráticas, en las que se excavaría posteriormente el actual Barranco de Las Angustias.

Algunos años más tarde, Reck (1928) realiza una síntesis de todos los trabajos citados, estudiándolos críticamente. Este autor vuelve a incidir sobre la posible existencia de un amplio cráter que, al agrandarse por erosión, daría lugar a la actual Caldera. Sin embargo, las ideas de Lyell y Gagel permanecieron, quedando en la literatura geológica la Caldera de Taburiente como prototipo universal de caldera erosiva, concepto que, como veremos más adelante, ha sido revisado totalmente.

Los estudios posteriores se centran fundamentalmente en aspectos petrológicos y estratigráficos. Jeremine (1933) estudia petrográficamente algunas muestras de La Palma y aporta los primeros análisis químicos. Blumental (1961) indica la presencia de rocas espiliticas atravesadas por diques y apófisis granudas en el fondo de La Caldera. En trabajos más recientes, Gastesi y colaboradores (1966) cartografían y describen las distintas formaciones geológicas de La Caldera y, en especial, el "Complejo Basal", en el que engloban todas las formaciones que ocupan el interior de la Caldera de Taburiente.



Describen lavas submarinas y rocas plutónicas, desde tipos duníticos a gabros alcalinos. Hausen (1969) presenta un mapa geológico de La Palma. Middlemost (1970, 1972) describe la geología del fondo de La Caldera y de los restos del "viejo volcán Taburiente". La primera unidad se compone de lavas espiliticas intruidas por diques y cuerpos plutónicos máficos y ultramáficos y, en discordancia erosiva, se desarrolla en la parte septentrional de la isla el viejo volcán Taburiente, con 1.000 metros de espesor de lavas y tefra. Tanto Hausen como Middlemost presentan análisis químicos de lavas de La Palma.

Hernández-Pacheco (1971, 1975) y Hernández-Pacheco y Fernández Santín (1974) hacen un estudio de las unidades que componen el denominado Complejo Basal, que para dichos autores son: 1) Un conjunto de rocas granudas, fundamentalmente gabros y gabros alcalinos; 2) Una formación de rocas sálicas de tipo traquítico-sienítico; 3) Una serie de emisiones submarinas muy metasomatizadas; y 4) Aglomerados volcánicos poligénicos, predominantemente basálticos. Estos autores son los primeros en investigar la naturaleza metamórfica de las rocas del fondo de La Caldera de Taburiente.

Las formaciones intrusivas de la isla han sido estudiadas por Feraud (1981) y de La Nuez (1984). Schmincke (1981) hace una recopilación de los trabajos anteriores y aporta algunos datos acerca de las formaciones submarinas y la red de diques asociada del interior de la Caldera.

El estudio más moderno de La Caldera de Taburiente lo realizan Staudigel (1981) y Staudigel y Schmincke (1984). Estos autores son los primeros en indicar que las formaciones submarinas y el complejo de diques y plutones asociados de La Caldera pertenecen a un monte submarino ("seamount"), levantado y basculado por fenómenos de intrusión e hidrotermalizado a facies de esquistos verdes (en la parte inferior) y a esmectitas-zeolitas (en la parte superior).

El estudio de la geología de La Palma se hace sin dataciones absolutas hasta que en 1972 Abdel-Monem y colaboradores obtienen las primeras edades radiométricas, realizando también por primera vez determinaciones de la polaridad geomagnética de las lavas datadas. Feraud (1981) utiliza K/Ar y  $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$  para datar las principales familias de diques. Ancochea y colaboradores (1994) aportan 23 nuevas dataciones K/Ar y establecen las principales unidades volcanoestratigráficas de la isla, así como un modelo de su evolución geológica.

En los últimos años se ha datado sistemáticamente el volcanismo de La Palma, utilizando dataciones radiométricas (K/Ar y  $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$ ) e inversiones geomagnéticas (Carracedo y colaboradores, 1997, 1999; Guillou y colaboradores, 1998, 2001). Estas dataciones han permitido la definición de la estratigrafía volcánica, base de las hojas geológicas 1/25.000 del MAGNA correspondientes a esta Memoria.

El entorno marino de La Palma ha sido estudiado por Holcomb y Searle (1991), Weaver y colaboradores (1992) y Urgelés y colaboradores (1999), encontrando todos ellos depósitos asociados a deslizamientos gravitatorios masivos de las islas occidentales. El estudio de estos deslizamientos en las propias islas ha sido abordado por: Navarro y Coello (1994); Ancochea y colaboradores (1994); Carracedo (1994, 1996), y Carracedo y colaboradores (1997, 1999 a y b).

La elaboración del Mapa Geológico Nacional a escala 1/25.000 (MAGNA) de La Palma llena un importante vacío, ya que con anterioridad sólo se habían publicado mapas esquemáticos o parciales de la isla. Algunos son más detallados, como los de la Caldera de Taburiente (Hernández-Pacheco, 1974; Navarro y Coello, 1994) y el de la Dorsal de Cumbre Vieja (Carracedo y colaboradores, 1997).

#### 1.4. METODOLOGÍA

Esta hoja de San Juan de Puntallana (1083-IV), así como las de: Santo Domingo (1083-I), Los Sauces (1083-II); y Pino de La Virgen, (1083-III) son las que comprenden la mayor parte del Escudo volcánico del Norte de La Palma y la Caldera de Taburiente (Figs. 1.3 y 1.9).

Como se verá con detalle más adelante, la actividad volcánica subaérea en el escudo volcánico norte ha sido muy continuada, con lavas muy homogéneas composicional y morfológicamente. A diferencia de las islas en estadio post-erosivo, apenas existen en el escudo volcánico de La Palma 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 un análisis multidisciplinar, usando de forma combinada la cartografía geológica, la magnetoestratigrafía y las dataciones radiométricas (K/Ar y  $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$ ). Esta técnica ha sido aplicada con éxito en Tenerife (Carracedo, 1979), Lanzarote (Carracedo y Rodríguez Badiola, 1993) y El Hierro (Guillou y colaboradores, 1996; Carracedo y colaboradores, 1997, 1999). Las lavas del escudo volcánico registran varios cambios de largo periodo en la polaridad del campo magnético terrestre y varios eventos, hecho puesto ya de manifiesto anteriormente (Abdel-Monem y colaboradores, 1972; Quidelleur y colaboradores, 1996; Quidelleur y colaboradores, 1999, Carracedo y colaboradores, 1999). Sin embargo, no se había hecho hasta ahora una comparación sistemática de las edades radiométricas y las escalas de polaridad geomagnética (GPTS) y astronómica (APTS), con el fin de comprobar el significado geológico real y la fiabilidad de estas edades. El empleo conjunto de la magnetoestratigrafía y la datación radiométrica ha permitido establecer de forma precisa la estratigrafía volcánica y la historia geológica del escudo volcánico del norte de La Palma.

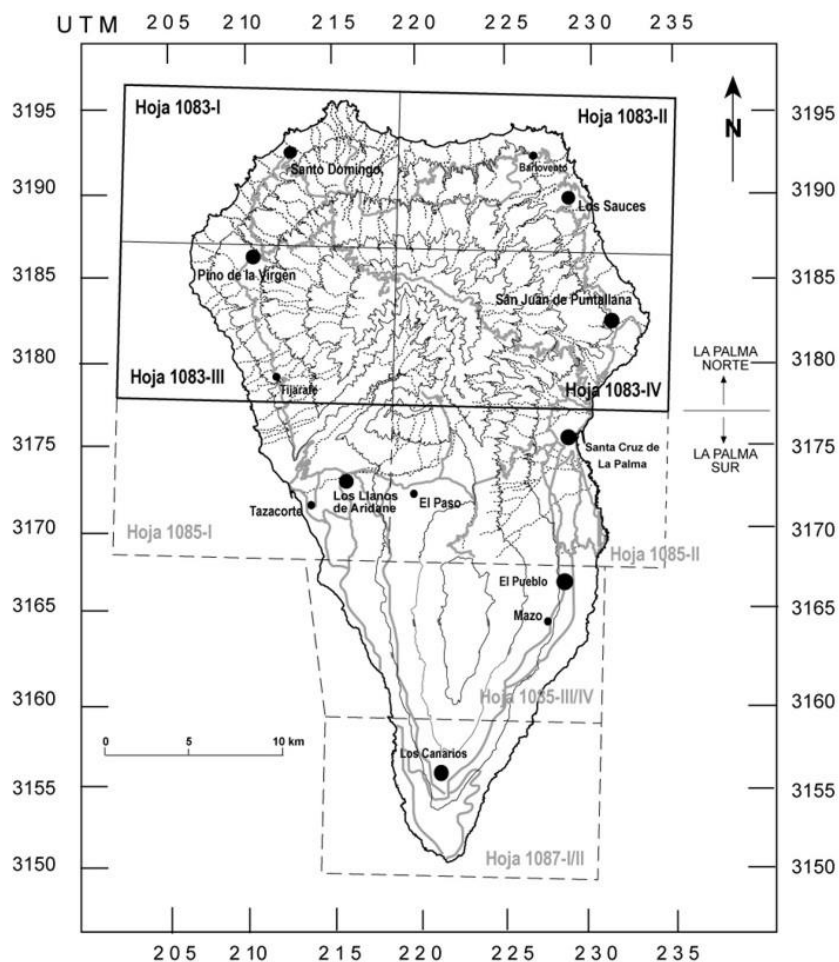


Fig.1.9. Esquema de distribución de las hojas digitalizadas del Mapa Topográfico Nacional a escala 1/25.00 de Isla de La Palma (IGN), base topográfica sobre la que se han elaborado las hojas geológicas del Plan MAGNA.

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

Las numerosas galerías excavadas para la extracción de las aguas subterráneas han permitido la observación y muestreo de las estructuras profundas del escudo volcánico. En esta Memoria y en los mapas geológicos se indican datos estructurales de las formaciones volcánicas y de los diques en el subsuelo, sólo observables en galerías, lo que indudablemente enriquece la información geológica de este edificio volcánico.

Por último, mencionar que se ha analizado la información previa proporcionada por diversos autores y organismos, utilizándose tanto en la cartografía geológica como en la redacción de esta Memoria.

A efectos prácticos se han realizado dos leyendas: una para las hojas del nortey otra para las hojas del sur de la isla, si bien entre paréntesis aparece el nº correspondiente en el otro sector, para facilitar su correlación. Asimismo, sólo se han resaltado las unidades que aparecen en la hoja que son las que describen en la memoria. (Fig. 1.9).

## **2. ESTRATIGRAFÍA**

### **2.1. EDIFICIOS VOLCÁNICOS Y EPISODIOS SEDIMENTARIOS**

Al igual que en las demás islas del Archipiélago, y en las islas volcánicas oceánicas en general, la historia geológica de La Palma se caracteriza por la existencia de dos etapas claramente definidas: el edificio submarino y el edificio subaéreo. La primera etapa configura un monte submarino, que aflora de forma espectacular en La Palma en el interior de la Caldera de Taburiente, al igual que lo hace en las islas de Fuerteventura y La Gomera. Sobre este monte submarino, formado en el Plioceno y luego fuertemente intruido, levantado y basculado, descansa en fuerte discordancia angular y erosiva el edificio subaéreo. Este último se ha construido de forma prácticamente ininterrumpida desde el inicio del Cuaternario y continúa intensamente activo, con seis erupciones en el periodo histórico (últimos 500 años), las dos últimas en este siglo (1949 y 1971). El intenso y rápido crecimiento supuso sobrepasar en al menos dos ocasiones el nivel de estabilidad gravitatorio del edificio volcánico, provocando sendos deslizamientos laterales gigantes (deslizamientos de Garafía y Cumbre Nueva).

El volcanismo subaéreo está integrado, a su vez, por dos edificios principales, separados por una depresión tectónica (cuenca del deslizamiento de Cumbre Nueva) que hace de interfase (ver Fig. 1.3). El más antiguo, que forma la parte norte de la isla, es un escudo volcánico (Escudo Norte) de contorno circular, en cuya parte central se ha formado por procesos tectónicos y erosivos la Caldera de Taburiente. Sin erupciones volcánicas en los últimos 400.000 años, aparece fuertemente abarrancado y puede considerarse inactivo. El edificio más meridional y reciente es un "rift" muy activo (Dorsal de Cumbre Vieja), que ha extendido hacia el sur la isla en los últimos 150.000 años. En este "rift", con la típica estructura de tejado a dos aguas, se han localizado buena parte de las erupciones históricas (últimos 500 años) de Canarias y todas las de La Palma. El "rift" de Cumbre Vieja se prolonga mar adentro en su extremo meridional, donde se han definido numerosos centros de emisión submarinos (Urgelés, 1999) que están haciendo crecer la isla hacia el sur.

La presencia de materiales sedimentarios pleistocenos es relativamente escasa en La Palma, destacando los depósitos laháricos de La Mata (en las hojas de Santo Domingo y

Los Sauces) y los del abanico deltaico de El Time (en la hoja de Los Llanos de Aridane). Son 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 en los cauces de los barrancos profundos. Son, en cambio, relativamente escasos los rellenos aluviales, que sólo alcanzan un volumen apreciable en el Bco. de Las Angustias y en el de El Riachuelo, en este último por taponamiento del barranco por conos y coladas del Bejenado y Cumbre Vieja.

Materiales sedimentarios asociados a los deslizamientos de Garafía y Cumbre Nueva pueden observarse en el interior de la Caldera de Taburiente y en sondeos y galerías.

#### 2.1.1. Geocronología

Si los aspectos geocronológicos son importantes en todas las islas, en La Palma, la datación absoluta (radiométrica) y relativa (inversiones geomagnéticas) de las formaciones volcánicas es esencial para la reconstrucción de la historia volcánica. 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), la definición de las unidades volcanoestratigráficas tiene que apoyarse fundamentalmente en la geocronología.

Por ello, en la elaboración de los mapas geológicos del Plan MAGNA se ha dedicado especial atención a este capítulo, realizándose la cartografía de las inversiones geomagnéticas y definiéndose las unidades magnetoestratigráficas como fase previa a la selección de muestras para la datación radiométrica, obteniéndose así un total de 59 nuevas edades K/Ar y  $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$  (Fig. 2.1 y Tablas 2.1, 2.2 y 2.3). La aplicación combinada de la cartografía de inversiones geomagnéticas y la datación radiométrica se ha demostrado como un método fiable y eficaz para definir la historia volcánica de las Islas Canarias (Carracedo, 1974; Carracedo y Rodríguez Badiola, 1993; Guillou et al., 1996; 1998, 2001).



Tabla 2.1. Localización, tipo de roca, polaridad geomagnética y edad de las muestras correspondientes a los edificios volcánicos Garafía, Taburiente y Bejenado

Muestra	Localidad	T. Roca	UTM	Pol	Método	Edad
CILP 62	Galería Cuevitas 2600 m	Basalto	2245/31906	R	K/Ar	1722 ± 22
LPD-159	Galería Los Hombres, 1500 m	Basalto	2197/31882	R	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	1.65 ± 0.08
LPD-155	Galería Los Hombres, 2100 m	Basalto	2197/31882	R	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	1.61 ± 0.12
LPD-119	Bco. El Agua, 1365 m	Basalto	2235/31856	R	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	1.52 ± 0.10
CITB-21	Bco. Las Grajas, 1630 m	Basalto	2165/31865	R	K/Ar	1493 ± 22
CITB -06	Bco.Gallegos, 455m	Basalto	2236/31907	R	K/Ar	1444 ± 22
CITB -05	Bco.El Agua, 485m	Basalto	2262/31879	R	K/Ar	144 0± 30
LPD-118	Bco.El Agua, 1465 m	Basalto	2235/31854	R	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	1.38 ± 0.14
CITB-22	Bco. Franceses, 415 m.	Basalto	2222/31910	R	K/Ar	1375 ± 20
CILP-63	Galería Cuevitas 1600 m.	Basalto	2245/31906	N	K/Ar	1275 ± 19
LPD-376	Bco. Los Hombres, 115m	Basalto	2195/31923	R	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	1.23 ± 0.09
CITB-19	Bco. Gallegos, 470 m.	Basalto	2238/31909	R	K/Ar	1208 ± 18
LPD-372	Bco. Jieque, 1400 m.	Basalto	2146/31809	N	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	1.20 ± 0.05
LPD-160	Galería Los Hombres, 1400 m	Basalto	2197/31882	N	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	1.12 ± 0.20
LPD-100	Camino Tamagantera, 2160 m	Basalto	2204/31854	LI	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	1.08 ± 0.04
LPD-106	Camino Tamagantera,, 1920 m	Basalto	2204/31859	N	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	1.02 ± 0.08
LPD-366	La Cumbrecita, 1400 m	Basalto	2213/31781	N	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	1.02 ± 0.04
CITB-09	Bco.de Los Hombres, 245 m	Basalto	2201/31925	N	K/Ar	948 ± 14
CITB-23	Bco. Franceses, carretera lado oeste, 440 m	Basalto	2219/31912	R	K/Ar	936 ± 14
CITB-08	Bco.de Los Hombres, 15 m	Basalto	2207/31931	R	K/Ar	932 ± 14
LPD-93	Lomo del Caballo, 1860 m	Basalto	2220/31877	R	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	890 ± 160
CI TB-38	Bco. Gallegos, carretera lado este, 515 m	Basalto	2238/31908	R	K/Ar	886 ± 14
LP-05	Bco.Las Angustias, 45 m	Basalto	2126/31735	R	K/Ar	853 ± 10
CITB-31	Hacienda del Cura, 1080 m	Basalto	2160/31793	R	K/Ar	836 ± 14

Tabla 2.1. (Cont) Localización, tipo de roca, polaridad geomagnética y edad de las muestras correspondientes a los edificios volcánicos Garafía, Taburiente y Bejenado

Muestra	Localidad	T. Roca	UTM	Pol	Método	Edad
CITB-35	Barranco de Los Hombres, 60 m.	Basalto	2196/31927	R	K/Ar	833 ± 14
LP-18	Carretera Los Llanos-Sta. Cruz, Km 18,5	Basalto	2232/31721	R	K/Ar	834 ± 12
LP 06	Bco.Las Angustias, 445 m	Basalto	2127/31776	R	K/Ar	833 ± 11
LPD-87	Bco. El Agua, senda Marcos-Cordero, 360m	Basalto	2248/31851	N	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	770 ± 90
LPD-164	Galería Los Hombres, 675 m	Basalto	2197/31882	N	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	770 ± 40
LP-19	Carretera Los Llanos-Sta. Cruz, Km 18,3	Basalto	2233/31722	N	K/Ar	770 ± 11
CITB-15	Bco. Seco, 270 m.	Basalto	2309/31805	N	K/Ar	737 ± 12
LP-07	El Time, 465 m	Basalto	2127/31747	N	K/Ar	734 ± 8
CITB-36	Carretera La Fajana Los Hombres, 280 m	Basalto	2202/31992	R	K/Ar	731 ± 11
CITB-30	La Cumbrecita, dique, 1395 m	Basalto	2213/31781	LI	K/Ar	726 ± 12
CITB-20	Bco. del Cedro, 1850 m (sobre discordancia)	Basalto	2179/31861	N	K/Ar	681 ± 10
CITB-32	Barranco Jieque, 1460 m	Basalto	2151/31812	N	K/Ar	660 ± 11
LP-22	Camino Ermita La Peña, 1.247 m	Basalto	2233/31745	N	K/Ar	659 ± 11
LP-21	Camino Ermita La Peña, 1.310 m	Basalto	2234/31745	N	K/Ar	647 ± 10
LP-20	Camino Ermita La Peña, 1.370 m	Basalto	2236/31746	N	K/Ar	621 ± 9
LPD-91	Lava de Mña. de La Yedra	Basalto	2197/31735	N	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	590 ± 40
CITB-27	Road El Roque to the coast, 635 m	Basalto	2085/31846	N	K/Ar	585 ± 10
CITB-37	Carretera La Fajana de Los Hombres, 330 m	Basalto	2202/31926	N	K/Ar	575 ± 9
CITB-07	Bco. Gallegos, 520 m	Basalto	2238/31913	N	K/Ar	567 ± 8
LP-04	Camino Ermita de La Peña, 1.400 m	Basalto	2238/31744	N	K/Ar	566 ± 8
CITB-03	Cantil del Puerto de Punta Gorda, 125 m	Basalto	2066/31847	N	K/Ar	563 ± 8
CITB-28	Bco. del Roque, 560 m.	Basalto	2089/31841	N	K/Ar	560 ± 9
CITB-12	Plataforma de Puntallana (Pta. Salinas), 90 m	Basalto	2334/31822	N	K/Ar	560 ± 8
CITB-17	Costa de la Fajana de Barlovento, 0 m	Basalto	2276/31938	N	K/Ar	549 ± 8
BEJ-01	Lava del Bejenado, sondeo S-01, 73 m	Basalto	2168/31738	N	K/Ar	537 ± 8
CITB-11	Bco.El Jurado, 500 m	Basalto	2116/31789	N	K/Ar	533 ± 8
CITB-01	Lava Mña. Negra, pista Pta. Gutiérrez, 360m	Basalto	2085/31884	N	K/Ar	531 ± 9



Tabla 2.1. (Cont) Localización, tipo de roca, polaridad geomagnética y edad de las muestras correspondientes a los edificios volcánicos Garafía, Taburiente y Bejenado

Muestra	Localidad	T. Roca	UTM	Pol	Método	Edad
LPD-165	Galería Los Hombres, 220 m	Basalto	2197/31882	N	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$530 \pm 70$
MLP-358	Morro Pinos Gachos (borde occid. Caldera)	Fonolita. máfica	2166/31817	N	K/Ar	$525 \pm 8$
CITB-24	Costa de Juan Adalid, 250 m	Basalto	2168/31942	N	K/Ar	$507 \pm 8$
MLP-419	Piedra Llana (borde NE. Caldera)	Tefrfonolita	2229/31828	N	K/Ar	$499 \pm 7$
LPD-137	Cima del Bejenado , 1580 m	Basalto	2206/31773	N	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$490 \pm 60$
CITB-33	Camino Tamagantera, 2210 m	Basalto	2206/31853	N	K/Ar	$440 \pm 8$
LPD-42	Cantil de la Playa de La Veta, 250 m	Basalto	2092/31843	N	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$410 \pm 80$

Tabla 2.2 Edades K-Ar de lavas del escudo norte de La Palma. El cálculo de las edades se basa en las constantes de desintegración de Steiger and Jäger (1977):  $\lambda\epsilon = 0.581 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$ ,  $\lambda\beta = 4.963 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$ . Las edades de los minerales standard usados para calibración son: LP-6 = 127.8 Ma, HD-B1 = 24.03 Ma y GL-O = 93.6 Ma. P: Polaridad; N: polaridad normal; R: polaridad inversa; LI: polaridad transicional (baja Inclinación). (\*)Edades publicadas en Guillou et al. (1998). (x): La muestra BEJ-01 ha sido reanalizada y la nueva edad de  $537 \pm 8 \text{ ka}$  es coherente dentro del límite de error 2 sigma con la edad preliminar de  $549 \pm 12 \text{ ka}$  en Carracedo y colaboradores (1999). (\*\*) Muestras en galería, metros desde la entrada.

Muestra	Pol	m.a.s.l.	K* (wt.%)	Peso fundido(g)	<sup>40</sup> Ar* (%)	<sup>40</sup> Ar* (10 <sup>-3</sup> mol/g)	Edad (±2 σ) (ka)	Edad (ka)
CI LP 62	R		0.613 ± 0.006	1.82440	23.38 7	18.296	1720 ± 35	
CI LP 62	R	2600 **	"	2.52041	13.51 7	18.325	1723 ± 35	1722 ± 25
CI TB-21	R		1.107 ± 0.011	1.01395	7.627	28.459	1482 ± 31	
CI TB-21	R	1630	"	1.00181	8.475	28.898	1505 ± 31	1493 ± 22
CI TB-06	R		0.727 ± 0.007	1.01006	5.717	18.144	1439 ± 30	
CI TB-06	R	410	"	0.99716	7.103	18.287	1450 ± 31	1444 ± 22
CI TB-05	R		0.978 ± 0.010	1.14943	11.24 4	23.624	1391 ± 29	
CI TB-05	R	485	"	1.18236	15.64 5	25.256	1489 ± 31	1440 ± 30
CI TB-22	R		1.032 ± 0.010	1.05209	9.707	24.545	1371 ± 28	
CI TB-22	R	415	"	1.03010	17.56 2	24.698	1380 ± 28	1375 ± 20
CI LP 63	N		0.733 ± 0.007	1.84459	7.064	16.302	1283 ± 26	
CI LP 63	N	1600 **	"	0.94774	8.766	16.111	1268 ± 28	1275 ± 19
CI TB-19	R		0.869 ± 0.009	0.99978	10.98 1	18.547	1230 ± 26	
CI TB-19	R	470	"	1.50340	11.81 0	17.882	1186 ± 25	1208 ± 18
CI TB-09	N		1.050 ± 0.015	1.13636	4.034	17.260	948 ± 19	
CI TB-09	N	260	"	1.03039	4.044	17.258	948 ± 20	948 ± 14
CI TB-23	R		1.014 ± 0.010	1.28186	8.151	16.391	932 ± 20	
CI TB-23	R	440	"	1.28534	6.607	16.524	939 ± 20	936 ± 14

Tabla 2.2 ( Cont.) Edades K-Ar de lavas del escudo norte de La Palma. El cálculo de las edades se basa en las constantes de desintegración de Steiger and Jäger (1977):  $\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$ ,  $\lambda_\beta = 4.963 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$ . Las edades de los minerales standard usados para calibración son: LP-6 = 127.8 Ma, HD-B1 = 24.03 Ma y GL-O = 93.6 Ma. P: Polaridad; N: polaridad normal; R: polaridad inversa; LI: polaridad transicional (baja Inclinación). (\*):Edades publicadas en Guillou et al. (1998). (x): La muestra BEJ-01 ha sido reanalizada y la nueva edad de  $537 \pm 8 \text{ ka}$  es coherente dentro del límite de error 2 sigma con la edad preliminar de  $549 \pm 12 \text{ ka}$  en Carracedo y colaboradores (1999). (\*\*\*) Muestras en galería, metros desde la entrada.

Muestra	Pol	m.a.s.l.	K* (wt.%)	Peso fundido(g)	$^{40}\text{Ar}^*$ (%)	$^{40}\text{Ar}^*$ ( $10^{-3} \text{ mol/g}$ )	Edad ( $\pm 2\sigma$ ) (ka)	Edad (ka)
CI TB-08	R		$1.084 \pm 0.011$	1.04104	8.662	17.371	$924 \pm 19$	
CI TB-08	R	15	" "	1.20475	$17.34 \pm 2$	17.649	$939 \pm 20$	$932 \pm 14$
CI TB-38	R		$0.610 \pm 0.006$	1.01009	6.135	9.359	$884 \pm 22$	
CI TB-38	R	515	" "	1.07987	6.198	9.397	$888 \pm 20$	$886 \pm 14$
LP 05(*)	R		$1.067 \pm 0.017$	1.51616	8.889	15.846	$856 \pm 14$	
LP 05(*)	R	45	" "	1.39376	7.762	15.731	$850 \pm 14$	$853 \pm 10$
CI TB-31	R		$0.861 \pm 0.009$	1.14445	2.079	12.448	$834 \pm 19$	
CI TB-31	R	1080	" "	0.95315	2.018	12.520	$838 \pm 20$	$836 \pm 14$
CI TB-35	R		$0.689 \pm 0.007$	1.00130	5.839	9.912	$830 \pm 22$	
CI TB-35	R	60	" "	1.21753	4.192	9.993	$837 \pm 19$	$833 \pm 14$
LP 18(*)	R		$1.145 \pm 0.015$	1.40799	5.469	16.601	$836 \pm 18$	
LP 18(*)	R	1090	" "	2.01214	9.102	16.512	$831 \pm 17$	$834 \pm 12$
LP 06(*)	R		$0.646 \pm 0.007$	2.15766	9.534	9.534	$836 \pm 13$	
LP 06(*)	R	445	" "	2.06669	7.910	9.300	$830 \pm 14$	$833 \pm 11$
LP 19(*)	N		$0.995 \pm 0.010$	1.97215	$12.95 \pm 2$	13.256	$768 \pm 16$	
LP 19(*)	N	1050	" "	1.56314	$11.78 \pm 5$	13.313	$771 \pm 16$	$770 \pm 11$
CI TB-15	N		$0.833 \pm 0.008$	1.14857	6.641	10.736	$743 \pm 17$	
CI TB-15	N	270	" "	1.22037	6.771	10.572	$732 \pm 17$	$737 \pm 12$
LP 07(*)	N		$1.229 \pm 0.012$	1.40685	8.157	15.741	$738 \pm 12$	

Tabla 2.2 ( Cont.) Edades K-Ar de lavas del escudo norte de La Palma. 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): La muestra BEJ-01 ha sido reanalizada y la nueva edad de  $537 \pm 8 \text{ ka}$  es coherente dentro del límite de error 2 sigma con la edad preliminar de  $549 \pm 12 \text{ ka}$  en Carracedo y colaboradores (1999). (\*\*) Muestras en galería, metros desde la entrada.

Muestra	Pol	m.a.s.l.	K* (wt. %)	Peso fundido(g)	$^{40}\text{Ar}^*$ (%)	$^{40}\text{Ar}^*(10^{-3} \text{ mol/g})$	Edad ( $\pm 2\sigma$ ) (ka)	Edad (ka)
LP 07(*)	N	465	" "	1.49644	7.887	15.546	$729 \pm 12$	$734 \pm 8$
CI TB-36	R		$1.232 \pm 0.012$	1.04492	7.024	15.557	$728 \pm 16$	
CI TB-36	R	280	" "	1.01391	$12.11_0$	15.671	$734 \pm 16$	$731 \pm 11$
CI TB-30	LI		$0.835 \pm 0.008$	1.05512	4.147	10.421	$720 \pm 16$	
CI TB-30	LI	1395	" "	0.99589	6.715	10.598	$732 \pm 17$	$726 \pm 12$
CI TB-20	N		$1.453 \pm 0.015$	1.09687	8.257	17.016	$675 \pm 14$	
CI TB-20	N	1850	" "	1.18104	$11.07_4$	17.324	$687 \pm 14$	$681 \pm 10$
CI TB-32	N		$1.474 \pm 0.015$	1.02852	$12.75_0$	16.948	$663 \pm 14$	
CI TB-32	N	1460	" "	1.02284	$13.19_0$	16.796	$657 \pm 18$	$660 \pm 11$
LP 22(*)	N		$0.993 \pm 0.010$	1.62264	$14.90_0$	11.390	$661 \pm 18$	
LP 22(*)	N	1240	" "	1.61124	$10.88_5$	11.302	$656 \pm 14$	$659 \pm 11$
LP 21(*)	N		$1.106 \pm 0.011$	2.02535	$10.52_3$	12.362	$644 \pm 13$	
LP 21(*)	N	1310	" "	2.09719	$16.02_1$	12.463	$650 \pm 13$	$647 \pm 10$
LP 20(*)	N		$1.184 \pm 0.018$	1.47948	$15.00_9$	12.690	$618 \pm 13$	
LP 20(*)	N	1370	" "	2.15434	$10.10_2$	12.793	$623 \pm 13$	$621 \pm 9$
CI TB-39	N		$1.590 \pm 0.016$	1.03893	$19.20_4$	17.106	$620 \pm 13$	
CI TB-39	N		" "	0.99992	$12.49_7$	17.055	$619 \pm 13$	$620 \pm 9$
CI TB-27	N		$1.036 \pm 0.010$	1.07225	4.320	10.440	$581 \pm 15$	
CI TB-27	N	645	" "	1.08925	4.958	10.566	$588 \pm 13$	$585 \pm 10$

Tabla 2.2 ( Cont.) Edades K-Ar de lavas del escudo norte de La Palma. El cálculo de las edades se basa en las constantes de desintegración de Steiger and Jäger (1977):  $\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$ ,  $\lambda_\beta = 4.963 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$ . Las edades de los minerales standard usados para calibración son: LP-6 = 127.8 Ma, HD-B1 = 24.03 Ma y GL-O = 93.6 Ma. P: Polaridad; N: polaridad normal; R: polaridad inversa; LI: polaridad transicional (baja Inclinación). (\*):Edades publicadas en Guillou et al. (1998). (x): La muestra BEJ-01 ha sido reanalizada y la nueva edad de  $537 \pm 8 \text{ ka}$  es coherente dentro del límite de error 2 sigma con la edad preliminar de  $549 \pm 12 \text{ ka}$  en Carracedo y colaboradores (1999). (\*\*) Muestras en galería, metros desde la entrada.

Muestra	Pol	m.a.s.l.	K* (wt.%)	Peso fundido(g)	$^{40}\text{Ar}^*$ (%)	$^{40}\text{Ar}^* (10^{-3} \text{ mol/g})$	Edad ( $\pm 2\sigma$ ) (ka)	Edad (ka)
CI TB-37	N		$1.409 \pm 0.014$	1.10610	5.485	13.907	$569 \pm 12$	
CI TB-37	N	330	"	1.02959	8.119	14.197	$581 \pm 13$	$575 \pm 9$
CI TB-07	N		$2.130 \pm 0.021$	0.99426	7.441	20.865	$565 \pm 12$	
CI TB-07	N	520	" "	1.86180	$13.95_3$	20.998	$569 \pm 12$	$567 \pm 8$
LP 04(*)	N		$1.724 \pm 0.017$	1.54466	9.822	16.734	$560 \pm 12$	
LP 04(*)	N	1400	" "	1.54528	$17.90_4$	17.081	$571 \pm 12$	$566 \pm 8$
CI TB-03	N		$1.434 \pm 0.014$	0.97629	4.214	14.095	$567 \pm 12$	
CI TB-03	N	125	" "	2.03554	8.735	13.913	$560 \pm 11$	$563 \pm 8$
CI TB-28	N		$1.565 \pm 0.016$	1.07444	6.461	15.319	$564 \pm 12$	
CI TB-28	N	560	" "	0.99545	6.716	15.104	$556 \pm 13$	$560 \pm 9$
CI TB-12	N		$1.652 \pm 0.017$	1.05421	8.709	15.915	$556 \pm 12$	
CI TB-12	N	90	" "	1.36055	$12.76_1$	16.172	$564 \pm 12$	$560 \pm 8$
CI TB-17	N		$1.903 \pm 0.019$	1.02707	9.661	18.386	$556 \pm 12$	
CI TB-17	N	0	" "	1.04211	9.778	17.930	$542 \pm 12$	$549 \pm 8$
BEJ-01(x)	N		$1.295 \pm 0.013$	1.50301	1.818	12.039	$536 \pm 11$	
BEJ-01(x)	N	{73 m}	" "	1.48303	$12.75_4$	12.095	$538 \pm 11$	$537 \pm 8$
CI TB-11	N		$1.544 \pm 0.015$	1.13220	4.701	14.349	$536 \pm 12$	
CI TB-11	N	500	" "	0.98524	5.899	14.222	$531 \pm 12$	$533 \pm 8$
CI TB-01	N		$0.901 \pm 0.009$	1.20289	6.602	8.214	$526 \pm 12$	

Tabla 2.2 ( Cont.) Edades K-Ar de lavas del escudo norte de La Palma. El cálculo de las edades se basa en las constantes de desintegración de Steiger and Jäger (1977):  $\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$ ,  $\lambda_\beta = 4.963 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$ . Las edades de los minerales standard usados para calibración son: LP-6 = 127.8 Ma, HD-B1 = 24.03 Ma y GL-O = 93.6 Ma. P: Polaridad; N: polaridad normal; R: polaridad inversa; LI: polaridad transicional (baja Inclinación). (\*):Edades publicadas en Guillou et al. (1998). (x): La muestra BEJ-01 ha sido reanalizada y la nueva edad de  $537 \pm 8 \text{ ka}$  es coherente dentro del límite de error 2 sigma con la edad preliminar de  $549 \pm 12 \text{ ka}$  en Carracedo y colaboradores (1999). (\*\*): Muestras en galería, metros desde la entrada.

Muestra	Pol	m.a.s.l.	K* (wt. %)	Peso fundido(g)	$^{40}\text{Ar}^*$ (%)	$^{40}\text{Ar}^*(10^{-3} \text{ mol/g})$	Edad ( $\pm 2\sigma$ ) (ka)	Edad (ka)
CI TB-01	N	360	" "	1.31214	6.658	8.390	$537 \pm 13$	$531 \pm 9$
CI TB-24	N		$1.382 \pm 0.014$	1.02232	5.186	12.163	$507 \pm 12$	
CI TB-24	N	250	" "	1.15685	$11.14_1$	12.138	$506 \pm 11$	$507 \pm 8$
MLP 358	N		$2.532 \pm 0.025$	1.11055	$11.23_7$	2.340	$533 \pm 11$	
MLP 358	N	2.167	" "	1.71248	8.808	2.272	$517 \pm 11$	$525 \pm 8$
MLP 419	N		$3.227 \pm 0.032$	0.99183	$15.54_8$	2.777	$496 \pm 10$	
MLP 419	N	2.314	" "	1.50215	$11.39_2$	2.811	$502 \pm 10$	$499 \pm 7$
CI TB-33	N		$1.476 \pm 0.015$	1.00667	4.202	11.429	$447 \pm 12$	
CI TB-33	N	2.210	" "	1.02172	5.070	11.073	$433 \pm 10$	$440 \pm 8$

Tabla 2.3. Dataciones  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  (calentamiento escalonado) del escudo norte de La Palma

Muestra	Polar.	Edad (fusión total) (Ma)	Edad "plateau" (Ma)	$^{39}\text{Ar}\%$	$^{40}\text{Ar}$ radiogénico %	J
LPD-159	R	$1.65 \pm 0.08$		100.0	24.8	0.001539
LPD-155	R	$1.61 \pm 0.12$		100.0	11.1	0.001293
LPD -119	R	1.50	$1.52 \pm 0.10$	100.0		0.001468
LPD-118	R	5.99	$1.38 \pm 0.14$	73.0		0.001444
LPD-376	R	$1.23 \pm 0.09$		100.0	20.9	0.001293
LPD-372	N	$1.20 \pm 0.05$		100.0	11.4	0.001371
LPD -160	N	$1.12 \pm 0.20$		100.0	2.5	0.001455
LPD-100	LI	1.10	$1.08 \pm 0.04$	96.4		0.001524
LPD-106	N	$1.02 \pm 0.08$		100.0	19.2	0.001396
LPD-366	N	$1.02 \pm 0.04$		100.0	15.4	0.001430
LPD-93	R	$0.89 \pm 0.16$		100.0	2.0	0.001485
LPD-87	N	0.89	$0.77 \pm 0.09$	97.3		0.001637
LPD-164	N	$0.77 \pm 0.04$		100.0	9.6	0.001380
LPD-91	N	$0.59 \pm 0.04$		100.0	8.9	0.001474
LPD-165	N	$0.53 \pm 0.07$		100.0	2.5	0.001299
LPD-137	N	$0.49 \pm 0.06$		100.0	1.1	0.001317
LPD-42	N	$0.41 \pm 0.08$		100.0	9.7	0.001549

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

Las edades "plateau" corresponden a la media de las de los escalones concordantes valorada por la inversa de sus variancias.

Constantes de desintegración y 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.

#### 2.1.1.1. Antecedentes

Hasta la publicación de las primeras dataciones absolutas por Abdel Monem y colaboradores en 1972, sólo existía una vaga idea sobre la edad de las diferentes formaciones geológicas de La Palma. Sin embargo, prácticamente todos los autores anteriores habían reconocido la existencia de tres unidades geológicas: 1) el volcanismo submarino e intrusiones asociadas, englobado todo el conjunto en el término Complejo Basal; 2) una secuencia volcánica antigua, en discordancia erosiva y angular sobre el

Complejo Basal y formando un volcán de tipo central; y 3) una secuencia reciente, asociada a una dorsal o "rift" de orientación norte-sur.

La única edad publicada para el edificio submarino era de una datación bioestratigráfica de 2.9-4 Ma de las rocas (hialoclastitas con foraminíferos) más antiguas del Complejo Basal (Staudigel y colaboradores, 1986).

Abdel Monem y colaboradores (1972) no sólo datan diversas coladas de las formaciones subaéreas, sino que determinan asimismo su polaridad, encontrando lavas de polaridad normal e inversa, algunas justo en la transición Matuyama/Brunhes.

Staudigel y colaboradores (1986) datan las diversas familias de diques de la isla encontrando graves problemas en la datación de los diques más antiguos que intruyen en las formaciones submarinas de la Caldera de Taburiente. Los trabajos geocronológicos más extensos y precisos se han realizado en la década de los 90. Ancochea y colaboradores (1994) realizan 23 nuevas dataciones K/Ar que abarcan todo el volcanismo subaéreo de la isla ( 1). Como pauta general, las edades previas aumentan la imprecisión con la antigüedad, siendo ésta muy acusada en las correspondientes a las fases iniciales del volcanismo subaéreo (Fig. 2.2).



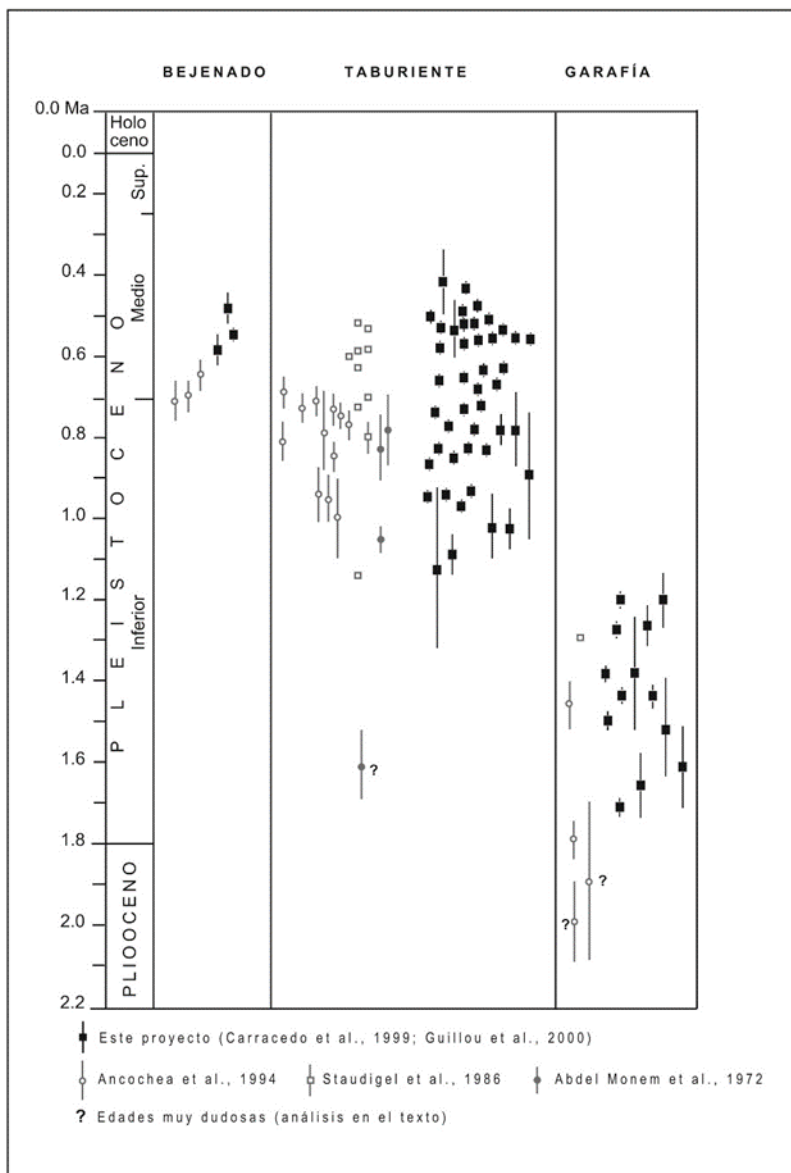


Fig. 2.2. Comparación de las edades publicadas del escudo volcánico Norte de La Palma y las realizadas en este proyecto.

### 2.1.1.2. Nuevas dataciones radiométricas

Las últimas dataciones radiométricas (K/Ar,  $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$  y  $\text{C}^{14}$ ) 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. 2.1 se indica la localización y características de 57 nuevas dataciones de las hojas del norte de La Palma. Estas dataciones han sido ya publicadas (Guillou y colaboradores, 1998; Guillou y colaboradores, 2001). En las Tablas 2.2 y 2.3 se indican los resultados de las edades K/Ar y  $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$ . Finalmente, en la Tabla 2.4 se contratan algunas de las nuevas dataciones radiométricas con las más representativas de las publicadas hasta la redacción de esta Memoria.

Las discrepancias que se observan, (Tabla 2.4), se deben fundamentalmente a la selección de las muestras y a la distinta precisión de los métodos empleados. La mayoría de las dataciones realizadas en La Palma tiene las siguientes características: 1) se han efectuado en lavas dispersas y no en secuencias estratigráficas; 2) no se ha determinado la polaridad geomagnética de las lavas; 3) no se han realizado duplicados; y 4) se ha utilizado un sólo método y laboratorio de datación. En consecuencia, no existen controles estratigráficos, paleomagnéticos ni analíticos que garanticen inequívocamente su fiabilidad.

Tabla 2.4. Comparación de edades publicadas con antelación y las de este proyecto. <sup>(A)</sup>: Abdel Monem et al. (1972); <sup>(B)</sup>: Ancochea et al (1994). <sup>(1)</sup>: Edades previas. <sup>(2)</sup>: Edades de este proyecto (Carracedo y colaboradores, 1999).

Muestra <sup>(1)</sup>	Edad <sup>(1)</sup> (Ma)	Localidad	Muestra <sup>(2)</sup>	Edad <sup>(2)</sup> (Ma)
LP-2 <sup>(A)</sup>	1.60±0.09	Barranco de Las Angustias	LP 05, 06	0.85±0.01, 0.83±0.01
LP-3 <sup>(A)</sup>	1.03±0.03	Barranco de Las Angustias	LP 05, 06	0.85±0.01, 0.83±0.01
P 16 C <sup>(B)</sup>	2.00±0.10	Barranco Los Hombres	LPD 376	1.23 ± 0.09
P 51 F <sup>(B)</sup>	1.79±0.06	Lomo De Los Corrales	LPD 159,155	1.65±0.08, 1.61±0.12
P 15 C <sup>(B)</sup>	1.46±0.06	Barranco Franceses	CI TB-22	1.38±0.02
P 52 F <sup>(B)</sup>	0.95±0.06	Lomo De Los Corrales	LPD 100,106	1.08±0.04, 1.02±0.08
P 4 F <sup>(B)</sup>	0.94±0.07	Base de La Caldera, Tazacorte	LP 05	0.85±0.01
P 1 C <sup>(B)</sup>	0.65±0.04	Bejenado	LPD 137	0.49±0.06
P 10 A <sup>(B)</sup>	0.77±0.04	Pico de Las Nieves	CI TB-15,30	0.74±0.01, 0.73±0.01
P 5 F <sup>(B)</sup>	0.73±0.04	Barranco de Las Angustias	LP 07	0.73±0.01

Las dataciones realizadas para este proyecto se han efectuado en lo posible en secuencias estratigráficas, en secciones volcánicas o en galerías. La selección de muestras se efectuó una vez realizada la cartografía con inversiones geomagnéticas y definidas las

principales unidades magnetoestratigráficas (magnetozonas). La polaridad de las lavas datadas pudo así contrastarse de forma inmediata con las escalas establecidas de polaridades geomagnéticas (GPTS) y de polaridades calibradas astronómicamente (APTS). Los controles analíticos han consistido en utilizar dos métodos de datación (K/Ar y Ar<sup>40</sup>/Ar<sup>39</sup>) diferentes y dos laboratorios distintos: las determinaciones de K/Ar fueron realizadas por el Dr. Hervé Guillou, del Laboratoire des Sciences du Climat et de L'Environnement (CEA-CNRS, Francia) sobre la fracción microcristalina (con separación de los fenocristales magnéticamente y con líquidos pesados) y con determinaciones isotópicas por el método desarrollado por Cassinot y colaboradores (1978). Las determinaciones isotópicas Ar<sup>40</sup>/Ar<sup>39</sup>, con calentamiento escalonado, han sido 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 (ver Tabla 2.2). Por último, el número de muestras datadas (57) duplica prácticamente el de todas las publicadas anteriormente (Fig. 2.2).

### *2.1.1.3. Magnetoestratigrafía*

La isla de La Palma y, concretamente, el Escudo Norte, está especialmente indicada para el empleo del paleomagnetismo como complemento de las dataciones isotópicas en la definición de las unidades cartografiables. La localización antes mencionada del volcanismo durante el Pleistoceno Inferior y Medio reduce los cambios de polaridad (Fig. 2.2). En consecuencia, las magnetozonas correspondientes son correlacionables y cartografiables. Como se describe más adelante, el límite Matuyama/Brunhes ha sido imprescindible para la separación cartográfica de las dos unidades (Superior e Inferior) del edificio volcánico Taburiente. Por otra parte, al no haberse detectado el evento Olduvai (1.77-1.95 Ma), se ha podido establecer un límite inferior para el volcanismo subaéreo (>1.77 Ma), coherente con las edades definidas en este proyecto.

La cartografía paleomagnética se ha realizado utilizando magnetómetros portátiles (flux-gate) para la lectura directa de la polaridad en el campo, comprobándose la fiabilidad de estas lecturas mediante pruebas de laboratorio sobre muestras orientadas.

Como se indica en las figuras 2.3 y 2.4, se han definido 5 magnetozonas diferentes en el Escudo Norte: N<sub>1</sub>, R<sub>1</sub>, N<sub>2</sub>, N<sub>3</sub> y R<sub>3</sub>. Las dataciones radiométricas han permitido datar las magnetozonas al correlacionarlas con la escala de inversiones geomagnéticas, como se indica en la Fig. 2.4. Es necesario, sin embargo, indicar algunas dificultades insalvables encontradas en la definición y cartografía de estas magnetozonas. La existencia de zonas inaccesibles, como la pared de La Caldera de Taburiente y el Bco. del Río, ha imposibilitado medir las polaridades. Por otra parte, del evento Jaramillo (N<sub>2</sub>) se han desglosado recientemente varios eventos de corta duración (Kamikatsura, Santa Rosa y Punaruu en la Fig. 2.4). Puesto que esta información fue publicada (Singer y colaboradores, 1999) una vez que la cartografía paleomagnética estaba concluida, es posible que se haya englobado en el evento Jaramillo (N<sub>2</sub>) lavas de polaridad normal que corresponden realmente a los citados eventos de corta duración.

La secuencia inferior de polaridad inversa recubierta por lavas de polaridad normal, corresponden respectivamente al Matuyama Post-Olduvai- Pre-Jaramillo (R<sub>3</sub>) y al evento Cobb Mountain (N<sub>3</sub>). La ausencia de la magnetozona R<sub>2</sub> puede explicarse por una corta interrupción del volcanismo en el escudo volcánico, a su desmantelamiento en el colapso del edificio volcánico Garafía como se discute más adelante, o porque no se ha podido diferenciar de la R<sub>1</sub> allí donde no afloraba la unidad de polaridad normal N<sub>2</sub>, que hubiera facilitado su delimitación.



Fig.2.4. Criterios utilizados en la definición de la volcanoestratigrafía del escudo volcánico del Norte de La Palma.



#### 2.1.1.4. Estratigrafía geocronológica

En la Fig. 2.4 se indican los criterios utilizados en el campo para definir las unidades volcanoestratigráficas a partir de los datos geocronológicos (isotópicos y paleomagnéticos) descritos.

En edad decreciente, se han separado dos edificios volcánicos: 1) El Edificio Volcánico Garafía, y 2) El Edificio Volcánico Taburiente.

El edificio volcánico Garafía está formado por los materiales emitidos entre 1.722 y 1.208 Ma, periodo correspondiente al Matuyama post-Olduvai y al evento Cobb Mt. El límite inferior de este edificio volcánico puede cifrarse en 1.77 Ma, ya que las lavas de polaridad normal del evento Olduvai no se han encontrado en la base del edificio (Fig. 2.5), incluso cuando éste contacta en discordancia sobre las formaciones del monte submarino subyacente, como ocurre en las galerías Los Hombres y Cuevitas (Fig. 2.6).

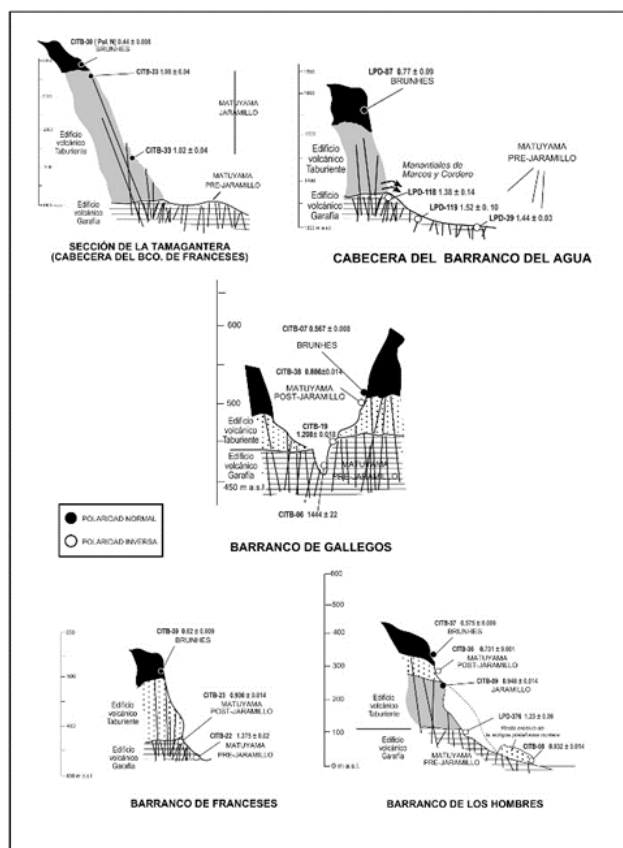


Fig.2.5.Secciones que ilustran la disposición de las principales unidades

magnetoestratigráficas y volcanoestratigráficas en el Escudo Volcánico del Norte de La Palma.

Como puede observarse en la figura 2.4, la actividad volcánica no se interrumpe al finalizar la construcción del Garafía. Sin embargo, en muchas zonas el contacto entre este edificio volcánico y el edificio volcánico Taburiente suprayacente es una discordancia angular y/o erosiva, lo que ha permitido la separación estratigráfica y cartográfica de ambos edificios. Esta aparente contradicción se explica, como se verá con más detalle en la Sección 3.3, por la existencia de un colapso gravitatorio del flanco meridional de este edificio volcánico hace aproximadamente 1.2 Ma.

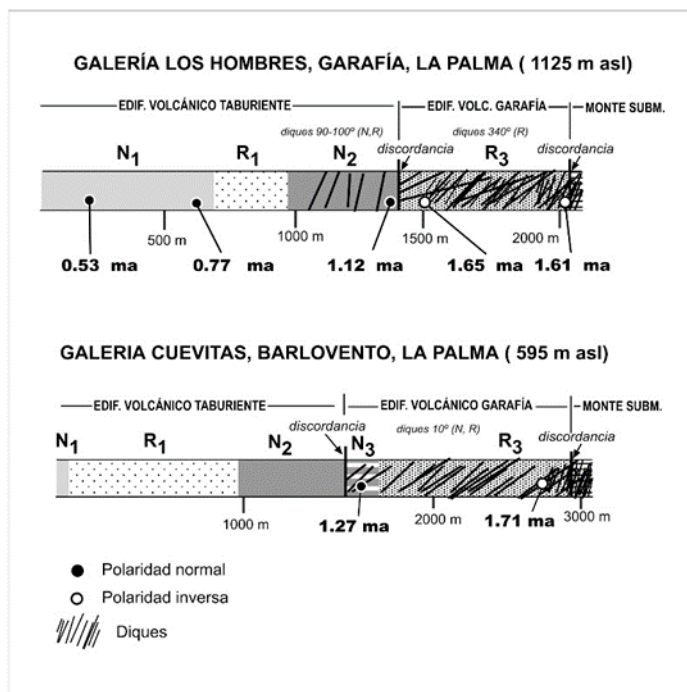


Fig.2.6. Disposición de las principales unidades magnetoestratigráficas y volcanoestratigráficas en galerías del Escudo Norte.

Los materiales emitidos después del colapso rellenaron la depresión originada y, finalmente, se derramaron por los flancos del Garafía. Esto explica la fácil separación de estas unidades estratigráficas mayores en la parte central del escudo, donde se ha producido una inversión del relieve y las lavas del edificio volcánico Taburiente que rellenaron la depresión aparecen hoy como una meseta de lavas horizontales (Meseta Central) colgada en discordancia angular en la parte más alta y central del escudo.

Como se describe con detalle en las secciones 2.3 y 2.4, ambos edificios volcánicos presentan diferencias generales, principalmente en la densidad y orientación de los diques, en el buzamiento de las coladas y en la abundancia relativa de lavas “pahoe-

hoe". Sin embargo, estas diferencias, muy marcadas en la parte central del escudo, se difuminan hacia los bordes, donde ambos edificios presentan pocos diques, coladas predominantemente escoriáceas ("aa") y las coladas son paraconcordantes. Los criterios geocronológicos han sido aquí casi imprescindibles.

Como se indica en la Fig. 2.4, el Garafía se caracteriza por centros eruptivos dispersos y coladas de polaridad inversa en la parte inferior de la formación y normal en la parte superior. Los diques son de polaridad normal e inversa.

El edificio volcánico Taburiente comprende los materiales emitidos después del deslizamiento gravitatorio del Garafía, entre 1.12 y 0.41 Ma. La actividad en este edificio volcánico es asimismo continuada (ver Fig. 2.4). Sin embargo, se han diferenciado dos unidades: Taburiente Inferior, que abarca entre 1.12 y 0.78 Ma y el Taburiente Superior, construido entre 0.78 y 0.41 Ma. No hay diferencias generales significativas entre ambas unidades y su separación se basa fundamentalmente en un cambio del estilo eruptivo, como se describe en detalle en la Sección 2.4.

Las coladas del Taburiente Inferior son de polaridad normal en la base de la formación e inversa en la parte superior. Los diques son de polaridad normal e inversa. En el Taburiente Superior en cambio, las coladas y los diques son siempre de polaridad normal.

Las dos sub-unidades del Taburiente se separan aproximadamente en el límite Matuyama/Brunhes (0.779 Ma). La polaridad geomagnética es, pues, un criterio estratigráfico y cartográfico de campo muy útil para su identificación.

En síntesis, los datos expuestos han permitido la separación de los edificios volcánicos y las unidades volcanoestratigráficas que se indican en el mapa esquemático de la Fig. 2.7.



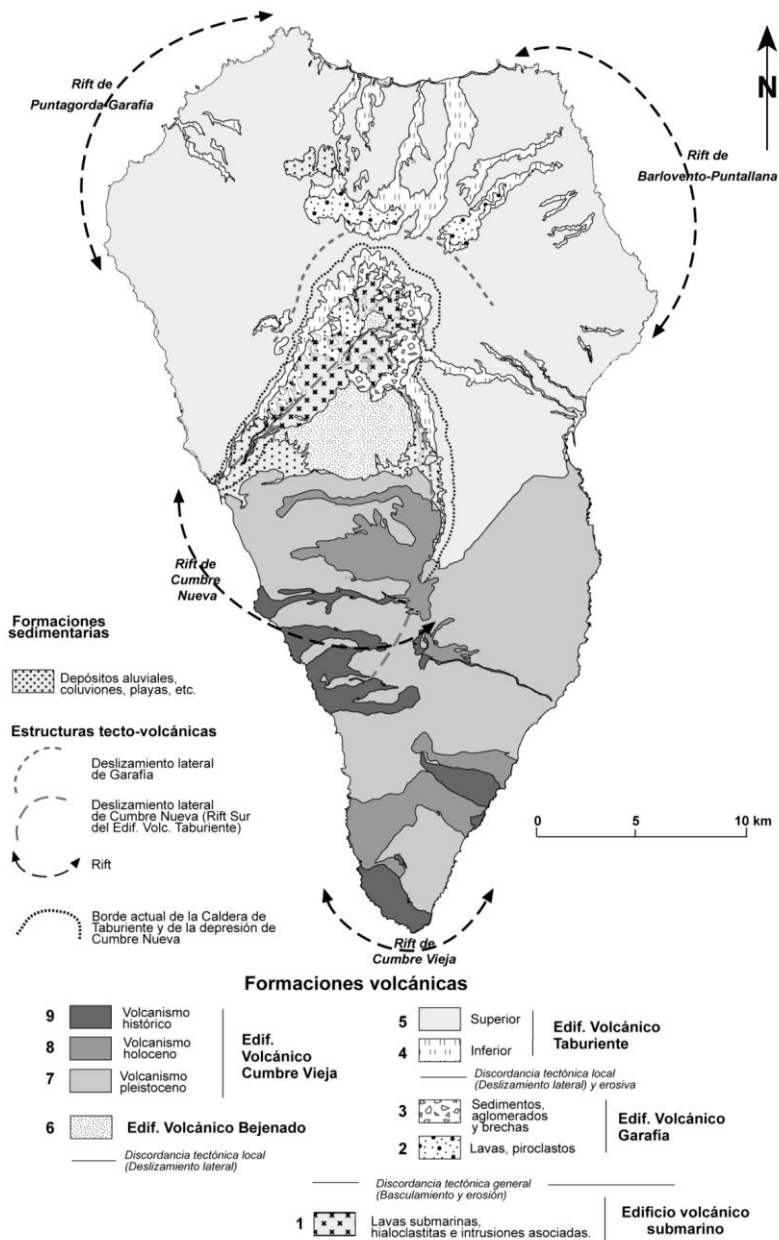


Fig. 2.7. Mapa geológico esquemático de la isla de La Palma.

2.2. EDIFICIO VOLCÁNICO SUBMARINO

Los primeros autores que estudiaron esta formación, sin reconocer su carácter submarino, utilizaron diferentes denominaciones: Diabasformation (Reiss, 1861) o Grundgebirge (Gagel, 1908). A partir de la denominación de Bravo (1964) para el edificio equivalente de la isla de La Gomera, el conjunto submarino de La Palma, que aflora en el interior de la Caldera de Taburiente, fue designado Complejo Basal (Gastesi y colaboradores, 1966; Hernández-Pacheco, 1971). Aunque Staudigel y Schmincke (1984) definieron e interpretaron esta unidad como "Series del Monte Submarino", de edad pliocena, continúa utilizándose frecuentemente el término Complejo Basal en la bibliografía (Staudigel y colaboradores, 1986; Ancochea y colaboradores, 1994; Klügel y colaboradores, 1997; Stillman, 1999; etc.), en similitud con los de Fuerteventura y La Gomera, si bien no presentan la misma edad (Tabla 2.5).

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

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

\* Una colada de la Mña. de la Yedra, cono periférico intercalado en las lavas del Bejenado, dió una edad <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar de 590 ± 40 Ka (fusión total) y 580 ± 30 Ka (calentamiento escalonado).

Por lo expresado en la bibliografía, el término Monte Submarino pone mayor énfasis en la formación volcánica submarina, mientras que el término Complejo Basal obedece más a la existencia de formaciones volcánicas e intrusivas en sucesivas secuencias. De la misma manera, en Fuerteventura el Complejo Basal no sólo representa el episodio de crecimiento submarino de la isla, sino que incluye los Grupos Volcánicos Submarino, de Transición y Subaéreo, y los complejos plutónicos y filonianos asociados a dichos edificios (Gutiérrez, 2000).

Aquí, se considera edificio volcánico submarino a los materiales volcánicos submarinos y a las rocas intrusivas (diques y plutones) asociadas, mientras que quedan fuera de esta denominación las rocas intrusivas subvolcánicas relacionadas con los edificios subaéreos, cuyos límites cartográficos son en muchos casos muy difíciles de precisar.

Por tanto, el edificio submarino está constituido por depósitos volcánicos submarinos (pillow lavas y brechas, hialoclastitas), atravesados por uno o varios domos o domocoladas traquíticos o fonolíticos y un conjunto de rocas subvolcánicas intrusivas asociadas genéticamente a estos depósitos volcánicos. Todos estos materiales afloran en el fondo y en la base de la pared de la Caldera de Taburiente, llegando hasta los 1.500 m. de altura sobre el nivel del mar. Sobre este conjunto se apoya una compleja formación de brechas, aglomerados y sedimentos, desarrollada en buena parte por la erosión del propio edificio submarino y del primer edificio subaéreo o Edificio de Garaffa. A su vez, encima de todas estas formaciones se asientan, en una marcada discordancia erosiva que delimita la parte más abrupta de la pared de la Caldera, los edificios volcánicos Taburiente y Bejenado, que llevan asociados rocas subvolcánicas intrusivas aflorantes también en el fondo de la misma.

La posible ambigüedad que conlleva el uso de los términos Monte o Formación Submarina y Complejo Basal se evita si se tiene en cuenta que sólo corresponden al primero las formaciones que están levantadas y basculadas, por lo que el resto de lo que se ha englobado en el segundo término se asienta en clara discordancia angular. En la cartografía geológica elaborada en este proyecto, las formaciones del interior de la Caldera de Taburiente posteriores a la Formación Submarina tienen asignada una ubicación estratigráfica. Desaparecen, pues, la necesidad y la conveniencia del término Complejo Basal, que conduce a errores, ya que muchas de las formaciones que integra corresponden a etapas muy avanzadas del desarrollo de la isla (Taburiente, Bejenado, etc.).

Aunque sólo aflora en el interior de la Caldera de Taburiente, la disposición en el subsuelo del edificio submarino (Fig. 2.8) se ha podido determinar con bastante exactitud mediante la observación en galerías (Coello, 1987).

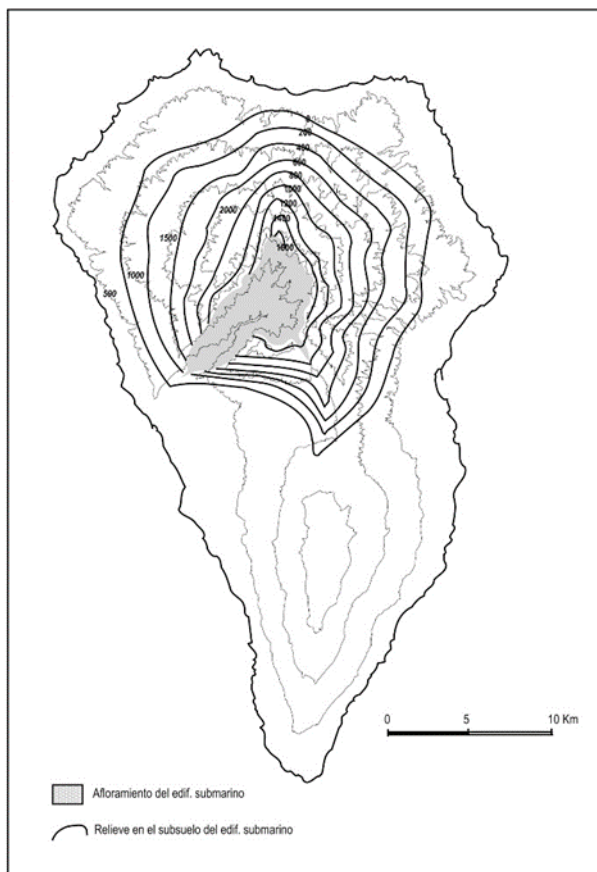


Fig. 2.8. Mapa esquemático indicando el afloramiento del edificio submarino en el interior de la Caldera de Taburiente y la extensión aproximada de esta formación submarina en el subsuelo de la isla (Coello, 1987).

### 2.2.1. Formación Volcánica Submarina (1)

La Formación Volcánica Submarina se halla muy bien representada por el corte natural que el Barranco de Las Angustias realiza en la misma (Fig. 2.9), desde la base más profunda aflorante (El Carbón a 365 m. sobre el nivel del mar, si se considera solamente la formación basáltica) hasta el techo de la unidad (La Viña a 145 m.), con una exposición de más de 1.800 m. de espesor de rocas volcanoclásticas y lavas almohadilladas basálticas de dirección predominante NO-SE e inclinadas unos 50° al SO, en la misma dirección del barranco (Staudigel y Schmincke, 1984). Dicha inclinación ha

sido atribuida a la existencia de un levantamiento de la formación por el efecto de las intrusiones plutónicas y filonianas desde el centro de la Caldera.

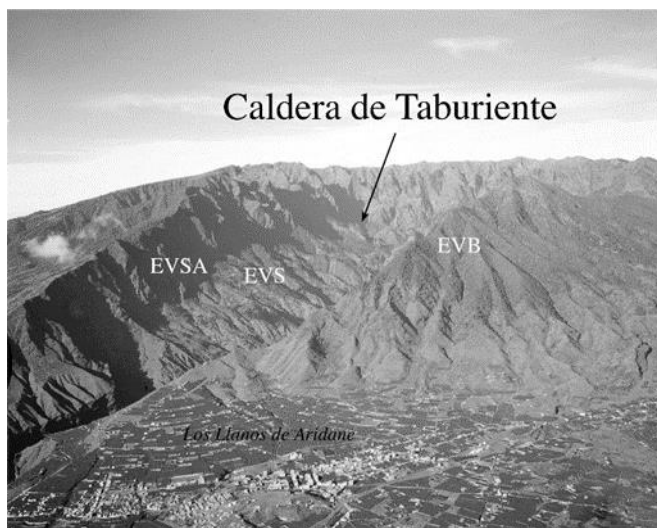
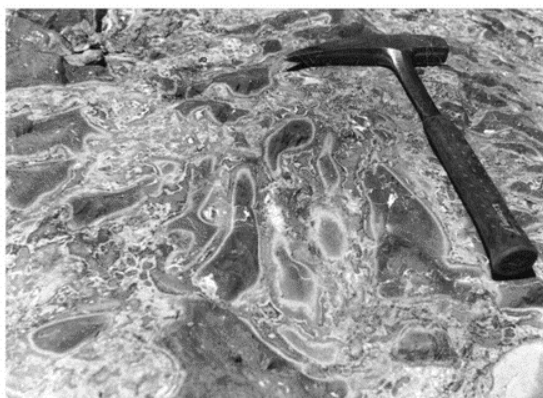


Fig. 2.9. Vista aérea oblicua de la Caldera de Taburiente. El cambio en la pendiente en las paredes de la caldera indica el tránsito del edificio submarino (EVS) a los edificios subaéreos (EVSA). La pared de la izquierda (en sombra) está formada por materiales del edificio volcánico Taburiente, mientras que la de la derecha es el edificio Bejenado (EVB), más joven. El Barranco de Las Angustias que las separa es el ensanchamiento erosivo de una falla asociada al deslizamiento gravitatorio de una de las dorsales del Taburiente (Dorsal o "rift" de Cumbre Nueva). Sobre la cuenca de este deslizamiento se formó, en discordancia, el Bejenado (Foto J. C. Carracedo).

Los materiales volcánicos submarinos se corresponden "grosso modo" con la sucesión de diferentes tipos litológicos que, desde los más efusivos y profundos a los más explosivos y someros: a) lavas almohadilladas (pillow lavas); b) brechas de almohadillas ("pillow breccias"); c) brechas de fragmentos de almohadillas ("pillow fragment breccias" o "broken pillow breccias"); d) brechas de almohadillas, bombas y lapilli escoriáceos ("scoria pillow" y "scoria lapilli/bomb breccias"); e) brechas hialoclastíticas y f) hialoclastitas (2.10).



A



B

Fig. 2.10. Pillow lavas (foto superior) y brechas hialoclastíticas (abajo) del edificio submarino en el interior de la Caldera de Taburiente (Fotos J. De La Nuez).

La secuencia extrusiva a lo largo del Barranco de Las Angustias ha sido interpretada e integrada por Staudigel y Schmincke (1984) en cuatro secciones, que se van sucediendo de forma progresiva a lo largo del cauce por el basculamiento general de la formación (Fig. 2.11):

1. Facies efusiva profunda, desde los 1800 hasta los 1140 m de profundidad original bajo el nivel del mar.
2. Facies intermedia a somera, con depósitos de flanco del monte submarino, desde 1140 a 780 m.
3. Facies intermedia a somera in situ, de 780 m a 490 m.
4. Facies muy somera, predominantemente volcanoclástica, desde los 490 hasta los 0 m.

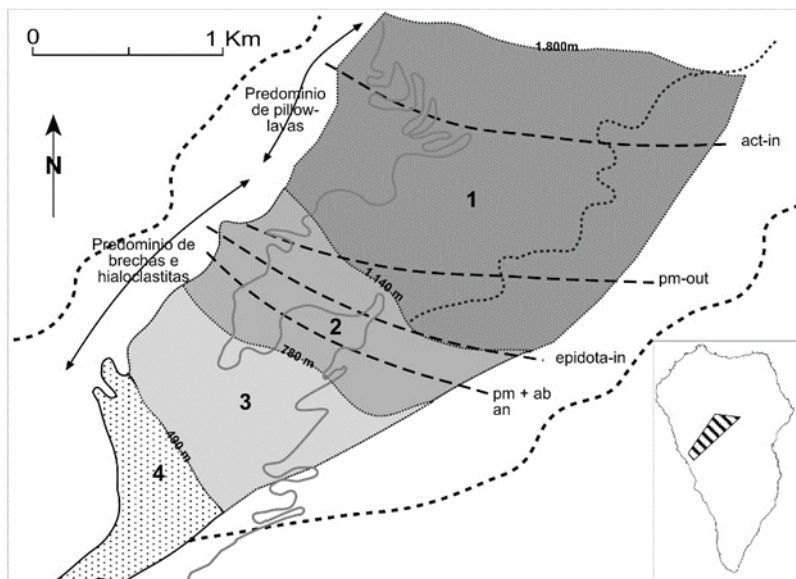


Fig. 2.11. Separación en cuatro secciones de la secuencia extrusiva submarina del fondo de la Caldera de Taburiente realizada Staudigel y Schmincke (1984). 1) Facies efusiva profunda. 2) Facies efusiva intermedia, con depósitos de flanco del monte submarino. 3) Facies efusiva intermedia a somera. 4) Facies volcanoclástica muy somera.

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

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

A los niveles intermedios y someros de la formación volcánica submarina, Staudigel y colaboradores (1986) le asignaron una edad pliocena (entre 3 y 4 Ma), por la aparición de *Globorotalia crassaformis*, *Neoglobobulimina humerosa*, *Globobulimina altispira* y *Globorotalia punctulata*.

La formación volcánica submarina muestra un metamorfismo hidrotermal progrado, desde alteración de baja temperatura en la parte superior de la formación, con la aparición de ceolitas, prehnita-pumpellita, serpentina y arcillas, a metamorfismo de grado medio en los términos más profundos, con albita, clorita, epidota, andradita, etc. (Hernández-Pacheco y Fernández Santín, 1974; Staudigel y Schmincke, 1984; Schiffman y Staudigel, 1994 y 1995). Para estos últimos autores la paragénesis y la zonación

mineralógica observadas implican un gradiente metamórfico de 200-300°C/Km y la circulación de una alta tasa de fluidos a lo largo del tiempo que ha hecho desaparecer casi por completo los minerales ígneos en estas rocas. Además, esta alteración hidrotermal ha contribuido al borrado de la magnetización original de las rocas (Gee y colaboradores, 1993) y a que existan importantes variaciones en la concentración de determinados elementos ultratraza como Re y Os (Marcantonio y colaboradores, 1995).

## 2.2.2. Fases intrusivas (2,3)

### 2.2.2.1. Domo(s) traquítico-fonolítico(s) de Dos Aguas (2)

Se trata de una unidad que se distribuye en forma de arco entre el Barranco de Taburiente, Dos Aguas, El Carbón y Los Brecitos con una extensión aproximada de unos 2 Km<sup>2</sup>. Estos materiales han sido interpretados previamente como rocas sálicas (Hernández-Pacheco y Fernández Santín, 1974), queratófidos o metatraquitas (Staudigel y Schmincke, 1984). En cualquier caso quedan con bastante indeterminación, debido, por una parte, a que aparecen como fragmentos de tamaños métricos entre la densa malla de diques y, por otra, a su alto grado de alteración composicional y textural (Fig. 2.12).

Se han reconocido dos tipos de facies principales, una brechoide de grano grueso a medio y otra de tipo masivo. Las facies de brechas se localizan preferentemente junto al contacto con la formación volcánica submarina, mientras que las facies masivas se sitúan hacia el centro de la formación. Es en las facies brechoides donde se observan restos de almohadones de composición traquítica, lo que indica una probable formación en ambiente submarino. Hacia la facies masiva se han detectado estructuras relictas de flujo y algunos fragmentos que parecen corresponderse con productos piroclásticos.



Fig.2.12. Rocas intrusivas en el interior de la Caldera de Taburiente (Fotos J. De La Nuez).



En todo el conjunto no se han detectado estratificaciones ni laminaciones que tengan relación con un depósito concordante con la formación basáltica submarina (de dirección NO-SE y buzamiento 50°SO). Además, el contacto entre estas dos facies es oblicuo a la disposición general de la formación volcánica submarina y, como se ha dicho, es de carácter brechoide. Por otra parte, en Dos Aguas su continuidad en profundidad es al menos de 100 m. (Hernández-Pacheco y Fernández Santín, 1974).

Por todo ello, el conjunto de materiales traquíticos o fonolíticos debe corresponder a uno o varios domos o domo-coladas intrusivos en la formación submarina basáltica en la secuencia más profunda, e intruido a su vez por una densa red de diques y por varios cuerpos plutónicos de decenas o centenas de metros de tamaño. La mala disposición de los afloramientos y su alto grado de transformación metamórfica impiden precisar algún detalle cartográfico dentro de esta unidad, si bien esta formación es similar a otras que existen en Fuerteventura (Gutiérrez, 2000) y en La Gomera (Fernández Santín, 1979), donde en algún caso se han podido diferenciar facies extrusivas e intrusivas.

Composicionalmente, este tipo de rocas apenas presentan minerales primarios, ya que la mayoría de ellos están transformados casi exclusivamente a albita y, más raramente, a biotita, clorita, epidota, actinolita, etc., por lo que no se puede precisar si su composición originaria es traquítica o fonolítica.

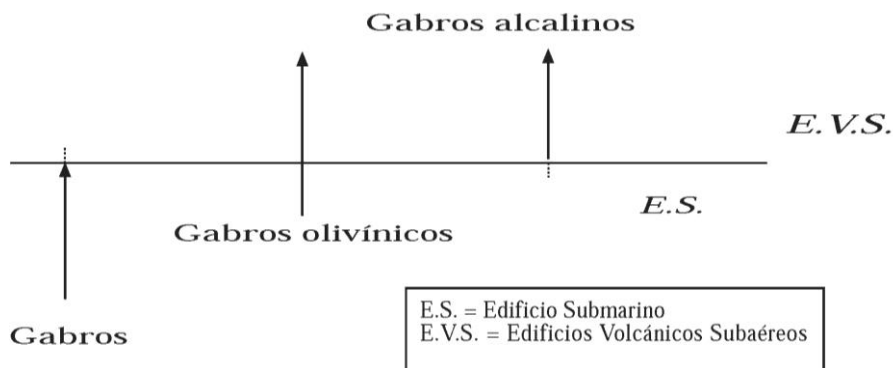
#### *2.2.2.2. Rocas plutónicas intrusivas (3)*

Se hallan repartidas por el fondo de la Caldera de Taburiente en forma de afloramientos cuya extensión superficial total es de algunos Km<sup>2</sup>, y representan multitud de cuerpos plutónicos de escala decamétrica o hectométrica (Fig. 2.12). Han sido originados en múltiples intrusiones imbricadas, que son las raíces de las erupciones submarinas y subaéreas del entorno, como se ha referido anteriormente.

Dado lo complejo de las intrusiones y el enmascaramiento que produce la red de diques, (cuyas proporciones son en la mayoría de los casos superiores al 75% del total de la roca), es muy difícil delimitar cuerpos plutónicos individualizados, así como separar los cuerpos intrusivos pertenecientes al Edificio Volcánico Submarino de los que intruyen en relación con los edificios subaéreos de Garafía, Taburiente y Bejenado. No obstante, en el mapa se marcan algunas de estas intrusiones recientes más destacables. Las intrusiones más antiguas, en cambio, sólo aparecen como retazos entre la malla de diques.

Por tanto, parece existir un amplio intervalo de tiempo en el emplazamiento de las intrusiones, puesto que unas pertenecen al Edificio Submarino y otras a los edificios subaéreos; estas últimas intruyen sobre rocas plutónicas anteriores, están afectadas por menos diques que las primeras, y están mucho menos afectadas por el metamorfismo hidrotermal que las más antiguas. Según estas características, puede hablarse de tres grupos generales de intrusiones en cuanto a su composición y secuencia (de La Nuez, 1984) (Tabla 2.6).

Tabla 2.6. Composición y secuencia de las intrusiones plutónicas en la Caldera de Taburiente



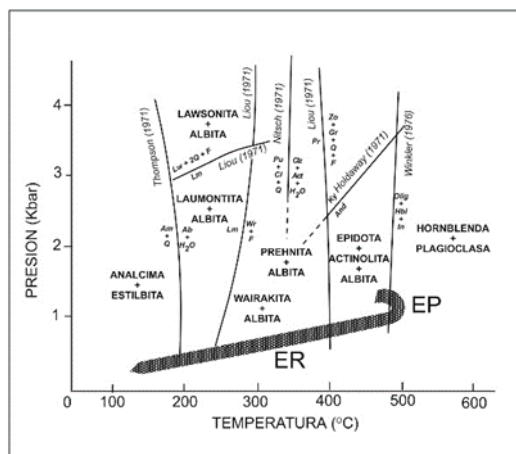
Los dos primeros grupos de gabros son característicos del Edificio Submarino, mientras que parte del segundo y el tercero son intrusiones que están relacionadas con los edificios volcánicos subaéreos. La secuencia primera de intrusiones está en concordancia, a grandes rasgos, con la seriación en la formación volcánica submarina, ya que los gabros podrían ser las raíces de los basaltos plagioclásicos y traquibasaltos de la parte inferior de la formación y los gabros olivínicos los equivalentes plutónicos de los basaltos olivínicos y olivínico-piroxénicos de los tramos más altos de la formación submarina. Sólo en algunos casos se han podido encontrar cuerpos plutónicos recientes de composición distinta a los gabros, como peridotitas o piroxenitas, siempre limitadas a pequeños afloramientos (Fig. 2.13).



Fig. 2.13. Rocas intrusivas (peridotitas - piroxenitas) en el interior de la Caldera de Taburiente (Foto J. De La Nuez)

La estructura que presentan estos cuerpos plutónicos puede ser muy variada: existen cambios mineralógicos y texturales muy bruscos a escala centimétrica; comúnmente los bordes de las apófisis presentan un tamaño de grano bastante fino; son frecuentes las zonas de brechificación en los contactos, donde se entremezclan fragmentos de ambos cuerpos intrusivos, o de un cuerpo intrusivo con el encajante; aparecen a veces interdigitaciones, enclaves o tránsito gradual de unas facies a otras dentro de un mismo cuerpo intrusivo; también es muy común la existencia de un bandeado centimétrico, que puede tener una disposición vertical, horizontal o inclinada; dicho bandeado está marcado por la variación relativa de minerales feldespáticos y ferromagnesianos; es usual la aparición de masas plutónicas en forma de diques de gran potencia o de venas de escala milimétrica, etc.

En estas rocas plutónicas se han producido procesos de alcalinización y de alteración hidrotermal (de La Nuez, 1984; de La Nuez y Arenas, 1988), que han modificado sustancialmente la mineralogía gabroide primitiva, hasta el punto de que en los casos más intensos los minerales originarios de los gabros (plagioclasa, augita y olivino) son completamente inexistentes (Fig. 2.14).



55

Dejando aparte los procesos de alcalinización, de naturaleza magmática, y donde se generan minerales tales como anfíbol, biotita, nefelina, etc., sobre todo en pequeños diques y venas, los procesos que afectan más drásticamente a las rocas son los relacionados con el metamorfismo hidrotermal, ya mencionado para la formación volcánica submarina. En los gabros la paragénesis de la etapa de mayor temperatura está constituida por clorita, actinolita (hornblenda), clinozoisita, albita, esfena, ilmenita,  $\pm$  andradita,  $\pm$  cuarzo,  $\pm$  serpentina,  $\pm$  carbonatos, etc., mientras que la asociación originada a menor temperatura se caracteriza por la formación de ceolitas, epidota, albita, adularia, minerales opacos,  $\pm$  cuarzo,  $\pm$  serpentina, etc. (Arenas y de La Nuez, 1987; de La Nuez y Arenas, 1988). El gradiente metamórfico obtenido es de 100-150°C/Km, algo menor al indicado para la Formación Volcánica Submarina por Schiffman y Staudigel (1995).

Las distintas paragénesis metamórficas en los gabros se explican dentro de un régimen de temperaturas en descenso, desde unas condiciones extremas propias de las facies de los esquistos verdes hasta otras más bajas, características de las facies de las ceolitas. La evolución retrógrada está relacionada con la elevación del edificio, durante una etapa de abombamiento provocada por la intensa actividad magmática (de La Nuez y Arenas, 1988). La trayectoria retrógrada del metamorfismo y las condiciones extremas de 450°-490°C y 1-1,5 Kbar indica que durante la elevación del edificio se erosionaron al menos 3000 m de materiales, con lo que se obtienen velocidades de ascenso del conjunto menores de 1 cm/año.

#### *2.2.2.3. Alineaciones y enjambres de diques del Complejo Basal*

En todo el edificio submarino la red filoniana está muy desarrollada, con una densidad máxima en el centro de la Caldera de Taburiente, que va paulatinamente haciéndose menor hacia el exterior de la misma a lo largo del Barranco de Las Angustias. La máxima intrusión puede llegar a constituir el 100% de la roca (siempre mayor del 75%) en los Barrancos de Taburiente, Verduras de Alfonso y Los Cantos. Hacia el este y en el interior de la Caldera, la malla gradualmente deja de ser tan tupida, llegando a valores relativamente bajos (<25%) en la formación brechoide-aglomerática. Hacia el SO, aguas abajo del Barranco de Las Angustias, la red de diques va disminuyendo poco a poco. Así, mientras en el Carbón alcanza entre el 60 y 70% de la roca total, en La Viña el porcentaje de diques no excede del 10% (Fig. 2.15).

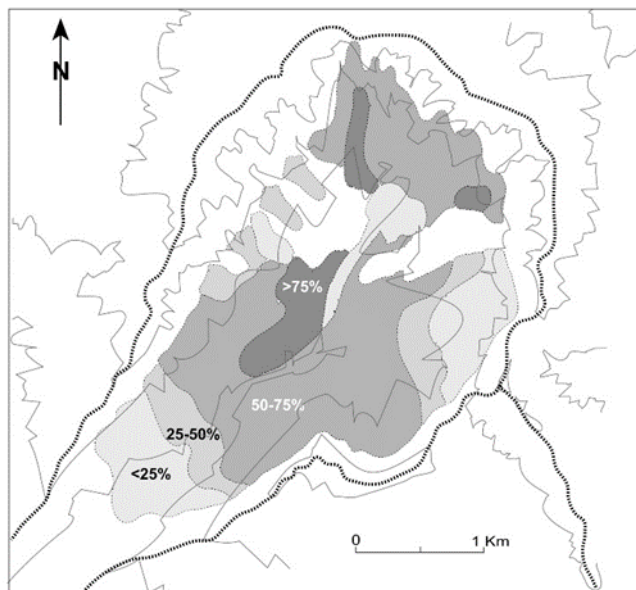


Fig. 2.15. Densidad de diques (en %) intruyendo en el fondo de la Caldera de Taburiente.

En cuanto a la secuencia de intrusión, Staudigel y colaboradores (1986) proponen tres grupos de diques con distinta edad y orientación general:

Grupo 1.- Diques que generan la formación volcánica submarina, de dirección N5°O y perpendiculares a la estratificación de la formación submarina;

Grupo 2.- Diques paralelos a la estratificación de la formación volcánica submarina, de dirección N 50°E y perpendiculares a la estratificación de la formación submarina;

Grupo 3.- Diques que alimentan las formaciones volcánicas subaéreas y de dirección radial dominante, aunque de tendencia principal norteada, con una edad comprendida entre 0.63 y 1.3 Ma.

Los grupos 1 y 2 se encontrarían rotados, debido al levantamiento tectónico del Complejo Basal, mientras que las direcciones al norte de los grupos 1 y 3, según estos autores, indica máximos esfuerzos compresivos horizontales en esa dirección.

Para Fernández y colaboradores (en prensa) parece haber cuatro grupos de diques:

Grupo 1.- Correspondería a los "presills" de los autores anteriores, con direcciones predominantes NE-SO y buzamientos al SE, y muestran una intensa alteración hidrotermal.

Grupo 2.- Representa los "sills" de Staudigel y colaboradores (1986); aunque estos diques son particularmente numerosos en las rocas plutónicas intrusivas (de La Nuez, 1984). Son la máxima intrusión filoniana, su dirección es NO-SE y su buzamiento unos 50° al SO. En la formación volcánica submarina están rotados, mientras que en las rocas intrusivas son estadísticamente paralelos a la estratificación de la formación submarina.

Grupo 3.- Son diques asociados a los tensores de esfuerzos generados en relación con el edificio volcánico de Garafía. Su disposición es variable, aunque en el interior de la Caldera

toman direcciones predominantes N-S.

Grupo 4.- Son los diques más modernos y se disponen preferentemente en relación con la estructura del volcán Taburiente, es decir, formando ángulos de 120° (NO-SE, NE-SO y N-S).

Composicionalmente, la inmensa mayoría de los diques que intruyen en la Caldera de Taburiente son de composición basáltica (> 90%), aunque los hay también de composición traquítica, que son, en general, bastante antiguos, y de naturaleza fonolítica, los cuales parecen estar asociados a los Edificios Volcánicos Taburiente y Bejenado, ya que son particularmente importantes en el sector oriental de la Caldera y bajo el Bejenado, y algunos “trepan” por la pared de la caldera. Además, hay algunos diques de textura granuda y de composición gabroide, y otros, de aspecto brechoide, duniticos y peridotíticos (Hernández-Pacheco, 1975), que también parecen ser de los grupos más antiguos de diques.

### 2.3. EDIFICIO VOLCÁNICO GARAFÍA

El Edificio Volcánico Garafía aflora en la esquina NO de la hoja, y se extiende en las vecinas hojas de: Los Llanos de Aridane (1083-III); San Andrés (1083-II); y en pequeños retazos en la de Santo Domingo (1083-I).

Los materiales de este edificio se apoyan en clara discordancia angular y erosiva sobre el edificio submarino plioceno, levantado y basculado, al que parece recubrió totalmente (Fig. 2.16). Afloran en un área relativamente restringida, en el flanco norte y suroeste del escudo volcánico (Fig. 2.17). Estos afloramientos aparecen en ventanas erosivas, coincidiendo con las cabeceras y cauces de los barrancos más profundos (Bcos. de Los Hombres, Franceses, y Gallegos (en el norte); Bcos. del Agua y La Herradura (al noreste) y Jieque (en el suroeste).

Las formaciones volcánicas del Garafía han sido interpretadas unas veces como Complejo Basal (Hernández Pacheco, 1974), como Taburiente I (Navarro y Coello, 1994), o como Serie Antigua Inferior (Ancochea y colaboradores, 1994; Coello, 1987). Ya se han explicado las razones de separar este edificio volcánico del edificio volcánico Taburiente, razones por otra parte muy similares a las que se describirán para el edificio volcánico Bejenado (Sección 2.5). Por ello se ha preferido dar a este edificio volcánico un nombre propio, el de Garafía, ya que sus principales afloramientos se localizan en el término municipal del mismo nombre.

La reconstrucción de la geometría de este edificio volcánico no ha podido realizarse totalmente. Por una parte, la ocurrencia de al menos un deslizamiento gravitatorio de gran volumen desgajó gran parte de la mitad sur del edificio volcánico; por otra, la superposición de unos 1.000 m de materiales volcánicos del Taburiente rellenó la depresión del deslizamiento y acabó recubriendo al Garafía totalmente, apareciendo ahora solamente en estas ventanas erosivas. Sin embargo, la existencia de numerosas galerías excavadas para la extracción de las aguas subterráneas ha permitido la reconstrucción aproximada de su estructura profunda y distribución en el subsuelo (Figs. 2.16 y 2.18), trabajo iniciado por Coello en 1987.

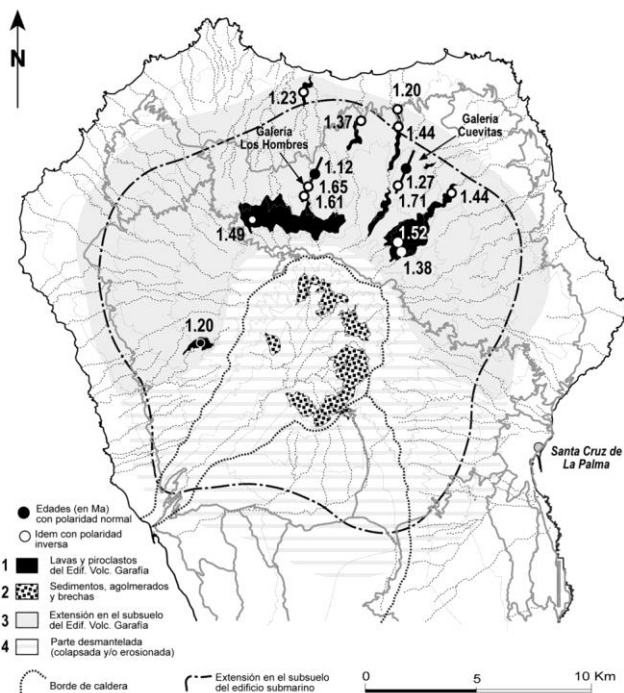


Fig. 2.16 Afloramientos del edificio volcánico Garafia (en negro). Se indica la extensión aproximada (deducida de observaciones en galerías) de este edificio volcánico en el subsuelo. Se aprecia claramente el flanco meridional desgajado (rayado) en el deslizamiento que afectó a este edificio hace 1.2 Ma. Se indica, como referencia, el contorno del edificio submarino. La formación sedimentaria que aflora en el interior de La Caldera (punteado) puede ser debida en gran parte al deslizamiento y erosión del Garafia.

El afloramiento de esta formación en el cauce bajo de los Bcos. De: Los Hombres, Franceses y Gallegos indica que la disposición de este edificio volcánico era la de un cono centrado sobre el edificio submarino, al que recubre y sobrepasa, formando plataformas costeras que posteriormente dieron lugar a acantilados, fosilizados a su vez por las lavas del edificio volcánico Taburiente (Fig. 2.16).

El flujo divergente, la pronunciada inclinación de las coladas (con buzamientos generalmente de 30°-35°, siempre superando los 20°) y el espesor medio de la formación (unos 400 m) apuntan a un edificio de unos 3.000 m de altura y alrededor de 23 Kms de diámetro. El volumen correspondiente de este edificio, una vez detraído el basamento submarino, es de 315 Km<sup>3</sup>. Tanto las edades obtenidas como las observaciones de campo indican una construcción continuada del edificio volcánico entre 1.722 y 1.208 Ma, por lo que la tasa eruptiva resultante es de 0.6 Km<sup>3</sup>/Ka y la tasa de crecimiento de 3 mm/año.

### 2.3.1. Sedimentos, aglomerados y brechas en el interior de la Caldera de Taburiente (4 y Bd).

Esta unidad es la de más difícil observación e interpretación. Aflora en forma de semicírculo en la mitad oriental del fondo de la Caldera de Taburiente (Figs. 2.7 y 2.16), en el contacto entre el edificio submarino y los aglomerados y lavas de la base del Edificio Volcánico Taburiente y Bejenado, separada de ellos por una marcada discordancia erosiva. En el interior de algunas galerías (Los Hombres, por ejemplo) esta formación aparece en la base del Edificio Garafía.

Los materiales son brechas, aglomerados y sedimentos, que se han debido originar en el desmantelamiento del edificio submarino subyacente y en las fases de intensa erosión coincidentes con el asentamiento de las primeras formaciones subaéreas. Es posible que comprenda asimismo materiales erosionados del edificio volcánico Garafía, aunque en este caso esta unidad correspondería exactamente al tránsito del Edificio Volcánico Garafía al Edificio Volcánico Taburiente, coincidiendo con la destrucción tectónica del primero ya mencionada. Su separación, sin embargo, es extraordinariamente difícil, tanto por las características del material como la dificultad de su acceso.

Alcanzan un espesor que en zonas llega a ser considerable, aunque los límites (techo y muro) son de difícil delimitación por la erosión y las intrusiones. Con respecto a estas últimas se observan variaciones significativas: mientras que en los afloramientos de la zona norte de la Caldera de Taburiente los diques son muy abundantes (85-90% del total de la formación) y subverticales, en los del este, apenas llegan al 20% y son claramente subhorizontales. Esta observación es coherente con la procedencia citada de esta formación, posteriormente intruida por los conductos de emisión del edificio volcánico Taburiente, centrado aproximadamente al norte de la actual Caldera de Taburiente.

La naturaleza de esta formación es variable, tanto en la naturaleza de la roca (cantos de basaltos, traquibasaltos y rocas granudas de diverso tipo), como en la abundancia relativa de unos y otros tipos, su grado de redondez (desde completamente angulosos a redondeados) y su compactación. Todas estas características apuntan a una formación muy compleja, mezcla de materiales de avalancha, aglomerados volcánicos y sedimentos (aluviales, coluviones) provenientes de un deslizamiento masivo implicando al Edificio Garafía y al basamento submarino, además de los procedentes de la erosión posterior y posiblemente fases volcánicas explosivas contemporáneas. Además, hacia el norte de La Caldera y en las partes estratigráficamente más bajas de esta unidad, hay áreas afectadas por metamorfismo hidrotermal. Por ello, esta formación debe de estar compuesta por diferentes materiales de génesis distinta, de muy difícil estudio, dado los afloramientos tan inaccesibles y el alto grado de alteración de todo el conjunto.

Pueden distinguirse en su base distintos tipos de brechas (Bcos.de Verduras de Afonso, del Diablo, de Huanaguao, etc.): de carácter monomítico, con abundancia de cantos de rocas granudas, con frecuentes procesos de epidotización y cloritización, sin ningún carácter submarino aparente, con algunas intrusiones plutónicas que las atraviesan y con gran abundancia de diques (>75%). Estas brechas pueden ser interpretadas en muchos casos como brechas de intrusión de diferentes cuerpos plutónicos, tanto del complejo submarino "s.s.", como más modernos.

Por otra parte, un amplio sector de esta unidad presenta todas las características de grandes espesores de sedimentos (Lomo de los Juncos, por ejemplo), con algunos cantos redondeados y angulosos de rocas plutónicas, matriz muy alterada, o a veces sin apenas matriz. Están atravesados por escasos diques (<25%), frecuentemente subhorizontales y



serpenteantes o con direcciones afines a los edificios volcánicos subaéreos. No hay apenas estratificación, si bien raramente se ha observado algún nivel de cantos o suelos que tienden a una grosera alineación. Estos materiales pueden proceder de coluviones, deslizamientos o simplemente ser el producto caótico de la erosión de los edificios volcánicos o subvolcánicos, tanto del edificio submarino como del edificio Garafía.

Un tercer conjunto, observable cerca de La Cumbrecita, tiene el aspecto de materiales piroclásticos de tipo aglomerado o toba, muy alterados, con tonos rojizos o amoratados, y escasamente atravesados por diques. Los afloramientos no son cartografiables dada la difícil accesibilidad y la poca continuidad de los mismos, pero pueden ser interpretados como restos de edificios volcánicos subaéreos (basálticos).

En los afloramientos del S y SE, desde la base NE del Bejenado hasta Altaguna, predominan claramente las brechas tectonizadas y recrystalizadas, fácilmente asimilables a brechas de deslizamiento, por lo que se han delimitado en la cartografía geológica como Bd (Brechas de deslizamiento).

### 2.3.2. Lavas, piroclastos basálticos, diques y aglomerados volcánicos (5)

Los afloramientos del Edificio Volcánico Garafía propiamente dicho, totalmente recubierto por las potentes formaciones del Edificio Volcánico Taburiente superpuesto, aparecen dispersos en diferentes ventanas erosivas, generalmente excavadas en las cabeceras y cauces de los barrancos más profundos (Figs. 2.16 y 2.17). Lógicamente tienen características muy similares, variando principalmente en la disposición de las coladas y de la red filoniana.

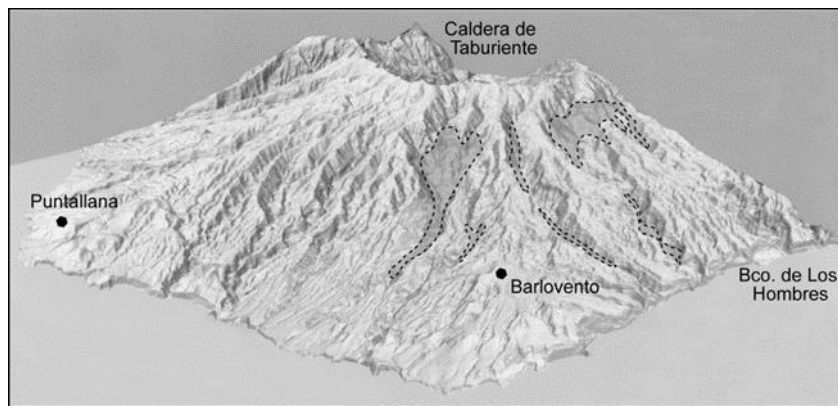


Fig. 2.17. Imagen del Norte de La Palma obtenida procesando las hojas digitales del IGN. Se ven los barrancos profundos donde aflora el edificio Garafía (en trama transparente).

#### 2.3.2.1. Afloramientos del flanco norte del escudo volcánico

En esta hoja aparecen en el sector NO de la misma, en los afloramientos de Mñª de los Pasos; Barranco de Gallegos y Barranco de los Hombres. (Figs. 2.16 y 2.17). Aunque no se observa en superficie ni en las galerías del norte, el Edificio Volcánico Garafía se apoya en discordancia sobre el edificio submarino. Este contacto se aprecia claramente en las

galerías del SO (Calderetas, la Tranza y Caboco, 2, 3 y 5 en la Fig. 2.18). En el último tramo de las galerías de Cuevitas y Los Hombres aparecen unas brechas que podrían corresponder a la unidad (Bd) del apartado anterior (Fig. 2.6). Es lógico que las galerías no alcancen el basamento submarino en esta zona de la isla, ya que la zona saturada se encuentra en las formaciones del edificio volcánico Taburiente.

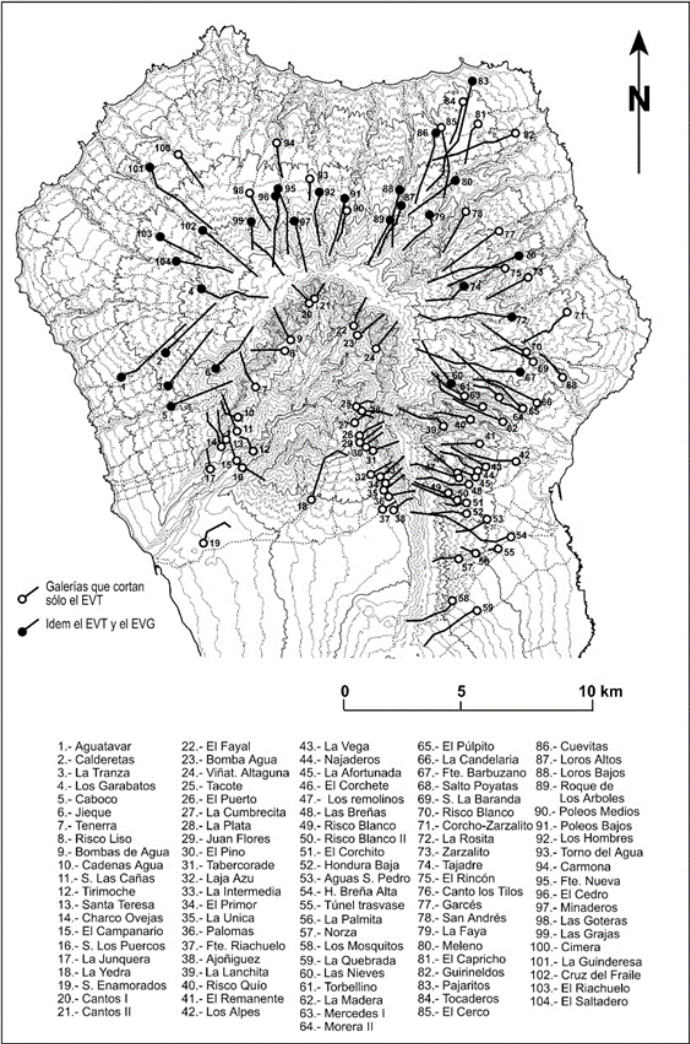


Fig. 2.18. Galerías del Escudo Norte que penetran en el edificio Garafia (en negro), delimitando su extensión en el subsuelo.

En general predominan las lavas basálticas, abundando los basaltos plagioclásicos con morfología "pahoehoe". Las coladas son generalmente delgadas y los buzamientos muy acentuados (30-35°). Los piroclastos son de difícil delimitación, en parte debido a lo inaccesible de la zona, cubierta además por capas de acículas de los espesos pinares que impiden la observación incluso a cortas distancias. Por este motivo no se han diferenciado los depósitos piroclásticos en la cartografía geológica. También aparecen aglomerados intercalados, con la peculiaridad de que no tienen cantos de rocas submarinas o plutónicas.

La red filoniana es bastante densa y la orientación es claramente radial, predominando las direcciones de 300° a 350°.

En síntesis, esta formación se caracteriza por coladas delgadas de pronunciado buzamiento periclinal, predominio de basaltos plagioclásicos con morfología "pahoehoe" y una densa red de diques de disposición radial.

#### *2.3.2.2. Afloramientos en Galerías*

En la Fig. 2.18 se han destacado las galerías que alcanzan el Edificio Volcánico Garafía, permitiendo la delimitación de este edificio volcánico en el subsuelo. Esta información aportada por las galerías es coherente con la existencia del deslizamiento del flanco sur del edificio volcánico, como ya se ha mencionado anteriormente e indicado en la figura 2.16. Una explicación erosiva para esta ausencia del flanco meridional del edificio (además de la conspicua escotadura en el flanco sur del edificio submarino que puede apreciarse en la figura 2.8) es difícil de aceptar si se tiene en cuenta la continuidad del volcanismo y el hecho de que esa parte del edificio esté mucho menos afectada por las precipitaciones que el flanco norte, que, sin embargo, ha permanecido sin un desmantelamiento equiparable.

Hay que tener en cuenta que apenas 2 Kms separan lavas de 1.20 Ma, situadas a alturas de 1.400 m, de lavas de 0.83 Ma localizadas a unos 1.080 m en la base de la pared de La Caldera. Esta disposición requiere una explicación tectónica, un deslizamiento gravitatorio similar al que justifica las diferencias antes discutidas entre ambas paredes del Barranco de las Angustias.

#### **2.4. EDIFICIO VOLCÁNICO TABURIENTE**

El Edificio Volcánico Taburiente ocupa prácticamente todo el escudo volcánico del norte de la isla, recubriendo con más de 1000 m de lavas a los edificios volcánicos subyacentes, sobre los que se apoya en clara discordancia erosiva y/o angular (ver Fig. 2.19). Este edificio volcánico es perfectamente observable en toda su extensión en los cortes de los barrancos profundos y en la pared de la Caldera de Taburiente. La disposición de los tres edificios volcánicos que conforman el Escudo Norte es, pues, prácticamente concéntrica, con el centro geométrico situado en la vertical de la cabecera actual de la Caldera de Taburiente. Sin embargo, como se analizará con más detalle más adelante, se inicia en las fases avanzadas de la actividad de este edificio volcánico una reorganización de sus centros eruptivos y, al final, una continua emigración de la actividad hacia el sur de la isla, que continuará hasta el presente, dejando inactivo todo el escudo volcánico.



Fig. 2.19. Vista panorámica de la cabecera y pared NO de la Caldera de Taburiente (Foto J.C. Carracedo).

Como ya se apuntó en el apartado 2.1.1.4, la actividad volcánica que levantó el edificio Taburiente fue tan continuada (ver Figs. 2.2 y 2.4) que no dio lugar a discordancias generalizadas que permitan subdivisiones estratigráficas claras. Sin embargo autores anteriores ya habían separado unidades estratigráficas en este edificio volcánico, algunos siguiendo la tradicional división en Series (Coello, 1987; Ancochea y colaboradores, 1994), y otros en edificios volcánicos (Navarro y Coello, 1994; Carracedo y colaboradores, 1997, 1999 a, b; Guillou y colaboradores, 2001). Como las unidades de los diferentes autores no son equivalentes, para evitar ambigüedades se confrontan con las definidas en este proyecto. (ver Tabla 2.5.)

A pesar de las dificultades mencionadas se ha dividido la actividad eruptiva del Taburiente en dos unidades: Inferior y Superior.

Como se ha indicado en la Fig. 2.4, el Taburiente Inferior se caracteriza por centros eruptivos dispersos, con la excepción de las lavas de relleno de la depresión de colapso que forman la Meseta Central, que se describe más adelante. En los demás afloramientos de esta unidad, siempre en la cabecera o el fondo de los barrancos más profundos, abundan los depósitos de piroclastos y una mayor densidad de diques. Esta disposición parece de distribución uniforme, lo que estaría de acuerdo con una ausencia de organización espacial de los centros de emisión, proceso que caracterizará al Taburiente Superior, fase en que los centros eruptivos se agrupan conformando "rifts" radiales bien definidos y, finalmente, un edificio central diferenciado.

#### 2.4.1. Taburiente Inferior

La figura 2.20 indica los afloramientos del Taburiente Inferior, principalmente en los barrancos profundos y la base de la pared de la Caldera de Taburiente.

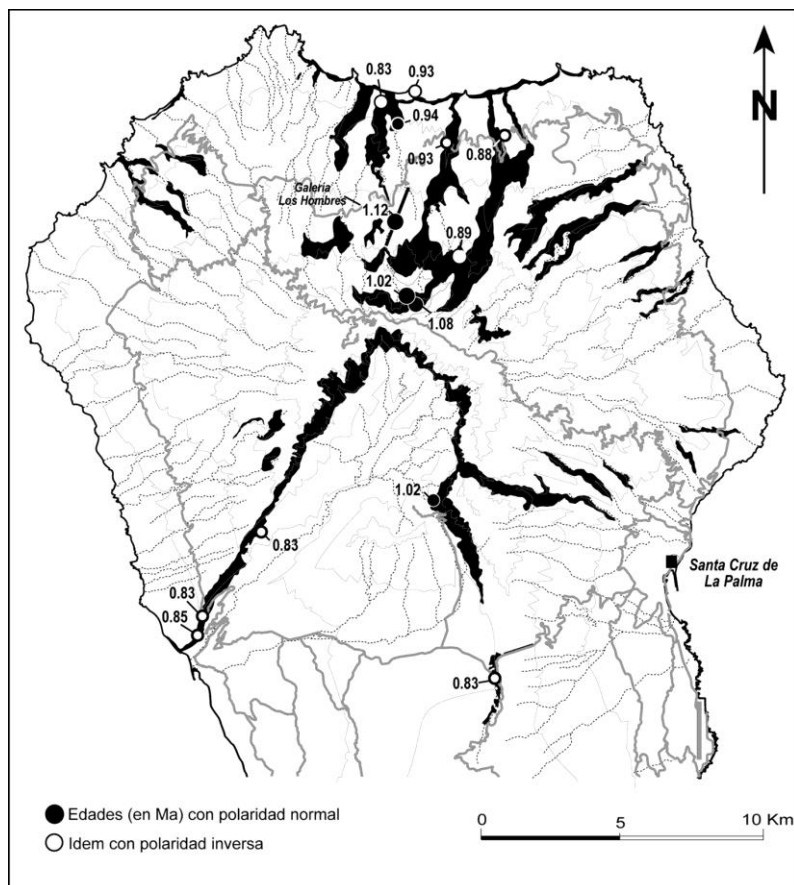


Fig. 2.20. Afloramientos del Edificio Taburiente Inferior. Los afloramientos de este edificio, al igual que el Garafia infrayacente, se localizan en las cabeceras y cauces de los barrancos más profundos y en la base de la pared de la Caldera de Taburiente y el arco de Cumbre Nueva. En el primer caso son ventanas erosivas; el segundo, estructuras tectónicas profundizadas por la erosión subsiguiente.

Dentro de esta fase de construcción del edificio volcánico Taburiente se han diferenciado tres subunidades:

1. Aglomerados basales (6)
2. Meseta central de lavas horizontales (8)
3. Conos y coladas periféricas (7 y 8)

#### *2.4.1.1. Aglomerados (6)*

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

En la ladera NO del Barranco de Las Angustias 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.

1. En discordancia sobre las lavas del edificio submarino, aflora 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 entre sí 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 las típicas formas en "coliflor".

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

En observación al microscopio 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 ha sido posible 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, sobre las formaciones submarinas se observan capas potentes 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.

Las muestras presentan al microscopio bastantes similitudes en cuanto a la naturaleza de los líticos y juveniles. Sin embargo, en esta muestra hay mayor presencia de matriz, con neoformación de zeolitas. Podría, por tanto, ser un equivalente distal de lo 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. 2.21). 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.



Fig. 2.21. La subunidad del Taburiente Inferior que se ha denominado "aglomerados " (6) engloba, en realidad, depósitos de génesis muy diferentes. Aglomerados, con lahares y brechas, en la base del arco de Cumbre Nueva.

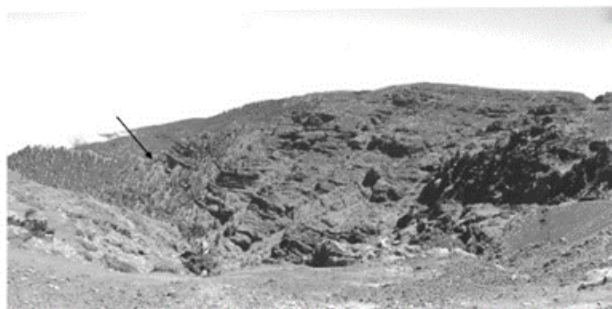
Al microscopio son bastante diferentes a las anteriormente descritas. Se observan muchos menos juveniles y el esqueleto de la roca varía de matriz soportada a clasto soportado. Todas las características apuntan a depósitos diferentes de los anteriores, que bien podrían ser de lahares o brechas volcánicas.

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.

#### *2.4.1.2. Coladas de lavas basálticas (8). Meseta central de lavas horizontales.*

Esta meseta está formada por una sucesión de coladas horizontales (a veces con una pequeña inclinación contrapendiente) de unos 400 m de potencia, con escasas intercalaciones piroclásticas y relativamente pocos diques, que rodea toda la cabecera de la Caldera de Taburiente. Aparece colgada en la parte central y más alta del escudo volcánico y recubierta totalmente por los materiales del Taburiente Superior, aunque también aflora en ventanas erosivas que forman las cabeceras de los barrancos del norte (Barranco de los Hombres; Gallegos; Topo de la Piedra), y en otros barrancos del sector oriental de la hoja, tales como: Barranco de San Juan; de la Fuente; de la Galga; del Agua; Carmen Dorador; la Madera y Río de las Nieves (Fig. 2.22).

Esta formación se apoya en todos los casos sobre los materiales del edificio volcánico Garafía, pudiendo observarse en los sitios accesibles que el contacto es discordante, con numerosos diques cortados en el contacto, donde a veces se observan niveles de aglomerados y brechas de matriz rojiza.



A



B

Fig. 2.22. Vistas de la meseta central de lavas horizontales formada por la acumulación de las emisiones iniciales del Taburiente Inferior contra la cabecera del arco de deslizamiento del Garafia, al que rellena y desborda.

A) El plano de discordancia (flecha) buza ligeramente hacia el sur. Vista desde la carretera del Observatorio.

B) Vista de la Meseta Central desde el Barranco de Las Grajas (Fotos J. C. Carracedo).

Las coladas de la Meseta presentan siempre polaridad normal y han dado edades de 1.02 a 1.08 Ma. Parecen, pues, corresponder al evento de polaridad normal Jaramillo (0.996-1.053 Ma). La extrema rapidez de construcción de esta meseta y la práctica ausencia de niveles piroclásticos sugieren el apilamiento de las lavas lejos de los centros de emisión.



Una meseta de similares características (Meseta de San Andrés) se formó en la vecina isla de El Hierro al rellenar las lavas la cuenca producida en un deslizamiento gravitatorio similar (deslizamiento de Tiñor). La edad (1.04 Ma) es sorprendentemente similar (Carracedo y colaboradores, 1995; 1997; Guillou y colaboradores, 1996).

La Meseta central de La Palma ha debido generarse en un proceso similar: Después del colapso lateral del flanco sur del edificio Garafía, hace 1.2 Ma, la actividad volcánica continuó y la depresión originada se fue rellenando con centros de emisión. Las coladas fluirían hacia el mar, pero al ir creciendo el nuevo edificio volcánico en el interior de la cavidad, parte de las coladas discurrirían en sentido contrario, hacia el escarpe de cabecera del deslizamiento, donde se remansarían en secuencias horizontales.

Por la importancia hidrogeológica de esta formación, que constituye unos de los principales acuíferos productivos de la isla, ha sido estudiada por Coello (1987) y Navarro y Coello (1994), que han explicado su origen por erosión. Estos últimos autores postulan la existencia de dos grandes barrancos que se habrían excavado en el contacto entre el edificio Garafía (Taburiente I para estos autores) y el basamento submarino. El relleno de estos barrancos habría dado lugar a este apilamiento de lavas horizontales que ellos denominan como estructura Coebra (por Coello y Bravo).

#### *2.4.1.3. Conos y depósitos de piroclastos basálticos (7) y coladas de lavas basálticas periféricas (8)*

Una vez colmatada la cuenca de deslizamiento mencionada por las lavas del Taburiente Inferior, éstas desbordaron por portillos en el borde de la depresión, recubriendo los flancos del edificio Garafía. A estas lavas, en clara discordancia, se suman los productos de centros de emisión exteriores a la depresión, coetáneos y posteriores al relleno de la cuenca, que se localizaron de forma dispersa en los flancos del Garafía.

La edad de las lavas del Taburiente Inferior (no pertenecientes a la Meseta Central) y las polaridades geomagnéticas (normal en la base de la formación e inversa en el resto hasta alcanzar el límite Matuyama/Brunhes) indican que las formaciones más antiguas de esta unidad corresponden al Jaramillo. Pueden, pues, asociarse a las primeras lavas de colmatación de la depresión de deslizamiento, o a centros de emisión periféricos contemporáneos de los que formaron la Meseta Central. Estas lavas afloran en el fondo del cauce bajo de los barrancos de Los Hombres, Corraletes, Franceses y Gallegos y en la base del arco de Cumbre Nueva (Fig. 2.20).

El resto del Taburiente Inferior aparece en la base de la pared de la Caldera de Taburiente y en el fondo de los barrancos profundos (Fig. 2.20). En estos afloramientos suele apreciarse una mayor presencia de conos y depósitos piroclásticos y mayor densidad relativa de diques que en el Taburiente Superior suprayacente (excepto en las zonas de rift, como se verá más adelante). Sin embargo, como se ha mencionado, no se aprecia una discordancia general entre ambas unidades, siendo la polaridad geomagnética el criterio más discriminante.

La amplia dispersión y abundancia de piroclastos basálticos en esta formación parece sugerir, al igual que en la parte inferior del edificio volcánico de El Golfo en la isla de El Hierro, una facies más explosiva, posiblemente asociada a un mayor contenido en gases de los magmas en estas fases iniciales y a la presencia de mecanismos eruptivos hidromagmáticos. En la etapa posterior que se ha denominado Taburiente Superior, los magmas han liberado gran cantidad de gases, las erupciones son más fluidas y los centros eruptivos se concentran cada vez más en rifts progresivamente mejor definidos y, finalmente, en un aparato volcánico centralizado.

La galería de Los Hombres, emboquillada en la cota 1.125 del barranco del mismo nombre (se sitúa algo al norte del borde NO de la hoja), atraviesa todo el flanco norte del escudo, desde el contacto con el edificio submarino hasta las lavas de techo del Taburiente Superior (Fig. 2.6). En esta galería puede apreciarse el considerable espesor de las lavas del Jaramillo (polaridad normal y edad de 1.12 Ma), lo que teniendo en cuenta la corta duración de este evento, evidencia la elevada tasa eruptiva en la fase inmediatamente posterior al deslizamiento gravitatorio del Garafía ( $>7$  mm/a).

#### 2.4.2. Taburiente Superior

La unidad que se ha denominado como Taburiente Superior está bien representada en las Hojas que corresponden al norte de la Isla. Esta formación representa la culminación de la construcción del escudo volcánico del norte de La Palma. En las postrimerías de esta fase, la actividad volcánica, centralizada desde el comienzo de la construcción de la isla, comienza una constante migración hacia el sur, quedando inactivo el escudo volcánico del norte.

Lo más característico de esta unidad volcanoestratigráfica es el cambio en el estilo eruptivo: en vez de los centros de emisión dispersos que caracterizan al Garafía y Taburiente Inferior, la actividad volcánica se concentra a lo largo de las típicas alineaciones (dorsales o rifts), estrechas en la zona de cumbres y abriéndose hacia la costa (Carracedo, 1973, 1994). En las fases finales la actividad volcánica se focaliza en un edificio central, cuyas abundantes emisiones recubrieron parcialmente los "rifts" y se extendieron por todo el escudo volcánico (Fig. 2.23).

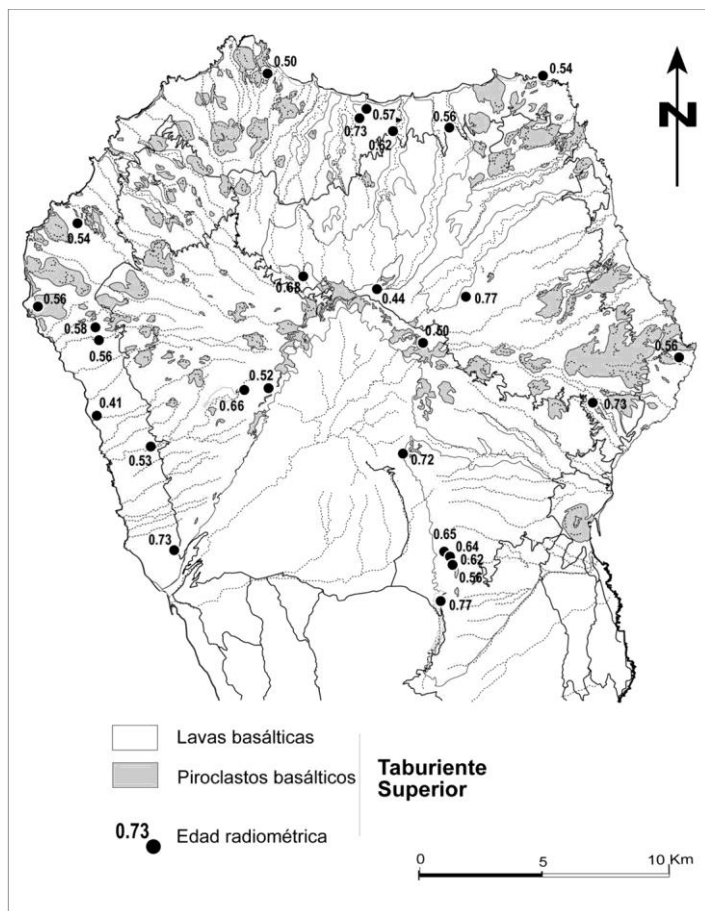


Fig. 2.23. Afloramientos del Taburiente Superior. Esta formación es muy voluminosa y recubre a los edificios infrayacentes en casi toda la extensión del escudo volcánico. En las fases terminales del Taburiente Superior se localizó un edificio centralizado y diferenciado en la parte central del escudo, en la cabecera de la actual Caldera de Taburiente. De este centro, destruido en el citado deslizamiento, quedan como vestigios algunas planchas de lavas diferenciadas (flechas).

La reorganización del volcanismo en el escudo volcánico —que se ha definido como Taburiente Superior— abarca desde el límite Matuyama/Brunhes (0.78 Ma) hasta hace unos 0.4 Ma. Las fases finales son contemporáneas con la construcción del edificio volcánico Bejenado, como se discutirá en la Sección 2.5.

#### 2.4.2.1. Conos y depósitos de piroclastos basálticos (9)

Estos materiales (conos y depósitos piroclásticos del Edificio Taburiente Superior) aparecen en esta hoja, a lo largo del escarpe de la Caldera de Taburiente, intercalados entre el apilamiento lávico. Además se observa una cierta concentración de aparatos volcánicos en los mencionados "rifts", cuya descripción se hace en la Sección 3.2. Fuera de estas alineaciones apenas se observan conos ni depósitos piroclásticos intercalados en las lavas y los diques son muy escasos (Figs. 2.23 y 2.24).

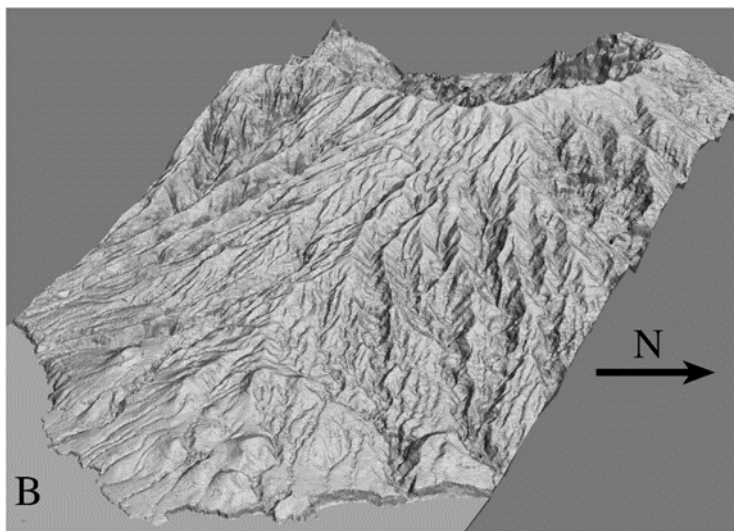


Fig. 2.24. Los conos son muy abundantes en el Taburiente Superior, pero sólo en rifts o dorsales, donde se concentran las emisiones. B) El rift de Punta Llana es un excelente ejemplo de la reorganización en rifts del Taburiente Superior. Imagen 3D a partir del mapa digital del IGN.

Estratigráficamente se localizan intercalados en la formación o a techo de la misma. Los primeros son más numerosos y aparecen siempre cubiertos total o parcialmente por lavas de la misma formación. Los situados a techo y, por lo tanto recubriendo con depósitos piroclásticos las coladas superiores de la formación son, por el contrario, muy escasos, con notables excepciones como la alineación de Puntallana y la Laguna de Barlovento.

Uno de estos "rifts", localizado en el flanco meridional del escudo volcánico y con orientación N-S, debió crecer mas allá de su nivel de estabilidad, desgajándose su flanco oeste en un deslizamiento gigante. Este proceso, que ocurrió hace unos 560 Ka, formó el actual Valle de Aridane, la Caldera de Taburiente y la dorsal o arco de Cumbre Nueva (Ancochea y colaboradores, 1994; Carracedo y colaboradores, 1997, 1999 a, b; Guillou y colaboradores, 2001).

Algunos autores consideran este "rift" de Cumbre Nueva como un edificio volcánico diferente al Taburiente, unas veces considerándolo más antiguo que éste (Hernández Pacheco y Afonso, 1974) y otras más reciente (Ancochea et al., 1994; Navarro y Coello,

1994). Sin embargo, aunque esta diferenciación pueda tener sentido geográfico, no tiene fundamento geológico, ya que es estructural y geocronológicamente similar a los demás "rifts" del edificio Taburiente. En efecto, el "rift" de Cumbre Nueva ha dado edades que abarcan desde 0.83 a 0.56 ka, en todo similares a los "rifts" de Puntallana, Barlovento, Garafía y Punta Gorda. En alguno de estos "rifts" se han encontrado, incluso, edades más recientes que en el de Cumbre Nueva, como ocurre en los "rifts" de Garafía (0.50 Ma) y Punta Gorda (0.41 Ma). No tiene, pues, sentido geológico, la separación de este "rift" si no se hace con todos ellos.

#### *2.4.2.2. Centros de emisión y depósitos hidromagmáticos (10)*

En la actividad del Taburiente Superior destaca la presencia de centros de emisión que presentan mecanismos eruptivos de interacción agua (marina o freática) - magma. A esta clase corresponden los conos hidromagmáticos litorales cuyos restos afloran entre piedemontes en el acantilado de la costa del puerto de Punta Gorda, en la Laguna de Barlovento y, de forma espectacular, en el centro freatomagmático de La Galga, en esta hoja aquí estudiada (1083-IV).

Es muy probable que la Laguna de Barlovento sea también un centro freatomagmático, como parece evidenciar su anchura y la presencia de algunos niveles claramente originados por explosiones freatomagmáticas. Sin embargo, la excavación y construcción de un embalse y la urbanización del entorno impiden una buena observación del cono original.

El centro freatomagmático más espectacular del escudo volcánico es, sin duda, el del Cubo de La Galga, localizado en la cabecera del barranco del mismo nombre. Este interesante aparato volcánico ha sido ya descrito con bastante detalle por Anguita y Aparicio (1973). Con una anchura de cráter de más de 1 Km, este centro eruptivo se sitúa en la parte alta de la unidad. Sus materiales explosivos y laháricos se extienden aguas abajo hasta apoyarse en el cono de Mñª. San Bartolomé, discurriendo hasta la costa por la Punta de La Galga. Estos materiales debieron canalizarse en barrancos, produciéndose más tarde una inversión de relieve por su extraordinaria consolidación, descollando actualmente como roques (de aspecto parecido al Roque Nublo en Gran Canaria) en los interfluvios de los barrancos de La Galga y La Fuente (Fig. 2.25 A).



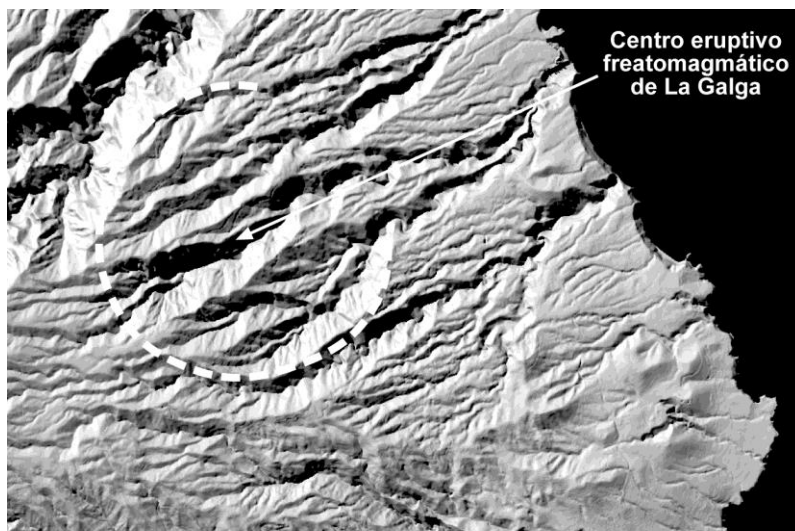
**A**

Fig. 2.25. Roque testigo de materiales tipo "Roque Nublo " del centro eruptivo de La Galga. Típica inversión del relieve correspondiente a las fases finales del Taburiente Superior.

A) Depósitos freatomagmáticos en alternancia rítmica de explosiones de mayor o menor energía en el Cubo de La Galga (Foto J.C. Carracedo).

El afloramiento más importante está en la zona denominada Cubo de La Galga, donde aparece una sucesión de "surges" que conforman un edificio tipo anillo de tobas ("tuff ring") de grandes dimensiones (Fig. 2.25 B). A techo de estos depósitos aparecen unas brechas volcánicas con las siguientes características en observación al microscopio:

1. Fuerte concentración de cristales, muchos de los cuales son anfíboles.
2. Escasa presencia de juveniles. Los que se observan son de pequeño tamaño y con morfologías "blocky" y "shards". No se puede observar el grado de vesiculación original.
3. Líticos básicos, subangulosos. Se trata de basaltos plag+cpx+oliv, y en ocasiones, acumulados de cpx+oliv+magnetitas. En los líticos no se observa la presencia de anfíboles.
4. Matriz soportada, originalmente cinerítica y que ha debido transformarse en zeolitas, lo cual le confiere una fuerte cementación al depósito.



**B**

Fig. 2.25. B). Modelo del terreno de la zona del "Cubo de la Galga", al NE de la hoja.

Las características estratigráficas y al microscopio permiten sugerir que este depósito de brecha es consecuencia de erupciones hidromagmáticas de magmas ligeramente diferenciados (presencia de anfíboles). La presencia de líticos no comagmáticos y su marcada angulosidad indican una interacción a niveles someros, fragmentando los materiales del conducto eruptivo e incorporándolos al depósito. Finalmente, durante el transporte pudo existir una efectiva elutriación de materiales finos, como parece indicar la escasez de juveniles y el enriquecimiento en cristales. En definitiva se trataría de un depósito piroclástico del tipo ignimbrita de gran potencia pero escasa dispersión (LARI o "low aspect ratio ignimbrite"), que, incapaces de remontar grandes obstáculos, se canalizaron por barrancos.

#### 2.4.2.3. Coladas de lavas basálticas (11)

Las lavas del Taburiente Superior presentan una gran uniformidad estructural y morfológica, apareciendo en potentes secciones debajo y encima de la mayoría de los conos volcánicos de los "rifts" mencionados. En los espacios entre los "rifts" las secuencias son de una gran monotonía, integradas por apilamientos de coladas basálticas sin presencia significativa de intercalaciones de niveles piroclásticos, paleosuelos, algares, etc., coherentemente con una emisión continuada. Tampoco se observan casi diques, que sin embargo, son numerosos en esta misma unidad en los acantilados de las zonas de "rift".

La mayoría de las coladas de techo de la formación fluyen radialmente desde la zona central del escudo. Se observa asimismo un incremento en la inclinación de estas coladas, siempre periclinal, pero acentuando su buzamiento hacia la zona central. Esto sugiere la

formación en las fases finales de la actividad del Taburiente Superior de un edificio centralizado, ya mencionado, en la actual cabecera de la Caldera de Taburiente y que pudo superar los 3.000 m.

Las coladas de emisión tardía se derraman a veces sobre los cantiles de las formaciones más antiguas, formando cascadas y plataformas lávicas costeras, cuyos vestigios pueden aún apreciarse claramente en las costas.

Petrológicamente presentan una interesante variación, como se discute en detalle en el capítulo 5.

#### *2.4.2.4. Rocas plutónicas tardías del interior de la Caldera (12)*

Algunas de las intrusiones plutónicas localizadas en el interior de la Caldera de Taburiente, anteriormente englobadas en el denominado Complejo Basal, son claramente más recientes que los materiales del edificio submarino. Se encuentran muy poco inyectadas de diques a pesar de su profundidad de yacimiento, y es muy posible que correspondan a conductos de emisión y facies subvolcánicas del Edificio Taburiente superior. Probablemente se correspondan con las lavas diferenciadas que conforman el techo del edificio central del Taburiente Superior, ya mencionado.

Se trata de apófisis de decenas de metros que, como se ha mencionado, se sitúan en la parte suroriental del fondo de la Caldera, justo bajo el centro del estratovolcán Bejenado. Debido a la escasez de diques que presentan, las masas plutónicas son bastante continuas, aunque con distintos cambios de facies, y no presentan metamorfismo hidrotermal significativo, si se exceptúan algunas facies zeolitizadas. No obstante, asociada a muchos de estos cuerpos plutónicos tardíos aún permanece una débil actividad hidrotermal que se manifiesta en una gran cantidad de manantiales de aguas ferruginosas y emanaciones de CO<sub>2</sub>, especialmente numerosos en el Barranco de Rivanceras.

#### *2.4.2.5. Coladas de lavas terminales diferenciadas (13)*

No se habían descrito con anterioridad estos materiales sálicos del edificio Taburiente. Aparecen en el borde de la Caldera de Taburiente, donde pueden observarse coladas de materiales diferenciados (fonolitas máficas, traquitas) que aparecen como planchas en la zona del Roque de La Sabina, Pico de Las Nieves, Roque Palmero, Piedras Blancas, Mña. de Las Mosqueras, Morro de Los Pinos y la Somada Alta. Este último afloramiento está formado por un depósito de varios metros de potencia de tipo brechoide con bloques, intercalado entre coladas de basaltos. El depósito parece corresponder a los denominados de flujo de bloques y cenizas ("block and ash flow deposits"), muy similar a los que aparecen en Cumbre Vieja asociados a erupciones con emisión de fonolitas juveniles (Jedey, Nambroque, El Cabrito).

La presencia de estas lavas y depósitos piroclásticos apoyan asimismo la existencia del edificio central citado, con fases finales de avanzada diferenciación. Este proceso de centralización y diferenciación final es, por otra parte, muy típico en La Palma (también en Tenerife y Gran Canaria), y se repite más tarde en los edificios volcánicos Bejenado y Cumbre Vieja.

### **2.5. EDIFICIO VOLCÁNICO BEJENADO**

Aparece exclusivamente en el sector SO de la hoja, estando mucho mejor expuesto en las vecinas hojas de Los Llanos de Aridane (1085-I) y Santa Cruz de la Palma (1085-II) por ello, para una descripción más detallada, se pueden consultar estas memorias.

Según las dataciones radiométricas se ha comprobado 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 (Carracedo et al., 1997, 1999a) 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. op.cit.). Sin embargo, observaciones más detalladas en este proyecto y la realización de nuevas dataciones radiométricas han demostrado que la actividad del Taburiente Superior continúa en paralelo con la construcción del Bejenado (ver Fig. 2.2, 2.3 y 2.4). 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 et al, 1997; Guillou et al, 1998)

En efecto, como puede observarse en las Figuras 2.2 a 2.4, la construcción de este edificio volcánico es extremadamente rápida, posiblemente sólo unas pocas decenas de miles de años. En este corto lapso de tiempo las lavas pasan de basanitas a tefritas máficas (con algunos diques de fonolitas), conformando un edificio de flancos muy inclinados, hoy parcialmente desmantelado por la progresión de la erosión en la Caldera de Taburiente (Fig. 2.26 (Fig. 2.26)).

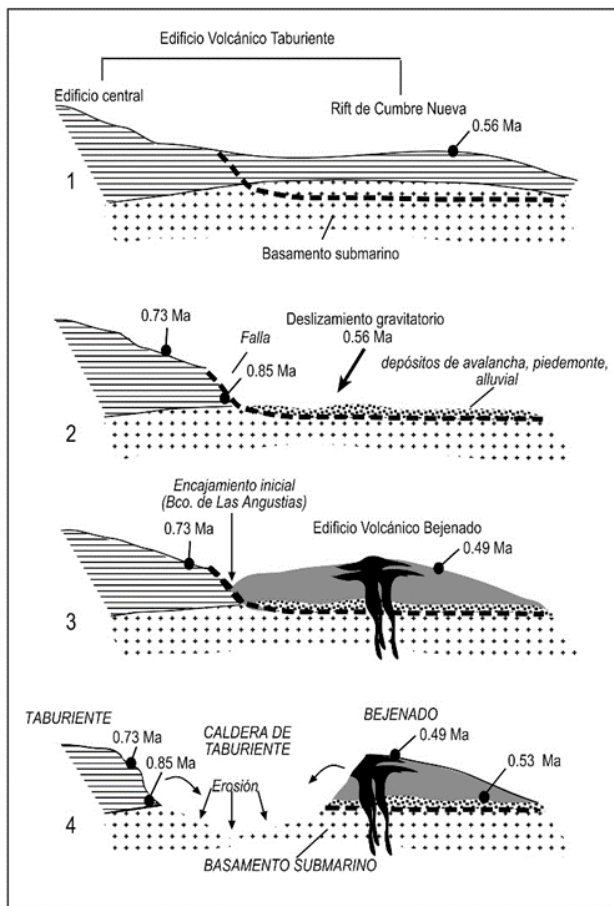


Fig. 2.26. Diagrama que ilustra las diferencias geológicas del Edificio Bejenado y la pared opuesta de La Caldera (explicación en el texto).

Geográficamente aparece formando la pared SE del Barranco de Las Angustias, en la salida de la Caldera de Taburiente. Geológicamente se aprecia una clara falta de correspondencia entre ambas paredes, como ya puso de manifiesto Sapper en 1906, aunque sin explicarla adecuadamente. Esta falta de correspondencia de los materiales posteriores al edificio submarino, con coladas basálticas del 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. 2.26). Una de las paredes, la más antigua, es la roca caja, mientras que la otra es el relleno de la depresión

del deslizamiento (Carracedo y colaboradores, 1999 a, b).

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

#### 2.5.1. Aglomerados volcánicos de la base de El Bejenado (14)

Los aglomerados volcánicos de la base del Bejenado apenas afloran en esta hoja, limitándose a un pequeño afloramiento en la esquina SO de la misma. Están mucho mejor representados en las vecinas hojas del sur: Los Llanos de Aridane (1085-I) y Santa Cruz de la Palma (1085-II).

#### 2.5.2. El estratovolcán principal

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 la caldera habría dismantelado completamente el flanco norte de este edificio.

Aunque aparenta formar la pared SE de la Caldera de Taburiente, en realidad sólo constituye su parte más alta, alcanzando una potencia máxima sobre el substrato submarino de unos 600 m en el Pico Bejenado, 400 m en el frente de la galería La Yedra, 325 m en el sondeo SO-1, a la cota 395 y 250 m en el sondeo SO-2, situado a la cota 340 en el Barranco de Teniscas, cerca de Los Llanos.

##### *2.5.2.1. Centros de emisión y depósitos hidromagmáticos (16)*

En la esquina SO de la hoja (próximo a la Fuente de la Zarza), aparecen sendos niveles de depósitos hidromagmáticos intercalados entre el apilamiento lávico. Se trata de mantos procedentes de erupciones freatomagmáticas, con el típico color y aspecto, aunque los centros eruptivos, que debieron emplazarse en la cumbre del edificio volcánico, han desaparecido por la erosión.

##### *2.5.2.2. Coladas de lavas basálticas (17)*

Sólo aparecen en el ángulo inferior izquierdo (SO) de la Hoja 1083-IV (San Juan de Puntallana). Estos afloramientos del Morro de los Gatos, se continúan hacia el sur en la hoja de Santa Cruz de la Palma.

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" inferiores.
3. Lavas "aa" superiores.
4. Lavas "pahoe" superiores.

Esta alternancia de formaciones de coladas basálticas con una tipología predominante "aa" o "pahoe" se ha podido comprobar en la columna estratigráfica del sondeo SO-1 (ver hoja de Los Llanos de Aridane), emboquillado en el Bco. de Teniscas, que atraviesa prácticamente todo el flanco del Bejenado, alcanzando los depósitos del deslizamiento de

Cumbre Nueva y el basamento submarino. Sin embargo, aunque existe esta alternancia de tipos de morfología de coladas, no presentan condiciones adecuadas para su cartografía, que, por otra parte tiene poco significado geológico (coladas inicialmente “pahoehoe” cambian frecuentemente a “aa” escoriáceas, en su recorrido). Esta diferenciación por tipologías de colada no se ha intentado, por las razones expuestas, en los demás edificios volcánicos, ni siquiera en el más reciente de Cumbre Vieja.

### 2.5.3. Centros laterales y periféricos (18,19)

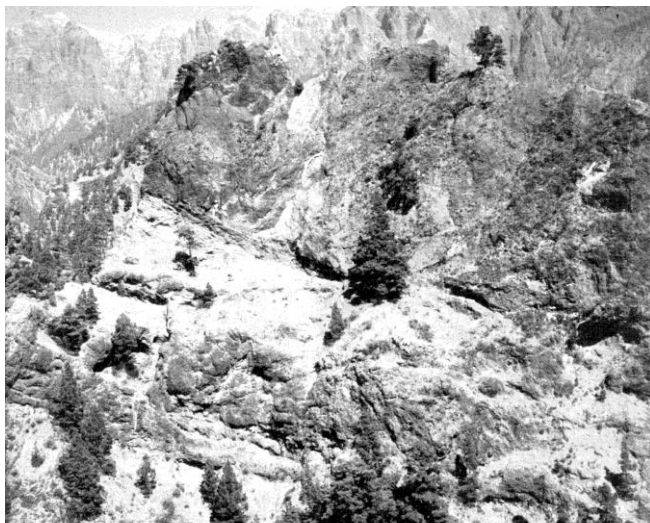
Un buen número de conos volcánicos que han sido atribuidos a Cumbre Vieja son, en realidad, centros periféricos del edificio Bejenado. Estratigráficamente pertenecen unas veces a las fases más antiguas del Bejenado y otras a las fases más tardías. Los afloramientos que aparecen en esta hoja se circunscriben a restos de centros eruptivos basálticos muy desmantelados, situados en el interior de la Caldera de Taburiente.

#### *2.5.3.1. Conos de piroclastos basálticos con intercalaciones de aglomerados y sedimentos en el interior de la Caldera de Taburiente (18).*

Concretamente hay que destacar el centro eruptivo de Morro Negro, situado casi en el centro geométrico de la Caldera de Taburiente y formado por un conjunto aglomerático, que destaca del resto de las formaciones por su color oscuro (Fig. 2.27). Apenas presenta diques (<10%), pese a estar en pleno núcleo de La Caldera. Sus características apuntan a un centro de emisión estromboliano, con abundantes bombas y lapilli, y conductos de salida aún conservados. Probablemente su edad es equiparable a la de alguno de los episodios aglomeráticos de la base del edificio Bejenado, pues había ya algún relieve y una red de barrancos similar a la actual en el sustrato submarino y la excavación de La Caldera estaba muy avanzada. A partir de este centro eruptivo debieron de emitirse materiales volcánicos de naturaleza explosiva como son los Roques Centrales (Fig. 2.28).



Fig. 2.27. Vista del Morro Negro, situado casi en el centro geométrico de la Caldera de Taburiente y formado por un conjunto aglomerático, que destaca del resto de las formaciones por su color oscuro (Foto J.C.Carracedo).



**B**

Fig. 2.28. Vista del Roque Salvaje, uno de los Roques Centrales (Foto J.C.Carracedo).

Estos relieves forman la divisoria de aguas dentro de La Caldera que acaba en Dos Aguas. Se trata de una serie de prominencias (Roques Salvaje, Brevera Macha, Capadero, Piteras y Ramas) que forman espigones entre el Barranco de Taburiente y el Barranco del Almendro Amargo, quedando otros roques aislados en otras vertientes (Roque Idafe, Roque del Huso, La Viña, etc.). Los Roques se apoyan discordantemente en un relieve erosivo del complejo submarino, con algunos depósitos sedimentarios intercalados, y son los restos de materiales volcánicos que debieron encauzarse por barrancos excavados en la formación submarina. No presentan diques, y pueden distinguirse (en algunos casos) niveles piroclásticos de caída, en otros, niveles de flujo con estructuras de coladas piroclásticas, coladas lávicas, e incluso capas más caóticas, que presentan características de "lahares". Conviene aclarar, sin embargo, que no todos los roques centrales son similares: algunos están formados por aglomerados volcánicos correlacionables con las formaciones volcánicas de la base de la pared de La Caldera, correspondientes a la unidad 6 (aglomerados del Edificio Taburiente Inferior).

#### *2.5.3.2. Coladas de lavas basálticas y aglomerados (19).*

Como se ha comentado en el epígrafe anterior estas coladas de composición basáltica se asocian a una serie de centros eruptivos localizados en el interior de la Caldera de Taburiente en el sector SO de la hoja. Entre el apilamiento lávico de composición basáltica se puede observar algunas pasadas de aglomerados.

## 2.6. FORMACIONES SEDIMENTARIAS

Como se explicará más adelante, los procesos de sedimentación son relativamente ineficaces en esta isla a causa de la elevada tasa de crecimiento volcánico de la misma, con fuertes pendientes y escorrentías que llevan la mayoría de los materiales erosionados directamente al mar. Son, por lo tanto, escasos los rellenos aluviales, playas y otros depósitos sedimentarios.

Como excepción de gran interés destaca la formación epiclástica que se ha formado en el Barranco de Las Angustias, en la salida de la Caldera de Taburiente, espectacular abanico deltaico también conocido como los sedimentos de El Time. Esta formación se encuentra muy bien expuesta en la vecina hoja de Los Llanos de Aridane, estando ausente en esta aquí descrita. Por tanto los únicos sedimentos que se han cartografiado pertenecen al Holoceno.

### 2.6.1. Sedimentos holocenos

#### *2.6.1.1. Aluviales (23)*

Como ya se ha mencionado, son escasos los barrancos con depósitos de acarreo importantes en el cauce, con la excepción del Barranco de Las Angustias, que drena la Caldera de Taburiente, en esta hoja aparecen los depósitos de cabecera en el Barranco de los Cantos y el Barranco de Verduras de Afonso.

En el sector oriental de la hoja, correspondiendo al flanco E del Edificio Taburiente, se observan depósitos aluviales de alguna importancia en los Barrancos de: Carmen Dorador, la Madera, y Costa de Miranda.

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

En la cuenca del barranco de Las Angustias los cantos son más redondeados y poligénicos, incluyendo lavas submarinas, traquitas, rocas plutónicas de diversa composición (gabros, sienitas) y basaltos (lavas y aglomerados volcánicos).

#### *2.6.2.2. Coluviones y depósitos de ladera (24)*

Las pronunciadas pendientes (Fig. 1.5) y la fuerte erosión propician la formación de abundantes coluviones y depósitos de ladera, asentados principalmente en los cantiles costeros, la pared de la Caldera de Taburiente y las paredes de los barrancos más profundos. La acumulación de estos depósitos se facilita cuando se forma previamente una superficie de asentamiento alejada de la erosión, como es el caso de algunos desplomes costeros.

En concreto en esta hoja, los coluviones de mayor desarrollo se encuentran diseminados dentro de la Caldera de Taburiente, así como los cantiles de la costa de Bajamar de la Galga y Playa Nogales.

Estos piedemontes presentan la típica estructura en capas de diferente granulometría. Están, en general, poco o nada encalichados y no están atravesados por diques.

#### *2.6.2.3. Avalanchas y desplomes costeros (25)*

Se desarrollan fundamentalmente en los acantilados costeros y en la pared de la Caldera de Taburiente, si bien en esta hoja no son muy abundantes.

Se trata de deslizamientos gravitatorios en masa de grandes lienzos de las paredes de los cantiles. Frecuentemente se observan en las paredes y cantiles las cicatrices de donde proceden estos desplomes. Son asimismo abundantes en los bordes de los cantiles las grietas y fracturas tensionales abiertas, que preceden a los desprendimientos.

Las costas de la isla son muy inestables debido a la fuerte agresión marina. Los desplomes costeros, contribuyen fundamentalmente a su rápido retroceso, lo que puede asimismo observarse de forma espectacular en la costa septentrional de la vecina isla de La Gomera. Los más voluminosos son los depósitos de avalancha de la pared de la Caldera de Taburiente, especialmente el Lomo Goteras, en la pared NE, y las avalanchas del sector NO, entre el Risco de Los Camacho y Morro Colorado. Los desplomes de la pared de la Caldera de Taburiente, que tanto contribuyen a su ensanchamiento, son muy frecuentes y originan cambios drásticos en el régimen fluvial de la misma. Algunas son muy voluminosas y recientes, como la de Risco Liso.

Su composición es la misma que la de la formación de la que proceden. A veces, cuando están muy poco fracturados, se conserva perfectamente la estructura original, como en los desplomes costeros de la Playa de La Veta (ver hoja de Pino de La Virgen). Cuando la fracturación es muy intensa por producirse en pendientes pronunciadas, adquieren una estructura que puede confundirse exteriormente con los piedemontes. Sin embargo, la estructura interna de estos depósitos difiere de la de aquellos en la disposición caótica, mientras que la de los piedemontes es más ordenada (laminación interna).

#### *2.6.2.4. Playas de arenas y cantos (26)*

Al igual que ocurre con los depósitos aluviales, tampoco abundan las playas en esta hoja. Tan sólo en el sector NE de la hoja se encuentran las Playas de Bajamar de la Galga y de Nogales.

En general se trata de playas de bloques y cantos, si bien, en ocasiones se observan también depósitos de cantos y arenas basálticas, con su característico color negro. En el caso concreto de la Playa de Nogales, existen depósitos de arenas, favorecidos por la existencia de materiales caóticos de avalancha, en la parte trasera de la misma (Fig. 2.29)



Fig. 2.29. Las playas, generalmente de cantos y arenas, son muy escasas y la mayoría inaccesibles en el Escudo Volcánico del Norte de La Palma. Las de arenas finas, de composición basáltica y típico color negro, como es la de Nogales, cerca de Puntallana, son aún más escasas. (Foto J.C.Carracedo).

### **3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA**

#### **3.1. ALINEACIONES Y ENJAMBRES DE DIQUES**

Las alineaciones de diques en el ámbito de la Caldera de Taburiente se concentran mayoritariamente en las vecinas hojas de: Pino de la Virgen; Santa Cruz de la Palma y Los Llanos de Aridane. Tanto en el interior de La Caldera como en el arco de Cumbre Nueva afloran la mayoría de los diques, exhumados por el deslizamiento de Cumbre Nueva y la erosión subsiguiente. Sin embargo, en el resto del escudo volcánico del norte de La Palma apenas afloran diques, en su mayoría recubiertos por las abundantes emisiones terminales del edificio Taburiente. Este inconveniente puede obviarse, sin embargo, aprovechando la profusión de galerías subterráneas, donde las características y dirección de los diques puede determinarse con facilidad. No se ha hecho aún, y no ha podido hacerse en el marco de este proyecto, un estudio detallado que relacione los diques con los edificios volcánicos y unidades volcanoestratigráficas correspondientes. Para cubrir este interesante aspecto de la geología del EVN sería necesaria una detallada geocronología (polaridades geomagnéticas y edades radiométricas), así como el estudio de la petrología y de las características estructurales de las intrusiones.

El análisis de los diques del escudo volcánico, tanto en superficie como en el subsuelo, fue



iniciado por el proyecto SPA-15 (1975), que elaboró fichas de las galerías con información sobre los diques. Coello (1987) define las direcciones de los diques del edificio Garafía (su Serie Antigua I) y en el Edificio Taburiente (Series Antiguas II y III). Para el primero describe direcciones radiales desde NO hasta NE en los afloramientos desde el Barranco del Cedro hasta el de Los Poleos. Para el edificio Taburiente describe, en cambio, tres direcciones predominantes: NO, NE y N-S.

Como ya se mencionó, Fernández y otros (en prensa) definen en el Taburiente tres tendencias principales de concentración de direcciones de diques (NO-SE, NE-SO y N-S), formando ángulos de 120°. Esta pauta se adapta al modelo general definido por Navarro y Soler (1993) y Carracedo (1994) para estos edificios volcánicos, de estructuración de la red intrusiva en una geometría de estrella regular de tres ramas (tipo "Mercedes-Benz").

Los resultados de las observaciones realizadas en este proyecto, tanto de los diques en afloramiento como por los cortados en galerías, están sintetizados en la Fig. 3.1, donde se aprecia una distribución radial, con predominio de las tendencias mencionadas.

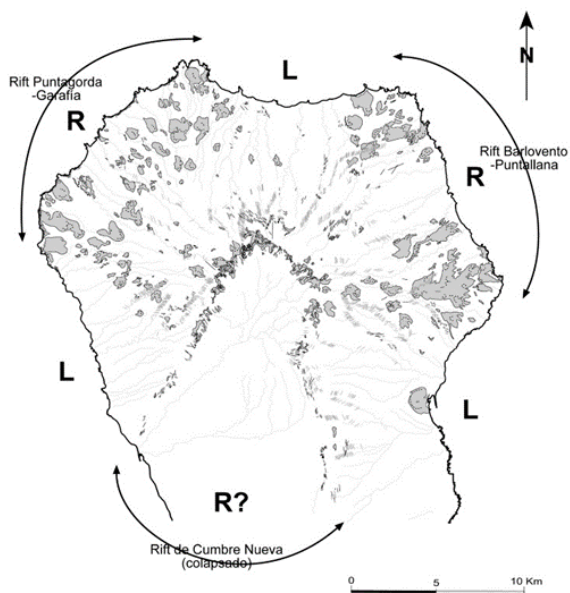


Fig. 3.1. Esquema del Escudo Volcánico del Norte de La Palma indicando los conos volcánicos (centros de emisión) que afloran, los diques que llegan a la superficie (en negro) y los del subsuelo analizados en galerías (en gris). Los centros eruptivos y diques se concentran de forma no muy apretada en zonas (R en la figura) separadas por espacios con mucha menor densidad de ambos (L). Se especula con un modelo, explicado en el texto, de distribución laxa en tres "rifts" a 120°, distribución regular que es mucho más neta en las islas de Tenerife y El Hierro (Carracedo, 1994).

En resumen, los diques que intruyen en el escudo volcánico del norte de La Palma se pueden separar en los siguientes grupos afines:

1. Diques y "sills" asociados al edificio submarino, rotados con el conjunto de la formación unos 50° y que no penetran en las formaciones subaéreas.
2. Diques asociados al edificio volcánico Garafía, de distribución radial (NO al NE en los afloramientos de esta formación).
3. Diques asociados al edificio Taburiente, con distribución radial pero con tendencias de agrupamiento en tres direcciones a 120°: NO (en la zona de Punta Gorda a Garafía), NE (desde Barlovento a Puntallana) y N-S (desde El Time al arco de Cumbre Nueva).

### 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 Inferior. Aproximadamente a los 0.8 Ma, la actividad volcánica se concentra configurando "rifts" o dorsales no muy bien definidos, en las direcciones a 120° mencionadas (Fig. 3.1). 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 comparable a las de Tenerife o El Hierro, donde se han originado dorsales en tejado a dos aguas muy bien delimitadas (Navarro y Soler, 1993; Carracedo, 1994; 1996; 1999; Carracedo y otros, 1998; 1999).

Estas tres zonas de "rift" con mayor concentración de centros de emisión y diques (R en la Fig. 3.1) están separadas por áreas en que éstos son muy escasos, predominando ampliamente las lavas (L en la Fig. 3.1).

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.

Una posible explicación de la falta de definición de estos "rifts", que sí existe en Tenerife o El Hierro, es que en estas islas la actividad volcánica permanece esencialmente fija durante la construcción del escudo, dando lugar a varios edificios volcánicos superpuestos y a la formación de "rifts" bien definidos. Es posible que éste hubiera sido el caso en el EVN de La Palma si la actividad correspondiente a buena parte del Taburiente Superior (parte de la dorsal de Cumbre Nueva), el edificio volcánico Bejenado y Cumbre Vieja hubiera continuado centrada en el Escudo Volcánico del Norte, en vez de emigrar progresivamente hacia el sur. Esta emigración del volcanismo puede haber sido la causa tanto del cese aparentemente definitivo de la actividad del Escudo Volcánico del Norte, como de que los "rifts" correspondientes hayan quedado definidos a medias.

Mención especial merece el "rift" o 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. Sobrepasado el umbral de estabilidad de esta dorsal, 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, como se verá más adelante.

La geometría de la dorsal de Cumbre Nueva hay que inferirla, ya que quedó desmantelada

por el citado deslizamiento y la posterior erosión, además del recubrimiento ocasionado por la construcción del Edificio Bejenado y las lavas de la dorsal de Cumbre Vieja. Quedan como vestigios de esta dorsal el eskarpe de Cumbre Nueva y los enjambres de diques de la base de este eskarpe, claramente visibles con dirección N-S en la carretera de El Paso al túnel, y de El Time, con dirección SE. Entre ambas direcciones debió situarse el eje del "rift", debajo de las lavas del Bejenado y Cumbre Vieja (Carracedo y otros, 1999 a, b).

### 3.3. DESLIZAMIENTOS GRAVITATORIOS

Aunque es posible que haya habido varios deslizamientos gravitatorios en el escudo volcánico de La Palma, solamente hemos encontrado evidencia clara para los dos que se han mencionado. El de Garafía y el de Cumbre Nueva, ambos correspondiendo a las fases finales de máximo crecimiento e inestabilidad de los edificios volcánicos de Garafía y Taburiente.

#### 3.3.1. Deslizamiento gravitatorio de Garafía

Al ser este deslizamiento un elemento de separación de los edificios volcánicos y algunas de las unidades volcanoestratigráficas que se han definido, ya ha sido mencionado anteriormente en esta Memoria. Su ocurrencia define la separación de los edificios Garafía y Taburiente, así como la acumulación de lavas horizontales que originó la Meseta Central ya descrita.

Los datos geocronológicos (Fig. 2-4), estratigráficos y estructurales, especialmente en galerías (Fig. 2.18), han permitido la reconstrucción aproximada de la geometría de este deslizamiento (Fig. 2.16), así como la determinación de su edad aproximada (1.2 Ma). Estos datos coinciden con los descritos por Ancochea y otros (1994), los primeros en indicar la existencia de este deslizamiento. Este proceso geológico formó una amplia cuenca y los materiales de avalancha se depositaron en los fondos marinos del flanco SO del escudo volcánico (Fig. 3.2 A y B), como han evidenciado las imágenes del entorno marino (Urgelés, 1999).

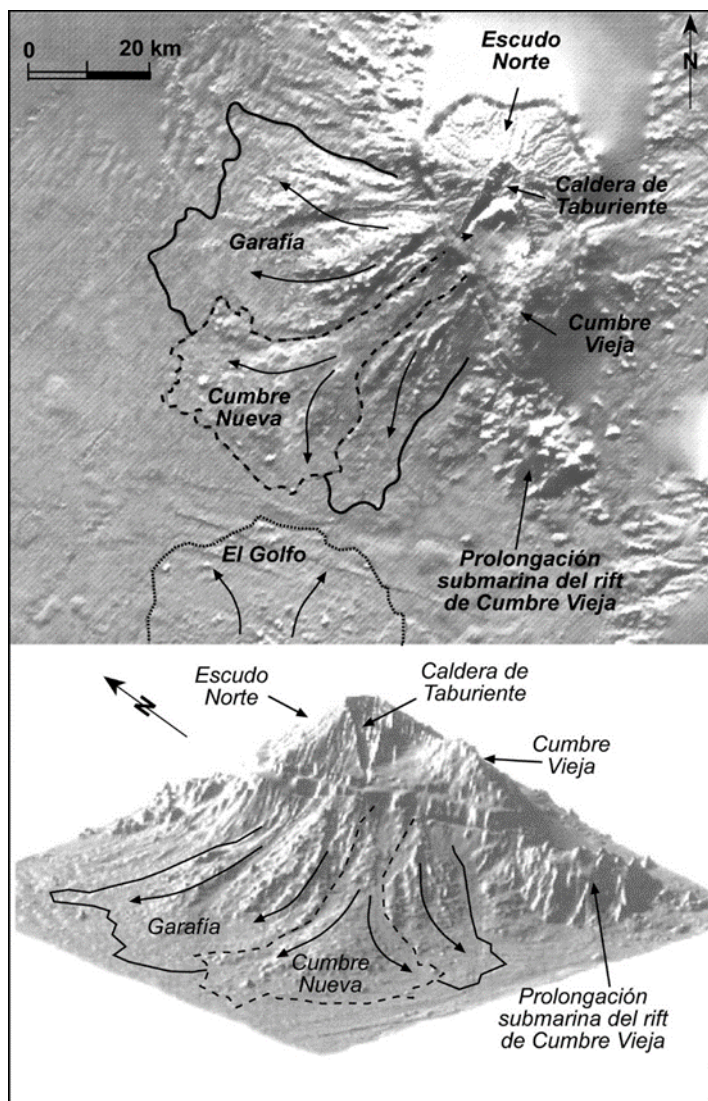


Fig. 3.2 Imágenes en relieve sombreado mostrando la extensión de los deslizamientos de Garafía y Cumbre Nueva. La dorsal ("rift") de Cumbre Vieja, la Caldera de Taburiente y el "rift" submarino continuación del de Cumbre Vieja se ponen como referencia. Se aprecia claramente cómo los materiales deslizados de Cumbre Nueva se asocian con el Barranco de Las Angustias y el arco de Cumbre Nueva, que son los límites del bloque desgajado (Imágenes de Urgelés, 1999).

### 3.3.2. Deslizamiento gravitatorio de Cumbre Nueva

ha sido descrito por Ancochea y otros (1994) y más detalladamente por Carracedo y otros (1999 a, b). Es un proceso de gran importancia 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 de separación de los edificios volcánicos Taburiente y Bejenado (Fig. 3.3).

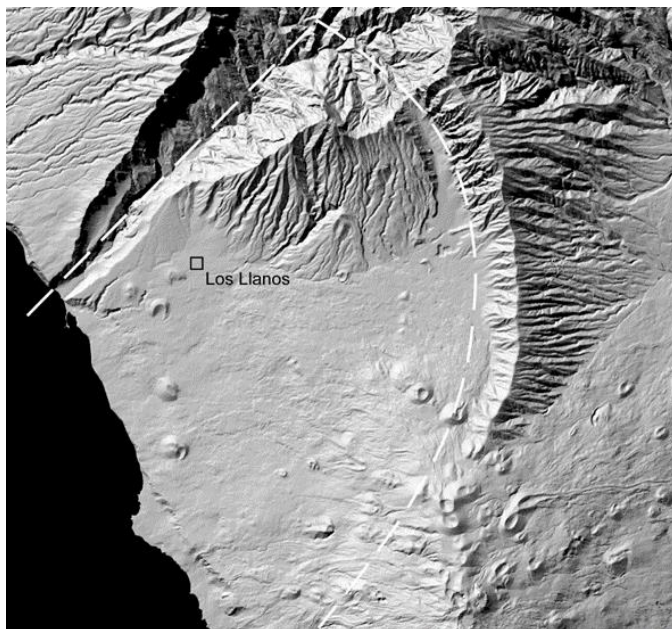


Fig. 3.3. Imagen en relieve sombreado de la cuenca de deslizamiento de Cumbre Nueva, cuyos límites (el Barranco de Las Angustias al NO y el arco de Cumbre Nueva al E) se aprecian claramente.

Parece posible que, en las etapas avanzadas de construcción del edificio volcánico Taburiente, uno de los “rifts” ya descritos —el N-S o Cumbre Nueva—, concentrara una parte importante de la actividad del escudo volcánico, pudiendo haberse iniciado ya la tendencia de emigración del volcanismo hacia el sur, que continuaría después de forma definitiva (Fig. 3.4 A-A). La intensa actividad eruptiva debió originar un crecimiento excesivo del “rift” o dorsal de Cumbre Nueva. Sobrepasado el límite de estabilidad, se produjo un deslizamiento gravitatorio masivo del flanco occidental de la dorsal, originando la mencionada depresión Fig. 3.4 A-B). 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 Edificio Bejenado, de unos 530 Ka.

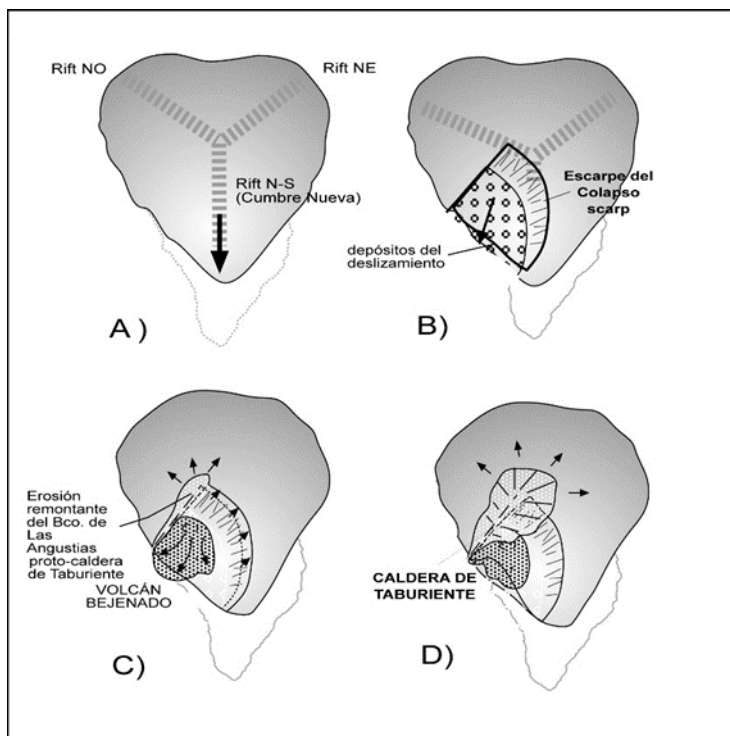


Fig. 3.4. A) Relación entre el deslizamiento de Cumbre Nueva y la formación de la Caldera de Taburiente (explicación en el texto).

La geometría y extensión del bloque desplazado, 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 anteriormente descritos. La dorsal de Cumbre Nueva pudo alcanzar una altura de unos 2.500 m y el volumen del bloque desgajado unos 180-200 Km<sup>3</sup> (Carracedo y colaboradores, 1999 a, b).

La continuación de la actividad en el "rift" de Cumbre Nueva inmediatamente después del colapso inició la construcción del edificio volcánico Bejenado (Fig. 3.4 A-C). El encajamiento de un barranco (Barranco 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 (Fig. 3.4 A-D).

Sorprende que este deslizamiento y el posterior ensanchamiento erosivo de la pared de La Caldera no haya puesto al descubierto el Edificio Garafía, que aflora a casi 1000 m por encima de la base de la pared a apenas unos kilómetros de su borde. Una posible explicación es la de la Fig. 3.4 B, donde se muestran de forma esquemática los dos deslizamientos consecutivos de Garafía y Cumbre Nueva, en que el segundo afectaría a las lavas de relleno del primero con un ángulo más pronunciado. Se trata de una situación

similar a la descrita para explicar las diferencias entre las paredes del Barranco de Las Angustias, separadas por una falla tectónica cual es el borde de un deslizamiento gravitatorio.

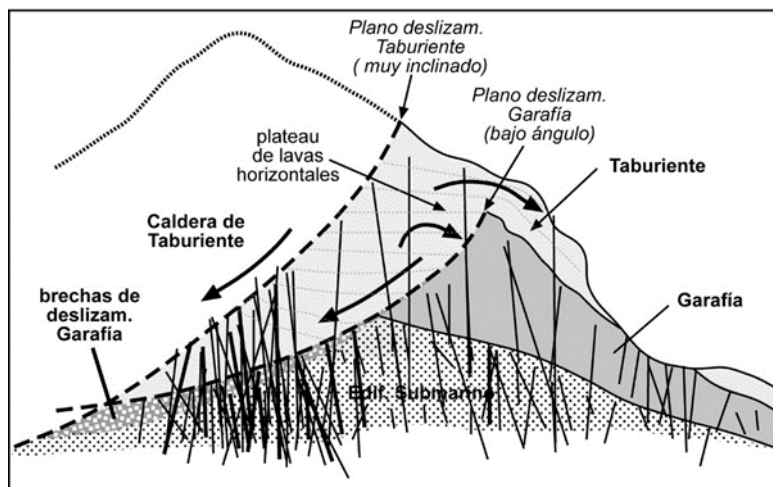


Fig. 3.4. B) Modelo tentativo de explicación de los deslizamientos consecutivos de Garafía y Cumbre Nueva. El distinto ángulo de los respectivos planos de deslizamientos podría explicar porqué no se observa el Edificio Garafía en la pared de la Caldera de Taburiente.

### 3.4. FALLAS Y FRACTURAS RECIENTES

No se han observado fallas importantes en el escudo volcánico del norte de La Palma. Algunas estructuras aparentan fallas de importancia, como las existentes en el cantil de la Playa de La Veta o la costa de Puntallana. Una observación detallada y las relaciones de edad demuestran que se trata de discordancias erosivas, posiblemente paleobarrancos rellenos con emisiones más recientes.

Son en cambio relativamente abundantes las fracturas tensionales en los bordes de los cantiles inestables, muchas veces relacionadas con desplomes costeros recientes. Estas fracturas, con frecuencia activas, suponen un riesgo importante en cuanto evidencian desplomes costeros inminentes. Son especialmente abundantes en las costas del O y NO del escudo volcánico, especialmente en la costa entre Garafía y Juan Adalid y en el borde de la Caldera de Taburiente.

#### **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 cambio, no ocurre así en el escudo volcánico de La Palma, fundamentalmente por la homogeneidad de los materiales y su edad relativamente próxima, ya que no existen diferencias que superen 1-1.2 Ma.

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 nítidos (grado de alteración, relieve, pendientes, etc.).

Dentro de los edificios subaéreos las estructuras morfológicas de carácter general (que afectan a todo el escudo) vienen condicionadas por la propia construcción del escudo, por una superposición de sucesivos edificios volcánicos más o menos concéntricos que van recubriendo al anterior y ensanchando la isla, modificando progresivamente su relación de aspecto. Este hecho condiciona los cambios en el perfil del escudo volcánico, con una zona central de fuertes pendientes, que se suavizan en las zonas cercanas a la costa (Fig. 4.1).

A estos grandes rasgos constructivos se suman los procesos de destrucción catastrófica de los edificios volcánicos. Ya se ha mencionado que han ocurrido, al menos, dos deslizamientos gravitatorios de gran volumen, que dieron lugar a sendas cuencas, la más antigua completamente rellenada y recubierta, y la más reciente sólo parcialmente. De estos procesos destructivos se han deducido formas tan importantes en la isla como la Meseta Central y las depresiones del Valle de Aridane y la Caldera de Taburiente.



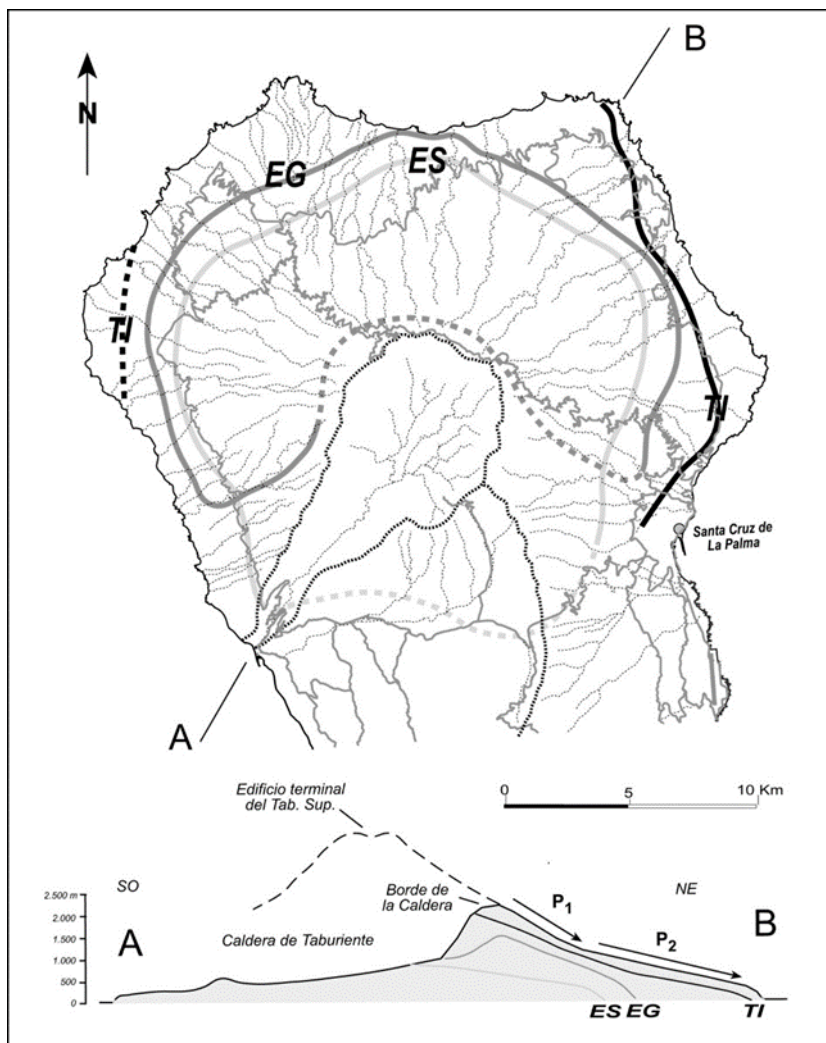


Fig. 4.1. El Escudo Volcánico del Norte de la isla se ha formado por superposición de varios edificios volcánicos (ES: Edificio Submarino; EG: Edificio Garafia; TI: Taburiente Inferior) aproximadamente concéntricos. Esta superposición en etapas no sólo ha ido cambiando la extensión y perfil del escudo, sino que condiciona su morfología, reflejando el perfil actual la disposición en el subsuelo de los edificios anteriores, que se esquematiza en la figura.

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 de El Time y el Barranco del Jurado, en la zona costera de Puntallana y en los flancos del Edificio Bejenado.

#### 4.2. FASES GENERATIVAS DEL RELIEVE

Están directamente relacionadas con la construcción del escudo volcánico y los procesos destructivos ya mencionados.

Para no ser reiterativos remitimos al lector a su detallada descripción y explicación en las secciones anteriores de esta Memoria.

#### 4.3. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA

La evolución geomorfológica del escudo volcánico se caracteriza por las siguientes etapas principales:

1. Emersión y basculamiento del Edificio Submarino. Largo periodo de erosión. Formación de cantiles costeros pronunciados.
2. Construcción sobre el anterior de un edificio de alta relación de aspecto (el Edificio Garafía). Formación de un elevado estratovolcán con fuertes pendientes (buzamientos de 20°-35°) y una plataforma costera de inclinación más suave donde el Garafía sobrepasa los cantiles del Edificio Submarino.
3. Deslizamiento del flanco sur del Garafía, incluyendo parte del substrato submarino. Formación de una amplia cuenca en la mitad meridional del escudo volcánico.
4. Continuación del volcanismo con el Edificio Taburiente. Relleno de la cuenca de deslizamiento anterior. Formación en la cabecera de la cuenca de un potente apilamiento de lavas horizontales remansadas.
5. Una vez rellena la cuenca de deslizamiento las lavas desbordan y recubren los flancos del Garafía, posiblemente en conjunción con otros centros de emisión dispersos.
6. Reorganización de los centros eruptivos, que se concentran en “rifts” progresivamente mejor definidos.
7. Centralización de las emisiones en la zona de cumbre del Edificio Taburiente. Las potentes emisiones recubren todo el escudo, de donde sólo emergen parte de las alineaciones de conos que forman los “rifts”.

En este momento la isla está formada por un estratovolcán muy homogéneo, con costillares formados por los “rifts” y posiblemente superando los 3.000 m, con una zona sumital de empinadas pendientes, que se suavizan hacia la costa, donde existirían amplias plataformas costeras. Los cantiles anteriores estarían parcialmente fosilizados, como ocurre en el sur de la isla, en la costa de Fuencaliente. La red de barrancos estaría apenas apuntada.

8. El “rift” N-S (Cumbre Nueva) posiblemente concentraba ya gran parte de la actividad en el escudo volcánico. Desestabilizado por un crecimiento excesivo, sufre el desplome de su flanco occidental, que afecta de nuevo al basamento submarino. Se forma una extensa cuenca con morfología típica “en golfo”: 1) ensenada de arco abierto, 2) amplia semiplanicie de suave pendiente, con abundantes sedimentos, del propio deslizamiento y de derrubios de las paredes de la cuenca, 3) zona de piedemontes, y 4) paredes subverticales del escarpe de deslizamiento, en arco en la cabecera y lineal (SO-NE) en el borde occidental.

9. La erosión, apenas contrarrestada por emisiones esporádicas, va configurando una red de barrancos radiales en el resto del escudo volcánico. En la depresión de deslizamiento, la

red se jerarquiza rápidamente, concentrándose las escorrentías contra el borde occidental de la cuenca de deslizamiento, de trazado rectilíneo (Fig. 3.3 A). Comienza a formarse un barranco (Barranco de Las Angustias), que rápidamente se encaja en el Edificio Submarino. 10. En la cabecera de este barranco se reanuda la actividad eruptiva, posiblemente continuación de la actividad pre-colapso del “rift” de Cumbre Nueva. Esta actividad eruptiva acaba configurando un nuevo estratovolcán (Edificio Bejenado). Se forman, además, centros eruptivos dispersos, algunos afectando al drenaje del barranco.

La erosión continúa en un escudo ya inactivo (a partir de aproximadamente 0.4 Ma). Se profundiza la red de barrancos, especialmente en el N y NE, dejando interfluvios progresivamente más estrechos, a veces verdaderos “cuchillos”. La erosión remontante excava amplias cabeceras, ventanas erosivas que exhuman las formaciones infrayacentes, proceso especialmente activo en el Barranco de Las Angustias, que acaba generando la actual Caldera de Taburiente.

Las costas se han retocado por la intensa erosión marina, formándose elevados cantiles con abundantes desplomes y piedemontes en sus partes bajas. Un proceso similar pero más intenso se ha producido en las paredes de la Caldera de Taburiente.

En un edificio de altura tan considerable y que ha experimentado varias glaciaciones —posiblemente con fases de hielos perpetuos—no es extraño encontrar formaciones periglaciares, concentradas en las zonas culminantes del contorno de la Caldera de Taburiente, posiblemente un vestigio de etapas anteriores en que el escudo era considerablemente más alto.

#### 4.4. MORFODINÁMICA ACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

La morfodinámica actual está fuertemente condicionada por la inactividad del escudo volcánico. Es, por lo tanto, similar a la que ha venido retocando el escudo desde hace centenares de miles de años, incrementando su desmantelamiento erosivo mediante la profundización de los barrancos, con interfluvios cada vez más estrechos y agudos, el ensanchamiento de La Caldera de Taburiente y el retroceso de las costas.

Estas mismas tendencias caracterizarán el futuro del escudo volcánico, a menos que haya una reactivación, poco probable, del volcanismo en esta zona.

## 5. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA

En este capítulo se describen las características petrológicas y geoquímicas del Edificio volcánico Submarino y de los materiales emitidos en los diferentes episodios eruptivos de los Edificios Garafia y Taburiente que forman el Escudo volcánico del Norte de La Palma.

La descripción petrográfica se efectúa en base al estudio microscópico de muestras representativas de las diferentes unidades establecidas en los capítulos anteriores. Su descripción detallada y localización, se presenta en las fichas individuales de cada una de ellas y su situación en el mapa de muestras, que se adjuntan a la información complementaria.

El estudio geoquímico se basa en los análisis químicos realizados sobre muestras seleccionadas mediante el estudio petroográfico, conjuntamente con los análisis disponibles de la bibliografía. Los datos analíticos se presentan en las Tablas 5.1 a 5.8, con el listado de elementos mayores, trazas y Tierras Raras (REE), así como los valores de la norma CIPW, y de los parámetros geoquímicos más significativos: Índices de: Diferenciación (ID), Alcalinidad (IAlc), Peralcalinidad (IP), relación Fe/Mg de los ferromagnesianos (FEMG) y número de magnesio (MG #).

La clasificación geoquímica de las muestras se efectúa en base al diagrama de TAS propuesto por la IUGS, Le Maitre (1984), Le Bas et al. (1986), tenidas en consideración las denominaciones tipológicas propuestas por Brändle et al. (1984). Los diagramas de variación de REE se han normalizado respecto a los valores Condriticos propuestos por Sun y McDonough, (1989).

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

### 5.1. EDIFICIO SUBMARINO: PETROLOGÍA

#### 5.1.1. Volcanismo submarino

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

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

Basaltos plagioclásicos, están constituidos por fenocristales subidiomorfos de feldespato aislados, plagioclasas albiticas macladas (0.9-0.4 mm) con algunas desmezclas y numerosos microcristales de plagioclasa (<0.5 mm) entrecrecidos que forman una fina trama seriada, que encierran zonas hipocristalinas con recrecimientos microcristalinos cloríticos. Las

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

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

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

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

#### 5.1.2. La fase intrusiva traquítica

Las intrusiones traquíticas, domos y domos coladas traquíticas, están constituidas por fragmentos brechoides algunos de texturas de flujo, (Hernández-Pacheco y Fernández Santín, 1974). Presentan típicas texturas traquíticas con fenocristales de feldespato alcalino

sobre una matriz microcristalina de feldespato, siendo muy frecuentes los procesos de alteración predominantemente a albita y a otros minerales como biotitas, cloritas, epidotas etc., por lo han sido denominadas "metatrachites" por Staudigel & Schminke (1984).

Los materiales traquíticos presentan aspecto aglomerático, incluyendo diferentes fragmentos, algunos subredondeados ( $< 5$  mm), de materiales de composición traquítica y cristales aislados sobre una matriz microcristalina. Los fragmentos traquíticos están constituidos por listoncillos de feldespato ( $< 0.3$  mm), formando un entramado con textura holocristalina fluidal traquítica. Los cristales de feldespato alcalino conservan su morfología subidiomorfa (3-0.2 mm) en maclas de dos individuos y maclas polisintéticas poco definidas con marcados procesos de corrosión internos y externos así como micro fracturas. Los minerales opacos se presentan en fragmentos aislados alotriomorfos y en secciones puntuales predominantemente asociados a las recrystalizaciones de epidota. La matriz englobante de los fragmentos traquíticos y cristales de feldespato es microgranuda, intercristalina y equigranular, estando constituida por cristales alotriomorfos de feldespato (albiticos) algunos maclados y posibles cristales de cuarzo alotriomorfos que forman pequeños micro-agregados ( $< 0.03$  mm) recrystalizados. Como minerales accesorios se observa la presencia de algunos cristales de apatitos hexagonales y de esfena subredondeados asociados a los cristales de feldespato.

### 5.1.3. Las rocas plutónicas intrusivas

Las rocas plutónicas intrusivas del edificio submarino de la Caldera de Taburiente se han formado a partir de dos procesos claramente diferenciados. El primero sería el de cristalización magmática, fundamentalmente con la generación de olivino, augita y plagioclasa, sobre los que se ha sobreimpuesto una secuencia magmática tardía de minerales de alcalinización como kaersutita, biotita y plagioclasa alcalina. El segundo proceso consiste en la neoformación de minerales, debida al metamorfismo hidrotermal que afecta a gran parte de dichas rocas subvolcánicas, el cual da lugar a la aparición de epidota, albita, clorita, actinolita, serpentina, esfena, andradita, etc.

Las rocas que se presentan en este conjunto plutónico intrusivo son fundamentalmente gabros y gabros olivínicos.

Los gabros son el grupo de rocas más representado, con una gran variedad mineralógica y textural. Consisten básicamente en augita y plagioclasa, aunque presentan una gran variedad de minerales menos abundantes y accesorios. En cuanto a su textura se pueden dar diferentes tipos como equigranular alotriomorfa, diabásica, ofítica, porfídica microgranuda, etc. El olivino puede presentarse en algunas rocas, aunque en porcentajes menores del 10% y muy alterado a serpentina, iddingsita y opacos. La augita se presenta en formas alotriomorfas de tamaños menores de 1 cm, cuya abundancia varía entre el 15% y el 50 %, si bien raramente puede llegar a valores cercanos al 90%. Varía desde tonos incoloros a verdosos y marrones, con ligera zonación más oscura en sus bordes, en los que suele recrecer kaersutita. La plagioclasa varía entre términos bitowníticos y labradoríticos, con bordes que pueden llegar a tener composición andesínica. Su tamaño es seriado, desde microcristales hasta cristales que alcanzan 1 cm. Es muy frecuente que sus bordes presenten una transformación a términos albiticos, que engloban también pequeños cristales de epidota. Aunque el anfíbol kaersutítico suele estar asociado a la augita, puede aparecer como cristales idiomorfos y alotriomorfos intersticiales. En algunos casos la kaersutita es el único ferromagnesiano existente y podría hablarse de gabros anfibólicos (o anfibolitizados). La biotita es más escasa que la kaersutita, pudiendo coexistir ambos minerales. El resto de minerales son puramente metasomáticos, como clorita,

actinolita, andradita, calcita, esfena, magnetita, ilmenita, pirita, etc., además de la albita y epidota ya mencionados. Su abundancia depende del grado de transformación de la roca, ya que normalmente son minerales que aparecen en cantidad accesorio, aunque otras veces son muy abundantes. En otros casos aparecen rellenando pequeñas venillas y cavidades.

Cuando el metamorfismo en estas rocas es muy intenso, desaparecen prácticamente los minerales primarios y quedan solamente los neoformados, principalmente albita, por lo que habría que hablar de gabros albitizados.

Los gabros olivínicos son petrográficamente similares a los gabros aunque con olivino en proporciones entre el 15 % y el 60%. Aparte de la aparición de olivino, augita y plagioclasa, el resto de minerales tanto de alcalinización como metasomáticos, suele ser de proporciones accesorias, llegando en algunos casos hasta el 10%-15%. En cuanto a la variabilidad textural, pueden encontrarse tipos equigranulares alotriomorfos, ofíticos, diabásicos, en acumulados y microgranudos. El olivino presenta formas redondeadas que alcanzan hasta 1,5 cm, con inclusiones abundantes de opacos y biotita. Frecuentemente se encuentra alterado a serpentina o iddingsita. La augita es alotriomorfa o subidiomorfa y alcanza tamaños de hasta 1 cm. Varía de colores amarillentos a marrones, con predominio de los tonos más oscuros en los bordes. Es común que la augita esté parcheada o bordeada por cristales incipientes de kaersutita en crecimiento simplectítico con opacos, y, a su vez, tanto los cristales del anfíbol como del piroxeno estén transformados a actinolita metamórfica. La plagioclasa existente presenta términos del 60% al 80% de anortita, en cristales tanto zonados como en individuos no zonados. La kaersutita aparece normalmente como accesorio, aunque a veces puede llegar hasta el 15% en abundancia y en forma de cristales de hasta 2-3 cm. La biotita es relativamente escasa y siempre está asociada a olivino y opacos. Además, bordeando la plagioclasa anteriormente indicada aparece otra de composición más alcalina (30%-50% de anortita). En cuanto a los minerales relacionados con el metamorfismo hidrotermal, son más escasos en estos gabros olivínicos que en los gabros. No obstante, aparte de la frecuente aparición de albita en el borde de muchas plagioclasas, predominan actinolita y clorita sobre epidota, por la mayor abundancia de minerales primarios ferromagnesianos que de plagioclasa. Asociados a venillas aparecen proporciones importantes de calcita, epidota, albita, y más raramente de andradita y anhidrita.

#### 5.1.4. La red filoniana

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

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

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

distribuidas de forma uniforme por la roca o cristalográfico. Son frecuentes los procesos de alteración, con desarrollo de cloritas y vacuolas rellenas de carbonato.

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

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

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

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

Entre los diques de textura granuda se incluyen los de tipo sienita nefelínica, (de La Nuez, 1983) y los dique-brecha duníticos (Hernández-Pacheco, 1975). Los primeros corresponden a sienitas alcalinas, constituidas por fenocristales maclados de feldespato alcalino parcialmente seritizados en las zonas de núcleo y bordes, en secciones prismáticas idiomorfas, presentan tamaños comprendidos entre (3.5 - 0.7 mm), aunque en muchos casos sólo queda la morfología externa de los cristales. La nefelina puede ser escasa y frecuentemente alterada. Los minerales máficos se reducen a cristales de augita y minerales opacos idio-subidiomorfos, y como minerales accesorios se observa la presencia de algunos cristales de biotita, esfenas y apatito. La matriz pilotáxica está constituida por microcristales (< 0.25 mm) de feldespato alcalino que forman un fuerte entramado sin vidrio.

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



de pequeñas bandas de serpentina y minerales micáceos del tipo clorita que forman pequeñas placas entre los cristales de olivino.

## 5.2. EDIFICIO SUBMARINO: GEOQUÍMICA

Los datos analíticos correspondientes a los materiales basálticos de la Unidad (1) y traquitas de la Unidad (2) del edificio volcánico submarino, se indican en las Tablas 5.1 y 5.2, en las que se incluyen los análisis publicados por Hernández-Pacheco y Fernández Santín (1974) y Staudigel y Schmincke (1984). Los datos analíticos de las intrusiones plutónicas de gabros, correspondientes a la Unidad (3) y Unidad (12), se presentan en la Tabla 5.3, junto a los datos aportados por Staudigel y Schmincke (1984) y por de la Nuez (1983, Cuadro 7) en donde están referidas sus composiciones modales. Por último los valores analíticos de las intrusiones filonianas se presentan en la Tabla 5.4, incluyéndose los datos aportados por Hernández-Pacheco (1973), de la Nuez (1983), Staudigel y Schmincke (1984), Staudigel et al. (1986).

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

Tabla 5.1. Análisis químicos. C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del edificio submarino (Lavas, hialoclastitas y brechas).

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

Tabla 5.1.(Cont.) Análisis químicos. C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del edificio submarino (Lavas, hialoclastitas y brechas).

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

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

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

Nº Muestra	105	22	141	4
SiO <sub>2</sub>	63,58	61,29	64,66	62,42
TiO <sub>2</sub>	0,45	0,41	0,56	0,62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,80	19,13	19,17	19,07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,56	1,71	0,69	1,32
FeO	0,54	1,77	0,38	1,47
MnO	0,03	0,04	0,02	0,03
MgO	0,41	1,83	0,63	1,34
CaO	6,20	4,31	3,10	3,91
Na <sub>2</sub> O	10,20	9,26	10,45	9,13
K <sub>2</sub> O	0,06	0,06	0,06	0,40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,19	0,27	0,31
H <sub>2</sub> O+CO <sub>2</sub>	3,83	3,90	1,67	2,37
Cr	9	2	0	
Ni	17	0	8	
Co	25	20		
Sc	9			
V	22	18		
Cu	20	92	26	
Pb	6			
Zn	34	10	3	
Sn	3,13			
Mo	12,07			
Rb	1	2	0	
Cs	0,48			
Ba	8	62	63	
Sr	145	449	369	
Tl	0,03			
Ga	22			
Li	4,30			
Be	7,86			
Ta	25,81			
Nb	368	710	201	
Hf	31,40			
Zr	1268	2882	1261	
Y	25	63	29	
Th	27,68			
U	7,25			
La	50,32			

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

Nº Muestra	105	22	141	4
Ce	96,10			
Pr	9,81			
Nd	31,41			
Sm	5,21			
Eu	0,64			
Gd	4,05			
Tb	0,67			
Dy	3,99			
Ho	0,88			
Er	2,65			
Tm	0,52			
Yb	3,61			
Lu	0,56			
Q	0	1,21	0	1,26
Or	0,35	0,35	0,35	2,36
Ab	83,01	78,36	85,64	77,26
An	2,61	6,23	5,23	9,79
Ne	2,19	0	1,51	0
C	0	1,55	0	0,03
Di	2,2	0	3,38	0
Hy	0	5,79	0	3,98
Wo	6,15	0	1,52	0
Ol	0	0	0	0
Mt	0,53	2,48	0	1,91
Il	0,85	0,78	0,85	1,18
Hem	0,19	0	0,69	0
Ap	0,39	0,44	0,63	0,72
cc	2,84	5,0	0,2	2,73
ID	85,15	79,92	87,5	80,89
FEMG	0	0,17	0	0,13
IP	0,95	0,8	0,9	0,81
Mg #	41,03	49,55	52,95	47,29

105. Traquita fragmento de Domo intrusivo. Bco de las Angustias. MAGNA

22. Meta-Traquita, Unid [22] frag.br. Bco Angustias. STAUDIGEL y SCHMINCKE, (1984)

141. Meta-Traquita, Unid [22] frag.br. Bco Angustias. STAUDIGEL y SCHMINCKE, (1984)

4. Rocas Salicas, (media de 10 analisis). HERNANDEZ-PACHECO y FERNANDEZ SANTIN, (1974)

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

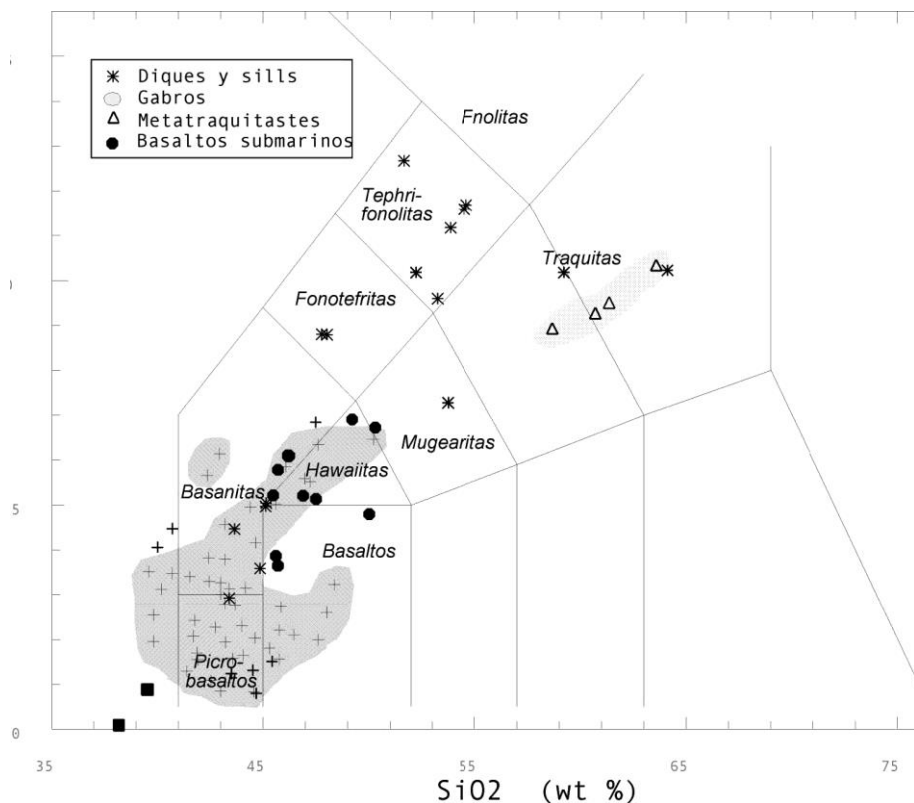


Fig. 5.1. Diagrama T.A.S. de lavas del edificio volcánico Submarino.

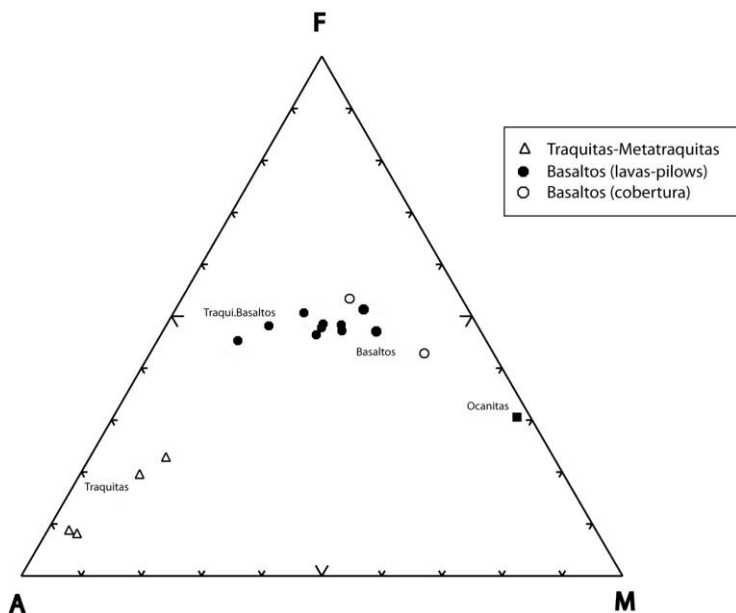


Fig. 5.2..Diagrama AFM del Edificio Volcánico Submarino

En los diagramas de variación de elementos mayoritarios y trazas (Figs. 5.3 y 5.4) respecto a los valores de SiO<sub>2</sub>, se observa una importante dispersión que confirman las observaciones anteriormente indicadas, y que como resultado enmascaran las posibles correlaciones interelementales. De forma genérica se observa cierta tendencia al aumento en contenidos de Na<sub>2</sub>O, poco correspondido por el K<sub>2</sub>O, que se contrapone con los decrementos en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> total, MgO, MnO y TiO<sub>2</sub> aunque con la dispersión indicada. Características semejantes pueden señalarse en lo que respecta a las variaciones de los elementos menores, así por ejemplo no se observan correlaciones significativas entre las variaciones de elementos compatibles como Cr y Ni respecto al contenido en SiO<sub>2</sub>, pero sí se observan concentraciones más señaladas de otros elementos metálicos como el Cu, en relación con la presencia de microfenocristales de pirita. En cuanto a los elementos incompatibles como Ba y Sr, se observan tendencias negativas, opuestas a lo normalmente esperado, siendo sus contenidos más elevados en los términos básicos (basaltos piroxénicos), mientras que en los restantes elementos no se observan variaciones significativas.

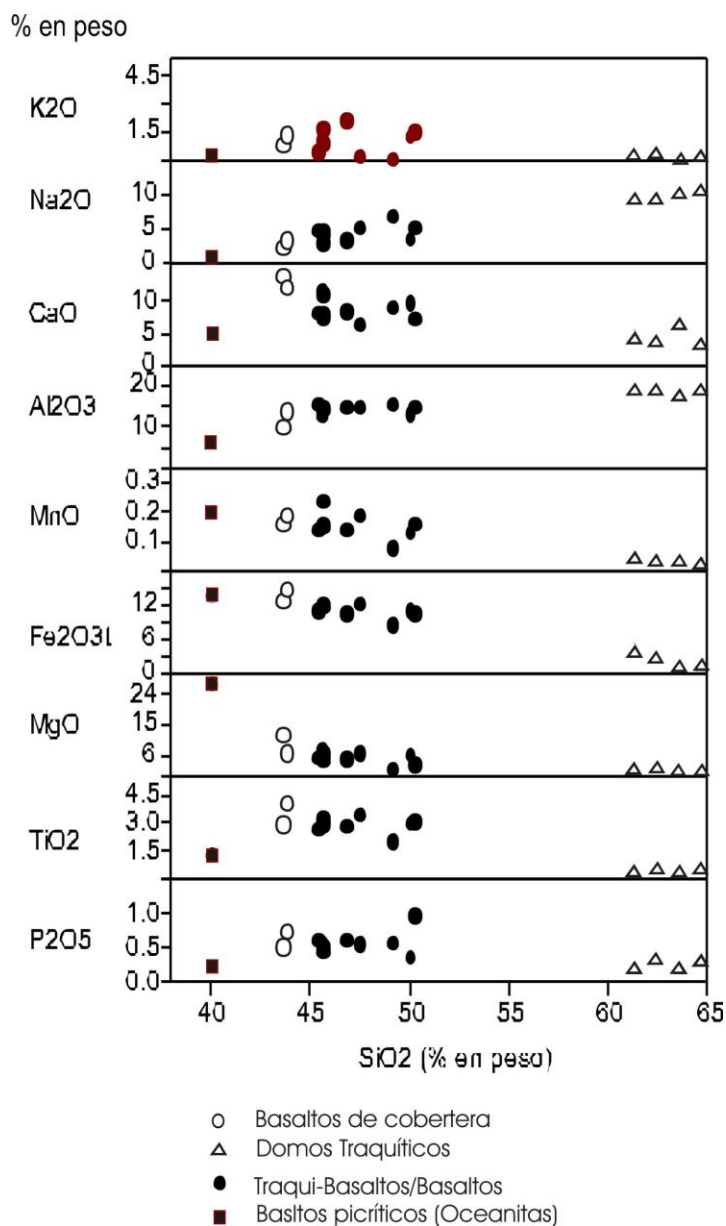


Fig. 5.3. Diagrama de variación de elementos mayores del edificio volcánico Submarino.



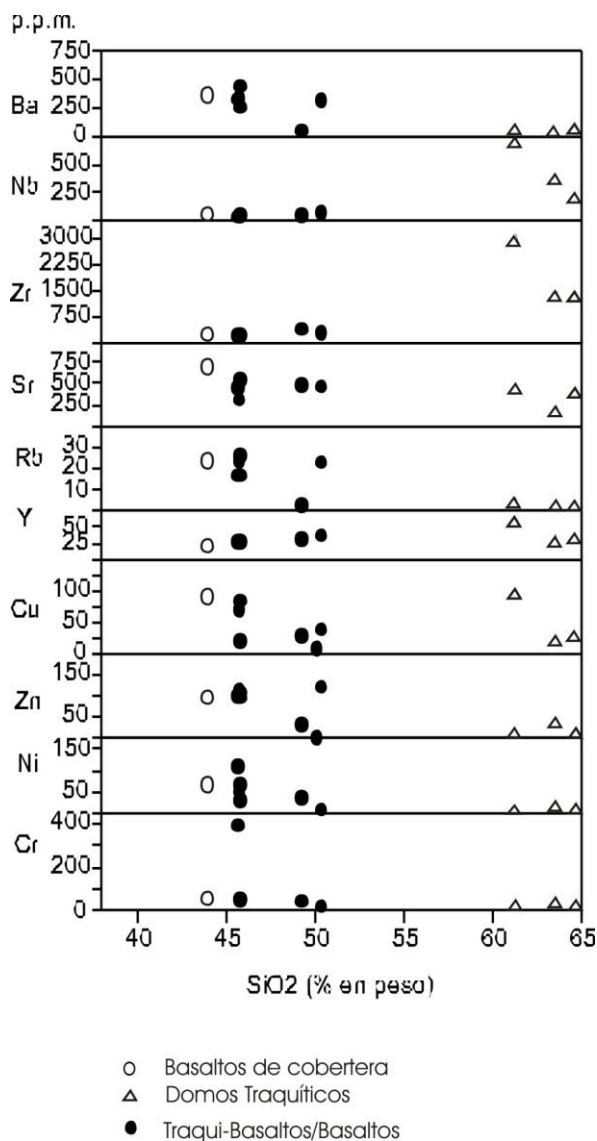


Fig. 5.4. Diagrama de variación de elementos menores del Edificio Volcánico Submarino.

En los diagramas anteriormente indicados, (Figs. 5.1 a 5.4), se han proyectado conjuntamente los datos analíticos de la fase intrusiva traquítica, Tabla 5.2, que sirven de referencia comparativa. Geoquímicamente estos materiales se proyectan relativamente

agrupados en el campo traquítico, (Fig. 5.1), con pequeñas desviaciones, casi lineales, en el diagrama AFM, (Fig. 5.2), y suponen los términos más alcalinos y diferenciados de toda la serie intrusiva submarina, a excepción de las intrusiones filonianas posteriores. Estas tendencias, aparentemente normales, requieren ciertas apreciaciones como se evidencian en los diagramas de variación de elementos mayores y menores, (Figs. 5.1 y 5.2), y que en algunos casos son atípicas. Así por ejemplo se observa un claro enriquecimiento en  $\text{Na}_2\text{O}$  que no es correspondido por el contenido en  $\text{K}_2\text{O}$ , lo que evidencia la incidencia de los procesos de albitización que han sufrido estos materiales traquíticos. Otros componentes mayoritarios presentan tendencias que podrían considerarse normales, como son los elevados contenidos en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  contrapuestos con los de  $\text{CaO}$  y ferromagnesianos en general ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ), tendencias que se corresponden con bajos contenidos de otros elementos metálicos como Cr, Ni, Zn, con la excepción de algunas anomalías. Estas anomalías se hacen extensibles también a algunos elementos típicamente incompatibles como Nb, Zr, Sr que evidencian tendencias dispares como posible resultado de la incidencia de los procesos de alteración metasomática.

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

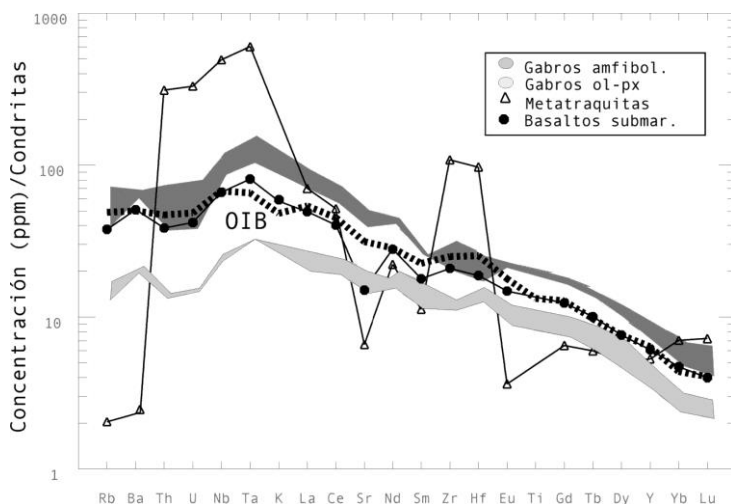


Fig. 5.5. Diagrama de elementos normalizados del Edificio Volcánico Submarino

Las rocas plutónicas intrusivas gabroides presentan geoquímicamente importantes variaciones composicionales (Tabla 5.3), en correspondencia con las peculiaridades petrográficas y de transformación metasomática anteriormente establecidas y como han sido puestas de manifiesto por de la Nuez, 1983 y Staudigel & Schmincke, 1984.

Tabla 5.3. Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del edificio submarino (Gabros)

Nº Muestra	96	59	98	109	103	104	108	207	208	210	388
SiO <sub>2</sub>	43,53	47,50	45,44	40,19	44,53	44,68	40,97	45,18	43,70	43,14	41,20
TiO <sub>2</sub>	3,21	3,26	2,96	4,71	1,89	1,35	3,41	4,57	2,18	5,22	2,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,23	16,66	7,84	15,20	7,32	7,27	12,59	15,57	9,95	14,11	8,42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,92	5,91	4,59	6,28	5,75	4,89	4,93	5,65	4,09	6,12	2,65
FeO	8,44	4,39	6,12	6,50	5,68	6,22	7,06	5,90	7,46	7,26	9,90
MnO	0,15	0,22	0,14	0,15	0,16	0,14	0,18	0,17	0,17	0,21	0,27
MgO	12,85	3,32	11,16	6,56	16,41	17,45	7,84	4,86	14,78	5,38	18,09
CaO	14,19	8,06	17,68	11,27	13,10	13,38	14,64	10,05	13,55	10,71	9,45
Na <sub>2</sub> O	1,12	4,61	1,30	3,22	0,86	0,67	2,89	3,60	1,04	3,04	0,92
K <sub>2</sub> O	0,39	2,03	0,48	1,29	0,72	0,40	1,84	1,40	0,31	1,49	0,74
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,99	0,21	1,04	0,20	0,11	0,90	0,61	0,11	0,57	0,30
H <sub>2</sub> O+CO <sub>2</sub>	1,17	2,85	1,07	2,45	2,41	2,27	1,46	2,00	2,94	2,08	4,94
Cr	560	8	480	2	1371	1545	124	18	730	10	1362
Ni	225	7	133	19	336	401	91	52	374	39	689
Co	65	20	48	44	67	75	48	56	78	36	80
Sc	52	13	73	20	47	47	28	0	0	0	0
V	442	183	427	382	249	198	390	354	203	359	0
Cu	84	27	58	62	73	72	147	189	163	139	100
Pb	9	7	3	4	3	3	3	0	0	0	0
Zn	95	154	90	123	88	80	113	97	80	77	154
Sn	1,93	2,24	1,92	1,96	1,98	1,85	2,07	0,00	0,00	0,00	0,00
Mo	5,18	12,56	7,18	9,20	7,08	5,20	10,84	0,00	0,00	0,00	0,00
Rb	9	47	11	25	17	9	38	32	6	32	16
Cs	0,59	1,38	0,56	0,63	0,73	0,68	1,18	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	143	504	156	460	114	96	726	451	113	501	312
Sr	418	852	302	1100	248	235	1070	806	432	860	114
Tl	0,03	0,07	0,03	0,04	0,07	0,05	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00
Ga	16	25	17	23	13	11	22	0	0	0	0
Li	8,65	15,98	8,73	9,73	9,42	9,15	10,99	0,00	0,00	0,00	0,00
Be	0,86	3,62	1,45	1,93	1,30	0,74	1,91	0,00	0,00	0,00	0,00
Ta	1,34	6,71	1,39	4,55	1,24	0,61	5,39	0,00	0,00	0,00	0,00
Nb	17	95	19	65	17	8	77	64	13	59	34
Hf	4,03	7,98	5,11	5,51	3,09	1,89	7,21	0,00	0,00	0,00	0,00
Zr	127	375	152	225	95	54	295	25	94	206	162
Y	15	42	22	34	17	11	27	26	16	23	19
Th	1,13	6,43	1,21	3,37	1,31	0,77	4,78	0,00	0,00	0,00	0,00
U	0,32	1,68	0,32	0,84	0,34	0,17	1,22	0,00	0,00	0,00	0,00
La	14,68	66,32	17,69	49,39	16,45	8,53	54,40	0,00	0,00	0,00	0,00

Tabla 5.3.(Cont.). Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del edificio submarino (Gabros)

Nº Muestra	96	59	98	109	103	104	108	207	208	210	388
Ce	33,66	132,53	42,62	104,87	37,70	19,38	112,37	0,00	0,00	0,00	0,00
Pr	4,68	15,80	6,08	13,40	5,09	2,70	14,09	0,00	0,00	0,00	0,00
Nd	22,03	63,36	28,41	57,81	21,82	12,99	59,79	0,00	0,00	0,00	0,00
Sm	5,21	12,19	7,30	11,98	5,26	3,31	11,70	0,00	0,00	0,00	0,00
Eu	1,55	3,55	2,12	3,71	1,52	1,07	3,45	0,00	0,00	0,00	0,00
Gd	4,57	10,85	6,33	10,40	4,71	2,90	9,60	0,00	0,00	0,00	0,00
Tb	0,65	1,57	0,97	1,52	0,71	0,44	1,37	0,00	0,00	0,00	0,00
Dy	3,35	8,83	5,16	7,43	3,91	2,40	6,39	0,00	0,00	0,00	0,00
Ho	0,64	1,68	0,94	1,34	0,75	0,45	1,15	0,00	0,00	0,00	0,00
Er	1,42	3,98	2,20	3,08	1,76	1,11	2,40	0,00	0,00	0,00	0,00
Tm	0,20	0,59	0,29	0,41	0,25	0,15	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00
Yb	1,21	3,45	1,60	2,37	1,39	0,85	1,84	0,00	0,00	0,00	0,00
Lu	0,16	0,50	0,22	0,31	0,20	0,12	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00
Q	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Or	2,3	12	2,84	7,62	4,26	2,36	3,07	8,27	1,83	8,81	4,37
Ab	8,99	33,67	5,73	12,44	7,28	5,67	0	28,78	8,8	23,62	7,78
An	19,01	18,77	14,14	23,21	13,99	15,65	15,95	22,19	21,57	20,46	16,66
Lc	0	0	0	0	0	0	6,12	0	0	0	0
Ne	0,26	2,89	2,86	8,02	0	0	13,25	0,91	0	1,14	0
Kal	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Di	40,03	11,48	56,79	20,17	38,97	39,42	40,26	15,48	29,81	18,9	18,62
Hy	0	0	0	0	5,94	7,05	0	0	8,16	0	6,9
Ol	14,44	2,06	2,81	4,9	13,8	16,5	2,9	3,45	15,36	3,28	29,84
Mt	5,68	5,42	6,66	7,79	8,34	7,09	7,15	6,32	5,93	8,87	3,84
Il	6,1	6,19	5,62	8,95	3,59	2,56	6,48	8,68	4,14	9,91	4,71
Hem	0	2,17	0	0,91	0	0	0	1,29	0	0	0
Ap	0,37	2,29	0,49	2,41	0,46	0,25	2,09	1,41	0,25	1,32	0,7
cc	0	0	0	0	0	0	0	1,36	2,64	1,68	1,77
ID	11,56	48,56	11,42	28,09	11,53	8,03	22,44	37,97	10,63	33,56	12,16
FEMG	0,15	0	0,07	0	0,05	0,09	0,12	0	0,13	0	0,17
IP	0,25	0,59	0,34	0,44	0,3	0,21	0,54	0,48	0,21	0,47	0,27
Mg #	65,67	37,86	65,99	49,04	72,93	74,54	54,87	44,09	70,28	42,89	72,41

96. Gabro Piroxénico-Olivínico. Roca plutónica intrusiva. (Lomo Gazmil). MAGNA  
59. Gabro anfibólico. Roca plutónica intrusiva. (Lomo de la Juraga). MAGNA  
98. Gabro piroxénico. Roca plutónica intrusiva. (Barranco de Rivanceras). MAGNA  
109. Gabro anfibólico. Roca plutónica intrusiva. (Barranco de Taburiente). MAGNA  
103. Gabro Piroxénico-Olivínico. Roca plutónica intrusiva (Barranco del Salto del Agua). MAGNA  
104. Gabro Piroxénico-Olivínico. Roca plutónica intrusiva (Barranco del Salto del Agua). MAGNA  
108. Gabro alcalino (px-ol-nef). Roca plutónica intrusiva. (Barranco de Rivanceras). MAGNA  
207. Gabro. Bco Almendro Amargo, 850 m. STAUDIGEL y SCHMINCKE, (1984)  
208. Gabro olv. Bco Almendro Amargo, 700 m. STAUDIGEL y SCHMINCKE, (1984)  
210. Gabro leuco. Bco Almendro Amargo, 620 m. STAUDIGEL y SCHMINCKE, (1984)  
388. Gabro. Bco Almendro Amargo, 410 m. STAUDIGEL y SCHMINCKE, (1984)

Tabla 5.3.(Cont.). Análisis químico, de Gabros de la Caldera de Taburiente (De la Nuez,J)

Nº Muestra	3	6	9	1	2	3	4	5	8
SiO <sub>2</sub>	45,46	42,69	38,99	44,25	41,40	40,80	44,53	46,15	45,45
TiO <sub>2</sub>	1,74	1,85	0,86	1,35	2,73	1,14	1,77	1,66	2,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,98	7,43	4,65	7,60	5,91	6,68	5,57	7,03	11,08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,89	5,80	3,99	5,70	5,98	3,93	4,53	3,69	2,61
FeO	5,38	7,00	10,15	5,90	8,34	10,29	6,10	4,81	9,66
MnO	0,12	0,16	0,19	0,17	0,12	0,19	0,15	0,12	0,16
MgO	12,88	18,67	33,30	17,44	18,46	25,59	23,96	19,90	13,10
CaO	13,84	12,14	3,39	13,61	14,34	5,70	11,30	13,27	10,93
Na <sub>2</sub> O	1,51	0,86	0,48	0,70	0,48	0,51	0,41	0,41	1,86
K <sub>2</sub> O	0,48	0,42	0,22	0,57	0,26	0,10	0,18	0,09	0,78
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,16	0,15	0,13	0,13	0,23	0,07	0,13	0,47
H <sub>2</sub> O	1,34	2,37	3,18	1,56	1,78	5,22	1,82	3,19	2,02
CO <sub>2</sub>	-	-	-	1,25	-	-	-	-	-
TOTAL	99,79	99,57	99,55	100,23	99,93	100,38	100,39	100,45	100,26

Nº Muestra	21	31	40	46	47	52	55	56
SiO <sub>2</sub>	41,10	46,90	39,53	42,90	44,33	42,25	43,00	39,30
TiO <sub>2</sub>	4,12	2,43	4,03	3,48	4,77	3,54	1,82	4,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,79	20,23	12,64	16,32	15,59	7,90	20,11	12,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,42	5,48	6,55	5,43	4,51	4,83	4,16	7,12
FeO	6,03	4,35	6,55	3,66	7,50	9,98	2,52	7,24
MnO	0,14	0,24	0,18	0,12	0,17	0,13	0,12	0,23
MgO	8,04	3,24	9,23	6,10	7,41	14,61	5,23	8,01
CaO	15,36	7,80	12,56	14,23	10,30	14,72	11,06	15,10
Na <sub>2</sub> O	1,47	4,71	2,26	2,91	3,66	0,94	6,26	2,76
K <sub>2</sub> O	0,26	1,25	0,72	0,32	0,94	0,58	2,90	1,19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,79	0,37	1,41	0,41	0,18	0,80	0,83
H <sub>2</sub> O	1,61	1,64	3,20	1,45	0,75	0,61	1,78	1,32
CO <sub>2</sub>	-	0,88	2,50	0,94	-	-	-	-
TOTAL	99,50	99,94	100,32	99,27	100,34	100,27	99,76	99,55

3. Gabro olivínico. Bco. de los Cantos.
6. Gabro olivínico. Bco. del Almendro Amargo.
9. Gabro olivínico de tendencias troctolíticas. Base de Risco Liso.
11. Gabro olivínico de tendencias peridotíticas. Bco. del Almendro Amargo.
12. Gabro olivínico de tendencias peridotíticas. Dos Aguas.
13. Gabro olivínico de tendencias peridotíticas. Dique. Bco. de las Angustias.
14. Gabro olivínico de tendencias peridotíticas. Bco. Rivaceras.
15. Gabro con tendencias piroxeníticas. Bco. del Ciempiés.
18. Gabro olivínico. Dique. Morro Negro. Analista: A. Hernández-Pacheco.
21. Gabro. Bco. de Agua Cernida.
31. Gabro. Tacote Grande.
40. Gabro albitizado. Bco. de Taburiente.
46. Gabro albitizado. Bco. de Las Traves.
47. Teralita. Bco. Verduras de Alfonso.
52. Yamaskita. Bco. de Rivaceras. Analista: A. Hernández-Pacheco.
55. Melteigita. Bco. de Rivaceras.
56. Melteigita. Bco. de Rivaceras.

En síntesis de la Nuez, (1983) establece diversos grupos de intrusiones gabroides: Gabros y gabros olivínicos, relacionados con el edificio volcánico submarino, y la existencia de procesos de alteración hidrotermal y alcalinización (de La Nuez, 1983; de la Nuez y Arenas, 1988), que serían responsables de la modificación de la mineralogía primaria (plagioclasa, clinopiroxenos y olivino), con la neoformación de minerales como anfíbol, biotita y feldespatoideos, y consiguiente generación de tipologías, que varían desde gabros anfibólicos a gabros alcalinos (Fig. 5.6 ).

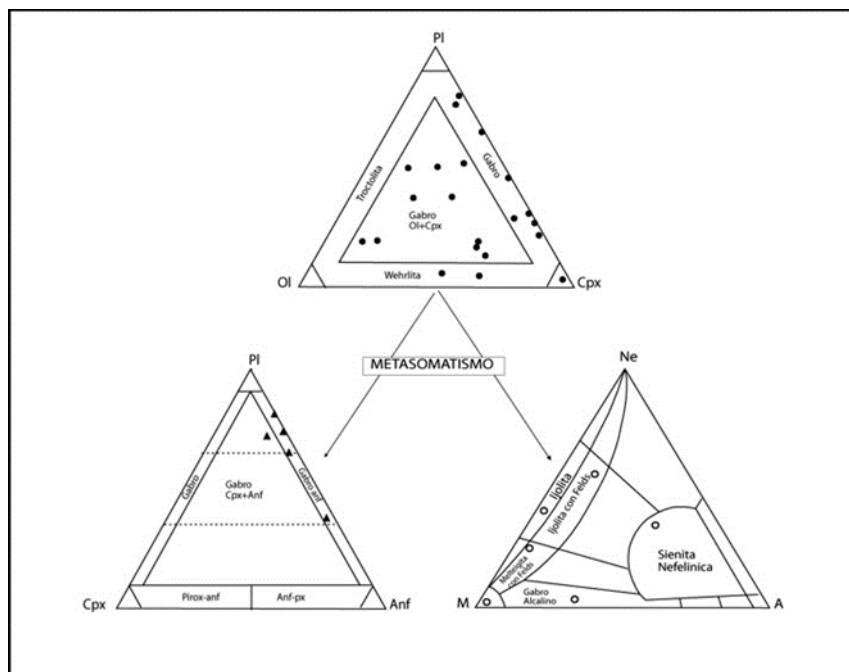


Fig. 5.6. Diagramas de clasificación modal de las rocas plutónicas gabroides intrusivas en la Caldera de Taburiente.

Esta diversificación tipológica se refleja en los diagramas de variación de elementos mayores y menores en confrontación con los contenidos en MgO, (Figs. 5.7 y 5.8). En el primero se observa una gradación casi continua desde los gabros piroxénicos-olivínicos hacia los gabros anfibólicos y alcalinos, con lógicos incrementos de los componentes alcalinos ( $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ) en ambas tipologías, y de otros componentes como  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$ , siendo contrapuestas con los contenidos de CaO, variaciones menos notables en lo que respecta a los gabros piroxénicos-olivínicos. Estas diferencias quedan mejor definidas por las variaciones concentraciones de elementos menores, (Fig.5.8), en el que se observan típicas correlaciones positivas de elementos compatibles Cr y Ni respecto al MgO, en lo referente a los gabros piroxénicos-olivínicos, que contrasta con los mínimos contenidos observados en los gabros anfibólicos y alcalinos. En contraposición esta última tipología

presenta importantes enriquecimientos en elementos incompatibles como Ba, Nb, Zr y Rb así como de La y Ce, con tendencia general a presentar correlaciones negativas respecto al MgO, a excepción de los contenidos en Sr en correspondencia con los del CaO anteriormente señalados.

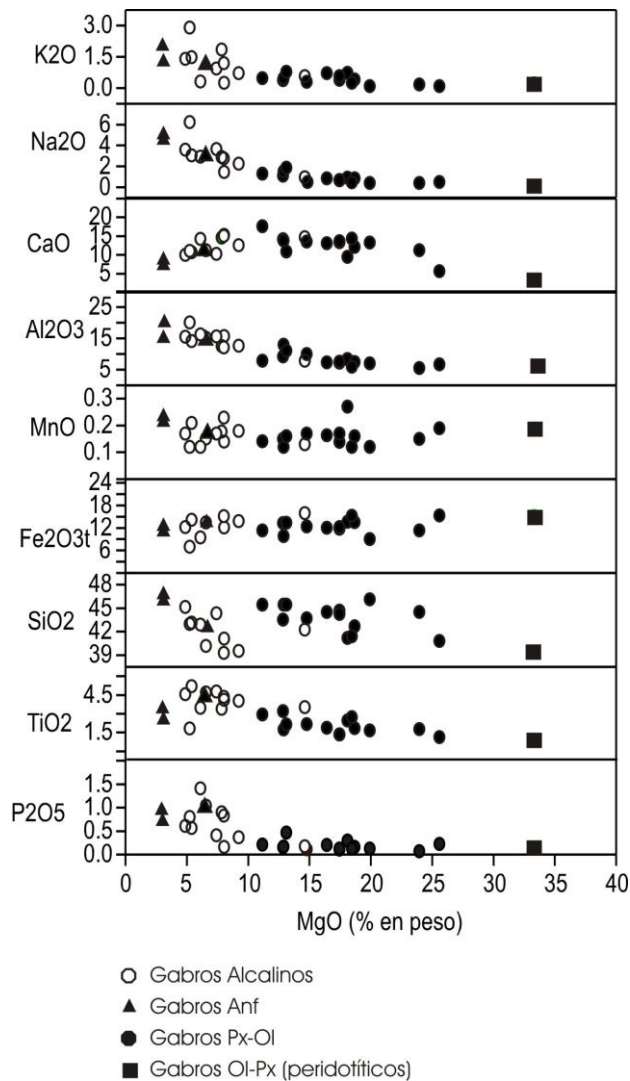


Fig. 5.7. Diagrama de variación de elementos mayores en las rocas plutónicas gabroides intrusivas en la Caldera de Taburiente.

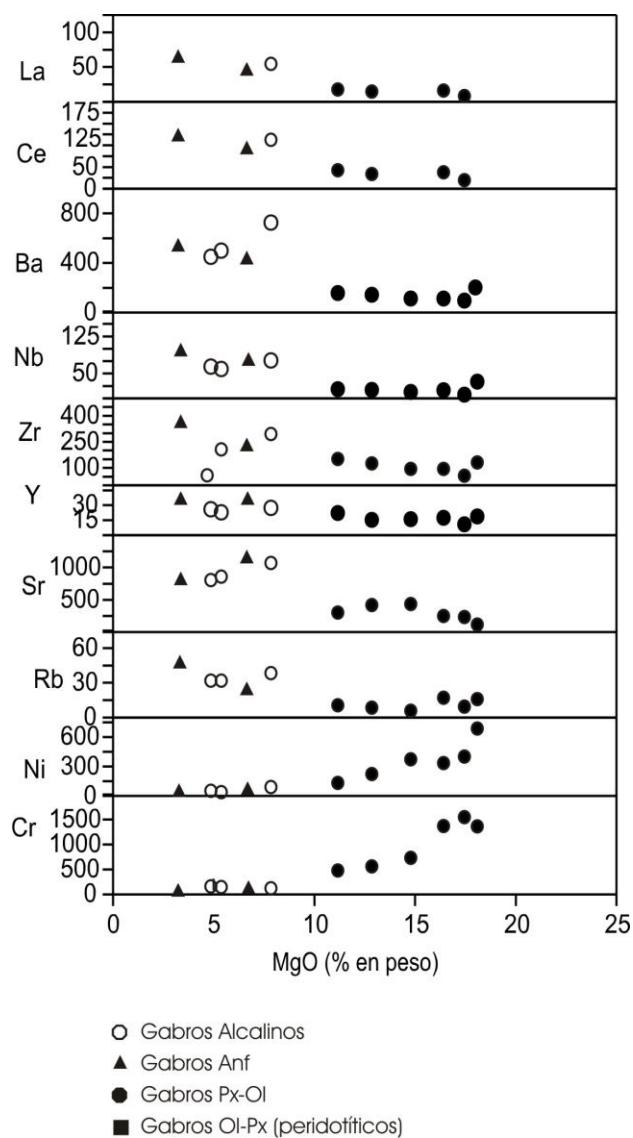


Fig. 5.8. Diagrama de variación de elementos menores en las rocas plutónicas gabroides intrusivas en la Caldera de Taburiente



La proyección de los contenidos en tierras raras (REE) normalizadas, correspondientes a las diferentes tipologías de gabros, (Fig. 5.9), confirma las diversificaciones elementales anteriormente señaladas. Se observa una clara diferencia de tendencias entre los gabros piroxénicos-olivínicos y los gabros anfibólicos y en parte con los gabros alcalinos. Los gabros px-ol se caracterizan por tendencias subparalelas con incrementos elementales progresivos, (La/Yb 10.1-12.2), desde los términos "peridotíticos" a los gabros px-ol, incrementos que estarían condicionados principalmente por las diferencias mineralógicas/tipológicas anteriormente establecidas Fig 5.6). Los gabros anfibólicos se caracterizan por elevados contenidos en REE, con relaciones con poca variación (La/Yb 19.2-20.8), valores que discrepan con los correspondientes a los gabros alcalinizados (La/Yb ~30), debido a la deflexión que presentan en contenidos de REE en el tramo medio-inferior, valores que tienden a solaparse con los términos más enriquecidos de los gabros piroxénicos-olivínicos.

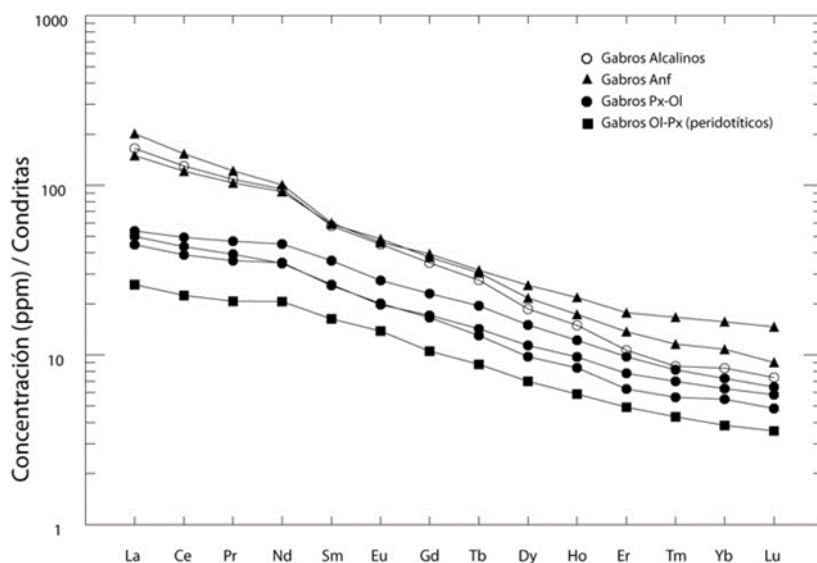


Fig. 5.9. Concentraciones de REE normalizadas-condritas de las rocas plutónicas gabroides intrusivas en la Caldera de Taburiente.

La red filoniana presenta una importante diversificación tanto petrológica, como geoquímica y temporal, (Tabla 5.4). Este hecho ha sido puesto en evidencia por diferentes autores: Hernández-Pacheco (1975), Staudigel (1981), de la Nuez (1983), Staudigel y Schmincke (1984), Staudigel et al. (1986), de la Nuez (1991).

Tabla 5.4. Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del edificio submarino (Intrusiones filonianas)

Nº Muestra	102	106	107	178	181	101
SiO <sub>2</sub>	63,59	53,20	51,69	37,65	58,69	45,09
TiO <sub>2</sub>	1,16	1,93	1,03	0,57	1,36	3,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,68	17,96	20,82	2,19	17,57	12,84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,49	4,86	2,87	5,06	2,21	5,34
FeO	1,35	2,26	1,67	8,58	2,23	5,45
MnO	0,00	0,16	0,17	0,18	0,08	0,15
MgO	0,18	2,35	0,83	29,18	1,47	7,43
CaO	0,52	5,90	4,38	6,36	2,59	11,76
Na <sub>2</sub> O	7,02	4,75	6,65	0,09	6,01	2,42
K <sub>2</sub> O	3,53	2,83	3,85	0,06	4,49	1,35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,33	0,55	0,19	0,08	0,33	0,55
H <sub>2</sub> O+CO <sub>2</sub>	1,73	2,99	6,15	9,30	2,42	5,43
Cr	8	53	8	1599	8	95
Ni	7	52	6	1209	9	88
Co	2	19	6	141	7	37
Sc	8	12	7	16	10	0
V	32	108	84	75	73	325
Cu	44	45	22	52	44	110
Pb	17	9	18	11	9	0
Zn	78	122	105	87	73	86
Sn	2,28	2,21	1,86	1,76	1,83	0,00
Mo	17,53	10,78	8,89	8,26	6,09	0,00
Rb	93	71	135	3	66	22
Cs	0,59	0,98	2,74	0,49	0,54	0,00
Ba	1086	796	908	16	695	
Sr	200	936	1429	184	318	703
Tl	0,15	0,13	0,37	0,04	0,04	0,00
Ga	29	27	35	5	26	
Li	5,95	14,02	22,77	7,68	8,17	
Be	3,21	4,27	7,65	0,71	3,11	
Ta	9,54	6,47	5,46	0,73	4,77	
Nb	144	99	136	7	65	49
Hf	12,90	10,97	13,47	0,81	8,74	
Zr	624	537	802	33	417	224
Y	34	39	21	4	29	30
Th	17,13	10,24	14,46	0,48	5,89	
U	3,86	2,41	3,79	0,17	1,46	
La	112,24	97,81	79,18	4,89	58,35	
Ce	196,05	168,74	122,29	10,57	115,65	

Tabla 5.4.(Cont) Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del edificio submarino (Intrusiones filonianas)

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

102. Dique traquítico. Bco Salto del Agua. MAGNA

106. Dique traquítico máfico. Lomo del Escuchadero. MAGNA

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

178. Brecha Dunitica. MAGNA

181. Sienita Alcalina. MAGNA

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

Tabla 5.4.(Cont) Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del edificio submarino (Intrusiones filonianas)

Nº Muestra	1	5	6	7	8	59	60	61	62	63
SiO <sub>2</sub>	39,35	41,50	40,28	38,44	35,55	52,93	51,35	53,54	47,46	47,71
TiO <sub>2</sub>	0,23	0,17	0,17	0,13	0,13	1,62	0,83	0,88	1,28	1,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,53	1,87	1,39	1,40	1,31	19,91	21,18	21,21	19,83	19,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,99	1,97	3,19	1,96	3,54	4,23	3,23	3,17	5,09	4,85
FeO	12,44	10,33	9,61	10,48	11,66	1,83	2,91	1,72	3,29	3,18
MnO	0,22	0,18	0,16	0,18	0,19	0,18	0,16	0,11	0,20	0,19
MgO	35,22	39,64	40,81	42,84	36,51	2,03	1,56	1,81	2,35	2,53
CaO	4,15	1,66	1,33	0,98	7,99	4,23	3,52	2,11	5,67	5,27
Na <sub>2</sub> O	0	0,12	0,14	0,03	0	6,25	7,30	7,59	5,43	5,56
K <sub>2</sub> O	0	0,42	0,10	0,05	0	3,79	5,82	4,03	3,82	3,68
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,33	0,30	0,40	0,78	0,94
H <sub>2</sub> O+CO <sub>2</sub>	2,28	1,39	2,07	2,33	1,86	2,40	1,77	3,34	4,71	4,81
Cr	2805	0	1574	3558	2600					
Ni	1886	2122	2514	2672	2043					
Q	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Or	0	2,48	0,59	0,3	0	22,4	34,39	23,82	22,58	21,75
Ab	0	1,02	1,18	0,25	0	37,24	16,42	40,71	32,58	36,47
An	4,17	3,32	2,87	3,54	3,57	15,08	7,84	7,85	12,98	9,76
Ne	0	0	0	0	0	8,48	24,57	12,74	7,24	5,73
C	0	0	0	0	0	0	0	1,48	2,01	2,88
Di	12,84	3,68	2,79	0,84	0	2,92	6,18	0	0	0
Hy	5,63	9,54	9,88	0,82	0	0	0	0	0	0
Ol	68,21	74,59	74,87	87,6	74,85	2,59	1,81	3,16	4,17	4,51
Mt	5,79	2,86	4,63	2,84	5,13	1,79	4,68	3,35	7,38	7,03
Il	0,44	0,32	0,32	0,25	0,25	3,08	1,58	1,67	2,43	2,37
Hem	0	0	0	0	0	3	0	0,86	0	0
Ap	0,09	0,09	0,07	0,09	0,09	0,76	0,7	0,93	1,81	2,18
cc	0	0	0	0	0	0	0	0	3,62	3,68
ID	0	3,5	1,78	0,55	0	68,11	75,38	77,27	62,4	63,95
FEMG	0,15	0,12	0,1	0,11	0,13	0	0,24	0	0,01	0,01
IP	0	0,35	0,24	0,07	0	0,72	0,86	0,79	0,66	0,67
Mg #	81,63	86,88	86,86	87,62	83,26	42,15	35,17	44,47	37,65	40,42

1. Brecha de peridotita. Bco de Las Angustias, 180 m. La Viña. HERNANDEZ-PACHECO, (1975)
5. Canto brecha de dunita. Bco Taburiente, 470 m. HERNANDEZ-PACHECO, (1975)
6. Canto brecha de dunita. Bco Taburiente, 470 m. HERNANDEZ-PACHECO, (1975)
7. Canto brecha de dunita. Bco Taburiente, 480 m. HERNANDEZ-PACHECO, (1975)
8. Canto de brecha de peridotita. Bco de Las Angustias, 180 m. La Viña. HERNANDEZ-PACHECO, (1975)
59. Sienita Nefelinica. Dos Aguas. De la NUEZ, (1983)
60. Sienita Nefelinica. Bco. de Rivaceras. De la NUEZ, (1983)
61. Sienita Nefelinica. Bco. de Rivaceras. De la NUEZ, (1983)
62. Sienita Nefelinica. Bco. de Rivaceras. De la NUEZ, (1983)
63. Sienita Nefelinica. Bco. de Rivaceras. De la NUEZ, (1983)

Tabla 5.4.(Cont) Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del edificio submarino (Intrusiones filonianas)

N° Muestra	132	269	131	144	240	243	260	286	287	288	289
SiO <sub>2</sub>	45,38	45,36	44,87	45,40	54,94	41,58	51,33	43,30	41,55	39,56	47,34
TiO <sub>2</sub>	3,16	3,40	3,28	2,53	1,05	3,23	1,09	3,37	2,46	4,47	3,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,33	14,25	14,25	16,52	16,97	13,58	21,15	13,90	11,05	13,56	14,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,84	5,09	5,64	5,09	3,03	10,42	1,05	6,44	6,58	9,34	4,97
FeO	6,83	6,12	6,43	4,31	2,10	1,65	3,10	6,13	6,24	5,42	6,62
MnO	0,18	0,17	0,16	0,22	0,16	0,16	0,17	0,19	0,19	0,22	0,21
MgO	4,87	6,12	6,35	3,35	1,91	5,46	0,89	7,61	12,30	6,17	5,22
CaO	9,96	9,38	10,31	9,34	5,97	10,17	3,23	9,56	10,66	12,27	8,52
Na <sub>2</sub> O	3,32	3,30	3,40	4,39	6,20	2,90	5,80	2,40	2,00	3,30	4,20
K <sub>2</sub> O	1,91	1,85	0,94	2,58	2,76	2,21	4,53	1,66	0,07	0,97	1,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,64	0,55	0,56	0,95	0,20	0,61	0,04	0,62	0,53	0,95	0,63
H <sub>2</sub> O+CO <sub>2</sub>	3,43	3,86	4,15	5,07	3,91	8,17	8,37	5,06	6,32	3,60	3,42
Q	0	0	0	0	1,48	3,35	0	0	0	0	0
Or	11,29	10,93	5,56	15,25	16,31	13,00	26,80	9,81	0,41	5,73	6,03
Ab	27,73	27,59	28,77	29,93	52,46	24,50	46,50	20,31	16,92	12,37	35,54
An	18,56	18,61	20,85	17,75	9,22	11,16	0	22,25	20,97	19,32	17,21
Ne	0,2	0,18	0	3,91	0	0	1,40	0	0	8,43	0
C	0	0	0	0	0,4	2,26	6,80	0	0	0	0
Di	16,29	15,18	15,48	7,53	0	0	0	10,58	17,37	26,04	12,65
Hy	0	0	3,22	0	4,76	13,60	0	10,63	12,67	0	6,34
Ol	5,16	6,97	5,2	3,4	0	0	4,10	2,9	8,57	2,31	2,74
Mt	8,47	7,38	8,18	7,28	4,25	0	1,60	9,34	9,54	5,23	7,21
Il	6	6,46	6,23	4,81	1,99	3,90	2,10	6,4	4,67	8,49	6,04
Hem	0	0	0	0,07	0,1	0	0	0	0	5,73	0
Ap	1,48	1,27	1,3	2,2	0,46	1,44	0,90	1,44	1,23	2,2	1,46
cc	2,23	1,82	2,52	4,57	6,87	12,60	4,80	2,73	2,27	0,68	1,82
ID	39,21	38,7	34,33	49,09	70,26	34,21	78,73	30,12	17,34	26,53	41,57
FEMG	0,15	0,08	0,09	0	0	0	0,53	0,03	0,05	0	0,16
IP	0,53	0,52	0,46	0,61	0,78	0,53	0,68	0,41	0,3	0,48	0,56
Mg #	44,9	53,63	52,75	43,25	44,46	50,04	30,79	56,35	67,17	47,44	48,76

132. Sill basáltico (cpx). STAUDIGEL et al., (1986)  
 269. Sill basáltico (plag). STAUDIGEL et al., (1986)  
 131. Dique basáltico. Barranco Angustias. STAUDIGEL et al., (1986)  
 144. Dique tefrítico. STAUDIGEL et al., (1986)  
 240. Dique traquítico. STAUDIGEL et al., (1986)  
 243. Dique traquibasáltico. STAUDIGEL et al., (1986)  
 260. Dique fonolítico. STAUDIGEL et al., (1986)  
 286. Dique basáltico. STAUDIGEL et al., (1986)  
 287. Dique basáltico picrítico. STAUDIGEL et al., (1986)  
 288. Dique basanítico. STAUDIGEL et al., (1986)  
 289. Dique traquibasáltico. STAUDIGEL et al., (1986)

Geoquímicamente las intrusiones filonianas presentan una amplia representación de tipologías, como se evidencia en el diagrama TAS, (Fig. 5.10), y que lógicamente no pueden ser consideradas como evolutivamente cogenéticas. Los diques de tipo basáltico cubren un amplio campo proyectivo, desde basaltos alcalinos-traquibasaltos a basanitas e incluso algunos más diferenciados de tipo tefrítico. Los de tipo traquítico presentan características geoquímicas coincidentes con la petrografía, con variaciones tipológicas desde traquitas a traquitas máficas, mientras que los fonolíticos se proyectan en el campo de las fonolitas máficas de forma más restringida. Las intrusiones sieníticas en forma de "sill" y diques-capa presentan una importante dispersión geoquímica, aunque se proyectan preferentemente en el campo tefri-fonolítico y de las fonolitas máficas. Por último, los diques ultramáficos "duníticos", quedan prácticamente relegados a la zona inferior de los basaltos picríticos. En resumen se observan claramente dos líneas de evolución, una desde basaltos-traquibasaltos a traquitas; y la otra desde basanitas-tefritas-fonolitas máficas.

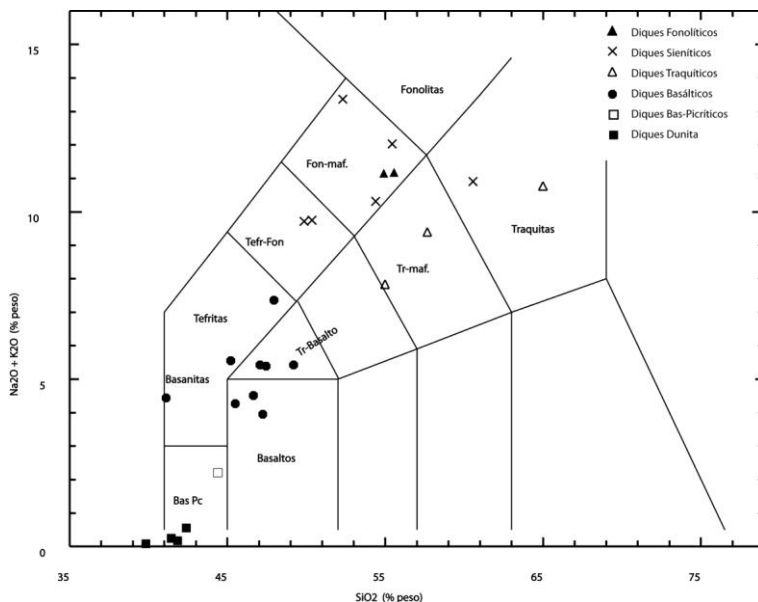


Fig. 5.10. Diagrama T.A.S. de las intrusiones filonianas del Edificio Volcánico Submarino.

La proyección conjunta de todas las tipologías en el diagrama AFM, (Fig. 5.11), tiende a su agrupación teórica con valores próximos a los obtenidos para los materiales lávicos que configuran el escudo volcánico norte de la Isla de La Palma (Edificios Garafía, Taburiente y Bejenado), con alguna dispersión dentro de los materiales basálticos y con marcado distanciamiento en lo referente a los diques duníticos.

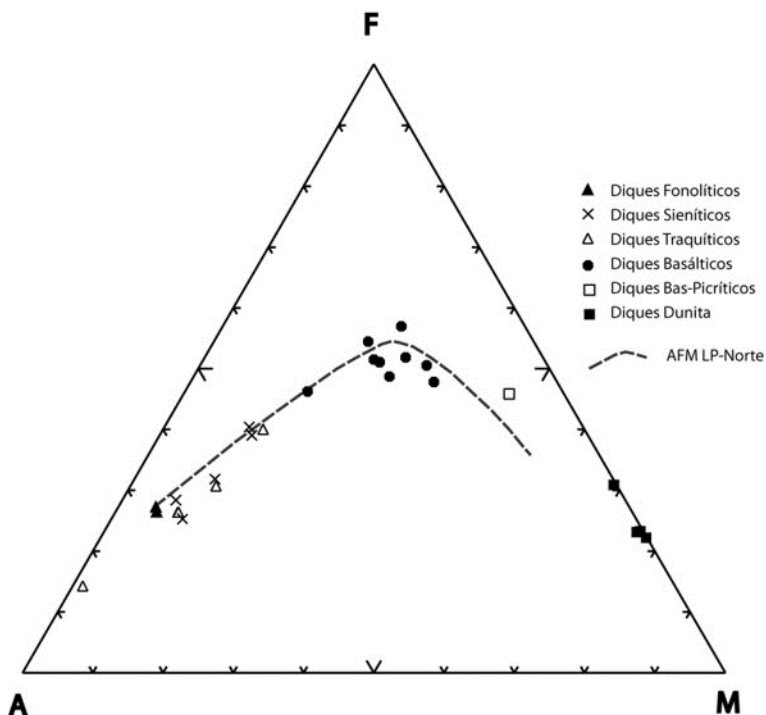


Fig. 5.11. Diagrama AFM de las Intrusiones filonianas del Edificio Volcánico Submarino.

Estas variaciones composicionales se evidencian claramente en los diagramas de confrontación de los elementos mayores y trazas frente al  $\text{SiO}_2$ , (Figs 5.12 y 5.13), en los que los diques "duniticos" quedan geoquímicamente individualizados de las restantes intrusiones filonianas, las cuales tienden a constituir una secuencia algo discontinua desde los términos basálticos a los fonolíticos. Destaca por ejemplo, la coincidencia composicional de los diques traquíticos y las intrusiones sieníticas, que difieren fundamentalmente por un mayor contenido en  $\text{Na}_2\text{O}$  probablemente relacionados con procesos de albitización.

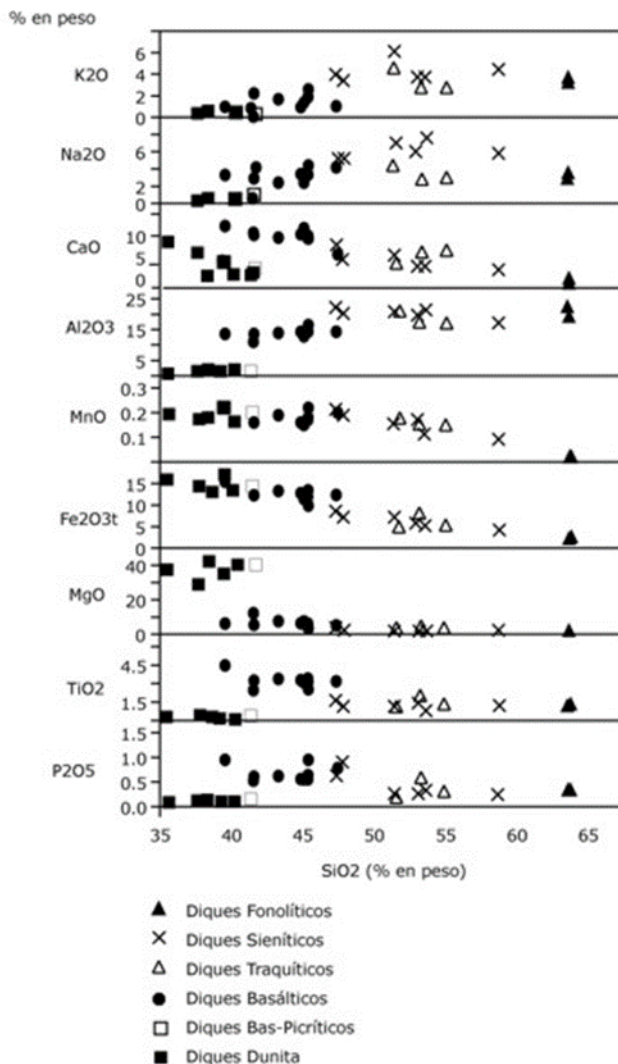
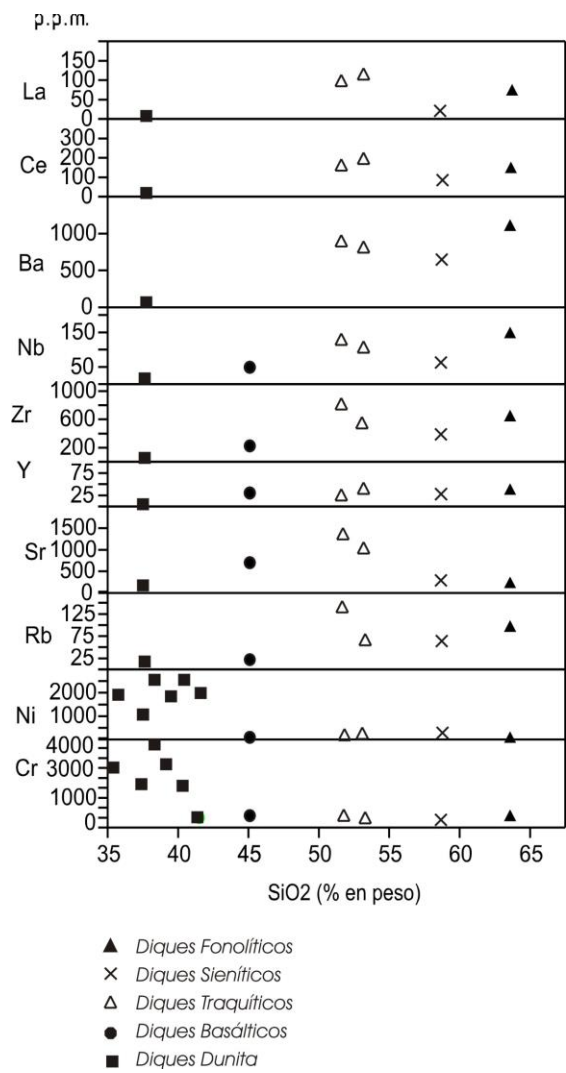


Fig. 5.12. Diagrama de variación de elementos mayores de las intrusiones filonianas del Edificio Volcánico Submarino.

Las variaciones en componentes minoritarios, (Fig. 5.13), señalan elevadas concentraciones en Cr y Ni, en relación con las intrusiones "duniticas", valores que decrecen drásticamente hacia las intrusiones tefríticas, traquíticas y fonolíticas. Estas tipologías presentan un mayor enriquecimiento relativo en elementos incompatibles, como Ba, Nb, Zr, Sr, Rb, pero con



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



En la proyección conjunta del diagrama normalizado de tierras raras (REE), (Fig. 5.14), se sintetizan las características de variación de las principales intrusiones filonianas. Los diques “duníticos”, presentan bajos contenidos de REE en consonancia con su mineralogía predominante (olivino y clinopiroxenos). Las restantes intrusiones filonianas presentan marcados enriquecimientos en REE, aunque con tendencias divergentes en función de su tipología. Los mayores incrementos en tierras raras corresponden a las intrusiones traquíticas con una marcada inflexión de Eu en coincidencia con las anomalías observadas asimismo en las intrusiones sieníticas, en posible relación con su contenido feldespático, anomalías que no afectan por ejemplo a las intrusiones traquíticas máficas, y a los diques de fonolitas máficas. Estas intrusiones fonolíticas que se caracterizan por presentar típicos enriquecimientos en tierras raras ligeras (La–Sm) y un decrecimiento generalizado del contenido en las restantes REE, con tendencias subparalelas en los términos traquíticos máficos.

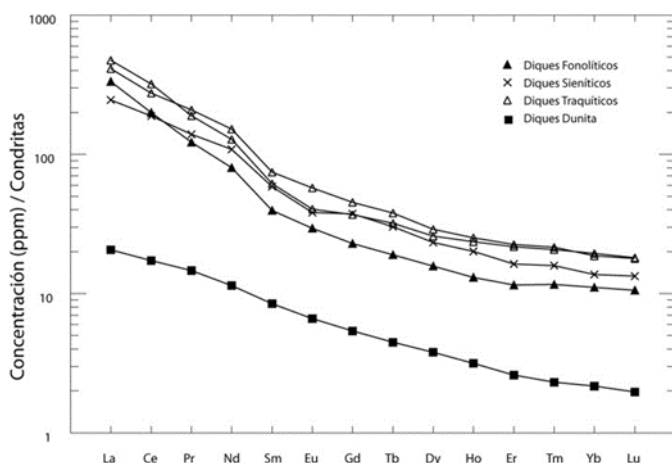


Fig. 5.14. Concentraciones de REE normalizadas-condritas de las intrusiones filonianas del Edificio Volcánico Submarino.

### 5.3. EDIFICIO VOLCÁNICO GARAFÍA: PETROLOGÍA

En este apartado se describen las características petrológicas de la Unidad (5) en referencia con las formaciones volcano-estratigráficas que se presentan en las diferentes hojas geológicas en que aparecen estos materiales.

Los materiales lávicos de estas formaciones están bien representados en los afloramientos del Pinar de Garafía, situado en la parte central del límite de las cuatro hojas geológicas (1083-I a 1083-IV) y en los afloramientos de Calderas Bermejas, Hoja de Pino de La Virgen y Montaña de los Pasos (al norte de esta hoja de San Juan de Puntallana). El muestreo se ha hecho extensivo a los afloramientos anteriormente señalados, así como de la galería de los Hombres (Ref. 92 en la Fig. 2.18), y galería Cuevitas (Ref. 86 en la Fig. 2.18).

Las características petrológicas de los materiales estudiados indican un claro predominio de su carácter basáltico aun cuando se puedan establecer diferencias litológicas significativas:

Basaltos olivínicos-augíticos, tipología muy frecuente, con variaciones texturales en cuando al contenido

de fenocristales, lo que determina diferencias texturales desde Basaltos picríticos a Basaltos afaníticos, y Basaltos olivínicos-piroxénicos-plagioclásicos.

Basaltos olivínicos-augíticos, presentan típica textura porfídica seriada con fenocristales predominantemente máficos (> 45 %), sobre una matriz microcristalina intersertal. Los fenocristales son de olivino en secciones de subidiomorfas a alotriomorfas de mayor tamaño, con frecuente aureola de alteración a iddingsita, aunque por lo general las alteraciones quedan restringidas a los bordes de los cristales, y sólo en algunos casos el proceso de alteración penetra en el interior de los fenocristales, sin que ello afecte a más del 1% de la roca. Muchos de los fenocristales de olivino presentan aspecto xenomorfo con frecuentes golfos de corrosión y microfracturas. Los fenocristales de clinopiroxeno corresponden a augitas titanadas, en secciones idio-subidiomorfas de color pardo con bordes algo rojizos, y sólo excepcionalmente algunos fenocristales de augita zonados presentan núcleos egirínico verdosos. Tanto los cristales de olivino como los piroxenos presentan una secuencia de tamaños seriados, desde los fenocristales hasta los microcristales de la matriz, siendo frecuente la presencia de microagregados piroxénicos, los cuales engloban asimismo minerales opacos en secciones microcristalinas alotriomorfas parcialmente corroídos. Los minerales opacos son frecuentes, en pequeñas secciones alotriomorfas con golfos de corrosión y tamaños seriados. Estas rocas basálticas son frecuentemente vesiculares, siendo el resto de la matriz microcristalina, a veces de tipo diabásico, constituida por listoncillos de plagioclasa maclada que encierran microcristales de clinopiroxeno, olivino y opacos.

Los Basaltos picríticos, como se ha indicado anteriormente, son una variante tipológica de los Basaltos olivínicos-piroxénicos, en los que los procesos acumulativos conllevan un elevado contenido de fenocristales máficos (50 %-58 %) del total de la roca. Predominan los fenocristales de olivino en secciones subidiomorfas-alotriomorfas de tamaños (<6 mm), muy abundantes y generalmente xenomorfos, micro-fracturados y con sombras de presión incluyendo algunos microcristales opacos, y fenocristales de augita subidiomorfos de ligero pleocroismo pardo-amarillento. Tanto los cristales de olivino como los de augita presentan una secuencia seriada desde los fenocristales hasta los microcristales que se continúan en la matriz. Los minerales opacos, relativamente frecuentes, presentan pequeñas secciones alotriomorfas aisladas y en algunos casos con fuertes corrosiones. La matriz poco vesicular es predominantemente máfica, constituida por abundantes bastoncillos de clinopiroxeno, opacos puntuales dispersos y escasos microcristales tabulares de plagioclasa.

En contraposición los términos más afaníticos, corresponden texturalmente a Basaltos afiricos, con escasos fenocristales (<20%), siendo estos de tipo feldespático y algunos máficos, sobre una matriz traquitoide. Los términos más feldespáticos, están constituidos por fenocristales idiomorfos de plagioclasa con mesocristales maclados que forman pequeños agregados. Los fenocristales de augita presentan secciones de tonos pardo-amarillentos con bordes más oscuros, mientras que los cristales de olivino son escasos y alotriomorfos. Los minerales opacos forman microcristales idiomorfos y cuadrangulares aislados. La matriz traquitoide, presenta escasas vacuolas, está constituida por microcristales tabulares de plagioclasa con orientación grosera, bastoncillos y microlitos de clinopiroxenos, microcristales de olivino parcialmente oxidados y minerales opacos puntuales.

Basaltos olivínicos-piroxénicos-plagioclásicos, esta litología se presenta en algunos afloramientos como el Barranco de los Tilos, a cota de 1365 m., y en la Galería de los Hombres en los tramos 1500, 1650 y 2100 m. Texturalmente son porfídicos seriados con numerosos fenocristales (42%-48%) sobre una matriz intercristalina que puede llegar a ser bastante vesicular. Los fenocristales de plagioclasa son frecuentes en secciones tabulares, generalmente en maclas de dos individuos de tipo albita- Karlsbad, y formando pequeños agregados de cristales prismáticos, que en algunos casos forman estructuras cruzadas y radiales. Los fenocristales de olivino pueden llegar a ser mayoritarios (~12%) en los términos más máficos, presentando secciones de idiomorfos a subidiomorfos y distribuidos de forma seriada y con ligeras aureolas de alteración poco desarrolladas que coexisten con otros fenocristales de olivino de

carácter xenomorfo en secciones de tendencia alotriomorfa de mayor tamaño, con bordes corroídos microfracturados y sombras de presión. Los fenocristales de augita titanada son cristales subidiomorfos, de suave pleocroismo algo rosado y tamaños seriados. Los minerales opacos llegan a formar pequeñas secciones subidiomorfas a alotriomorfas que gradualmente se dispersan por la matriz de la roca. Destaca la tendencia a la formación de glomeroblastos, algunos con núcleos de olivino y pequeños microcristales de augita. La matriz está constituida por micro-listoncillos de plagioclasa entrecruzada que engloban pequeños cristales de clinopiroxeno, microcristales de olivino parcialmente oxidados y opacos puntuales en secciones subidiomorfas y microlitos aciculares.

#### 5.4. EDIFICIO VOLCÁNICO GARAFÍA. GEOQUÍMICA

Los resultados analíticos de los diferentes materiales lávicos de esta Unidad (5), se presentan en la Tabla 5.5, cuya selección se ha dirigido a la caracterización geoquímica de las diferentes tipologías petrográficas establecidas, y de muestras tomadas en diferentes tramos de las Galerías de los Hombres y Galería Cuevitas.

La proyección de los datos analíticos en el diagrama clasificatorio TAS (Fig. 5.15) señala un predominio de los materiales Basálticos con sistemática presencia de hiperstena normativa y con cierta diversificación hacia términos Traquibasálticos. En su conjunto la proyección refleja una secuencia relativamente bien definida desde los términos Basálticos ol-px más frecuentes hacia los términos Traqui-Basálticos, con algunas rocas de composición intermedia basáltica-traquibasáltica. Geoquímicamente esta secuencia se caracteriza por la presencia de términos Basálticos olivínicos-piroxénicos, poco diferenciados (ID=20-24), con elevado N° de Magnesio (Mg# 72-67), lo que apoyaría el carácter relativamente primario de estos materiales, aunque los procesos acumulativos no puedan descartarse. La presencia de valores elevados de número de magnesio (Mg#~75) reflejarían la existencia de procesos acumulativos, que los encuadrarían en tipologías próximas a Basaltos picríticos. Los Basaltos olivínico-piroxénicos con plagioclasa presentan una mayor diferenciación relativa, ID=35 y Mg# 56, que suponen un estadio composicional intermedio hacia los términos traquibasálticos. Estos últimos se corresponden con la tipología de basaltos afíricos traquitoides, que presentan valores de diferenciación elevados ID=42 y Mg# 51, constituyendo los términos más evolucionados de esta unidad. En lo que respecta a los materiales basálticos ol-px correspondientes a la Galería de los Hombres presentan cierta homogeneidad composicional, con rangos de ID=23-30 ligeramente superiores a los términos basálticos más primarios de la serie, mientras que en la Galería Cuevitas, se observa una mayor diversificación, con tránsito desde Basaltos olivínicos-piroxénicos a Basaltos piroxénicos-plagioclásicos y valores respectivos ID=19-34 y Mg# 74-51.

Tabla 5.5. Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del edificio volcánico Garafía

Nº Muestra	77	78	80	134	144	157	171	170	172
SiO <sub>2</sub>	47,27	50,25	46,36	49,22	49,00	48,50	48,50	49,00	48,22
TiO <sub>2</sub>	2,72	3,37	3,24	3,21	3,04	2,34	3,39	3,04	2,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,38	14,58	10,75	16,33	14,55	11,56	14,08	14,56	8,82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,88	1,16	4,05	3,88	4,61	4,84	4,54	6,23	4,24
FeO	8,00	9,40	8,54	5,99	6,71	5,78	7,35	4,55	7,26
MnO	0,18	0,19	0,21	0,19	0,17	0,13	0,17	0,19	0,18
MgO	13,62	6,44	11,98	4,88	6,93	12,74	6,32	5,15	15,80
CaO	10,15	9,10	11,33	9,46	10,53	9,42	10,79	10,52	10,40
Na <sub>2</sub> O	2,41	3,25	2,00	4,06	2,65	2,34	2,43	2,51	2,02
K <sub>2</sub> O	0,58	1,21	0,55	1,37	0,82	0,47	0,67	0,95	0,34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,48	0,78	0,56	0,78	0,54	0,41	0,49	0,63	0,31
H <sub>2</sub> O+CO <sub>2</sub>	0,09	0,09	0,47	0,07	0,09	0,93	0,79	2,42	0,08
Cr	397	121	466	36	148	433	173	32	920
Ni	279	86	266	27	131	409	128	52	516
Co	61	44	69	36	44	54	49	37	69
Sc	28	24	31	17	25	26	28	19	29
V	310	290	363	303	330	256	351	312	242
Cu	87	88	108	38	103	76	120	89	70
Pb	2	3	3	5	3	1	4	2	1
Zn	124	126	129	133	121	117	146	117	96
Sn	1,56	2,26	1,84	3,99	3,56	3,98	5,50	4,42	3,17
Mo	1,51	6,06	2,10	3,44	1,95	1,02	1,66	1,19	0,64
Rb	17	34	27	41	25	13	31	44	9
Cs	0,19	0,72	0,34	1,06	0,22	0,71	0,68	0,61	0,04
Ba	249	577	329	484	286	149	271	334	148
Sr	653	953	699	943	700	444	637	734	381
Tl	0,02	0,04	0,03	0,03	0,01	0,02	0,01	0,08	0,01
Ga	20	23	21	25	23	19	24	22	15
Li	5,76	9,73	5,93	8,49	6,38	3,34	6,62	7,82	3,74
Be	1,62	2,23	1,91	3,46	1,70	1,37	2,09	1,76	1,24
Ta	2,79	4,87	3,90	4,60	3,25	2,07	2,95	3,71	1,80
Nb	46	65	66	85	57	34	52	64	31
Hf	5,46	7,32	6,47	7,00	5,95	5,02	5,89	5,93	3,37
Zr	217	344	266	329	258	213	250	267	134
Y	23	33	25	32	29	24	30	30	19

Tabla 5.5. (Cont) Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del edificio volcánico Garafía

Nº Muestra	77	78	80	134	144	157	171	170	172
Th	2,73	2,82	3,67	5,20	3,25	1,36	2,73	3,19	1,64
U	0,68	0,69	1,04	1,52	0,88	0,31	0,75	0,71	0,36
La	31,84	52,96	41,99	55,74	37,45	20,15	32,95	40,15	21,29
Ce	69,22	115,01	89,77	113,47	78,80	49,67	72,61	86,28	44,66
Pr	8,65	14,34	11,02	13,51	9,97	6,91	9,11	10,55	5,51
Nd	37,14	59,92	45,35	54,44	41,42	31,21	38,88	43,14	23,14
Sm	7,78	11,78	9,38	10,59	8,62	7,36	8,81	9,65	5,42
Eu	2,49	3,50	2,91	3,30	2,76	2,29	2,68	2,84	1,73
Gd	7,04	9,88	8,03	8,98	7,86	6,66	7,76	8,73	5,28
Tb	0,97	1,38	1,10	1,24	1,13	0,91	1,15	1,18	0,76
Dy	5,07	7,00	5,42	6,33	5,85	4,97	5,91	6,11	4,19
Ho	0,92	1,36	0,96	1,14	1,09	0,95	1,07	1,15	0,77
Er	2,26	3,04	2,19	2,82	2,60	2,21	2,59	2,77	1,81
Tm	0,30	0,41	0,28	0,39	0,34	0,31	0,34	0,39	0,25
Yb	1,54	2,42	1,60	2,29	2,07	1,66	1,99	2,03	1,35
Lu	0,21	0,35	0,22	0,30	0,28	0,24	0,28	0,30	0,19
Q	0,00	0,00	0,00	0,00	2,38	0,00	7,16	3,96	0,00
Or	3,43	7,15	3,25	8,10	4,85	2,78	5,61	3,96	2,01
Ab	20,39	27,50	16,92	34,35	22,42	19,80	21,24	20,56	17,09
An	18,52	21,62	18,73	22,29	25,39	19,65	25,66	25,53	14,00
Ne	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Di	22,84	15,07	26,93	15,55	18,54	19,18	17,45	19,80	28,15
Hy	6,05	15,11	10,41	0,40	12,27	22,25	4,73	10,76	14,93
Wo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ol	17,98	3,39	10,00	5,15	0,00	2,46	0,00	0,00	12,62
Mt	4,18	1,68	5,87	5,63	6,68	7,02	6,47	6,58	6,15
Il	5,17	6,40	6,15	6,10	5,77	4,44	5,77	6,44	4,06
Hem	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,77	0,00	0,00
Ap	1,11	1,81	1,30	1,81	1,25	0,95	1,46	1,14	0,72
ID	23,82	34,65	20,17	42,45	29,65	22,58	34,02	28,49	19,10
IAIc	1,32	1,46	1,26	1,53	1,32	1,31	1,32	1,28	1,28
IP	0,40	0,46	0,36	0,50	0,36	0,38	0,35	0,34	0,42
FEMG	0,15	0,34	0,16	0,15	0,14	0,07	0,00	0,18	0,11
Mg #	72,23	55,49	66,54	51,00	56,35	71,77	50,63	52,78	74,26

77. Basalto. Marcos -Cordero, colada encima de la discordancia y último manantial. MAGNA

78. Basalto (Tr-Basalto). Bco. Los Tilos, 1365 m, (debajo de Marcos-Cordero). MAGNA

80. Basalto. Cabecera Bco Franceses, seccion de Tagamentera. (Cota 1920 m). MAGNA

134. Traqui-Basalto. Edificio Volcánico Garafía.- MAGNA

144. Basalto. Galería de los Hombres 1650 m. MAGNA

157. Basalto. Galería de Los Hombres, 2100. MAGNA

171. Basalto. Galería de Los Hombres, 1500 m. MAGNA

170. Basalto. Galería Cuevitas, 2700 m. MAGNA

172. Basalto. Galería Cuevitas, 2000 m. MAGNA

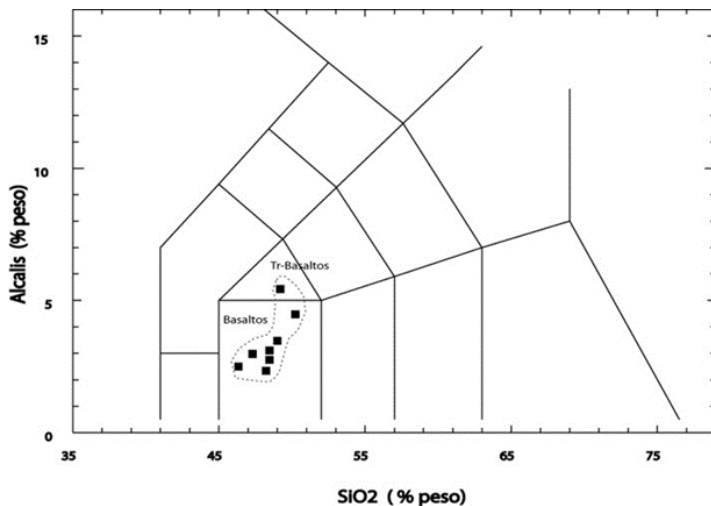


Fig. 5.15. Diagrama T.A.S. del edificio volcánico Garafia.

El diagrama evolutivo AFM (Fig. 5.16) presenta un agrupamiento bien definido en los materiales lávicos de esta unidad, con una posible secuencia evolutiva desde los términos basálticos más primarios ( $Mg\# > 60$ ) con bajas relaciones F/M, que se incrementan hacia los términos más evolucionados, ( $Mg\# < 60$ ), lo que conllevaría un incremento de la relación F/M y aumento relativo de la alcalinidad hacia los términos finales Traqui-Basálticos.

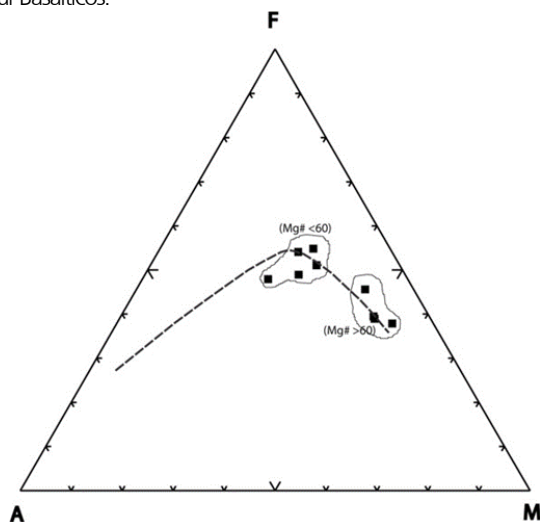


Fig. 5.16. Diagrama AFM del edificio Garafia.

Esta diversificación geoquímica se evidencia claramente en los diagramas de variación de elementos mayores respecto a los contenidos en sílice ( $\text{SiO}_2$  %), (Fig. 5.17), y en particular en la confrontación de las concentraciones de elementos menores frente al magnesio ( $\text{MgO}$  %), (Fig. 5.19), en la que los dos grupos anteriormente individualizados en el diagrama AFM, presentan diferentes tendencias de variación.

En el diagrama de variación de los elementos mayores (Fig. 5.17), se observa que con el incremento en  $\text{SiO}_2$ , decrecen de forma sistemática a lo largo de la secuencia los contenidos de hierro total ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) y  $\text{CaO}$ , acompañados con decrementos de  $\text{TiO}_2$  y  $\text{MnO}$  pero sólo en las muestras más magnésicas ( $\text{Mg\#} > 60$ ), mientras que los términos más evolucionados ( $\text{ID} > 29$ ) presentan importantes incrementos en álcalis ( $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{Na}_2\text{O}$ ),  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$  y moderados en  $\text{P}_2\text{O}_5$ .

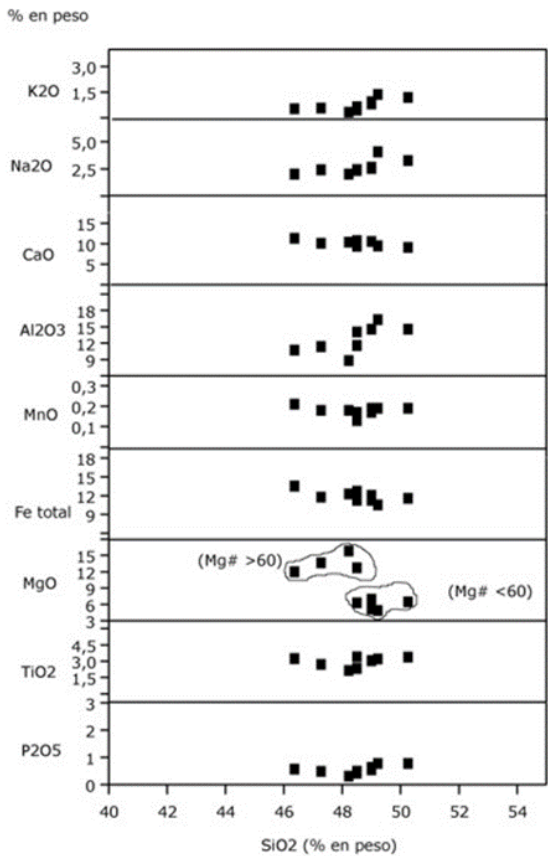


Fig. 5.17. Diagrama de variación de elementos mayores en lavas del edificio volcánico Garafía.

Estas divergencias se evidencian de forma más señalada en los diagramas de



variación de las relaciones  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y  $\text{TiO}_2$ , frente a los contenidos en  $\text{MgO}$ , (Fig. 5.18), en las que existe una clara divergencia entre las diferentes tipologías. Como se observa existe correlación positiva, aunque discontinua, entre la relación  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  y el  $\text{MgO}$ , como reflejo de un proceso de fraccionación de clinopiroxenos en toda la secuencia. Por su parte los minerales férricos sólo presentan correlaciones positivas para valores de  $\text{MgO} < 8\%$ , mientras que las variaciones en los contenidos en  $\text{TiO}_2$  son poco notables, pero siempre por debajo del límite indicado, siendo incluso opuesta para contenidos de  $\text{MgO}$  mayores al 10%. En su conjunto ello respondería a la segregación predominante de óxidos de hierro, con un menor contenido en titanio, mientras que los clinopiroxenos presentan tendencia a la fraccionación a lo largo de toda la secuencia.

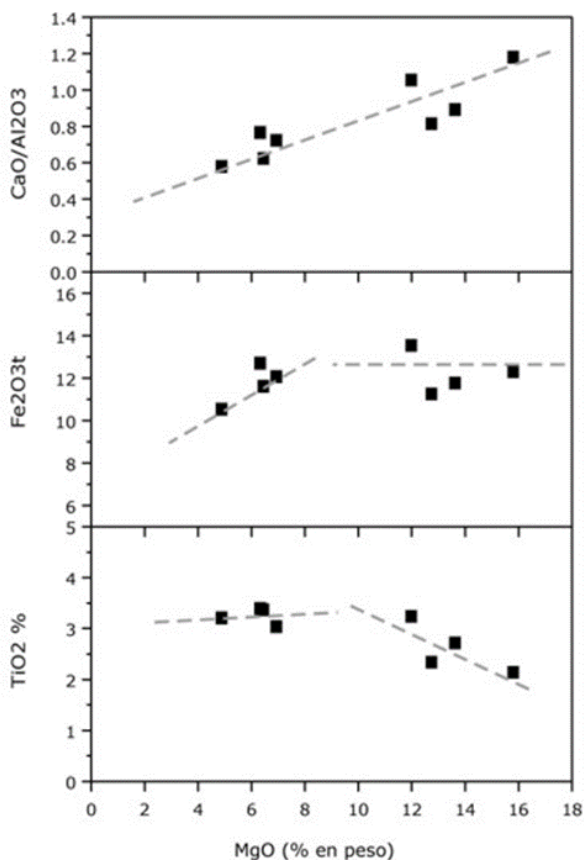


Fig. 5.18. Diagrama de variación de  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  y de elementos ferromagnesianos frente a los contenidos en  $\text{MgO}$  del edificio volcánico Garafía.

Los diagramas de variación de elementos menores respecto al  $\text{MgO}$  (Fig.5.19), confirman

la importante incidencia de la fraccionación de olivino y clinopiroxenos, que se refleja por la caída en los contenidos de Cr y Ni, por debajo del límite de contenido en MgO anteriormente señalado. Los restantes elementos menores, (Ba, Nb, Zr, Sr, Rb), incompatibles con estas fases minerales presentan claros incrementos en relación con los procesos de fraccionación, de olivinos clinopiroxenos y óxidos. La misma tendencia se observa con las variaciones de La y Ce, que sufren un cierto incremento, que afecta de forma sistemática a los contenidos en Tierras Raras, como se evidencia, en el diagrama de REE- normalizadas, (Fig. 5.20). Se observa un incremento de las concentraciones elementales, con un marcado paralelismo en toda la secuencia, en la que las relaciones más bajas ( $La/Yb \sim 12$ ) se corresponden con los términos basálticos más primarios de la Galería de los Hombres, continuado por los materiales basálticos de la Galería de las Cuevitas ( $La/Yb$  16-20), mientras que los materiales traquibasálticos más diferenciados, ( $La/Yb=24$ ), supondrían los términos más enriquecidos. Es de señalar que el rango de enriquecimiento más amplio corresponde al tramo superior de REE ligeras, ( $La/Sm$  2.7-5.3), siendo más moderado en el tramo inferior de REE, ( $Sm/Yb$  4.4-4.6), dentro de los límites establecidos para las tipologías del Edificio Volcánico de Garafía.

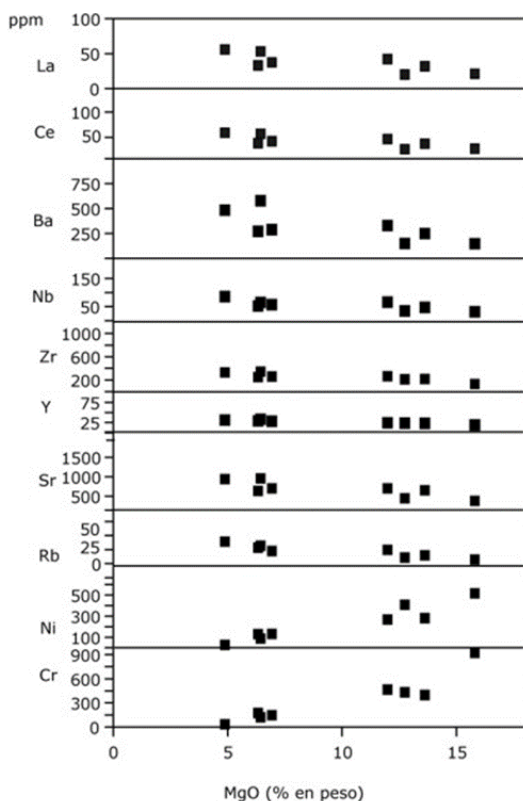


Fig. 5.19. Diagrama de variación de elementos menores del edificio volcánico Garafía

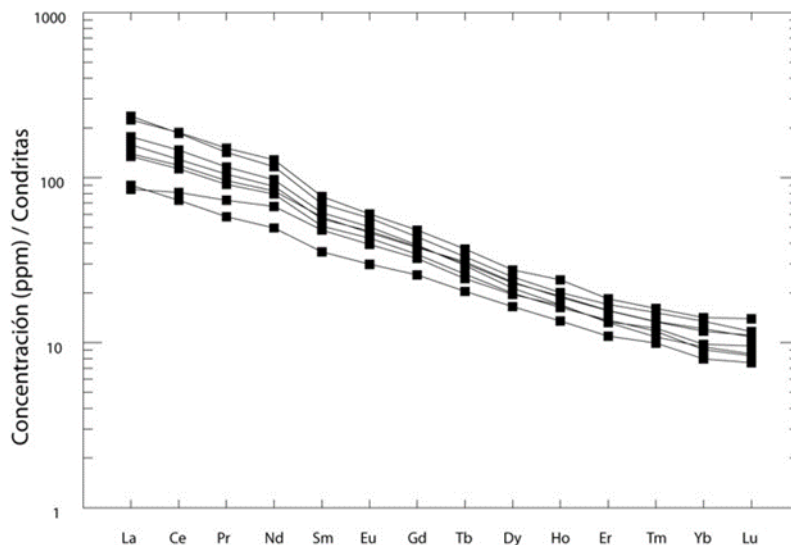


Fig. 5.20. Concentraciones de REE normalizadas-condritas de los materiales del edificio volcánico Garafía

## 5.5. EDIFICIO VOLCÁNICO TABURIENTE

### 5.5.1. Taburiente Inferior: Petrología

#### 5.5.1.1. Formaciones volcánicas (7-8)

Las formaciones lávicas que constituyen la Unidad (8), del Taburiente Inferior, presentan diversos afloramientos que se encuadran en dos escenarios geológicos diversos que temporalmente corresponden a sucesivos estadios evolutivos post-colapso de la Caldera de Taburiente.

- Coladas basálticas sobre el aglomerado de la Caldera de Taburiente.
- Materiales lávicos post-colapso discordantes sobre el Edificio Garafía.

Formación volcánica asociada al borde de la Caldera de Taburiente.-Se caracteriza por la uniformidad petrológica de los materiales emitidos, que corresponden a coladas de Basaltos olivínicos-piroxénicos con intrusiones filonianas. Los materiales lávicos basálticos presentan texturas porfídicas con numerosos fenocristales máficos (50%-60%) sobre una matriz microcristalina algo fluidal. Los fenocristales de olivino son subidiomorfos, con predominio de cristales alotriomorfos de mayor tamaño de bordes redondeados e incluso fracturados, sin que se observen alteraciones significativas. Los fenocristales de clinopiroxenos corresponden a augitas titaníferas de tonos pardo-amarillentas, en secciones idio-subidiomorfas y tamaños seriados, entre los que destacan algunos megacristales (~ 7 mm), presentando frecuentes zonados y maclas, y con la inclusión

poiquilítica de cristales de olivino, e incluso de matriz, así como pequeños microcristales de plagioclasa. Los minerales opacos son relativamente escasos, se reducen a pequeñas secciones aisladas y microcristales puntuales. La matriz microcristalina está constituida por abundantes listoncillos de plagioclasa, dispuestos de forma algo fluidal, que engloban bastoncillos de clinopiroxenos y microlitos opacos puntuales. Aun cuando la mineralogía primaria de la roca no presenta procesos de alteración significativos, sin embargo se observan numerosos procesos de rellenos de vacuolas por carbonatos y cloritas, reemplazamientos que en algunos casos afectan al interior de los fenocristales.

Los materiales filonianos que atraviesan esta formación, corresponden a basaltos olivínico-augíticos, con características litológicas semejantes a los materiales lávicos anteriormente descritos. Todos los cristales de olivino presentan procesos de iddingsitación/serpentinización que se extiende por la periferia e interior de los cristales. Algunas de las secciones de mayor tamaño, presentan aspecto xenomorfo, con bordes corroídos y algo oxidados. Las muestras han sufrido un proceso de serpentinización generalizado, que se hace más evidente en los cristales de olivino, y al igual que en las formaciones lávicas, se observa la presencia de vacuolas con rellenos de carbonatos, crecimientos radiales de clorita, escasas ceolitas y precipitaciones de hidróxidos de hierro. Ello es indicativo de la incidencia de procesos de transformaciones metasomáticas asociadas a la Caldera de Taburiente, que afectan a los materiales lávicos y filonianos del borde de la caldera.

Materiales lávicos discordantes sobre el Edificio Garafia.- Están representados por diferentes coladas basálticas que se apoyan discordantes sobre el Edificio Garafia. Sus afloramientos se sitúan alrededor de la Unidad (5), en el Pinar de Garafia, Montaña de los Pasos y los diferentes barrancos que se extienden hacia el norte y este de estas zonas. Del muestreo realizado se evidencia el carácter basáltico de todas estas formaciones, aun cuando puedan establecerse algunas diferencias texturales, que desde un punto de vista petrográfico las encuadra en las siguientes tipologías: Basaltos piroxénicos-olivínicos y Basaltos afrícos traquitoides.

Basaltos piroxénicos-olivínicos con textura típicamente porfídica seriada y proporciones variables de minerales máficos (25%-45%), sobre una matriz de micro a hipocristaliana algo vesicular. Los fenocristales de clinopiroxeno son cristales idio-subidiomorfos de augita titanífera de tamaños seriados, generalmente microzonados con ligeros tonos pardo-amarillentos y bordes más oscuros algo pleocroicos rojizos. Los cristales de olivino, subordinados a los clinopiroxenos, son idio-subidiomorfos de superficies limpias, de menor tamaño que los fenocristales alotriomorfos de origen xenomorfo con frecuentes inclusiones y bordes corroídos. Los mesocristales de feldespato son escasos en secciones prismáticas aisladas, y microcristales más frecuentes no llegan a constituir mesocristales. Los minerales opacos se presentan en pequeñas secciones de subidiomorfos a alotriomorfos normalmente dispersas por la matriz. Es frecuente la formación de microagregados cristalinos (~ 1 mm) constituidos por microcristales de clinopiroxeno, algunos formando rosetas, junto a cristales de olivino y opacos. La matriz microcristalina-intersertal, está constituida por un entramado de listoncillos de feldespato, bastoncillos de clinopiroxeno y opacos puntuales.

Aun cuando los procesos de alteración son escasos, no están totalmente ausentes, se limitan a la presencia de aureolas de oxidación-iddingsitación de los fenocristales de olivino, que en muchos casos originan infiltraciones según las líneas de exfoliación de las muestras, alteraciones relacionadas probablemente a procesos meteóricos.

La segunda tipología, Basaltos afrícos traquitoides, está bien representada en los

afloramientos occidentales del Pinar de Garafia (Mña Barbuda), y zonas más orientales de los Roques, Paso de La Hiedra (al este), y otros afloramientos puntuales en el Barranco Gallegos y Barranco de la Herradura.

Los términos afíricos más característicos presentan escasos fenocristales (<20%) sobre una matriz traquitoide. Los minerales máficos se reducen a mesocristales de augita en secciones subidiomorfos de tono pardo-amarillento, y a cristales de olivino en pequeñas secciones de subidiomorfos a alotriomorfos, quedando los minerales opacos restringidos a microcristales aislados subidiomorfos. Los minerales feldespáticos se presentan en microfenocristales tabulares algunos zonados y maclados, siendo frecuentes los minerales accesorios como apatito en microcristales tabulares o basales. La matriz de tipo traquítico, es microcristalina poco vacuolar y está constituida por micro-listoncillos de feldespato orientados según la dirección de flujo, en cuyo entramado se incluyen microlitos de clinopiroxenos y minerales opacos puntuales con pequeños restos de oxidación. Una variante de esta tipología la constituyen los términos más félsicos, con micro-fenocristales de plagioclasa (-23%) en pequeñas secciones prismáticas con desarrollo de maclas polisintéticas y minerales máficos subordinados.

#### 5.5.2. Taburiente Inferior. Geoquímica

Esta unidad se caracteriza por un predominio de los materiales de composición basáltica, aun cuando presenta una mayor diferenciación que los materiales lávicos de la Unidad Garafia.

Los datos analíticos (Tabla 5.6), comprenden las diferentes tipologías establecidas petrológicamente, y a los materiales filonianos asociados a esta unidad en el borde de la Caldera.

Tabla 5.6. Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del edificio volcánico Taburiente. Taburiente Inferior

Nº Muestra	85	148	156	167	204	217	243	263	225
SiO <sub>2</sub>	49,09	51,70	46,28	45,20	48,30	49,50	49,00	45,00	47,60
TiO <sub>2</sub>	2,40	2,26	3,25	3,11	2,71	2,68	3,51	2,99	3,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,57	18,42	16,07	12,48	11,34	12,77	14,85	12,99	11,07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,89	3,08	3,91	5,57	4,78	4,89	2,91	4,40	5,73
FeO	4,46	5,16	8,86	7,77	7,97	6,93	9,55	7,45	8,06
MnO	0,22	0,22	0,18	0,19	0,17	0,18	0,19	0,16	0,18
MgO	3,20	2,31	6,14	10,67	11,77	10,07	6,30	11,76	10,66
CaO	7,92	6,67	11,00	9,45	9,15	8,85	8,71	10,92	9,53
Na <sub>2</sub> O	4,15	6,30	2,80	2,40	2,27	2,15	2,68	2,43	1,50
K <sub>2</sub> O	1,99	2,46	1,07	0,83	0,58	0,92	1,17	0,67	0,40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,99	0,71	0,59	0,49	0,42	0,57	0,96	0,49	0,46
H <sub>2</sub> O+CO <sub>2</sub>	2,03	0,34	0,10	0,85	0,37	0,26	0,10	0,67	1,53
Cr	8	16	28	448	563	392	57	430	485
Ni	0	5	60	274	300	210	55	189	226
Co	16	13	40	65	61	56	44	54	65
Sc	7	6	22	32	31	28	22	33	40
V	126	130	332	338	325	317	346	319	375
Cu	12	14	97	97	100	88	72	122	104
Pb	6	9	3	3	3	4	5	7	4
Zn	138	143	130	143	114	127	156	102	122
Sn	3,78	4,27	3,83	3,52	2,48	2,76	3,91	2,05	2,67
Mo	4,11	4,91	1,79	1,44	1,69	2,20	2,48	8,83	1,20
Rb	63	75	22	18	20	28	37	20	14
Cs	0,75	1,67	0,79	0,70	0,19	0,29	0,42	0,75	0,25
Ba	700	735	312	250	299	356	465	313	274
Sr	1355	1307	724	660	587	730	1042	642	636
Tl	0,03	0,07	0,02	0,01	0,01	0,03	0,03	0,04	0,01
Ga	27	29	23	21	20	22	26	19	20
Li	13,69	16,46	5,75	6,55	7,49	7,82	8,83	9,80	6,15
Be	4,44	6,06	1,63	1,75	2,03	3,08	3,46	2,03	2,20
Ta	8,55	8,21	3,81	2,76	3,11	3,74	5,30	3,41	2,68
Nb	151	150	63	49	53	62	100	48	49
Hf	12,65	11,70	6,18	5,38	5,25	6,34	9,14	5,77	5,20
Zr	594	592	262	230	222	266	415	236	221
Y	46	41	30	25	24	26	36	26	24
Th	9,58	9,22	3,40	2,60	3,07	3,61	5,65	3,27	2,77
U	2,60	2,62	0,80	0,71	0,69	1,03	1,46	0,80	0,79
La	102,44	95,01	41,07	33,07	35,08	41,40	69,49	35,92	34,93
Ce	200,06	183,73	84,33	71,70	73,41	87,01	143,75	75,72	73,92
Pr	23,91	20,57	10,38	8,89	8,99	10,51	17,51	9,55	9,02
Nd	89,00	77,78	43,09	37,05	36,63	42,85	71,09	39,38	37,10
Sm	16,00	13,69	9,04	8,21	7,80	9,20	13,25	8,44	7,78

Tabla 5.6. (Cont) Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del edificio volcánico Taburiente. Taburiente Inferior

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

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

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

156. Basalto. Mña Barbuda. Taburiente Inferior. MAGNA

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

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

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

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

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

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

Su clasificación geoquímica se presenta en el diagrama TAS (Fig. 5.21) en la que se observa el carácter predominante basáltico de los materiales lávicos y filonianos, con marcadas diversidad hacia términos traqui-basálticos. Destaca en algunas muestras los bajos contenido en SiO<sub>2</sub> lo que las aproxima al campo basanítico.

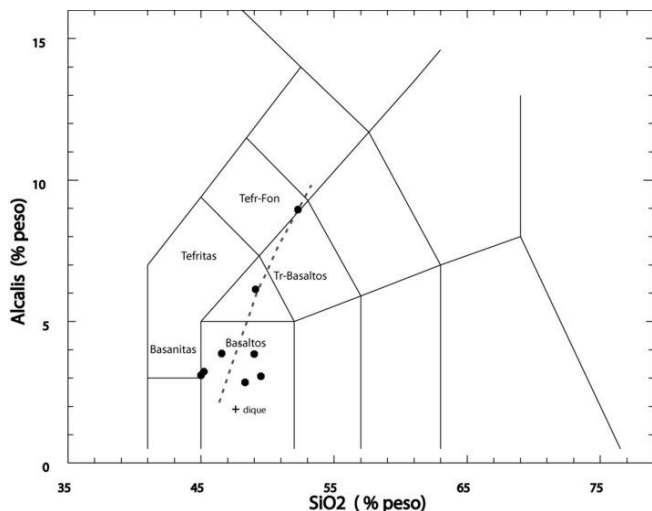


Fig. 5.21. Diagrama T.A.S. del edificio volcánico Taburiente Inferior.

Los materiales lávicos más primarios estarían representados por Basaltos piroxénicos-olivínicos de la parte inferior del Barranco de los Hombres y del Barranco de los Franceses, siendo materiales poco diferenciados, con valores de ID = (23-26) y Mg# (68-63). Los términos basálticos algo más evolucionados estarían representados por Basaltos afíricos, con valores de índice ID = (30-31) y Mg# (50-51), algo alejados de los anteriormente considerados como primarios. Siguiendo una posible pauta evolutiva se presentan los traquibasaltos de la cabecera del Barranco de los Franceses y los del Barranco de los Gallegos, algunos de cuyos términos afíricos traquitoides se aproximan geoquímicamente al campo de las tefritas máficas. Estas tipologías traquibasálticas se caracterizan por elevados índices de diferenciación (ID = 47-60) y bajos valores de Mg# (40-37), por lo que supondrían los términos más diferenciados de la unidad Taburiente inferior. En lo que respecta a los materiales filonianos, corresponden a basaltos olivínicos-piroxénicos de carácter relativamente primario (Mg# 62) con bajos índices de diferenciación (ID = 20).

En el diagrama AFM, (Fig. 5.22), se presenta una posible secuencia evolutiva, desde los primeros estadios con términos basálticos más primarios, que se caracterizan por bajas relaciones de F/M, que se incrementan hacia los términos basálticos más evolucionados, sin que estas variaciones supongan incrementos significativos de la alcalinidad. Los siguientes estadios hacia los términos traquibasálticos/tefríticos suponen un incremento notable de la alcalinidad en detrimento de los componentes ferromagnesianos.



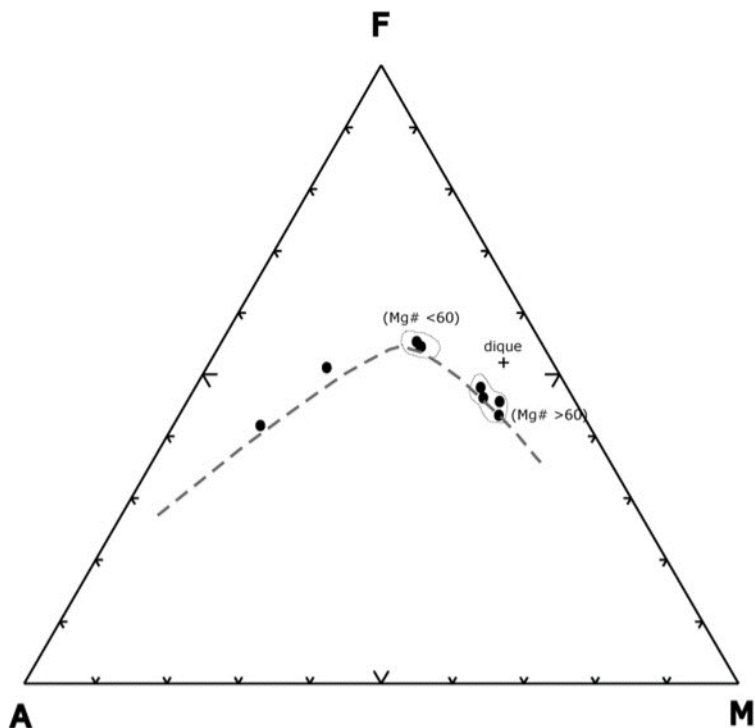


Fig. 5.22. Diagrama A.F.M. del edificio volcánico Taburiente inferior.

Este comportamiento evolutivo se refleja en los diagramas de variación de los elementos mayores y menores, aun cuando las pautas de comportamiento difieren entre términos próximos al límite basanítico y los basálticos que tienden a agruparse de forma más definida con los términos más evolucionados. La confrontación de los elementos mayoritarios respecto a los contenidos en  $\text{SiO}_2$ , (Fig. 5.23) pone de manifiesto una tendencia negativa en los contenidos de elementos ferromagnesianos,  $\text{TiO}_2$  y  $\text{CaO}$ , mientras que tienden a incrementarse los contenidos en álcalis ( $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{Na}_2\text{O}$ ),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y algo más moderadamente en  $\text{P}_2\text{O}_5$  y  $\text{MnO}$ , destacando la falta de correspondencia entre los contenidos de  $\text{MgO}$  y los valores de  $\text{SiO}_2$ .

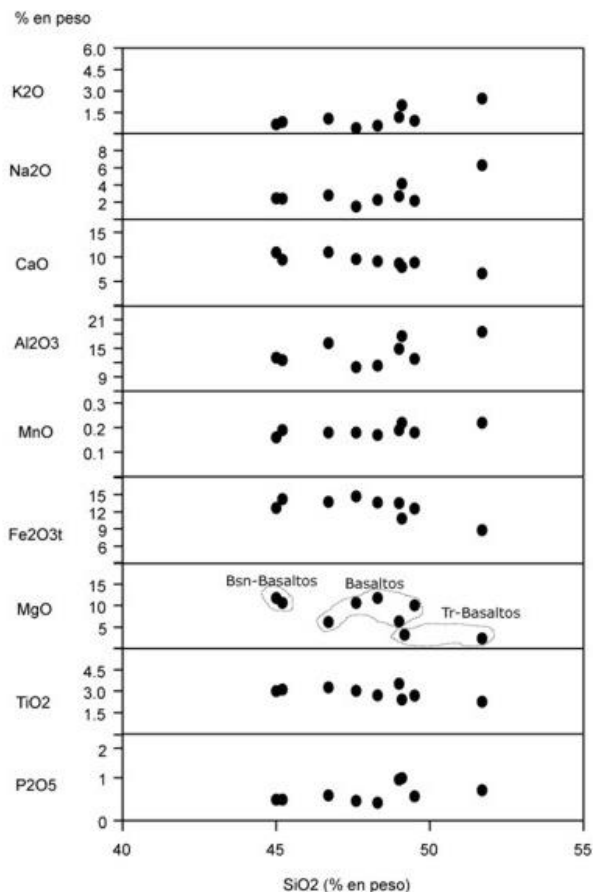


Fig. 5.23. Diagrama de variación de elementos mayores en lavas del edificio volcánico Taburiente Inferior.

La variación de las relaciones  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$  y  $\text{TiO}_2$ , frente a los contenidos en  $\text{MgO}$ , (Fig.5.24) señala un claro agrupamiento de las diferentes tipologías, como ya señalaba en el diagrama AFM. Como se observa existe correlación positiva entre la relación  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  y el  $\text{MgO}$ , como reflejo de un proceso de fraccionación de clinopiroxenos en toda la secuencia. Los óxidos férricos-titaníferos presentan cierto paralelismo, en correspondencia con la fraccionación de óxidos de Fe-Ti para contenidos de  $\text{MgO}$  menores al 6 %.

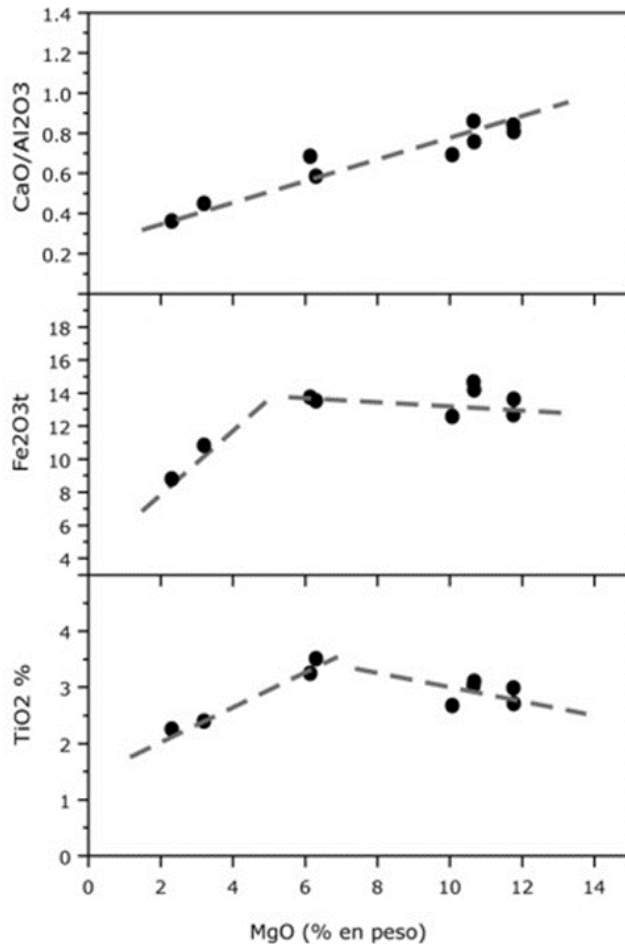


Fig. 5.24. Diagrama de variación de las relaciones  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ , y de elementos ferromagnesianos frente al contenido en  $\text{MgO}$  del Edificio volcánico Taburiente inferior

Los diagramas de variación de elementos menores respecto al  $\text{MgO}$ , (Fig.5.25), confirman la importante incidencia de la fraccionación de olivino y clinopiroxenos, como se refleja por la caída en los contenidos de  $\text{Cr}$  y  $\text{Ni}$ , por debajo del límite ( $\text{MgO} < 6\%$ ) anteriormente señalado. Los restantes elementos menores, ( $\text{Ba}$ ,  $\text{Nb}$ ,  $\text{Zr}$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{Rb}$ ), típicamente incompatibles con estas fases minerales presentan claros incrementos en relación con los procesos de fraccionación de olivinos, clinopiroxenos y óxidos, proceso que conlleva asimismo incrementos de  $\text{La}$  y  $\text{Ce}$ .

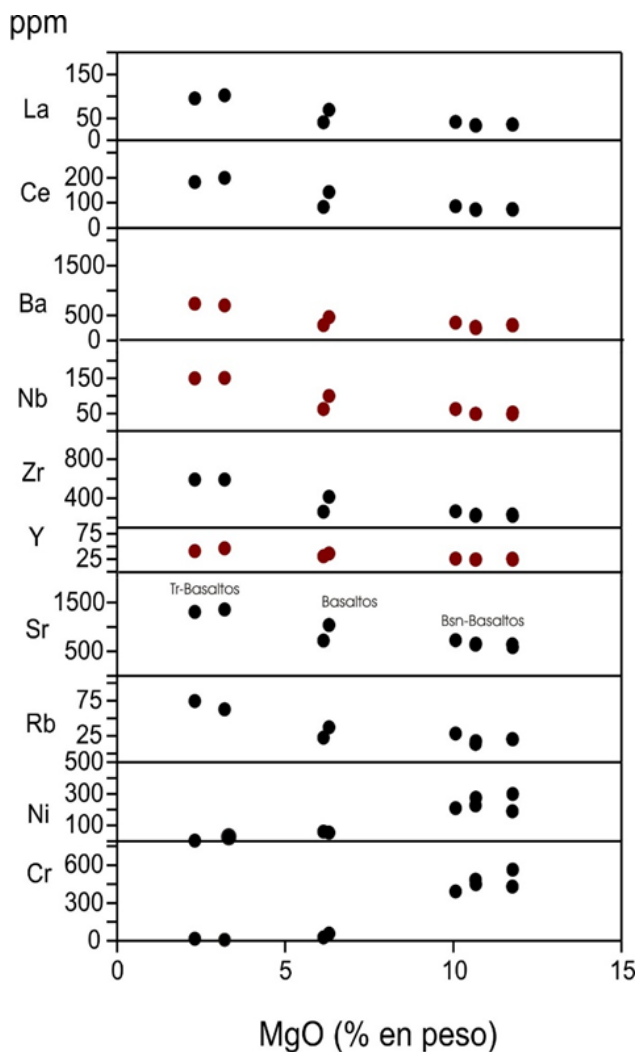


Fig. 5.25. Diagrama de variación de elementos menores frente al MgO del Edificio volcánico Taburiente inferior

Estos enriquecimientos afectan de forma sistemática a los contenidos en Tierras Raras, como se observa en el diagrama de REE-normalizadas, (Fig. 5.26). Destaca una tendencia subparalela, con clara separación desde los términos basaníticos-basálticos, respecto a los términos traquibasálticos más evolucionados, pero con ausencia de anomalías significativas. Los términos menos enriquecidos (La/Yb=17), corresponden a basaltos-basaníticos poco diferenciados (ID=24), que contrastan con los valores de relación (La/Yb -

31) de los materiales traquibasálticos más diferenciados. Estos incrementos son siempre notables pero afectan de forma más evidente al tramo superior de las Tierras Raras ligeras (La/Sm 4.3 -6.4) en relación con las Tierras Raras pesadas (Sm/Yb 4.0-4.9), en el rango de las tipologías previamente establecidas para la unidad Taburiente Inferior.

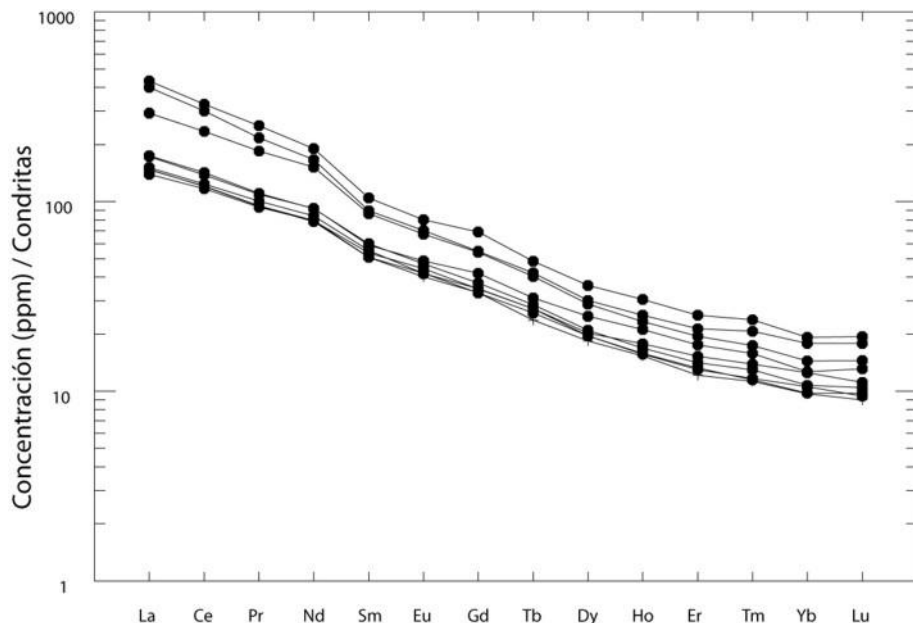


Fig. 5.26. Concentraciones de REE normalizadas-condritas de los materiales del edificio volcánico Taburiente inferior.

### 5.5.3. Taburiente Superior: Petrología.

#### 5.5.3.1. Centros de emisión y depósitos hidromagmáticos (10)

Los afloramientos correspondientes a la unidad [10], están restringidos a la zona de la Galga al noreste de la hoja de San Juan de Puntallana, y sus características de yacimiento se han presentado en el apartado (2.4.2.2). Dada la heterogeneidad composicional de los materiales emitidos se han muestreado diversos puntos, en función de las características de compactación de la toba, facies suelta (muestra 56) y dura (muestra 57) a la cota de 770 m.

La roca presenta textura tobácea y aspecto ignimbrítico en la facies más consolidada, está constituida por numerosos líticos constituidos por cantos subredondeados (3.7-0.3 mm) de composición predominantemente basáltica, algún fragmento aislado de acumulado piroxénico, y numerosos fragmentos de cristales máficos: clinopiroxenos, olivinos oxidados, minerales opacos, y cristales juveniles de anfíboles, y de biotita en secciones tabulares idiomorfas, cementados por una pasta hipo-microcristalina con numerosas recrystalizaciones en vacuolas y espacios intracrystalinos. Los fragmentos volcánicos varían

desde tipologías basálticas olivínicas (de tipo ankaramítico) con restos de olivinos total o parcialmente oxidados/iddingsitizados y de clinopiroxenos menos alterados. Vidrios volcánicos amarillentos con bordes rojizos parcialmente o totalmente oxidados. Basaltos casi vítreos con escasos microcristales de feldespato y otros hipocristalinos con fenocristales de plagioclasa macladas y de tipo traquibasáltico constituidos por una matriz feldespática con escasos minerales máficos. La matriz microcristalina que rellena los espacios entre los fragmentos líticos de la toba, es predominantemente de composición basáltica con numerosos fragmentos cristalinos que corresponden a restos de clinopiroxenos de tipo augítico de tonos pálidos; algunos cristales de olivino oxidados e inclusiones de opacos; fragmentos de anfíboles con pleocroismo amarillo-verdoso, cristales laminares de biotita y cloritas, y minerales opacos frecuentes así como otros oxidados rojizos. Todos estos fragmentos líticos y minerales se hallan cementados por una pasta amarillenta amorfa casi vítrea, con numerosas vacuolas (< 0.4 mm) presentan las paredes internas tapizadas por ceolitas y con procesos de reemplazamiento por recristalizaciones de carbonatos.

#### *5.5.3.2. Coladas de lavas basálticas (11)*

Los materiales lávicos que constituyen el escudo volcánico Taburiente superior, Unidad 11, cubren la mayor parte del norte de la Isla de La Palma, estando solamente limitados por la Caldera de Taburiente y las formaciones volcánicas de Garafía. El muestreo efectuado de las diferentes formaciones lávicas, pone en evidencia el carácter basáltico predominante de la unidad, aun cuando petrológicamente puedan establecerse importantes diferencias mineralógicas y texturales que petrológicamente las encuadran en las siguientes tipologías: Basaltos olivínico-piroxénicos, Basaltos olivínicos-piroxénicos-plagioclásicos, Basaltos anfibólicos y Tefritas haüynicas.

**Basaltos olivínicos-piroxénicos**, son los que presentan mayor distribución espacial, se caracterizan por su típica textura porfídica seriada con numerosos fenocristales (40-55%) sobre una matriz microcristalina intersertal. Los fenocristales de olivino, algunos idio-subidiomorfos, en frecuentemente cristales alotriomorfos de aspecto xenomorfo, con microfracturas y golfos de corrosión. Los fenocristales de clinopiroxeno son mayoritarios respecto a los cristales de olivino, corresponden a cristales de augita en secciones idio-subidiomorfas de colores amarillo pálido y bordes más oscuros titaníferos, algunos de gran tamaño (> 6 mm) y otros en secciones alotriomorfas de tamaños seriados. En las secciones basales se observan microzonados, con frecuente presencia de golfos de corrosión y con inclusiones de cristales subredondeados de olivino. Los minerales opacos forman pequeñas secciones subidiomorfas aisladas y otras alotriomorfas con bordes dendríticos de corrosión. La matriz de la roca es poco vesicular, generalmente máfica con incipientes microlitos de feldespato, bastoncillos de clinopiroxenos y opacos puntuales muy frecuentes. En algunos casos se observa dentro de la matriz algunos puntos rojizos como resultado de procesos de oxidación de microcristales de olivino.

**Basaltos olivínico-piroxénicos con plagioclasa**. Son una variante de la tipología anteriormente indicada, aun cuando el desarrollo de los fenocristales feldespáticos es significativo. Presentan típica textura porfídica con fenocristales que varían del 35%-43% sobre una matriz microcristalina intersertal. Los cristales de olivino se presentan en secciones idio-subidiomorfas con escasas alteraciones, y fenocristales de augita titanífera, en secciones idio-subidiomorfas macladas y microzonadas de color pardo-amarillento con bordes más oscuros visibles en las secciones zonadas. Los fenocristales de plagioclasa se presentan en cristales prismáticos, formando maclas de albita-karlsbad y en otras

secciones de mayor tamaño subidiomorfas zonadas con núcleos que incluyen clinopiroxenos y opacos. Los minerales opacos, relativamente frecuentes, se presentan en secciones idio-subidiomorfas aisladas de pequeño tamaño corroídas en parte. Es frecuente la tendencia a la formación de glomérulos constituidos por feldespatos y clinopiroxenos, a los que se asocian minerales opacos y algún cristal de olivino. La matriz poco vacuolar es frecuentemente casi holocristalina, está constituida por microcristales tabulares de plagioclasa y listoncillos de feldespato que forman un entramado que encierran microcristales de clinopiroxeno augítico y opacos puntuales.

Algunas de estas tipologías basálticas porfídicas olivínicas-piroxénicas, podrían encuadrarse dentro de la terminología de "Basaltos picríticos", por el elevado contenido en fenocristales (~67%) algunos de gran tamaño (>5mm), lo que confieren a la muestra un aspecto acumulativo. Los fenocristales de olivino varían de subidiomorfos a alotriomorfos siendo éstos más abundantes y de mayor tamaño, con bordes subredondeados y algo microfracturados pero sin que se observen procesos de alteración. Los fenocristales de clinopiroxeno son augitas con cierto subidiomorfismo, llegando a constituir megacristales. Las secciones presentan ligero colorido amarillo dorado a pardo con incipiente pleocroismo pardo y bordes más oscuros en los cristales microzonados. El carácter acumulativo se hace patente por el desarrollo de cristales máficos sin casi matriz intercristalina. Los minerales opacos con frecuentes golfos de corrosión, en manchas aisladas y microcristales incluidos en los cristales de clinopiroxeno.

En contraposición con esta tipología de carácter acumulativo es muy frecuente la presencia de Basaltos afíricos, aflorantes en diversos puntos de Cumbre Nueva y zona occidental, en la Hoja de Pino de La Virgen. Textualmente presentan escasos fenocristales y su matriz varía de hipocristalina máfica a microcristalina felsítica, diferencias algunas veces más de tipo textural que composicional, ya que es frecuente la presencia de tipologías con características texturales intermedias.

**Basaltos afíricos máficos** presentan escasos fenocristales (<20%) sobre una matriz hipocristalina. Destacan mesocristales alotriomorfos de olivino en secciones con ligero borde de oxidación, y pequeños cristales alotriomorfos de augita, destacando algún fenocristal xenomorfo de anfíbol con fuertes aureolas de reacción. Los minerales opacos, se presentan en microcristales subidiomorfos a alotriomorfos o formando pequeños agregados. La matriz algo vesicular es microcristalina, constituida por escasos microlitos feldespáticos, en cuyo entramado se desarrollan clinopiroxenos y opacos puntuales.

Basaltos afíricos traquitoides, presentan asimismo escasos fenocristales que suponen (<17%) de la roca. Estos se reducen a pequeños cristales de feldespato en secciones tabulares algunos macladas, microcristales de augita, escasos o ausentes cristales de olivino y minerales opacos idio-subidiomorfos. La matriz predominante es microcristalina poco vacuolar, constituida por numerosos listoncillos de feldespato (~ 47%) que forman un entramado de microcristales con flujo grosero. En este entramado se observan algunos bastoncillos de clinopiroxeno, opacos subidiomorfos puntuales, cristales de apatito y microcristales de olivino parcialmente oxidados. Los términos más diferenciados dentro de esta tipología, Basaltos afíricos felsíticos, se caracterizan por el predominio de fenocristales de feldespatos (~20 %), con escasa presencia de minerales máficos: clinopixenos y opacos. Los fenocristales de plagioclasa se presentan bien con hábito tabular maclados polisintéticamente o en secciones alotriomorfas zonadas, pero siempre formando pequeños glomérulos feldespáticos. Los cristales de clinopiroxeno son augíticos, en secciones subidiomorfas de tonos pardo-amarillentos y bordes algo más oscuros. Los minerales opacos son cuadrangulares o rómbicos bastante idiomorfos en secciones

normalmente asociadas a los cristales de augita y plagioclasa. La matriz está constituida por listoncillos de feldespato que forman un fino entramado en el que se desarrollan pequeños listoncillos de clinopiroxenos y opacos. En este entramado se observa la presencia de pequeñas secciones de minerales rojizos oxidados que podrían corresponder a olivinos alterados. En algunas zonas intercrystalinas de la matriz se observan procesos de desvitrificación incipientes que no llegan a constituir fases minerales identificables.

**Basaltos anfíbólicos**, están constituidos por fenocristales (~35%), de clinopiroxeno, anfíboles y minerales opacos, con textura porfídica seriada sobre una matriz microcristalina fluidal. Los fenocristales de clinopiroxenos, son augitas idio-subidiomorfos con ligero pleocroismo pardo-amarillento (algo rosados) en coexistencia con cristales microzonados de núcleos verdosos egirínicos. Los fenocristales de anfíbol, varían de subidiomorfos a alotriomorfos, con algunas secciones macladas y fuerte pleocroismo de amarillo-dorado a rojizo. Sistemáticamente presentan aureolas de reacción-reabsorción, siendo este proceso a veces total con la formación de pseudomorfos. Los minerales opacos, relativamente frecuentes, forman pequeñas secciones algunas subidiomorfos con golfos de corrosión. Es frecuente que los minerales máficos tiendan a formar agregados y asociaciones microcristalinas, con la presencia de cristales de apatito en secciones prismáticas y basales. La matriz presenta algunos cristales tabulares de plagioclasa maclados, en cuyo entramado se observan pequeños listoncillos de feldespato, bastoncillos de clinopiroxeno y opacos puntuales.

**Tefritas haüynicas máficas**, presentan escasos afloramientos en esta unidad, y sus características petrológicas son semejantes a las de los basaltos anfíbólicos. Predominan las texturas porfídicas con fenocristales de anfíbol, algunos clinopiroxenos y opacos, así como cristales de haüyna sobre una matriz hipocristalina. Los fenocristales de anfíbol (kaersutitas), presentan secciones subidiomorfos de pleocroismo pardo-rojizo y total ausencia de procesos de oxidación. Los cristales de clinopiroxeno son más escasos, se presentan en secciones subidiomorfos de tonos pálidos y con escasos procesos de corrosión. Los minerales opacos, forman pequeñas secciones subidiomorfos, algunas poligonales, cristalizan asociadas a otros minerales máficos o formando pequeños agregados. Los microfenocristales de feldespatoideos, son secciones de haüyna de tonos azulados y frecuentes aureolas de alteración. Prácticamente no se observan fenocristales de feldespato (<1 %), que se reducen a microcristales aislados que llegan a confundirse con los de la matriz, y microcristales de apatito como minerales accesorios. La matriz algo vacuolar está constituida por algunos listoncillos de feldespato, microcristales de clinopiroxeno y opacos puntuales. En los espacios intercrystalinos, y como rellenos de vacuolas, se observa la cristalización de ceolitas, algunas con estructuras radiales.

Se evidencian posibles procesos de mezcla reflejados por discontinuidades texturales de la matriz, con zonas más oscuras y vítreas, rodeadas por otras zonas claras de mayor cristalinidad, "procesos de mezcla" más evidentes en los basaltos piroxénicos-anfíbólicos.

En general los procesos de alteración que afectan a los materiales lávicos del Taburiente superior, no están extendidos de forma generalizada. Localmente algunos basaltos olivínicos-piroxénicos vacuolares, presentan procesos de oxidación-iddingsitización de los cristales de olivino, a veces bastante extendidos que pueden afectar hasta el 4% de la roca, pero solo en forma de cercos externos de oxidación y con mayor desarrollo en los microcristales de olivino de la matriz.. En otros casos, como en los afloramientos basálticos de La Fajana al norte de Barlovento, los procesos de alteraciones no afectan a los minerales primarios, pero los materiales lávicos sí están afectados por infiltraciones externas de carbonatos y minerales de hierro, que dan lugar a vacuolas rellenas de



carbonato cálcico y de minerales ferruginosos.

La secuencia litológica muestreada del Barranco del Jurado presentaría una secuencia casi completa, en la que están representadas las principales tipologías establecidas:

Cota	Muestra	Tipología
0 m.	183	Basaltos afíricos máficos
140 m.	184	Basaltos olivínico-piroxénicos
225 m.	187	Basaltos olivínico-piroxénicos con plagioclasa
260 m.	188	Basaltos afíricos felsíticos
265 m.	189	Tefritas haüynicas

### 5.5.3.3. Formaciones subvolcánicas (12)

Los gabros alcalinos y algunos gabros olivínicos serían términos profundos de algunos de los tipos petrológicos indicados para el edificio Taburiente. No obstante, las características geoquímicas de estos materiales se presentan en el apartado 5.2, junto a las restantes rocas intrusivas. Los gabros alcalinos son rocas mucho más escasas que los gabros y gabros olivínicos de la formación submarina. El término gabro alcalino engloba a gabros con nefelina (< 10%), teralitas (con plagioclasa y nefelina) y melteigitas (con nefelina y feldespato alcalino), aunque también habría que incluir los diferenciados de los anteriores como sienitas y sienitas nefelínicas, ya que estos últimos tipos sólo aparecen como venillas y segregaciones de las rocas anteriores. Todos ellos tienen en común su escasa alteración hidrotermal y su aparición como cuerpos plutónicos de varias decenas de metros, poco atravesados por diques.

Los **gabros alcalinos y teralitas** sólo se diferencian en el contenido en nefelina (menor o mayor del 10%). Además contienen olivino, augita y plagioclasa, más escasamente, kaersutita, biotita, apatito y opacos. Generalmente predominan los ferromagnesianos sobre los leucocráticos, por lo que la textura suele ser ofítica. El olivino no está muy desarrollado (< 3 mm), no suele estar apenas alterado y siempre es menos abundante que la augita. Este último mineral se presenta en cristales idiomorfos a subidiomorfos, seriados entre <1 cm y microscópicos, es de tonos marrones y amarillentos, fuertemente zonada, incluso con bordes de color verde. Algunas de ellas están algo transformadas a kaersutita. La plagioclasa presenta términos desde tipos del 60%-70% de anortita hasta casi albiticos, con toda la gama de variación intermedia. En general está poco desarrollada (< 5 mm). La kaersutita y la biotita son escasas (< 3%) y generalmente asociadas a augita y a olivino, respectivamente. La nefelina no suele ser abundante y generalmente se encuentra alterada a zeolitas o a un agregado micáceo. En algunas muestras el feldespatoide que aparece es analcima. Además, pueden ser comunes pequeñas proporciones, generalmente menores del 1%, de clorita, epidota, albita, esfena, actinolita, calcita, etc.

Las melteigitas son rocas que contienen augita y nefelina como esenciales, y feldespato alcalino (anortosa y ortosa), olivino, kaersutita, biotita, apatito y opacos como accesorios. La textura es porfídica y seriada. La augita se presenta en grandes cristales de hasta 2 cm o bien en cristales en la matriz. Se encuentran fuertemente zonados con bordes marrón más oscuro o verdes (ligeramente más sódicos). Los cristales de la matriz suelen ser de tonos verdes. Suelen tener abundantes inclusiones de opacos y de olivino. La nefelina puede llegar al 50% de abundancia, casi siempre alterada a minerales micáceos. Cuando existe, el olivino suele ser de escaso tamaño (< 2 mm) y estar transformado a opacos, clorita o biotita. El feldespato alcalino suele aparecer en las variedades más leucocráticas, pudiendo

coexistir ortosa y anortosa. La kaersutita y la biotita son bastante escasas y proceden de la transformación de augita y olivino, respectivamente. En algunos casos suelen ser relativamente abundantes los cristales de apatito (2-3%) y de opacos (hasta el 8%).

Las sienitas y sienitas nefelínicas forman segregaciones y vénulas asociadas a los gabros alcalinos y melteigitas. Presentan tres componentes esenciales: anortosa, nefelina y augita y varios accesorios como biotita, kaersutita, analcima, apatito y opacos. Las características mineralógicas son muy similares a las de los grupos anteriores, aunque con augita alrededor del 10% de abundancia y anortosa y nefelina en cantidades variables, formando casi todo el resto.

#### *5.5.3.4. Coladas de lavas terminales diferenciadas [13]*

Los afloramientos de estos materiales, Unidad (13), corresponden a diversas coladas aflorantes en el borde oriental y occidental de La Caldera de Taburiente, descritos en el apartado (2.4.2.4). Del estudio petrográfico de diferentes muestras correspondientes a distintos afloramientos se evidencia cierta diversidad mineralógica y textural que las encuadra en las siguientes tipologías:

**Tefritas máficas.** Se caracterizan por un mayor predominio de fenocristales de minerales máficos (17%-27%) en relación al contenido en feldespatos/foides (4%-10%). Estos materiales lávicos están bien representados en los afloramientos del Roque Palmero y Pico de Piedra Llana. Presentan texturas porfídicas con fenocristales de clinopiroxenos, anfíboles, minerales opacos y algunos cristales tabulares de feldespato, sobre una matriz traquita fluidal. Los fenocristales de clinopiroxeno, se presentan en forma de secciones subidiomorfos de augita de tonos pardo-amarillentos, frecuentemente microzonados con ligero pleocroismo rosado, y algunas secciones aisladas que presentan bordes más verdosos. En esta tipología es frecuente la formación de glomérulos y micro-agregados piroxénicos constituidos por microcristales de augita, opacos y accesorios. Los fenocristales de anfíbol de hábito tabular y secciones seriadas, presentan fuerte pleocroismo amarillo-dorado a pardo rojizo, sin que se observen aureolas de alteración como en el Pico de Piedra Llana, que contrasta con lo observado en el Roque Palmero donde los procesos de inestabilidad de anfíboles es sistemática, con el desarrollo de aureolas de reabsorción que conduce a la presencia de pseudomorfos que llegan a ocupar hasta el 4% de la roca. Los microcristales de feldespatos, relativamente poco frecuentes, se presentan como listoncillos que se llegan a confundir con los microlitos aciculares de la matriz. Los feldespatoideos de tipo haüyna, son frecuentes en el Pico de Piedra Llana (~10%), en pequeñas secciones euhedricas hexagonales azuladas o formando micro-agregados, así como en secciones anhédricas pero sin procesos de alteración. Como minerales accesorios son frecuentes los microcristales de apatito, en secciones prismáticas y frecuentes secciones basales y algún pequeño cristal aislado de esfena. La matriz varía de hipocristalina a vítrea, poco vacuolar, estando constituida por cristales aciculares de feldespato, bastoncillos de clinopiroxeno, y opacos en microcristales idio-subidiomorfos distribuidos de forma gradual por la matriz de la roca.

**Tefritas fonolíticas.** En estas rocas destaca el mayor contenido en fenocristales de feldespatos/foides (25%-37%) en relación a los minerales máficos: clinopiroxenos, anfíboles y opacos, (18%-22%). Esta tipología está bien representada en el Pico de La Sabina y La Somada. Estas rocas con características fono-tefríticas, presentan textura porfídica seriada con numerosos fenocristales sobre una matriz traquítica constituida fundamentalmente por feldespato alcalino. Los fenocristales de feldespato son cristales idiomorfos prismáticos de plagioclase, algunos de gran tamaño en maclas polisintéticas

tipo albita-karlsbad, con gradación de tamaños y en secciones cuadrangulares perfectamente zonadas. Los feldespatoides son del tipo hauyina, con marcada tendencia al idiomorfismo, en microcristales algunos euhedrales de tonos azulados e inclusiones que forman el típico enrejado. Es frecuente la formación de aureolas de alteración parduscas, que en algunas secciones de menor tamaño pueden ser importantes. Los cristales de clinopiroxenos se presentan en secciones idio-subidiomorfos de tipo augita con egrina, de hábito prismático y ligero pleocroismo pardo-rojizo, observando tonos verdosos en el núcleo de algunos cristales zonados. Los cristales de anfíbol presentan secciones subidiomorfos tabulares y basales, con fuerte pleocroismo de amarillento a pardo-rojizo, y ligeros bordes de oxidación, que sólo afectan de forma externa a los fenocristales. Los minerales opacos se presentan en microcristales aislados en secciones subidiomorfos. Como minerales accesorios se observan frecuentemente microcristales romboédricos de esfena y de apatito. La matriz algo vacuolar, está constituida por un entramado de listoncillos de feldespatos dispuestos según la orientación de flujo la muestra, incluyendo microlitos de clinopiroxeno y opacos puntuales.

**Traquitas-fonolíticas.** Son rocas constituidas por fenocristales feldespáticos /feldespatoides (17%-19%) y fenocristales máficos (~15 %), sobre una matriz felsítica predominante. Esta tipología está bien representada en el afloramiento del Pico de Las Nieves y en el de Morro Pinos Gachos, situado en el borde occidental de La Caldera, afloramiento donde se hacen patentes procesos de mezclas, entre tipologías de tipo traquítico felsítico y otra máfica de tonos oscuros y fragmentos vítreos fusiformes con marcadas texturas de flujo. La roca felsítica de textura porfídica pilotáxica, está constituida predominantemente por fenocristales de feldespatos y escasos minerales máficos sobre una matriz traquítica fluidal. Los fenocristales de feldespato son cristales prismáticos de plagioclasa en secciones macladas orientados según la dirección de flujo o formando pequeños glomeroblastos, con algunos cristales microzonados que presentan zonas internas corroídas que pueden incluir algo de matriz. Los cristales máficos son clinopiroxenos, tipo augitas con egrina en secciones idio-subidiomorfos de tono pardo-amarillento y núcleos verdosos. Los cristales de anfíbol (kaersutita), presentan secciones tabulares con pleocroismo de amarillo-dorado a pardo-rojizo y aureolas de reabsorción, siendo frecuente la presencia de pseudomorfos dispersos por la roca. Como mineral accesorio se observan algunas micro secciones aisladas de apatito y cristales aislados de esfena en secciones romboédricas. La matriz poco vesicular, está constituida por un entramado pilotáxico de microcristales de feldespato alcalino, clinopiroxenos puntuales y opacos pulverulentos.

#### 5.5.4. Taburiente Superior. Geoquímica (11-13)

En correspondencia con las tipologías anteriormente indicadas, los materiales lávicos de esta unidad presentan una importante diversidad composicional, lavas basálticas (Tabla 5.7) y lavas terminales diferenciadas (Tabla 5.8).

La proyección en el diagrama TAS (Fig. 5.27) de los datos analíticos, evidencian esta diversidad composicional con las siguientes tipologías: Basanitas, Basaltos y Traquibasaltos, (Unidad-11) y las lavas terminales más diferenciadas: Fonolitas -Tefríticas correspondientes a la Unidad-13.

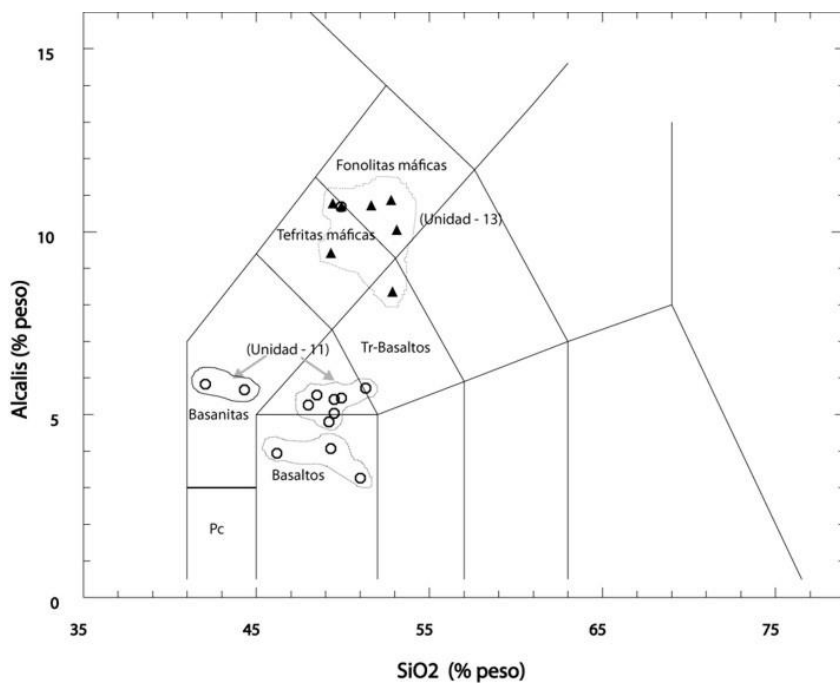


Fig. 5.27. Diagrama TAS del Edificio volcánico Taburiente superior

Tabla 5.7. Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del edificio volcánico Taburiente (Coladas Basálticas). Taburiente Superior

Nº Muestra	76	129	130	183	184	187	188
SiO <sub>2</sub>	49,18	51,00	49,50	48,50	49,30	49,92	51,30
TiO <sub>2</sub>	3,13	2,65	3,07	3,48	3,07	2,75	2,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,21	11,83	15,57	15,64	13,79	16,47	16,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,06	0,90	1,75	4,41	1,34	6,75	5,70
FeO	7,81	9,71	8,03	6,62	10,30	3,08	3,85
MnO	0,19	0,18	0,19	0,19	0,20	0,19	0,18
MgO	5,66	9,09	6,21	4,82	6,76	4,25	4,32
CaO	9,79	10,74	9,17	9,09	9,74	8,40	8,08
Na <sub>2</sub> O	3,83	2,67	4,10	4,60	2,94	4,00	4,19
K <sub>2</sub> O	0,97	0,60	1,32	0,93	1,13	1,45	1,53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,80	0,49	0,82	0,97	1,00	0,75	0,79
H <sub>2</sub> O+CO <sub>2</sub>	0,09	0,11	0,09	0,66	0,25	1,76	0,65
Cr	74	361	128	1	171	8	9
Ni	52	237	104	20	80	7	0
Co	39	58	39	37	43	28	24
Sc	19	32	17	19	25	16	10
V	277	351	258	374	311	243	218
Cu	59	157	64	43	86	32	16
Pb	3	3	3	7	5	10	4
Zn	135	128	126	130	138	121	116
Sn	3,22	2,51	2,68	2,15	2,93	2,13	4,52
Mo	2,30	1,53	2,29	9,11	2,31	11,01	2,80
Rb	29	19	37	20	36	45	45
Cs	0,33	0,81	0,32	1,08	0,33	0,84	1,12
Ba	382	263	461	610	422	507	497
Sr	937	583	886	1083	900	1008	940
Tl	0,03	0,01	0,05	0,04	0,05	0,04	0,03
Ga	24	21	24	24	24	24	24
Li	5,71	6,75	8,58	13,04	8,36	13,66	4,74
Be	2,35	1,99	2,69	2,69	3,16	3,25	2,72
Ta	4,27	2,60	4,74	5,71	4,41	5,32	5,05
Nb	77	45	82	83	79	78	87
Hf	6,81	4,86	7,00	7,33	7,62	7,64	7,39
Zr	318	200	332	324	332	351	354
Y	29	24	31	34	32	33	32
Th	4,36	2,48	4,59	5,54	4,59	6,02	5,68
U	1,19	0,72	1,03	1,35	0,96	1,74	1,56
La	52,32	32,05	52,97	58,46	56,70	58,54	57,38
Ce	107,90	68,20	110,79	119,85	119,01	117,42	119,16
Pr	13,10	8,45	13,18	14,75	14,46	14,08	14,03
Nd	52,25	34,43	53,60	62,07	59,48	56,71	54,73
Sm	10,26	7,83	10,66	11,88	11,43	11,06	10,92
Eu	3,16	2,39	3,24	3,63	3,39	3,25	3,33

Tabla 5.7 (Cont.). Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del edificio volcánico Taburiente (Coladas Basálticas). Taburiente Superior

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

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

Tabla 5.7 (Cont.). Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del edificio volcánico Taburiente (Coladas Basálticas). Taburiente Superior

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

Tabla 5.7 (Cont.). Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del edificio volcánico Taburiente (Coladas Basálticas). Taburiente Superior

Nº Muestra	189	202	213	245	248	267
Gd	10,21	10,77	11,13	11,95	10,05	8,44
Tb	1,37	1,40	1,47	1,57	1,39	1,17
Dy	6,73	6,98	7,39	7,82	6,86	5,83
Ho	1,21	1,18	1,32	1,39	1,24	1,09
Er	3,03	2,84	3,18	3,20	2,79	2,54
Tm	0,44	0,39	0,45	0,47	0,38	0,35
Yb	2,39	2,00	2,48	2,38	2,02	2,16
Lu	0,35	0,29	0,38	0,35	0,29	0,30
Q	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Or	20,03	7,68	8,57	11,17	5,32	5,97
Ab	21,91	31,65	32,24	23,98	6,26	23,43
An	6,97	17,17	21,81	20,71	14,12	25,21
Ne	21,50	0,00	0,00	4,38	19,21	0,74
Di	16,58	16,37	9,30	14,07	32,87	21,06
Hy	0,00	7,58	7,31	0,00	0,00	0,00
Wo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ol	2,23	6,95	4,89	4,63	6,34	10,38
Mt	3,81	3,42	6,83	3,19	6,28	5,54
Il	4,01	6,31	5,83	6,53	6,55	7,03
Hem	0,00	0,00	0,00	7,24	0,00	0,00
Ap	1,85	2,25	2,46	2,87	2,02	1,44
ID	63,44	39,33	40,81	39,53	30,78	30,14
lAlc	2,51	1,57	1,56	1,58	1,56	1,35
IP	0,86	0,55	0,49	0,52	0,64	0,39
FEMG	0,23	0,33	0,27	0,00	0,24	0,33
Mg #	47,92	51,97	45,56	46,30	52,79	47,10

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

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

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

245. Basanita. Lomo Morión. Taburiente Superior. MAGNA

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

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



Tabla 5.8. Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del edificio volcánico Taburiente (Lavas terminales diferenciadas). Taburiente Superior

Nº Muestra	212	260	268	269	270	272
SiO <sub>2</sub>	51,63	53,11	49,42	52,85	49,30	52,78
TiO <sub>2</sub>	1,30	1,76	2,14	2,13	2,48	1,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,46	19,78	20,02	17,93	18,32	20,77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,02	2,00	0,94	1,10	2,83	2,86
FeO	1,04	4,40	5,77	6,74	5,68	2,59
MnO	0,18	0,18	0,19	0,17	0,22	0,14
MgO	1,40	1,72	1,89	2,82	2,61	1,12
CaO	5,93	5,90	6,34	6,81	7,95	5,58
Na <sub>2</sub> O	6,85	6,79	6,98	5,98	6,66	7,72
K <sub>2</sub> O	3,87	3,26	3,79	2,38	2,76	3,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,32	0,48	0,47	0,76	0,78	0,30
H <sub>2</sub> O+CO <sub>2</sub>	1,69	0,42	1,52	0,24	0,03	1,05
Cr	11	8	8	10	13	8
Ni	5	6	5	1	2	2
Co	8	10	9	13	15	5
Sc	2	8	7	6	5	1
V	99	101	177	114	166	101
Cu	13	24	23	8	18	6
Pb	11	28	10	5	9	8
Zn	115	111	119	112	129	104
Sn	2,32	2,02	1,99	2,27	2,42	2,29
Mo	4,68	20,43	14,43	4,44	4,99	5,06
Rb	99	81	92	51	82	75
Cs	1,32	1,42	1,86	0,69	1,22	1,34
Ba	880	815	1096	646	835	947
Sr	1468	1293	1597	968	1440	1588
Tl	0,06	0,12	0,11	0,08	0,09	0,06
Ga	29	27	27	24	27	25
Li	17,56	18,23	20,11	12,65	16,08	12,92
Be	6,73	5,14	4,67	3,12	5,11	4,32
Ta	8,15	9,85	10,78	6,28	9,32	8,51
Nb	162	139	155	106	163	169
Hf	12,22	10,75	8,05	9,23	11,95	8,34
Zr	643	566	458	403	605	470
Y	33	34	34	36	39	33
Th	12,66	11,74	11,92	7,75	11,92	11,04

Tabla 5.8.(Cont.) . Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del edificio volcánico Taburiente (Lavas terminales diferenciadas). Taburiente Superior

Nº Muestra	212	260	268	269	270	272
U	3,57	3,05	3,01	2,00	3,02	2,76
La	99,42	101,61	90,11	73,84	103,97	93,34
Ce	183,98	186,19	166,80	148,38	196,24	171,67
Pr	18,93	20,03	18,44	17,13	22,13	18,26
Nd	66,55	72,85	67,94	66,45	81,03	62,35
Sm	10,99	11,37	12,26	12,10	13,93	10,22
Eu	3,32	3,33	3,59	3,64	4,26	3,07
Gd	8,72	9,44	9,47	10,03	11,01	8,28
Tb	1,27	1,30	1,36	1,43	1,55	1,18
Dy	6,43	6,73	7,20	7,70	7,77	6,24
Ho	1,19	1,26	1,32	1,43	1,42	1,17
Er	3,20	3,22	3,02	3,42	3,50	2,96
Tm	0,47	0,48	0,44	0,49	0,47	0,44
Yb	2,68	2,86	2,51	2,91	2,92	2,50
Lu	0,39	0,40	0,37	0,39	0,41	0,35
Q	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Or	22,87	19,27	22,40	14,07	16,31	18,56
Ab	27,49	33,48	17,36	37,53	22,82	34,47
An	13,65	13,87	12,10	15,05	11,94	12,75
Ne	16,51	12,99	22,59	7,08	18,17	16,72
Di	7,52	10,11	13,63	11,45	18,30	6,10
Hy	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Wo	1,68	0,00	0,00	0,00	0,00	2,15
Ol	0,00	2,31	3,35	7,09	1,43	0,00
Mt	0,17	2,90	1,36	1,59	4,10	4,15
Il	2,47	3,34	4,06	4,05	4,71	3,00
Hem	4,90	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ap	0,74	1,11	1,09	1,76	1,81	0,70
ID	66,87	65,73	62,35	58,68	57,30	69,74
IAlc	2,37	2,29	2,38	2,02	2,12	2,40
IP	0,76	0,74	0,78	0,69	0,76	0,77
FEMG	0,00	0,41	0,52	0,47	0,34	0,01
Mg #	33,76	35,94	36,62	42,45	39,08	30,49

212. Fonolita máfica. - Borde caldera (oeste), La Somada (1930 m). MAGNA  
260. Fonolita máfica. Borde occidental de La Caldera. MAGNA  
268. Tefri-Fonolita/Fonolita máfica. Pico Piedra Llana, borde Caldera, 2300 m. MAGNA  
269. Tr-Basalto/Traquita máfica. Pico de Las Nieves, 2232 m. MAGNA  
270. Tefrita máfica. Base norte del Roque Palmero, borde de la pared de la Caldera, cota 2200. MAGNA  
272. Fonolita máfica. Pico de La Sabina. Cumbre de La Caldera al Este. MAGNA

Los materiales basálticos y traquibasálticos del Edificio Taburiente superior tienden a presentar cierto agrupamiento en correspondencia con amplias zonas de yacimiento, mientras que los términos basaníticos están restringidos a los afloramientos de Basaltos afíricos máficos del extremo norte del "Rift" de Puntagorda-Garafia. Se caracterizan por presentar un marcado grado de subsaturación pero con valores de diferenciación medios ( $ID=31-40$ ) y bajos contenidos de  $Mg\#$  (53-46), lo que no apoya su carácter primario.

Los términos típicamente basálticos se centran en la zona oriental del Edificio Taburiente, siendo los Basaltos olivínico-piroxénicos los que presentan carácter relativamente primario con ( $ID=26$  y  $Mg\#$  64), seguidos por los Basaltos augíticos algo más evolucionados. Sin embargo los términos predominantes en el Edificio Taburiente superior son de tipo traquibasálticos, grupo que engloba tipologías diversas: Basaltos afaníticos olivínico-piroxénicos algunos con plagioclasa y Basaltos afíricos traquitoides felsíticos. Geoquímicamente al primer grupo corresponden materiales lávicos con valores de diferenciación medios ( $ID=31-41$ ), mientras que en el segundo estos valores se incrementan ( $ID > 41$ ). En general existe en esta unidad una mayor tendencia al predominio de materiales más diferenciados que en la unidad Taburiente inferior, como se evidencia por la escasa presencia de términos que puedan considerarse como primarios.

Los materiales lávicos terminales de la Unidad-13, representan los términos más diferenciados de la Unidad Taburiente superior, en correspondencia con las tipologías petrográficas establecidas: Basaltos anfíbólicos a Tefritas haüynicas máficas. Geoquímicamente se caracterizan por el elevado contenido en álcalis (Tabla 5.8), y su proyección en el diagrama clasificatorio TAS, (Fig. 5.28), los encuadra predominantemente como Fonolitas-Tefríticas máficas, con algún término próximo a los Traquibasaltos y Traquitas máficas.

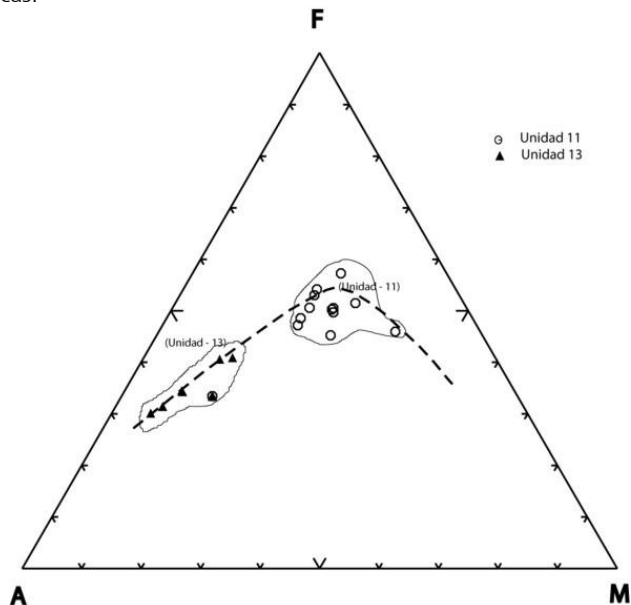


Fig. 5.28. Diagrama AFM del Edificio volcánico Taburiente superior.

Los materiales del Pico de Las Nieves se proyectan en el campo traquibasáltico próximo a las traquitas máficas, con mayores valores relativos de N° de magnesio (Mg# 42-39). El resto de los afloramientos presentan cierta diversificación geoquímica, siendo los términos menos alcalinos las Tefritas máficas del Roque, mientras que los términos más extremos de tipo Fonolítico máfico, como los afloramientos de La Somada y en particular los del Pico de La Sabina que presentan los mayores índices de diferenciación (ID=67-70) y supondrían los materiales más evolucionados de la unidad Taburiente superior.

Desde un punto de vista evolutivo, en el diagrama AFM, (Fig. 5.28), se observa que los materiales lávicos de ambas unidades (11, 13), corresponden respectivamente a términos intermedios y casi finales de una secuencia alcalina, quedando ambas unidades perfectamente delimitadas. Los términos iniciales de la secuencia corresponderían a Basaltos menos diferenciados, con bajos valores de F/M y baja alcalinidad (IAlc~1.34), valores que se incrementan hacia basaltos algo más evolucionados en proximidad con los materiales traquibasálticos, que presentan mayores relaciones de F/M y de alcalinidad (IAlc=1.42). La evolución hacia materiales traquibasálticos más diferenciados, supone un incremento notable de la alcalinidad (IAlc= 1.61), en detrimento de los contenidos en ferromagnesianos. Las lavas terminales más diferenciadas de la unidad-13, presentan en este diagrama una secuencia progresiva casi lineal, desde términos relativamente máficos (ID~59) hasta los más alcalinos (IAlc~2.4) con valores de diferenciación máximos (ID~70).

Estas características se reflejan asimismo en los diagramas de variación de los elementos mayores frente a los contenidos en SiO<sub>2</sub>, (Fig. 5.29). Como se observa la diversidad composicional entre los términos basaníticos-basálticos y los más evolucionados, traquibasaltos presentan una importante dispersión, mientras que los términos tefritas-fonolitas máficas presentan un solapamiento de algunos elementos. En su conjunto se observa una disminución de los contenidos en MgO, desde los términos basaníticos hacia los fonolíticos, que se corresponden asimismo con los de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>t, TiO<sub>2</sub>, CaO y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, que se hace más acusado en los términos más diferenciados. En contraposición se observan incrementos notables de álcalis (K<sub>2</sub>O y Na<sub>2</sub>O) y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> fundamentalmente en las tefritas-fonolitas, tendencias no evidenciadas en los términos basaníticos y basálticos:

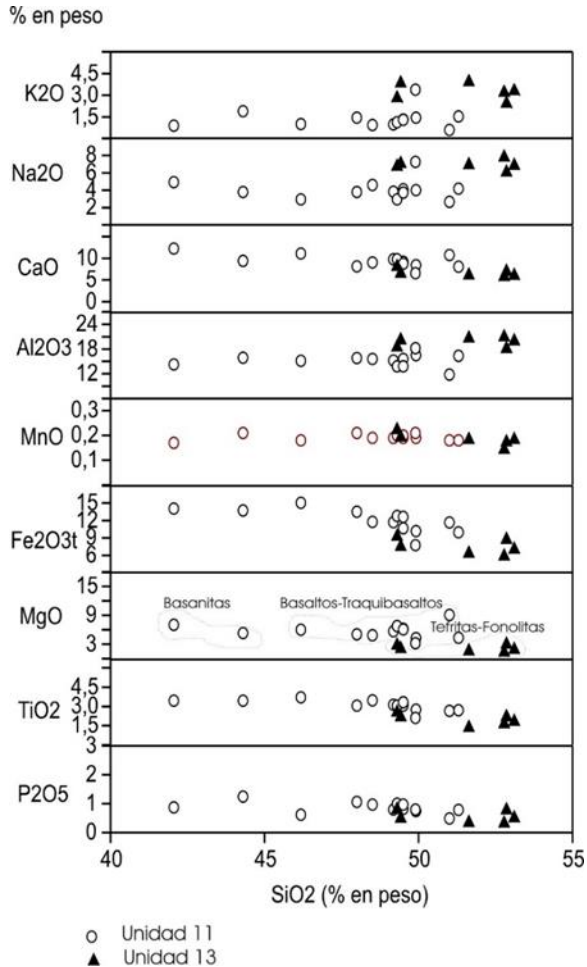


Fig. 5.29. Diagrama de variación de elementos mayores del Edif. Taburiente superior

Las variaciones elementales y de solapamiento anteriormente observadas, evidencian que el proceso evolutivo observado incide además de los notables incrementos de  $\text{SiO}_2$ , en importantes variaciones en los contenidos en  $\text{MgO}$ , como reflejo de procesos de fraccionación que son básicamente condicionantes de las variaciones que afectan a la secuencia volcanológica.

En este sentido es significativa la variación de las relaciones  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$  y  $\text{TiO}_2$ , frente a los contenidos en  $\text{MgO}$ , (Fig. 5.30), valores relativamente bajos si se comparan con los determinados para el Edificio Garafía y para el Taburiente Inferior. Prácticamente las concentraciones de  $\text{MgO}$  son inferiores al 8%, y presentan una marcada correlación positiva respecto a la relación  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ , como reflejo de un proceso de fraccionación casi

continuo de clinopiroxenos en toda la secuencia. Los óxidos férricos-titaníferos presentan asimismo marcado paralelismo, en correspondencia con la fraccionación de óxidos de Fe-Ti, en relación con los contenidos de MgO, para valores siempre menores al 8 %.

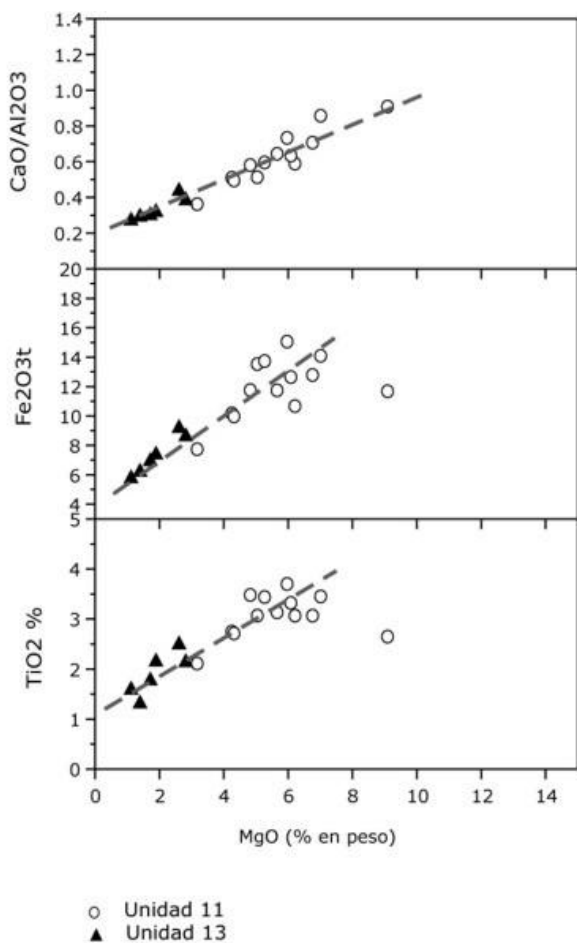


Fig. 5.30. Diagrama de variación de las relaciones  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  y de elementos ferromagnesianos frente a los contenidos en MgO del Edificio volcánico Taburiente superior.

Estas premisas se corresponden con las variaciones de los elementos menores respecto al MgO, (Fig. 5.31). Se evidencian concentraciones relativamente bajas de Cr y Ni, como es lógico en materiales lávicos en general bastante diferenciados. Sin embargo, aunque de forma poco pronunciada, se evidencia la fraccionación de olivinos y clinopiroxenos hacia

las lavas terminales diferenciadas que constituyen el final de la secuencia. Como es típico este proceso conlleva un enriquecimiento de los elementos menores más incompatibles con estas fases minerales (Ba, Nb, Sr, Zr, Rb), que en algunos casos como el Zr, pueden ser afectados por la cristalización/separación de fases minerales como los anfíboles en los términos tefríticos-fonolíticos. El proceso de fraccionación afecta asimismo a los contenidos en La y Ce, que experimentan moderados enriquecimientos.

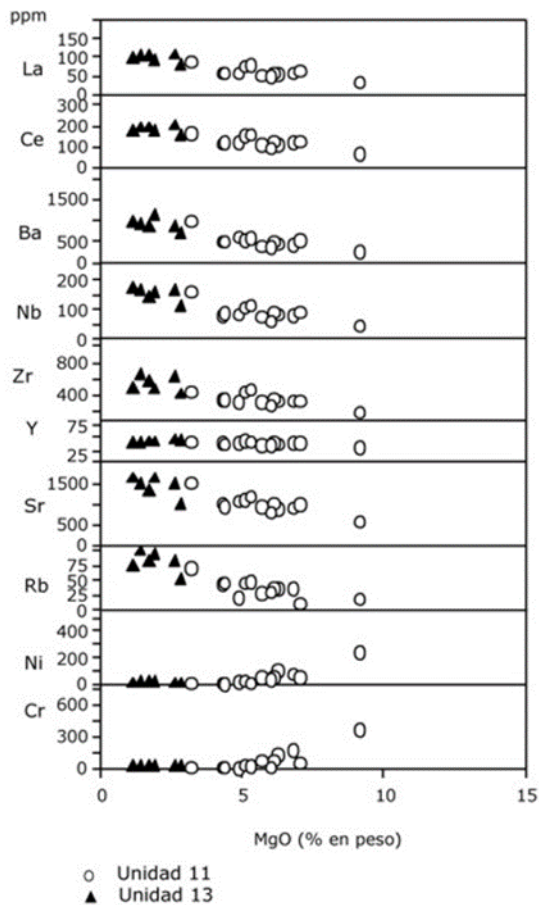


Fig. 5.31. Diagrama de variación de elementos menores del Edificio volcánico Taburiente superior

Estos incrementos relativos afectan asimismo a todo el contenido en Tierras Raras del Taburiente superior, como se evidencia en los diagramas REE normalizados (Fig. 5.32 A), correspondientes a las coladas basálticas (Unidad 11) y lavas terminales diferenciadas

(Unidad 13) (Fig. 5.32 B). Ambas secuencias presentan tendencias de variación sólo coincidentes en el contenido en REE medias, con incrementos progresivos subparalelos y con ausencia de anomalías significativas, (por ej. de Eu), pero difieren por un mayor enriquecimiento en REE ligeras, en el tramo La-Nd, y relativas tendencias positivas en los contenidos en REE pesadas (Yb-Lu). El mayor rango de variación se observa en los materiales basálticos, mientras que existe una mayor homogeneidad de valores elementales en las lavas tefri-fonolíticas. En el diagrama correspondiente a las coladas basálticas (Fig.5.32 A), destacan por sus bajas relaciones (La/Yb ~20), los basaltos más primarios (Mg# 63), claramente separados de los materiales lávicos más diferenciados (ID>30), que presentan rangos de enriquecimiento progresivo desde los materiales basálticos con relaciones (La/Yb 22-23), hacia los materiales traqui-basalticos, (La/Yb 24-31), y extremos de (La/Yb-36) en las tefritas haüynicas del Bco del Jurado. Las lavas terminales diferenciadas presentan un rango de variación más cerrado, (Fig.5.32-B) con valores de enriquecimiento (La/Yb -25) en los términos traqui-basálticos del Pico de Las Nieves, y valores extremos (La/Yb- 37) en las fonolitas del Pico de La Sabina. Las diferencias más significativas en los factores de enriquecimiento se centran en las Tierras Raras ligeras, relativamente más elevados en las lavas terminales diferenciadas. En su conjunto los valores de enriquecimiento obtenidos para los materiales lávicos del Taburiente superior evidencian un continuismo-solapamiento de las concentraciones en Tierras Raras de ambas unidades, lo cual es coincidente con las observaciones anteriormente señaladas para las variaciones de elementos mayoritarios y trazas.

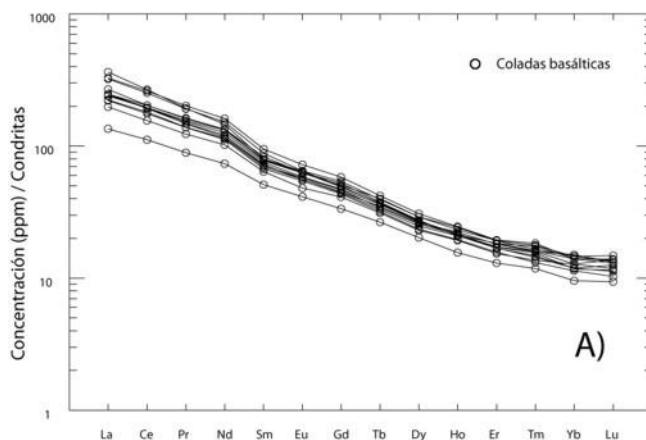


Fig. 5.32. A Concentraciones de REE normalizadas-condritas de las coladas basálticas de los centros periféricos del edificio volcánico Taburiente Superior.

Un aspecto a señalar es que las lavas terminales tefri-fonolíticas presentan características petrográficas y geoquímicas de componentes mayoritarios, que se asemejan a las observadas en los domos fonolíticos intrusivos del Rift de Cumbre Vieja, pero existen importantes diferencias tanto en lo que respecta a las condiciones de yacimiento, como a los factores de enriquecimiento en Tierras Raras, muy inferiores en las lavas terminales del



Taburiente superior, así como la ausencia de señaladas anomalías en relaciones elementales, como U/Th, observadas en las Fonolitas de Cumbre Vieja.

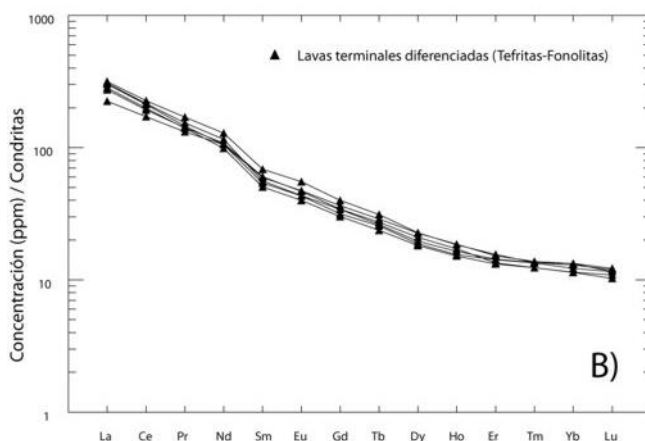


Fig. 5.32.B Concentraciones de REE normalizadas-condritas del Edificio Volcánico Taburiente superior.

## 5.6. EDIFICIO VOLCÁNICO BEJENADO. PETROLOGIA Y GEOQUIMICA

Este episodio volcánico está poco representado en esta hoja como se ha indicado anteriormente en el apartado 2.5. Las unidades que afloran en el ángulo inferior izquierdo de la hoja de San Juan de Puntallana, se reducen a depósitos hidromagmáticos y materiales lávicos procedentes del edificio principal.

### 5.6.1. Centros de emisión y depósitos hidromagmáticos (16)

Los materiales correspondientes a esta formación, (muestra 147), son rocas tobáceas poligénicas constituidas por diferentes niveles heterogranulares soldados, entre los que se diferencia un nivel tobáceo de grano fino (<0.5 mm), constituido por fragmentos líticos basálticos y fragmentos minerales: Olivino, clinopiroxenos augíticos, fragmentos de anfíboles y de feldespato, opacos. Todo ello poco seleccionado y consolidado por escasa matriz isótropa vítrea. En contacto con este nivel se observan cantos subredondeados (2-0.8 mm), poligénicos de vidrios vesiculares y otros poligénicos (basaltos augíticos-olivínicos, y de tipo traquitoide), incluidos en la toba. El marcado predominio de los fragmentos (2.6-0.65 mm) de vidrios basálticos, hialoclastitas, que incluyen cristales idio-subidiomorfos de olivino sin procesos de alteración y cristales de augita, (que localmente forman pequeños agregados radiales), sobre una matriz vítrea con texturas vesiculares esferulíticas y contornos ameboides, se correspondería con un típico proceso eruptivo freatomagmático; que asimismo engloba y arrastra otros fragmentos basálticos algunos subredondeados y oxidados. Intercalados entre los fragmentos líticos de los vidrios basálticos de mayor tamaño (3-1 mm) se disponen niveles de fragmentos líticos (<0.6mm) de composición equivalente a los niveles tobáceos señalados al inicio.

### 5.6.2. Coladas de lavas basálticas (17)

Corresponden a coladas procedentes del edificio principal del Bejenado, petrográficamente son basaltos piroxénicos-anfibólicos de textura porfídica con frecuentes fenocristales de augita y anfíbol, (~30%), sobre una matriz hipocristalina algo vesicular y cierta orientación de flujo, en la que predominan microcristales de plagioclasa en forma de listoncillos, clinopiroxenos y opacos puntuales diseminados. Los fenocristales son augitas en secciones idio-subidiomorfas macladas y zonadas de color amarillo pálido y ligero pleocroismo, junto a cristales de anfíbol en secciones de subidiomorfas a alotriomorfas de tamaño seriado, sin que se observen procesos de oxidación. Los cristales de olivino presentan carácter xenomorfo, con golfos de corrosión y microfracturados. El aspecto más llamativo de la matriz es la presencia de zonas con distinto grado de cristalinidad, vítrea-hipocristalina, como respuesta a posibles procesos de mezcla magmática.

Geoquímicamente estos materiales lávicos corresponden a materiales tefríticos con un mayor grado de diferenciación en relación con los términos basaníticos a cotas inferiores respecto al edificio Central, como se observa en el diagrama TAS, (Fig. 5.33). Asimismo, en la Tabla 5.9 se han representado los análisis químicos realizados en este proyecto y correspondientes tanto al edificio central, como a los centros periféricos, diferenciados y diques.

Tabla 5.9. Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del edificio volcánico Bejenado

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

Tabla 5.9.(Cont.) . Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del edificio volcánico Bejenado

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

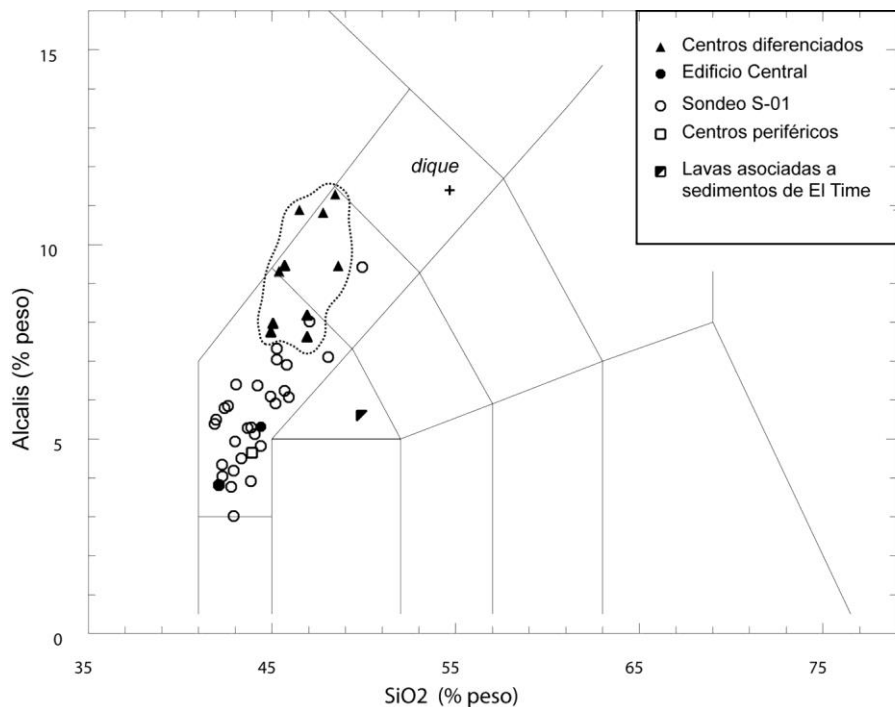


Fig. 5.33. Diagrama TAS del Edificio volcánico Bejenado

En su conjunto estas variaciones composicionales se ponen de manifiesto en el diagrama AFM (Fig. 5.34), 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.

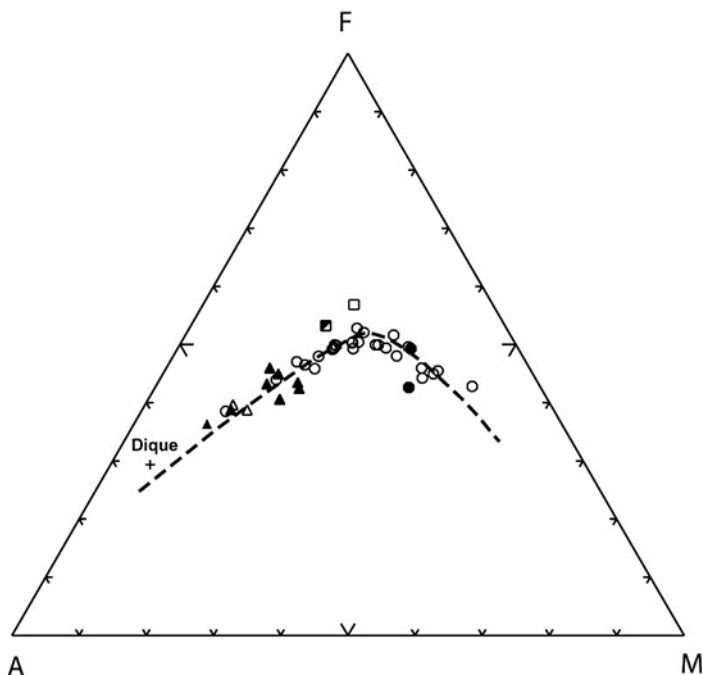


Fig. 5.34. Diagrama AFM del edificio volcánico Bejenado. Símbolos como en la Fig. 5.33.

Estas variaciones composicionales se evidencian asimismo en los diagramas de confrontación de los elementos mayoritarios frente a los contenidos en  $\text{SiO}_2$  (Fig. 5.35), donde se evidencia, para los diferentes ciclos, un marcado continuismo composicional en todo el rango, desde los materiales basaníticos correspondientes al edificio central, hasta los más diferenciados –tefrifonolitas–. Este aspecto ya se había observado en los diagramas TAS y AFM, quedando aislado el dique antes mencionado, que en todos los diagramas constituye el término más evolucionado. En su conjunto se observan incrementos positivos del contenido en álcalis ( $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{Na}_2\text{O}$ ) y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  en relación con mayores contenidos de  $\text{SiO}_2$ . Esta relación es inversa para los contenidos en  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  total y  $\text{TiO}_2$ , siendo significativa la dispersión de valores de  $\text{MgO}$  en torno a contenidos de  $\text{SiO}_2$  (~43%). Otros elementos como el  $\text{MnO}$  presentan ligera tendencia positiva, mientras que los contenidos en  $\text{P}_2\text{O}_5$  presentan pocas variaciones, excepto en algunas muestras correspondientes a los centros diferenciados, en las que es frecuente la presencia de cristales de apatito.

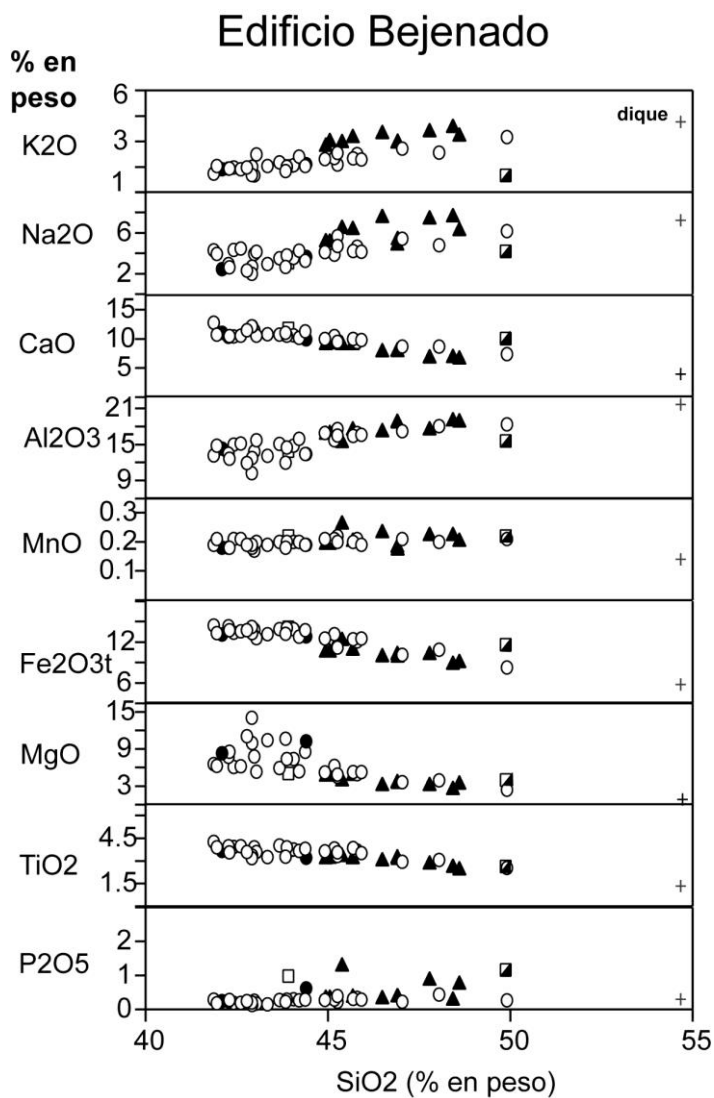


Fig. 5.35. Diagrama de variación de elementos mayores del edificio volcánico Bejenado. Símbolos como en la Fig. 5.33.

La confrontación de la relación  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  t y  $\text{TiO}_2$ , frente a los contenidos en  $\text{MgO}$  (Fig.5.36) 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  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  total y  $\text{TiO}_2$  presentan variaciones casi subparalelas, con una marcada inflexión para valores de  $\text{MgO}$  (< 7%). Esto indicaría un incremento de la fraccionación de óxidos de Fe-Ti hacia los materiales más diferenciados. Estas tendencias evolutivas se hacen asimismo evidentes en la confrontación de los elementos traza frente a los contenidos en  $\text{MgO}$ , (Fig. 5.37), en la que se observa la existencia de un punto de inflexión sobre  $\text{MgO} \sim 7\%$ . Destacan las correlaciones positivas del Ni y Cr respecto al  $\text{MgO}$ , lo que confirma la fraccionación de olivino y clinopiroxenos, principalmente en materiales con contenidos de  $\text{MgO}$  (>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.



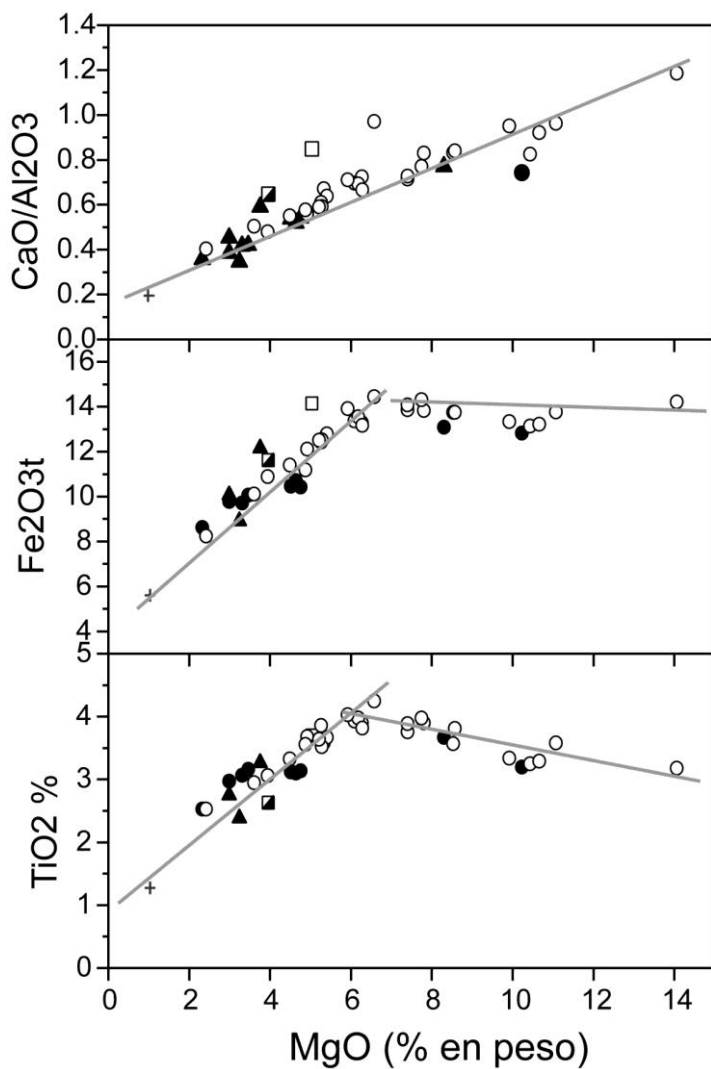


Fig. 5.36. Diagrama de variación de  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  y de elementos ferromagnesianos frente a los contenidos en  $\text{MgO}$  del edificio volcánico Bejenado. Símbolos como en la Fig. 5.33.

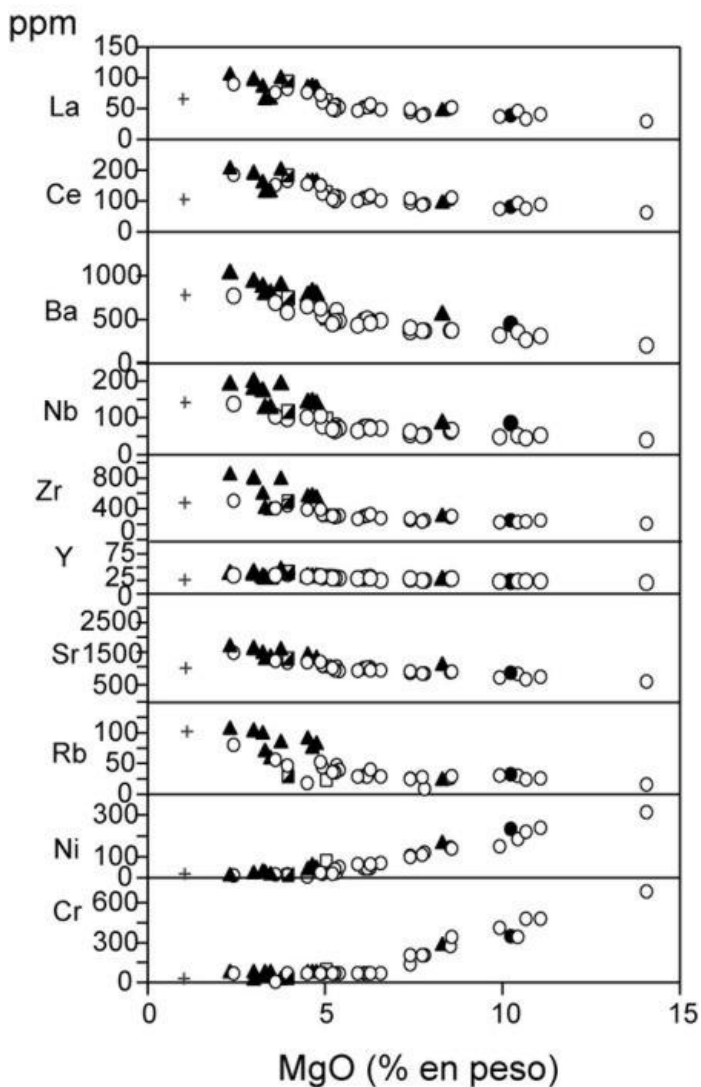


Fig. 5.37. Diagrama de variación de elementos menores del edificio volcánico Bejenado. Símbolos como en la Fig. 5.33.

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. 5.38). 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 ( $\text{La/Yb} \sim 27$ ) y altas relaciones de ( $\text{La/Yb} \sim 42$ ) en los términos fono-tefríticos. Estos incrementos son asimismo más evidentes en los tramos de REE media ( $\text{La/Sm}$  4.5- 4.8) para los materiales basálticos del Edificio Central y valores más elevados de ( $\text{La/Sm}$  5.7-7.9) para los materiales más diferenciados. Se observan relaciones con pocas variaciones en los contenidos en REE pesadas ( $\text{Sm/Yb}$  5.0-7.0) entre ambas tipologías basaníticas y fono-tefríticas. Los materiales lávicos de los centros periféricos (Fig. 5.39) presentan tendencias subparalelas, con relaciones ( $\text{La/Yb} \sim 30.6$ ) pero con mayores factores de enriquecimiento ( $\text{La/Sm} \sim 6.4$ ) en los materiales basálticos piroxénicos-anfibólicos, respecto a los basálticos olivínicos-piroxénicos ( $\text{La/Sm} \sim 5.3$ ). En lo referente a las intrusiones filonianas fonolíticas, su proyección en el diagrama normalizado (Fig. 5.38) presenta claras discrepancias con las tendencias observadas anteriormente para el Bejenado y sus centros periféricos. Se caracterizan por valores de ( $\text{La/Yb} \sim 38$ ) semejantes a los determinados para los materiales lávicos, con relaciones ( $\text{La/Sm} \sim 9.7$ ) 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.

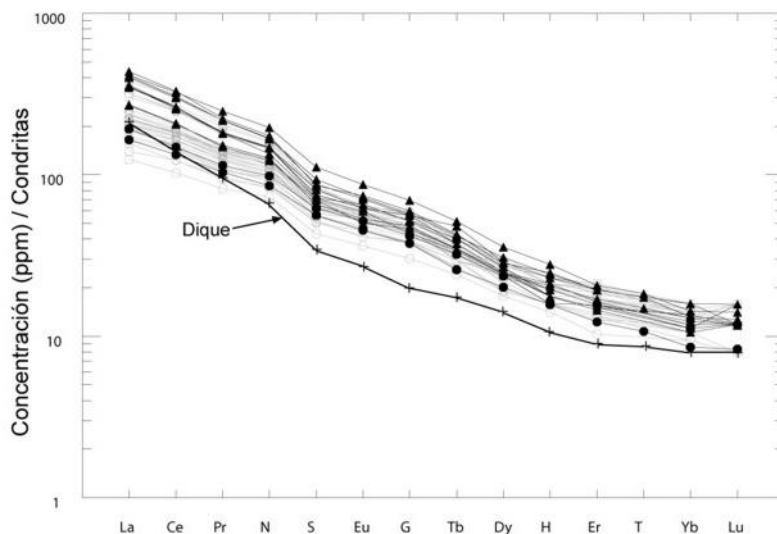


Fig. 5.38. Concentraciones de REE normalizadas-condritas de los materiales lávicos del edificio volcánico principal del Bejenado. Símbolos como en la Fig. 5.33.

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

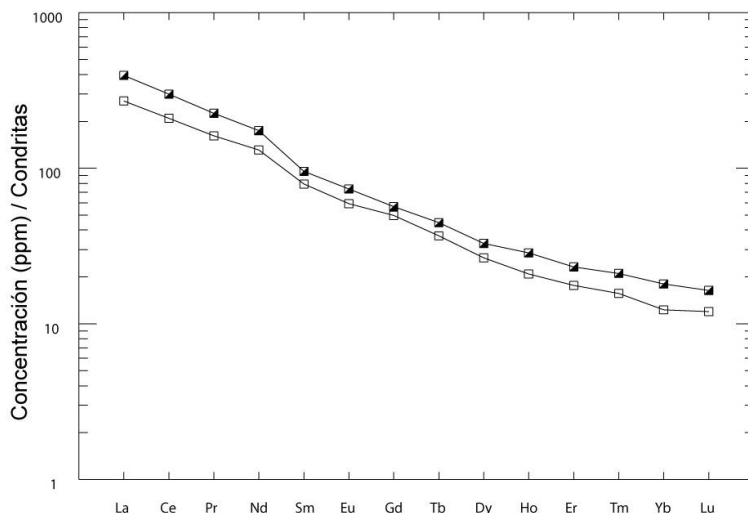


Fig. 5.39. Concentraciones de REE normalizadas-condritas de los materiales lávicos de los centros periféricos del edificio volcánico Bejenado. Símbolos como en la Fig. 5.33.

## 6. HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica del Escudo Volcánico del Norte de La Palma (EVN) está contenida en las Hojas 1083-I, 1083-II, 1083-III y 1083-IV de este proyecto y sus principales fases y formaciones se han descrito detalladamente a lo largo de esta Memoria.

Como resumen de esta historia geológica se pueden destacar las siguientes etapas:

1. Durante el Plioceno se levanta en el extremo occidental del Archipiélago un edificio o monte submarino, que fue intensamente intruido por diques y plutones de basaltos, traquitas, sienitas y gabros, configurando una densísima red filoniana.

2. Levantamiento y basculamiento 45° -50° al SO de este edificio submarino por efecto de la intensa intrusión magmática y filoniana. Este proceso resultó en la elevación del monte submarino hasta cotas de 1500 m, levantamiento que pudo llegar a alcanzar una altura de unos 2000 m sobre el nivel del mar. Esta fase tectónica debió continuar y ser en buena parte consecuencia del volcanismo subaéreo en las etapas iniciales de construcción subaérea de la isla.

3. Periodo de quiescencia y erosión del edificio submarino emergido. La erosión marina y las explosiones hidromagmáticas dificultarían la consolidación y progresión del volcanismo subaéreo en las fases iniciales de la emersión, lo que explica la abundancia de materiales volcanoclásticos y freatomagmáticos en la base del edificio subaéreo.

4. La consolidación definitiva y progresión de la construcción de la isla se hace en discordancia angular y erosiva sobre el basamento submarino a partir de 1.77 Ma. No se han encontrado en superficie o en galerías lavas de polaridad normal correspondientes al evento Olduvai (1.77-1.80 Ma), por lo que es muy posible que el volcanismo subaéreo de

La Palma corresponda en su integridad al Cuaternario.

5. La actividad volcánica subaérea configura un escudo volcánico, formado por la superposición de varios edificios volcánicos aproximadamente concéntricos entre sí y con el basamento submarino. Esta actividad persiste, de forma muy continuada, desde 1.77 hasta al menos 0.41 Ma, trasladándose posteriormente hacia el sur de la isla y quedando el Escudo Volcánico Norte definitivamente inactivo.

6. La construcción del Escudo Volcánico Norte tiene una primera etapa, desde 1.77 a 1.20 Ma, en que se construye un aparato volcánico —el edificio volcánico Garafía— formado por lavas poco diferenciadas, predominantemente basálticas (con abundancia de lavas “pahoehoe”), con una altura de 2.500-3.000 m, y flancos de pendientes muy acusadas en la parte central y más suaves en las costas, donde se debieron formar amplias plataformas costeras.

7. El rápido crecimiento del edificio Garafía lo hace progresivamente inestable. Hace aproximadamente 1.20 Ma se rebasó el límite de estabilidad, produciéndose un deslizamiento gravitatorio del flanco meridional del edificio.

8. La actividad eruptiva que siguió al deslizamiento comienza rellenando la depresión de deslizamiento, levantando un nuevo edificio volcánico —El edificio volcánico Taburiente—, que se apoya sobre una clara discordancia producto del deslizamiento. Es muy posible que la actividad volcánica creara centros de emisión dispersos en los flancos del edificio volcánico Garafía, fuera del ámbito de la depresión de deslizamiento.

9. El relleno de la depresión por las lavas del Taburiente acaba conformando un apilamiento de lavas horizontales, al remansarse contra la cabecera del escarpe de deslizamiento. Este apilamiento de varios centenares de metros forma una meseta colgada en el centro del escudo volcánico.

10. La cuenca de deslizamiento quedó completamente rellenada hace unos 0.89 Ma, edad de las primeras lavas en desbordarla. A partir de esa época se sigue construyendo el nuevo aparato volcánico con centros dispersos en todo el ámbito del escudo volcánico.

11. Coincidiendo aproximadamente con el límite Matuyama/Brunhes (0.78 Ma) se produce una importante reorganización del edificio volcánico Taburiente. Los centros de emisión se concentran progresivamente en tres “rifts” (NO, NE y N-S) cada vez más definidos y, posteriormente, en un aparato central, situado en el centro geométrico del escudo volcánico. Las abundantes emisiones de esta etapa final recubren las formaciones anteriores, excepto parte de las alineaciones de conos de los “rifts”. Las lavas se diferencian hacia términos fonolíticos y traquíticos, y los mecanismos eruptivos se hacen más explosivos.

12. El “rift” N-S concentra buena parte de la actividad volcánica, tal vez iniciando la definitiva emigración posterior del volcanismo hacia el sur. Desestabilizado por un crecimiento excesivo, experimenta un deslizamiento gravitatorio del flanco occidental, proceso que ocurrió hace unos 560 Ka y supuso el desgarro de unos 180-200 Km<sup>3</sup> y la formación de una amplia depresión (el Valle de Aridane) y el inicio de la formación de la Caldera de Taburiente.

13. La actividad del escudo volcánico continúa, formando por una parte el edificio Bejenado, en el interior de la depresión de deslizamiento y, por otra y de forma coetánea, centros residuales y dispersos en los flancos del escudo.

14. La actividad del escudo volcánico termina definitivamente alrededor de los 0.4 Ma. Tras un periodo de transición en que hay cierta actividad asociada a centros periféricos del Bejenado, el volcanismo se localiza de forma definitiva y hasta el presente en un nuevo edificio —Cumbre Vieja—, que prolonga la isla hacia el sur y es descrito en detalle en las

memorias correspondientes a las hojas geológicas del sur de La Palma.

## **7. HIDROGEOLOGÍA**

### **7.1. CLIMA E HIDROLOGÍA**

La isla de La Palma presenta un clima similar al del resto del Archipiélago Canario, con temperaturas que raramente son inferiores a los 18° en las costas. Tiene dos condicionantes básicos: la influencia de los vientos alisios y la altitud, con un amplio tramo de cumbre por encima de los 2000 m. Como 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. La presencia de elevadas cotas en la cumbre del escudo norte hace que sean frecuentes las nevadas y pueden allí encontrarse manifestaciones de procesos periglaciares.

La 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”.

#### **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 (Plan Hidrológico de La Palma, 1999).

Los datos recogidos en el Plan Hidrológico de La Palma 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. 1.4, donde están recogidas las isoyetas medias anuales calculadas en el Plan Hidrológico de La Palma (1999), mostrando la distribución espacial de las precipitaciones en la isla.

Atendiendo a su reparto a lo largo del año, la precipitación acusa 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 isla de La Palma son suaves, con variaciones diarias entre 7 y 8 °C y un gradiente por altura de 0.5°C cada 100 m de ascenso. La Tabla 7.1 muestra una estimación de la temperatura en función de la altitud (SPA-15, 1975).

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

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

### 7.1.3. Evapotranspiración

Durante los trabajos del Proyecto Canarias SPA-15 (1975), se fijó la evapotranspiración potencial (ETP) 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 Thornthwhite para todas las estaciones termométricas de la isla, excepto en aquellas zonas por encima de los 1200 m, en las que fue utilizada la fórmula de Penman-Monthieith. 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 son un 47% de la pluviometría insular (Fig. 7.1).



Fig. 7.1. Distribución de la evapotranspiración real en el Escudo Volcánico del Norte de La Palma. Obsérvese cómo los valores máximos se alcanzan en las vertientes del N y NE del escudo, recubiertas con densos bosques de laurisilva, similares al "rain forest" de las islas oceánicas tropicales.

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).

#### 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 los barrancos de la zona norte de la isla descargan 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 hm<sup>3</sup>/año.

Mención aparte merece la cuenca de La Caldera-Barranco de Las Angustias. Con 56 km<sup>2</sup>, la Caldera de Taburiente representa la cuenca hidrográfica con mayores aportaciones



hídricas de Canarias. Discurre por su interior una serie de arroyos que constituyen uno de los pocos ejemplos en el Archipiélago de corrientes superficiales permanentes, aunque gran parte de este agua tiene un origen subterráneo concentrado 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 hm<sup>3</sup>/año en Dos Aguas (9,4 de origen superficial y 12,9 de origen subterráneo), parte de los cuales son captados y/o se infiltran al acuífero, estimándose que en promedio unos 7 hm<sup>3</sup>/año son vertidos al mar.

Fuera de la Caldera de Taburiente, el único aprovechamiento existente es el de la Laguna de Barlovento, situado al Norte de la isla. Consiste en una balsa en la que desembocan los canales de derivación de cuatro tomaderos contruidos en barrancos. La aportación media captada es 0.7 hm<sup>3</sup>/año.

### 7.1.5. Balance hidrológico

De los cuatro términos básicos del balance hidrológico en el suelo, precipitación, evapotranspiración, escorrentía superficial y recarga, solamente la precipitación es medida directamente. El resto de ellos se calcula mediante la aplicación de fórmulas y/o estimaciones que pueden ser discutibles y precisan de cierta componente subjetiva por parte de quien realiza el balance, excepto que sean calibradas mediante diferentes métodos.

Por ello, la presente Memoria recoge tres balances realizados en otros tantos estudios para toda la isla de La Palma (Tabla 7.2).

Tabla 7.2. Distintas estimaciones del balance hidrológico de La Palma

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

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

Mayor diferencia se observa entre el balance realizado en el SPA-15 y los balances actuales, con un aumento significativo de la precipitación, un descenso de la escorrentía superficial y un aumento de la estimación de la recarga. El aumento en la precipitación ya ha sido explicado debido 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. Aún 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 señala que puede ser excesiva y que debería estar sujeta a revisión (Roque, 1997).

## 7.2. HIDROGEOLOGÍA

El comportamiento de las aguas subterráneas está definido por dos propiedades fundamentales: la permeabilidad y la porosidad. La permeabilidad de coladas, diques y depósitos piroclásticos viene determinada, en principio, por sus cualidades originarias en cuanto a porosidad, aunque las transformaciones sufridas con posterioridad a su creación tienen una importancia fundamental en la permeabilidad final. De manera simplificada, se puede concluir que cuanto más antiguo es un material volcánico, menos permeable es, lo cual, unido a su variedad espacio-temporal, supone que la heterogeneidad y anisotropía de los acuíferos volcánicos son muy elevadas.

La Palma, al igual que el resto de las Islas Canarias, responde a un esquema de materiales más permeables en superficie (debido al tipo de volcanismo que los origina y a su mayor juventud) y un núcleo menos permeable en profundidad (complejos basales y materiales más antiguos) (Custodio, 1983). Existiría, pues, un nivel de saturación regional, por encima del cual pueden existir niveles acuíferos colgados condicionados por niveles poco permeables, que descargan mediante pequeños manantiales o rezumes. Se considera como nivel de saturación aquella profundidad a partir de la cual todas las cavidades se encuentran llenas de agua. Surge así la idea de acuífero insular, discutida en un tiempo y hoy en día aceptada como idea conceptual. Así, a pequeña escala se puede hablar de acuíferos diferentes pero relacionados lateralmente y a una escala de observación de menor detalle debe hablarse de un solo acuífero en cada isla (Custodio et al., 1989).

### 7.2.1. Características hidrogeológicas de los materiales

Atendiendo a sus propiedades hidrogeológicas, los materiales existentes en la isla pueden ser agrupados en: Complejo Basal y Edificios Volcánicos Subaéreos. Sin embargo, hay que destacar el papel que juegan otros materiales como son diques y depósitos de deslizamientos gravitacionales, que condicionan el flujo del agua subterránea.

El Complejo Basal (Fig. 7.2), conformado por un conjunto de series submarinas, rocas intrusivas y diques, conjuntamente con los aglomerados que se encuentran a techo, responde al comportamiento de un medio de baja permeabilidad. La edad de las rocas, unida a los procesos de alteración y metamorfismo que han sufrido y a los rellenos de minerales secundarios (carbonatos y zeolitas fundamentalmente) son los condicionantes de la baja permeabilidad, por lo que estos materiales pueden ser asimilados como impermeables a efectos prácticos.

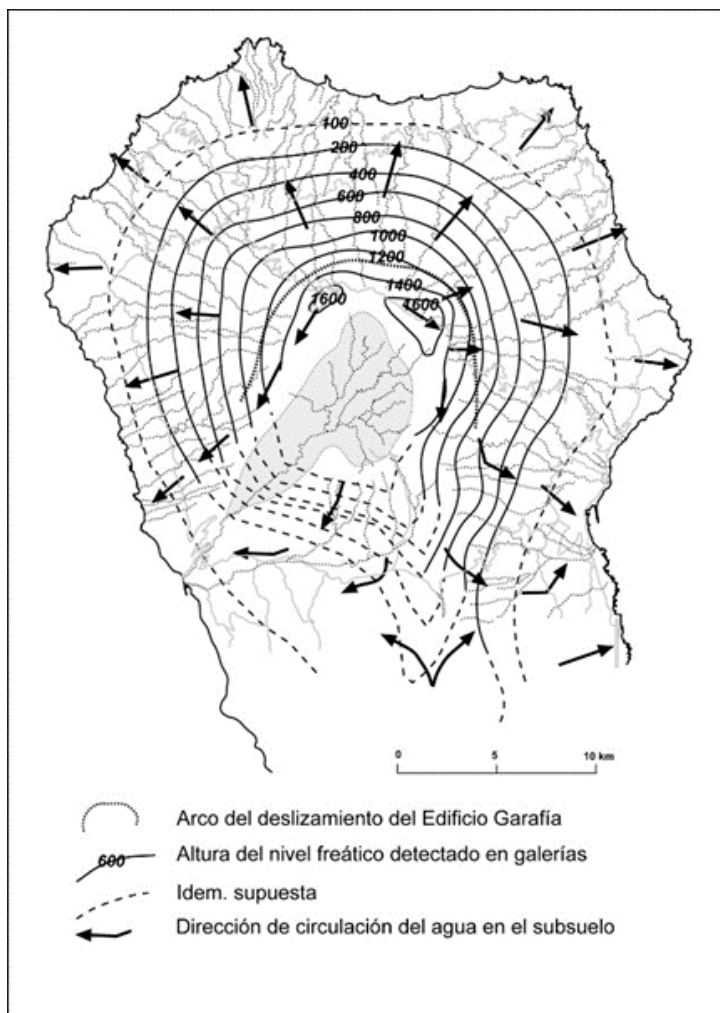


Fig. 7.2. Esquema que ilustra la circulación del agua subterránea en el Escudo Volcánico del Norte de La Palma.

Los Edificios Volcánicos Subaéreos pueden ser considerados como permeables en su conjunto, con permeabilidad creciente según sean más modernos, con las siguientes características particulares:

Edificio Garafía: a pesar de la juventud de estos materiales, que no llegan a los 2 Ma, se observa un grado de alteración y compactación que ha afectado especialmente a la porosidad de los materiales piroclásticos y aglomeráticos, que forman ahora masas

compactas con muy baja proporción de huecos. Sin embargo las lavas están menos afectadas y conservan buena parte de su porosidad primaria, que tiende a disminuir gradualmente al descender en la columna estratigráfica.

A techo de este edificio se encuentra un acuífero central, de gran repercusión hidrogeológica. Este acuífero se ha denominado "Estructura COEBRA" (Plan Hidrológico, 1999), definida como una estructura en arco abierto al SO, resto enterrado de una caldera erosiva excavada en el edificio Taburiente I (equivalente al definido en este proyecto como edificio volcánico Garafía), proceso que estaría asociado a una interrupción del volcanismo en ese edificio volcánico (Bravo y Coello, 1979). En este proyecto se ha evidenciado que tal interrupción no existe y que esta estructura, que forma una "meseta central de lavas horizontales" es en realidad el relleno de la cuenca formada por el deslizamiento gravitatorio del edificio volcánico Garafía (ver secciones 2.4.1.2 y 3.3.1). Esta disposición es muy similar en origen y en importancia hidrogeológica a la meseta central de lavas horizontales de El Hierro, formada por relleno del deslizamiento de Tiñor (Carracedo y colaboradores, 1999b), que origina asimismo el único acuífero importante de esa isla.

Edificio Taburiente: el rasgo hidrogeológico más notable lo constituye la existencia de una base aglomerática, que tapiza el contacto con el Edificio Garafía infrayacente. Este aglomerado presenta un elevado contraste de permeabilidad con las lavas suprayacentes y determina claramente el acuífero principal mencionado. Las lavas conservan en gran parte la porosidad primaria, con la mayor proporción de huecos en las escorias de base y techo de coladas aa y en el conjunto de coladas pahoe-hoe, mientras que la porosidad de los aglomerados es muy pobre debido a la matriz limo-arcillosa que engloba los cantos.

Fuera de la estructura generada por estas coladas horizontales de relleno no existe una diferenciación hidrogeológica entre ambos edificios, acumulándose el agua fundamentalmente en el Edificio Garafía mientras que el Edificio Taburiente puede quedar por encima de la zona saturada, facilitando la circulación vertical del agua.

Edificio 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. A este proceso puede colaborar la previsible presencia en el subsuelo de Cumbre Nueva de materiales de avalancha asociados al deslizamiento gravitatorio del Garafía, que fuertemente alterados e impermeables podrían constituir el sustrato impermeable de esta dorsal. Esta disposición parece evidente en el túnel excavado recientemente, que ha encontrado un acuífero no previsto en los estudios realizados en el proyecto de esta obra (ver la siguiente Sección)

Edificio Bejenado: son lavas muy permeables. La importancia hidrogeológica del Edificio Bejenado es muy limitada en el área del estratovolcán, porque la recarga no es muy grande y el agua infiltrada no permanece retenida por diques, como evidencia la galería La Yedra, que corta este edificio sin detectar acuífero alguno.

#### 7.2.2. Unidades hidrogeológicas: acuíferos.

El Plan Hidrológico Insular (1999) establece la estructura hidrogeológica de la isla distinguiendo tres unidades fundamentales: 1) el acuífero de las vertientes; 2) el acuífero central y 3) el acuífero Costero (Fig. 7.3). En el sur de la isla, menos conocido, se ha definido el acuífero de la mitad sur.

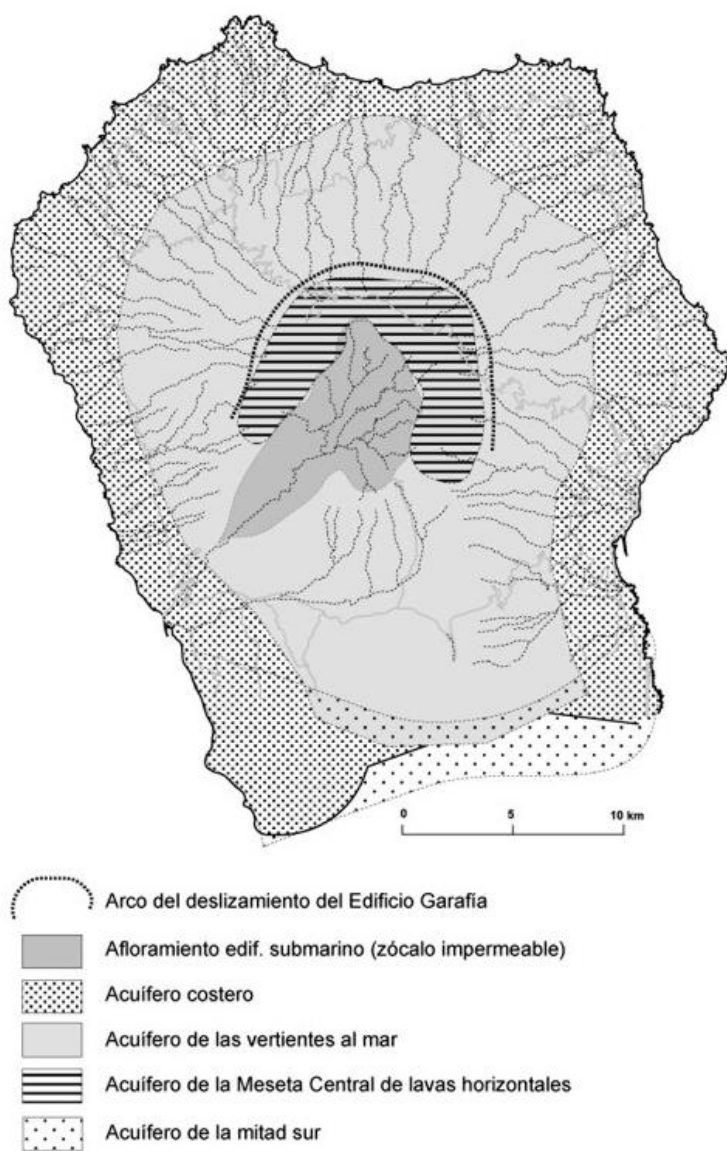


Fig. 7.3. Estructura hidrogeológica del Escudo Volcánico del Norte de La Palma, indicando los principales acuíferos.

El acuífero de las vertientes tiene como base el Complejo Basal, con forma de cúpula, que se considera como un zócalo impermeable. La presencia de numerosos diques provoca una compartimentación del espacio subterráneo, logrando una disminución apreciable de la permeabilidad horizontal a gran escala e induciendo la sobre elevación general de los niveles freáticos. Este acuífero representa la principal fuente de recursos hidráulicos de la isla, proporcionando en la actualidad del orden de la mitad de las aguas que se aprovechan en ella.

El acuífero central, en esencia equivalente a la estructura Coebra mencionada, se forma por el relleno de la cuenca del deslizamiento gravitatorio del edificio volcánico Garafía por la actividad eruptiva posterior al colapso, que hemos definido en este proyecto como correspondiente al edificio volcánico Taburiente Inferior. Su alimentación depende de las aportaciones debidas a la infiltración directa de las aguas de lluvia que caen en su vertical; desagua subterráneamente sobre el acuífero de las vertientes: el brazo oriental a la altura de Santa Cruz de la Palma, y el occidental, posiblemente, en la parte alta de Tijarafe. Este acuífero da lugar a gran cantidad de nacientes en el interior de la Caldera de Taburiente, así como a los nacientes de Marcos y Cordero en el Barranco del Agua.

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.

La circulación del agua subterránea queda reflejada en la piezometría (Fig. 7.3), donde se observa que la división entre estos tres acuíferos es algo artificial, constituyendo en realidad una sola unidad acuífera en la que la circulación del agua está condicionada por las estructuras geológicas de cada lugar.

En el momento de escribir esta Memoria (marzo de 2001), se está excavando un túnel con una longitud prevista de 10 km para trasvasar agua desde el este al oeste de la isla (Fig. 7.4). Durante la excavación de la boca oeste, a 3200 m de profundidad, se cortaron unos depósitos sedimentarios relacionados con el deslizamiento de Cumbre Nueva. Los caudales obtenidos en un principio ascendieron a 80 l/s, descendiendo a 20 l/s después de 3 meses. En la boca este se atravesaron coladas de la Formación Cumbre Nueva, comenzando a atravesar diques similares a los que afloran en la parte alta de la Cumbre, con caudales que llegaron a 200 l/s. Actualmente, los caudales están en 100 l/s. En ambos casos, se trata de un agua poco salinizada, con una conductividad eléctrica de 300-400  $\mu\text{S}/\text{cm}$ .

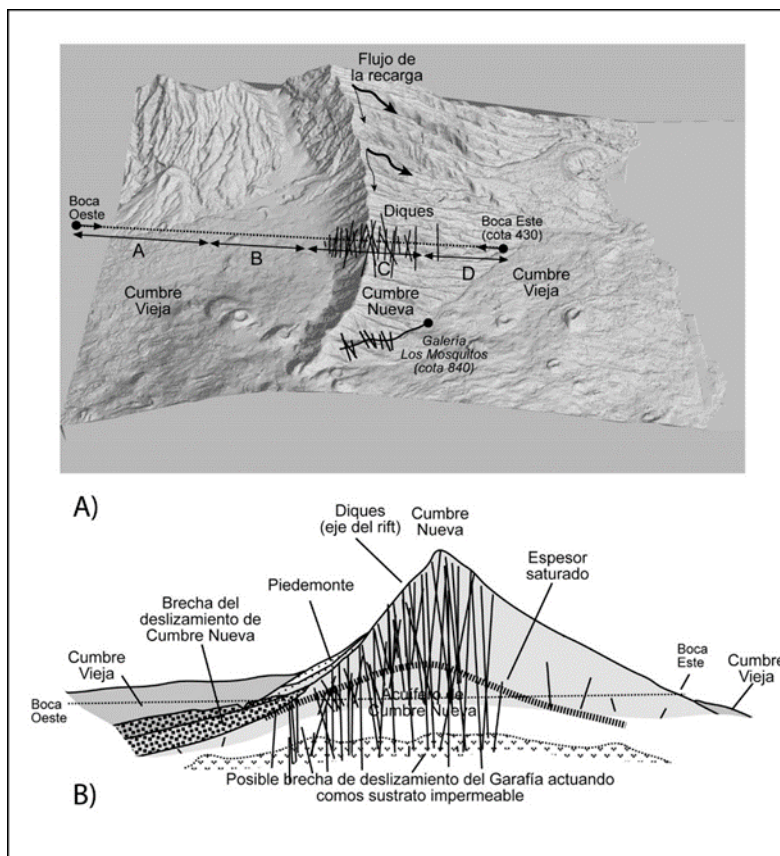


Fig. 7.4. Corte esquemático siguiendo el trazado del túnel de trasvase que cruza la dorsal de Cumbre Nueva.

Los datos de parámetros hidráulicos proceden de los deducidos durante los trabajos del SPA-15 (1974), sin que estén referidos a ninguna formación geológica o acuífero concretos. En este proyecto se analizaron ensayos de bombeo y recuperación en cinco pozos y curvas de agotamiento de siete galerías y un naciente mediante el método exponencial. Los valores de transmisividad calculados para las formaciones drenadas por las galerías oscilan entre los 5 y los 600 m<sup>2</sup>/día con coeficientes de almacenamiento entre 5 y 20%. Las transmisividades calculadas en los ensayos de bombeo de pozos oscilan entre los 325 y los 2180 m<sup>2</sup>/día. Estos valores no están referidos a ninguna formación geológica o acuífero determinado.

### 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 mediante 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 nacientes naturales de agua, muy irregularmente repartidos por su superficie, de caudales bastante variables y muy dependientes por lo general de las precipitaciones, con una producción media anual que ha disminuido de los 15,8 hm<sup>3</sup>/año (500 l/s) calculados en el SPA-15 (1975) a 10,1 hm<sup>3</sup>/año (318.5 l/s) estimados en el Plan Hidrológico Insular (1999).

Cabe destacar el conjunto de nacientes de Marcos y Cordero (situados en la cabecera del Barranco del Agua, entre las cotas 1300 y 1350 m), que han experimentado un descenso estimado entre los 186 l/s (años 1943-1981) y los 101 l/s (años 1982-97). Dicha disminución ha sido atribuida al resultado de la entrada de algunas galerías en el espacio del acuífero central (Coebra), lo que ha afectado a los manantiales (Plan Hidrológico, 1999). Este acuífero produce también los nacientes situados en el arco de paredes interiores de la Caldera de Taburiente, un total de 120 en el SPA-15, con un caudal medio entre 1980 y 1990 de 406 l/s.

Las galerías son excavaciones casi horizontales (con una pequeña pendiente hacia bocamina), pequeña sección y grandes longitudes, que se encuentran en todas las laderas de la isla, excepto en su tercio meridional (ver Fig. 2.18). Se suelen emboquillar a cotas medias o altas y tienden a concentrarse en la cara exterior del espaldón de la Caldera de Taburiente. En su gran mayoría explotan el acuífero de las vertientes, aunque alguna llega a tocar el acuífero central.

El número de galerías actual es de 162 (12 más que las contabilizadas en el SPA-15), con un total de 264,3 km perforados y una aportación de 39,3 hm<sup>3</sup>/año (1240 l/s). Es de destacar que la mayoría de las galerías de la isla nunca ha llegado a alumbrar agua: actualmente sólo 65 tienen caudales aprovechables y el resto tiene caudales que oscilan entre los 0 y los 5 l/s.

Los pozos 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 hm<sup>3</sup>/año (585 l/s), explotación que suele aumentar 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-Barranco de Las Angustias y en la comarca de Santa Cruz de La Palma.

### 7.3. HIDROGEOQUÍMICA

Desde el SPA-15 diversos trabajos se han dedicado al estudio de la química de las aguas subterráneas en la isla de La Palma (Fernández Caldas et al, 1974; Veeger, 1991; ITGE, 1993; Bistry, 1997; König, 1997).

En todos ellos se destaca la baja salinidad que presentan, con sales totales disueltas a cotas altas que no superan los 200 mg/L y en las zonas costeras con valores que oscilan entre 700 y 1400 mg/l (König, 1997). La distribución espacial de las aguas permite distinguir una zona norte con aguas poco mineralizadas (<1000 mg/l de S.T.D.), frente a una zona SO con aguas más mineralizadas, asociadas a zonas influidas por actividad hidrotermal y emanaciones volcánicas de CO<sub>2</sub>.

La presencia de las bajas salinidades (las aguas están menos mineralizadas que las aguas subterráneas de otras islas del Archipiélago) se atribuye a la elevada pluviometría, junto a la existencia de un rápido flujo descendente, que condiciona un pequeño tiempo de residencia (ITGE, 1993). La mayor salinidad en el vértice sur de la isla (desde Las Breñas y



Tazacorte hasta Fuencaliente) se atribuye a la presencia de  $\text{CO}_2$  de origen volcánico, que confiere al agua una mayor agresividad y permite que los fenómenos de disolución de los minerales se produzcan más rápidamente (Plan Hidrológico, 1999).

Como fenómenos modificadores de la calidad del agua cabe citar la intrusión marina y la contaminación por retornos de riego. La primera se hace patente en los pozos que explotan el acuífero costero en los que se observa un empeoramiento de la calidad del agua al aumentar los bombeos. La contaminación por retornos de riego se hace evidente por los valores de nitratos presentes en las aguas de algunas zonas, que pueden alcanzar los 300 mg/l (Fig. 7. 5). Estos valores se ven incrementados a finales del verano y sufren mínimos a finales de la primavera debido a los fenómenos de lavado que tienen lugar en el acuífero en épocas de lluvia (Plan Hidrológico, 1999).

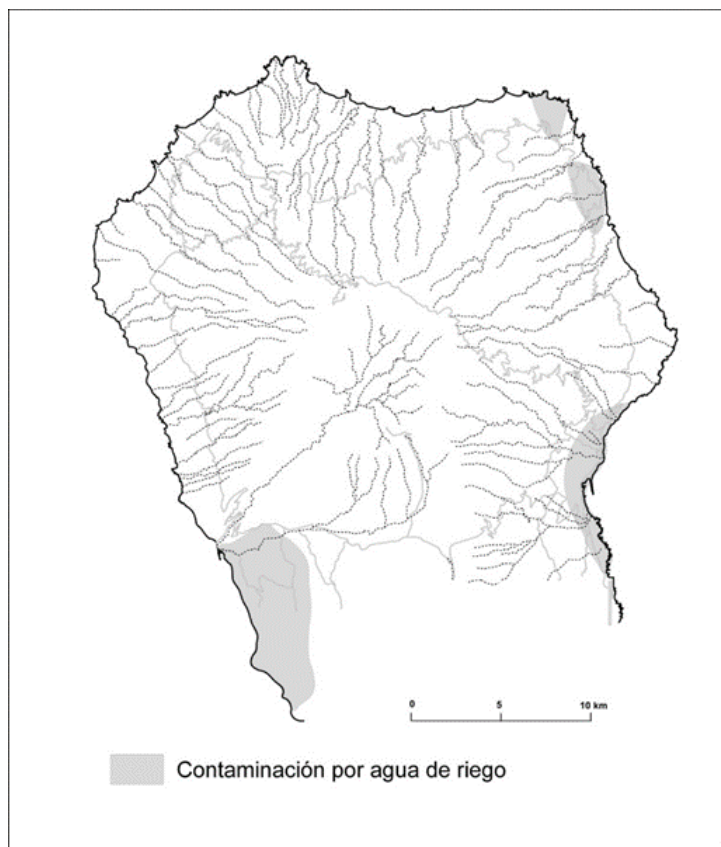


Fig. 7.5. Contaminación de los acuíferos por aguas de riego en el escudo volcánico norte de La Palma.

En este sentido hay que destacar que el acuífero costero del Valle de Aridane ha sido declarado como afectado por la contaminación de nitratos de origen agrario y los términos municipales de Tazacorte y Los Llanos de Aridane hasta la cota 300 han sido designados como zonas vulnerables, cuya escorrentía afecta o puede afectar a la contaminación de masas de agua por nitratos de origen agrario, como regula el decreto 49/2000 de 10 de abril.

Los estudios isotópicos realizados han permitido calcular una altura de recarga para la zona norte y noroeste que oscila entre los 500 y los 2000 m (Veeger, 1991; ITGE, 1993), mientras que König (1997) cita una altura de recarga entre los 1850 y los 2100 m para el acuífero central.

## **8. GEOTECNIA**

### **8.1. ANÁLISIS DE PENDIENTES**

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

La Fig. 8.1 muestra las pendientes del escudo volcánico, obtenidas por un proceso de cálculo a partir de las hojas topográficas 1/25.000 digitalizadas del IGN que han servido de base para la elaboración de las hojas geológicas de este proyecto.

La observación de esta imagen pone de relieve la existencia de una zona circular con centro en la cabecera de La Caldera, de pendientes más acusadas que se reflejan en una erosión más intensa, que ha ensanchado las cabeceras de los barrancos. Esta zona circular se corresponde con la centralización del volcanismo en las etapas terminales del edificio Taburiente Superior, que se ha descrito en Secciones anteriores.

Por debajo de la base de este aparato central, las pendientes se suavizan hasta llegar a los acantilados costeros. Esta menor pendiente es reflejo del crecimiento del escudo volcánico al formarse los edificios volcánicos que lo integran y las correspondientes plataformas costeras. El crecimiento de la base del escudo es correlativo con una disminución de las pendientes. Por otra parte, la inclinación del terreno se suaviza al sobrepasar las coladas los cantiles del edificio anterior. Se pueden separar, pues, dos zonas de pendientes más suaves, con inclinación del terreno inferior al perfil de reposo: 1) Zona de cumbres, relacionada con el techo de la Meseta Central, y 2) Peniplanicie costera, formada por los interfluvios amplios y amesetados, con límites alrededor de la cota 500 en el NE y E, y de 1.000 a 1.2000 en el N, NO y O (Fig. 8.1).

En el interior de la Caldera de Taburiente apenas hay zonas por debajo del perfil de equilibrio. Las escasas existentes están relacionadas con depósitos de ladera y avalancha, así como con el relleno aluvial, que puede llegar a ser extenso, como en la denominada Playa de Taburiente.

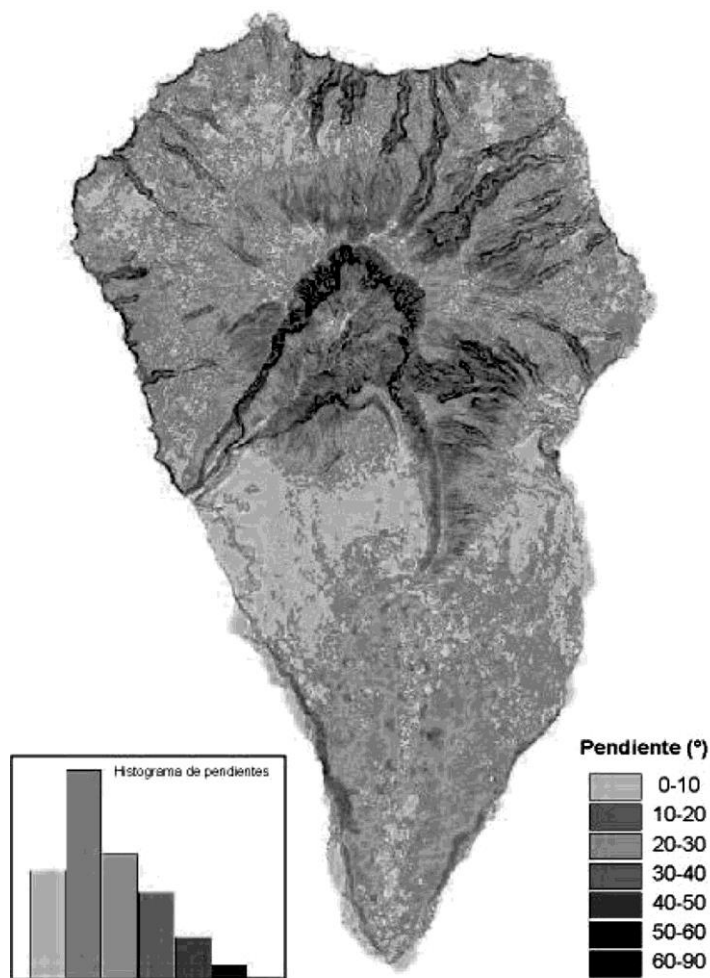


Fig. 8.1. Mapa de pendientes de la isla La Palma obtenido mediante un proceso de cálculo a partir de las hojas topográficas digitalizadas 1/25.000 del IGN. Este mapa de pendientes ha servido de base para la zonificación geotécnica

El mapa de aspecto de la Fig. 8.2 indica la orientación del terreno. Esta información es útil en la planificación del territorio, al indicar, entre otros aspectos, la insolación, orientación a los vientos dominantes, dirección de escorrentías, etc. Es asimismo útil en la elaboración de los mapas de riesgo volcánico, al indicar el flujo de las coladas a partir del punto de emisión. Obsérvese el predominio de las orientaciones E-SE y O-SO en la dorsal de Cumbre Vieja, mientras que en el escudo volcánico del norte las orientaciones son más variadas.

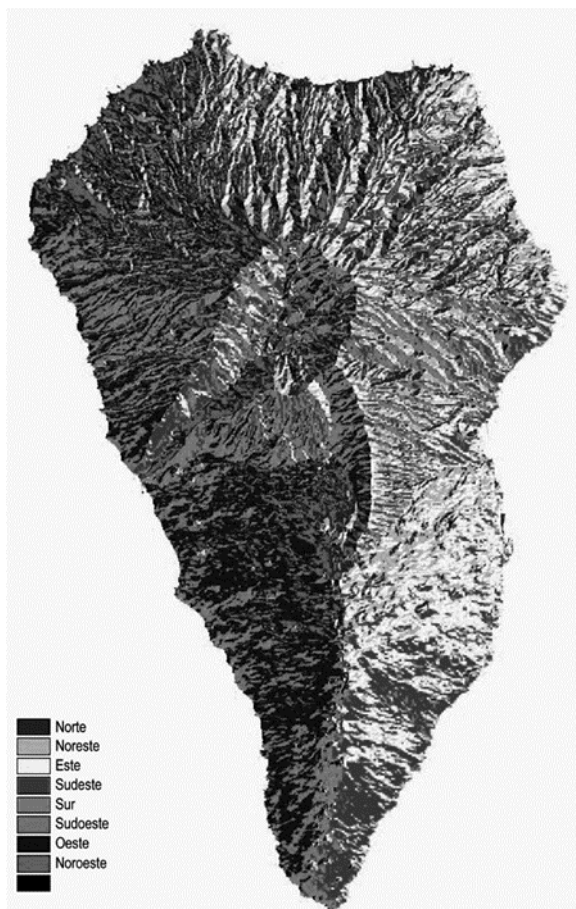


Fig. 8.2. Mapa de aspecto de La Palma, indicando la orientación del terreno. Esta información es útil en la planificación del territorio, al indicar, entre otros aspectos, la insolación, orientación a los vientos dominantes, dirección de escorrentías, etc. Es asimismo útil en la elaboración de los mapas de riesgo volcánico, al indicar el flujo de las coladas a partir del punto de emisión. Obsérvese el predominio de las orientaciones ESE y OSO en la Dorsal de Cumbre Vieja, mientras que en el escudo volcánico del norte las orientaciones son más variadas.

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

En relación con los riesgos naturales debemos hacer abstracción del volcánico, ya que hemos indicado la escasa o nula posibilidad de reactivación volcánica en el Escudo Norte, inactivo desde hace centenares de miles de años. Existen, en cambio, otros tipos de riesgo, que pueden considerarse naturales, entre los que destacamos: 1) las avalanchas y desplomes, 2) las avenidas de los barrancos, 3) el oleaje de tempestad, y 4) los incendios forestales.

Las avalanchas y desplomes se circunscriben a los cortes naturales, bien los cantiles costeros, bien las paredes de La Caldera y las cabeceras y cauces de los barrancos profundos. La realización de cortes en estas zonas puede provocar deslizamientos masivos de alguna importancia, como el que se originó al construir el túnel de la carretera del norte, a la altura del Bco. de Franceses. Estos desplomes son especialmente frecuentes e intensos en la pared de La Caldera y los cantiles costeros, donde se observan frecuentemente fracturas abiertas.

Las avenidas de los barrancos afectan fundamentalmente a los cauces bajos, y en el Escudo Norte se circunscriben a la salida del Bco. de Las Angustias y la zona al norte de la capital.

El oleaje de tempestad es especialmente fuerte en la costa N y NE, lo que ha dificultado la construcción de refugios, como ejemplifica el caso del de Puerto Espíndola, en la costa de Los Sauces.

En cuanto a los incendios forestales, si bien pocas veces pueden considerarse naturales, son, tal vez, el mayor riesgo en el norte de 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 capacidad geotécnica, en función de las pendientes, recursos ambientales y riesgos potenciales.

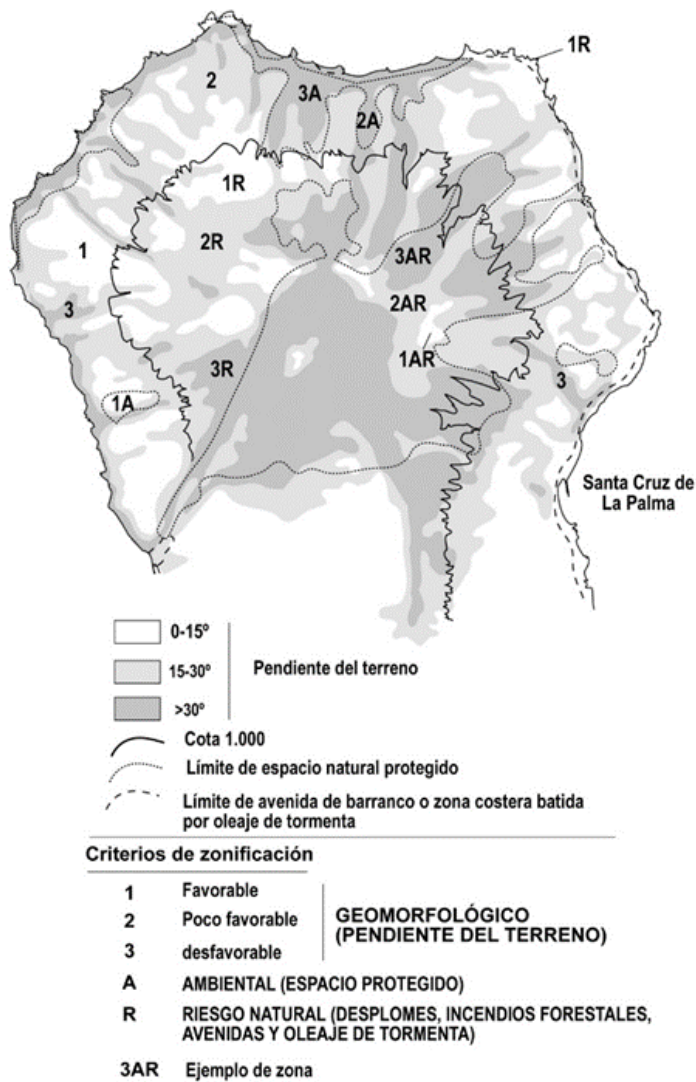


Fig. 8.3. Criterios de zonificación geotécnica en el Escudo Norte de La Palma. La distribución de zonas geotécnicamente favorables para la construcción coincide a grandes rasgos con las zonas más pobladas.'

## 9. GEOLOGÍA ECONÓMICA. MINERÍA Y CANTERAS

La extracción de materiales volcánicos para la construcción tiene en La Palma escasa relevancia, menos aún en el EVN. La mayoría de las canteras son antiguas, generalmente efímeros cortes en conos de cinder realizados durante la construcción de carreteras. Concretamente en esta hoja no se ha inventariado ninguna cantera activa.

En la vecina hoja de Los Sauces (1083-II), existe una cantera activa de este tipo, situada en la base de la Montaña del Molino, al norte de Barlovento.

## 10. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

Se han seleccionado las formas y estructuras geológicas más representativas de la hoja y que mejor puedan ilustrar los procesos geológicos que han intervenido en su formación. Concretamente en esta hoja, se han seleccionado cuatro Puntos de Interés Geológico (Fig. 10.1), nº 1, 3, 4 y 5 en la figura adjunta, que se consideran los más representativos de la geología de la zona:

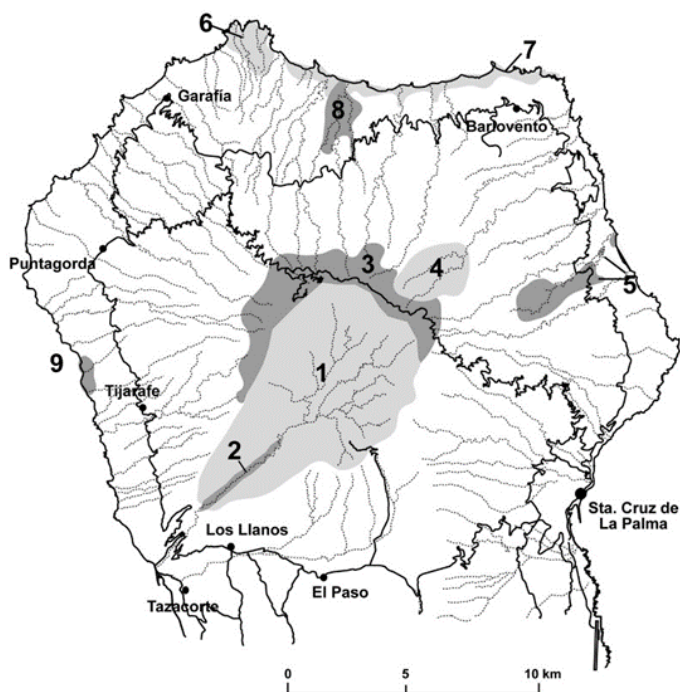


Fig. 10.1. Puntos de interés geológico (PIGS) del Escudo Volcánico del Norte de La Palma.

#### Caldera de Taburiente (Nº 1, en la figura adjunta)

Se trata de una impresionante estructura de 8 Kms. de diámetro y paredes casi verticales de más de 1.000 m. que se extiende a lo largo de varias hojas, si bien donde mejor se pueden observar es en esta hoja y en la vecina de Pino de la Virgen.

Esta estructura tiene un extraordinario interés en la historia de la Geología, por ser el sujeto de importantes avances en los inicios de la volcanología a través de los estudios de Von Buch, Gagel y tantos otros investigadores hasta nuestros días.

Ha dado a la Geología el nombre universal de "caldera", para definir las depresiones formadas por erosión en edificios volcánicos, o en procesos relacionados directa o indirectamente con el volcanismo: explosión, hundimiento o deslizamientos gravitatorios.

Considerada desde Von Buch hasta época muy reciente como la caldera prototípica de erosión, estudios recientes de Ancochea y colaboradores (1994) y Carracedo y colaboradores (1997, 1999 a, b) han puesto de manifiesto su origen tectónico relacionado con un deslizamiento lateral del flanco occidental de la dorsal de Cumbre Nueva, afectando a unos 200 Km<sup>3</sup>.

Su interés geológico estriba en la excelente posibilidad de observación de la estructura interna de un escudo volcánico, con secciones en sus paredes de más de 100 m de coladas, mantos piroclásticos, diques, lavas submarinas, etc.

Tiene, además, un elevado valor histórico y arqueológico, relacionado con la conquista de la isla; hidrogeológico, por la abundancia de manantiales y galerías y por ser un ejemplo del aprovechamiento y gestión del agua desde el Siglo XVI; medioambiental, por su espectacularidad paisajística y la riqueza de su flora y fauna, con importantes endemismos. Fue declarada Parque Nacional en 1954.

Se recomienda su observación a través de dos itinerarios por su borde (desde el Roque de los Muchachos al Mirador de El Time, por el oeste, y desde el mismo comienzo hasta la Ermita de la Virgen del Pino, por el este). Otros itinerarios en el interior están indicados y comentados en la Guía de Visita (1998), editada por Parques Nacionales.

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

#### Meseta Central (Nº 3, en la figura adjunta)

Excelente ejemplo de formación, por inversión del relieve, de una meseta de lavas horizontales colgada en la parte más elevada del escudo volcánico. Su origen está asociado al relleno de una estructura de deslizamiento (deslizamiento de Garafía, hace 1.2 Ma).

Tiene un elevado interés hidrogeológico, al constituir un excelente ejemplo de acuífero colgado, el más importante de la isla.

Su mejor observación se logra en la sección de la Tamagantera, recorriendo el camino real del mismo nombre que parte de la carretera al Observatorio Astrofísico, a la altura del Km 30. Se extiende hacia el oeste dentro de la hoja de Pino de la Virgen.

Tiene interés geológico, hidrogeológico, geomorfológico, paisajístico y turístico, de valor local y regional.

#### Discordancia y manantiales de Marcos y Cordero (Nº 4, en la figura adjunta)

Situada en la cabecera en herradura del Barranco del Agua, es un claro ejemplo de la discordancia tectónica existente entre el edificio volcánico Garafía (1.7-1.2 Ma) y el posterior de Taburiente (1.12-0.4 Ma). La parte alta de esta cabecera está excavada en las lavas horizontales del Taburiente que rellenaron la cuenca de deslizamiento del Garafía. Las diferencias en permeabilidad de ambas formaciones geológicas hace que el agua acumulada en las lavas horizontales afloren formando manantiales de importante caudal,



denominados de Marcos y Cordero por sus descubridores.

En las partes más bajas de la cuenca puede observarse cómo la discordancia angular entre estos edificios volcánicos desaparece al rebasar las lavas del Taburiente la cuenca de deslizamiento y fluir en concordancia sobre la superficie topográfica del edificio volcánico Garafía. Sin embargo, la discordancia sigue siendo manifiesta por el corte de muchos diques en el contacto de ambos edificios volcánicos.

El paisaje se enriquece con una vegetación llena de endemismos. Es Reserva Mundial de la Biosfera.

Interés geológico hidrogeológico, geomorfológico, paisajístico y turístico local y regional. Para su observación utilizar el camino de servicio del canal de Marcos y Cordero.

Depósitos freatomagmáticos de La Galga (Nº 5, en la figura adjunta)

Excelente ejemplo de centro eruptivo con mecanismos explosivos originados por la interacción del agua freática con el magma. Pueden observarse facies desde poco consolidadas hasta brechas ignimbríticas muy parecidas al tipo "Roque Nublo", en Gran Canaria. Estas facies muy consolidadas y resistentes, con características de "nube ardiente", rellenaron los barrancos y llegaron hasta la costa. Su mayor resistencia las ha conservado al encajarse la red de barrancos, descollando como "roques" y "cuchillos" en los actuales interfluvios por un proceso de inversión del relieve.

De interés geológico y geomorfológico local y regional.

Para la observación de los depósitos proximales seguir la pista hasta el Cubo de La Galga. Los roques de inversión de relieve se observan desde el Km 20 de la carretera general (C-830) o desde el mirador de la Ermita de San Bartolomé.

## 11. BIBLIOGRAFÍA

- ABDEL-MONEM A., WATKINS N.D., 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*, 272, Pp.805-825,
- ÁLVAREZ-RAMIS M.C., LAAMARTI N., VEGAS J. "A preliminary palynological study of epiclastic deposits from Caldera de Taburiente. La Palma island. Canary, Spain". *Plant Cell Biology and Development*, 11 (En prensa).
- ANCOCHEA E., HERNÁN F., CENDRERO A., CANTAGREL J.M., FÚSTER J.M., IBARROLA E., COELLO J., 1994. "Constructive and destructive episodes in the building of a young Oceanic Island, La Palma, Canary Islands, and genesis of the Caldera de Taburiente, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 60", N°. 3-4, Pp.243-262,
- ANGUITA VIRELLA F. Y APARICIO YAGUE A., 1973. "Aglomerados tipo Roque Nublo en la isla de La Palma", *Estudios Geológicos*, 29, Pp.335-342,
- ARENAS, R. Y DE LA NUEZ, J., 1987. "Características del metamorfismo hidrotermal del Complejo Plutónico de la Caldera de Taburiente (La Palma, Canarias)". *Geogaceta*, 3: 13-15.
- BECERRIL E., 1951. "Informe hidrogeológico (Caldera de Taburiente-Marcos-Cordero). Hdto. Haciendas de Argual y Tazacorte. La Palma". Pp.1-54. *Boletín Geológico y Minero*, 110, Año 2: 135-158.
- BISTRY, T., 1997. "Natural and anthropogenic chemical input into the groundwater of the volcanic island of La Palma (Canary Islands)". *Reports, Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel*, n° 85. 172 pp.
- BRÄNDLE J.L., ANCOCHEA E. Y MUÑOZ M., 1984. "Clasificación de las Rocas Volcánicas Españolas: El Diagrama Total Alkalí-Sílice: (T.A.S.). de la I.U.G.S". *Iº Congreso Español de Geología. Tomo II*: 63-81.
- BRAVO, T., COELLO, J., 1979. "Contribución a la hidrogeología de la Caldera de Taburiente, La Palma, Islas Canarias", *II Simposio Nacional de Hidrogeología*, 22-26 Octubre 1979, Pamplona, España: 189-206,
- BRAVO T., 1960. "Estudio hidrogeológico de la Caldera de Taburiente, La Palma". *H.A.A.T.. documento interno*.
- BRAVO T., 1990. "Geología de la isla de La Palma", *Asociación Canaria para la Enseñanza de las Ciencias Viera y Clavijo (Fascículo 1)*.

- CARRACEDO J.C., 1975. "Paleomagnetismo e historia geológica de Tenerife". *Aula de Cultura del Cabildo de Tenerife*.
- CARRACEDO J.C., 1984. "Geografía de Canarias". *Editorial Interinsular Canaria*.
- CARRACEDO J.C., 1999. "Growth, structure, instability and collapse of Canarian volcanoes and comparisons with Hawaiian volcanoes". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 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.J. Y GUILLOU H., 1997. "Late (Quaternary) shield-stage volcanism in La Palma and El Hierro, Canary Islands", *International Workshop on Volcanism & Volcanic Hazards in Immature Intraplate Oceanic Islands. La Palma, 15-18 September, 1997 (Programme and Abstracts)*: 61-66.
- CARRACEDO J.C., DAY S.J. Y GUILLOU H., 1997. "The Cumbre Nueva collapse and Cumbre Vieja volcano, International Workshop on Volcanism & Volcanic Hazards in Immature Intraplate Oceanic Islands. La Palma", *Geological Excursion 19-21 September, 1997 (Excursion Guidebook)*: 1-28.
- CARRACEDO J.C., DAY S.J. Y GUILLOU H. YP. GRAVESTOCK, 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*, 111: 755-768.
- CARRACEDO J.C., DAY S.J., GUILLOU H. Y 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*, 94, N° 1-4: 169-190.
- CLAGUE D. A. Y DALRYMPLE G. B. (1987). "The Hawaiian-Emperor volcanic chain. Part. I: Geologic evolution". In: *Decker W., Wright T. L., Stauffer P.H. (Eds.), Volcanism in Hawaii, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 1350, Vol. 1: 5-54*.
- COELLO J., 1980. "Rocas sedimentarias plegadas en el complejo basal de La Palma (Islas Canarias)", *26º Congrès Géologique International*: 451.
- COELLO J., 1983. "Factores geológicos en la ordenación-gestión del Parque Nacional de la Caldera de Taburiente. La Palma, Islas Canarias". *II Reunión Nacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio, Lérida. Vol. Comunicaciones*.

- COELLO, J., 1987. "Las aguas subterráneas en las formaciones volcánicas del norte de La Palma (Islas Canarias)", *Simposio Internacional de Recursos Hidráulicos "Canarias Agua 2000"*. Consejería de Obras Públicas, Gobierno de Canarias. Tenerife, España.
- COHEN E., 1876. "Über die sogenannten Hypersthenite von Palma". *Neues Jahrb. F. Mineralogie, etc. Stuttgart*.
- CONSEJO INSULAR DE AGUAS DE LA PALMA, 1999. "Plan Hidrológico Insular". III tomos: *Memoria, Normas y Programa de Inversiones*.
- CUSTODIO, E., 1983. "Nuevas contribuciones al conocimiento hidrogeológico de las Islas Canarias". In: *Proc. III Symp. Hydrogeology. Madrid. Hidrogeología y recursos hidráulicos, vol. I: 705-717*.
- CUSTODIO, E., JIMÉNEZ, J., NÚÑEZ, J.A., PUGA, L. Y BRAJOS, J.J., 1989. "Hydrology of the Canary Islands (Spain). Hidrogeología y recursos hidráulicos, vol. XIV". *Asoc. Esp. Hidr. Sub. ITGE. Madrid: 205-227*.
- DE LA NUEZ J., 1978. Las extrusiones sálicas de la isla de La Palma (Canarias). "Tesis licenciatura (tesina)". *Fac. C. Geológicas. Universidad Complutense, Madrid. Pp.1-108*
- DE LA NUEZ J., 1983. "Morfología y estructura de la Caldera de Taburiente, La Palma (Canarias)". V *Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica (Abstract)*.
- DE LA NUEZ J., 1983. "El complejo intrusivo subvolcánico de la Caldera de Taburiente, La Palma (Canarias)". *Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 401 pp*.
- DE LA NUEZ J., 1985. "Evolución del vulcanismo en las Islas Canarias (Gomera, La Palma, Hierro)", *Universidad Internacional Menéndez Pelayo, Santa Cruz de Tenerife. Marzo 1985*.
- DE LA NUEZ, J., 1991. "Pautas estructurales en los diques de la caldera de Taburiente, La Palma (Islas Canarias), En: Homenaje al Profesor Telesforo Bravo (tomo I)". *Universidad de La Laguna (Secretariado de Publicaciones): 543-557*.
- DE LA NUEZ, J. Y ARENAS, R., 1988. "El metamorfismo hidrotermal de los gabros de la Caldera de Taburiente, La Palma (Islas Canarias)". *Rev. Inv. Geol. 44/45: 193-212*.
- DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS. 1992. "Avance del Plan Hidrológico Insular de La Palma". *Consejería de Obras Públicas, Vivienda y Aguas. 241 pp + anejos*.
- DRURY R.M., NELSON B. K. Y CARRACEDO J. C., 1999. "Tracing mantle heterogeneities and magmatic storage: Geochemical stratigraphy of the Bejenado Volcano", *La Palma (Canary Islands) (pre-print)*.

- ELLIOTT, T., MARCANTONIO F., 1995. "The basanites of La Palma, Canaries: Distinguishing deep and shallow trace element signatures, En: Terra Abstracts". *EUG 8, Strasbourg, France 9-13 April 1995*.
- ELSWORTH, CARRACEDO AND DAY, EDITORS, "Journal of Volcanology and Geothermal Research", 1994, 1-4, 340 pages.
- FÉRAUD, G., GIANNERINI, G., CAMPREDON, R. Y STILLMAN, C., 1985. "Geochronology of some Canarian dike swarms: Contribution to the volcano-tectonic evolution of the archipelago". *J. Volcanol. Geoth. Res.* 25: 29-52.
- FERNÁNDEZ CALDAS E. Y BRAVO RODRÍGUEZ J.J., 1970. "Las aguas subterráneas de la isla de La Palma (características químicas y geoquímicas), Anales de Edafología y Agrobiología", Tomo 29, N°. 5-6: 353-367.
- FERNÁNDEZ CALDAS E. Y VÍCTOR PÉREZ G., 1974. "Características químicas de las aguas subterráneas de las Islas Canarias Occidentales (Tenerife, La Palma, Gomera y Hierro)", *Centro de Edafología y Biología Aplicada de Tenerife, C.S.I.C., Aula de Cultura de Tenerife, Tenerife, España*.
- FERNÁNDEZ CASADO J.L., 1952. "Conclusiones de los informes emitidos sobre las aguas de la Isla de La Palma". *La Palma*: 11-19.
- FERNÁNDEZ SANTÍN S., 1975. "Sobre un enclave hipocristalino en las formaciones basálticas antiguas de la isla de La Palma (Islas Canarias)", *Estudios Geológicos*, 31: 479-485.
- FERNÁNDEZ SANTÍN, S., 1979. "Procesos de propilitización en rocas sálicas del Complejo Basal de la isla de La Gomera". *Com. III Asamb. Nac. Geod. Geof.* 3: 1633-1654.
- FERNÁNDEZ, C., DE LA NUEZ, J. Y CASILLAS, R. (*pre-print*). "Stress fields associated with the growing of a large shield volcano (La Palma Island) in the presence of external tectonic stresses".
- FÚSTER J.M., 1975. "Las Islas Canarias: Un ejemplo de evolución espacial y temporal del vulcanismo oceánico". *Estudios Geológicos*, 31: 439-463.
- FÚSTER J.M., HERNÁNDEZ-PACHECO A., Y RAMÍREZ DEL POZO, 1974. "Sobre la aparición de microfauna en la formación submarina de la Caldera de Taburiente (La Palma)". *Estudios Geológicos*.
- GAGEL C., 1908 A. "DIE CALDERA VON LA PALMA. ZEITSCH. D. GES. F. ERKUNDE", *Berlin*. Pp. 168-186 y 222-250.
- GAGEL, C., 1908 B. "Die Grundgebirge von La Palma. Zeitschr". *D. Deutschen Geologischen Gesellschaft* 60: 25-31.

- GASTESI P., HERNÁNDEZ-PACHECO A. Y MUÑOZ M., 1966. "Las rocas holocristalinas de la caldera de Taburiente, La Palma (Canarias)", *Estudios Geológicos*, Vol. 22: 113-134.
- GEE J., STAUDIGEL H., TAUXE L., PICK T. Y GALLET Y., 1993. "Magnetization of the La Palma Seamount Series: Implications for Seamount Paleopoles". *Journal Geophys. Res.*, 98: 11743-11767.
- GEE J., STAUDIGEL H., TAUXE L., PICK T. Y GALLET Y., 1993. "Origin of anomalous remanence directions in the La Palma Seamount Series". *Terra Nova Abstr. Suppl.*, 5, 85.
- 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*, 86, 1-4: 137-149.
- GUILLOU, H., CARRACEDO, J.C., AND DUNCAN, R. 2001. K-Ar,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  "Ages and Magnetostratigraphy of Brunhes and Matuyama Lava Sequences from La Palma Island". *J. Volcanol. & Geotherm. Res.*, 106, 3-4: 175-194.
- GUTIÉRREZ, M., 2000. "Estudio petrológico, geoquímico y estructural de la serie volcánica submarina del Complejo Basal de Fuerteventura (Islas Canarias): caracterización del crecimiento submarino y de la emersión de la isla". *Tesis Doctoral Univ. La Laguna*. 696 pp.
- HARTUNG G., 1862. "Beobachtungen über Erhebungs-kratere, ältere und neuere Eruptivmassen". *Über die Entstehung der Caldera von Palma (with a coloured topographic map of the island)*. Leipzig.
- HAUSEN H., 1969 A. "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.
- HAUSEN H., 1969 B. "Some contributions to the geology of La Palma, Societas Scientiarum Fennica". *Commentationes Physico - Mathematicae XXXV*.
- HAUSEN H., 1970. "Nota comparativa de la geología de las islas de La Palma y Gomera del Archipiélago Canario", *Universidad de La Laguna, Tenerife (Homenaje a Elias Serra Rafols)*: 233-249.
- HERNÁNDEZ-PACHECO A., 1971. "Nota previa sobre el complejo basal de la isla de La Palma (Canarias)". *Estudios Geológicos*, vol. 27: 255-265.
- HERNÁNDEZ-PACHECO A., 1973 A. "Sobre el significado de las rocas granudas gabroides de los complejos basales de las islas de Fuerteventura, La Palma y La Gomera (Archipiélago Canario)", *Estudios Geológicos*, Vol. 29: 549-557.

- HERNÁNDEZ-PACHECO A., 1973 B. "Sobre la supuesta existencia de unas rocas graníticas en la isla de La Palma (Canarias)", *Estudios Geológicos*, Vol. 19: 107-109.
- HERNÁNDEZ-PACHECO A., 1974. "Estado actual de los conocimientos geológicos, vulcanológicos y petrológicos de la isla de La Palma (Archipiélago Canario)", 1ª *Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica*, 1974, Pp.1319.
- HERNÁNDEZ PACHECO A., 1975. "Los diques-brecha duniticos de fluidificacion de la Caldera de Taburiente. La Palma (Islas Canarias)". *Estudios Geol.*, 31: 465-478.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, A. Y FERNÁNDEZ SANTÍN, S., 1974. "Las formaciones volcánicas submarinas de la Caldera de Taburiente en La Palma (Canarias) y sus transformaciones metasomáticas". *Proc. Symp. Andean Antarctic Volcanol. Problems. Santiago, Chile. IAVCEI*. 14 pp.
- HERNÁNDEZ-PACHECO A. Y DE LA NUEZ J., 1983. "Las extrusiones sálicas del sur de la Isla de La Palma". *Estudios Geol.*, 39: 3-30.
- HERNÁNDEZ-PACHECO A. Y ALFONSO A., 197). "Geological map of the basement complex of La Palma (Canary Islands)". *Insular Dep. For Water. Management. Cabildo. Santa Cruz de La Palma*.
- HERNÁNDEZ PÉREZ M.S., 1980. "El poblamiento prehispanico de las Islas Canarias. Recientes aportaciones". *II Coloquio de Historia Canario-Americana. Las Palmas*, I: 15-46.
- IGME, 1976. "Mapa Geotécnico General: Santa Cruz de La Palma, San Sebastian de La Gomera", *Instituto Geológico y Minero de España. Ministerio de Industria (Servicio de Publicaciones)*. Hoja: 89-90, Memoria: 9-10/10/9-10/11,
- IGME, 1976. "Mapas de Rocas Industriales: Santa Cruz de La Palma, San Sebastian de La Gomera", *Instituto Geológico y Minero de España. Ministerio de Industria (Servicio de Publicaciones)*. Hoja: 89-90, Memoria: 9-10/10/9-10/11,
- ITGE, 1993. "Estudio isotópico de las aguas subterráneas en la Isla de La Palma". 73 pp + anexos.
- JEREMINE E., 1933. "Contribution à l'étude petrographique des trois iles de l'archipel Canarien: Tenerife, La Palma, Gran Canaria". *Bulletin. De la Société Française de Mineralogie*. Vol. 56: 216-239.
- JIMÉNEZ SUAREZ J., 1974. "Esquema hidrogeológico de la isla de La Palma", *En: Simposio Internacional sobre Hidrología de Terrenos Volcánicos, Lanzarote, España*.

- JIMÉNEZ SUAREZ J. Y MARTÍNEZ TERROBA C., 1974. "Incidencias de los factores geológicos en el alumbramiento de las galerías de la isla de San Miguel de La Palma (Archipiélago Canario, España)", *En: Simposio Internacional sobre Hidrología de Terrenos Volcánicos, Lanzarote, España*.
- KLÜGEL A., HANSTEEN T.H. Y SCHMINCKE H.U., 1997. "Rates of magma ascent and depths of magma reservoirs beneath La Palma (Canary Islands)", *Terra Nova*, 9, N° 3: 117-121.
- KÖNIG, B., 1997. "Determination of solute fluxes and balances in the groundwater of the volcanic island of La Palma (Canary Islands)". *Reports, Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel*, n° 84, 201 pp.
- LA IGLESIA A., FERNÁNDEZ SANTÍN S. Y HERNÁNDEZ PACHECO A., 1996. "Laumontita y prehnita en la formación submarina del Complejo Basal de La Palma, Islas Canarias". *Rev. Soc. Geol. España*, 9 (1-2): 67-73.
- 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.
- MARCANTONIO F., ZINDLER A., ELLIOTT T. Y STAUDIGEL H., 1995. "Os isotope systematics of La Palma, Canary Islands: Evidence for recycled crust in the mantle source of HIMU ocean islands", *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 133, N° 3-4: 397-410.
- MARTÍN L.P., PELLETIER H. Y POMEL R.S., 1984. "L'origine des Iles Canaries (II - Les terrasses de La Palma: étude minéralogique et morphophologique)", *Rev. Sc. Nat. D'auvergne*, Vol. 50: 141-155.
- MIDDLEMOST E.A.K., 1970. "San Miguel de La Palma - A volcanic island in section", *Bulletin of Volcanologie*, Vol. 34: 216-239.
- MIDDLEMOST E.A.K., 1972. "Evolution of La Palma, Canary Archipelago", *Contr. Mineral. and Petrol.*, Vol. 36: 33-48.
- MOFFET T.B., 1973. "Hydrogeology of the Taburiente Caldera. La Palma". *M.A. Thesis Univers. Of Missouri, Columbia, USA*.
- ORTI C., ROSO DE LUNA I. Y DUPUY DE LOME E., 1955. "Estudio de la hidrología subterránea de la Caldera de Taburiente en la isla de La Palma", *Instituto Geológico y Minero, Madrid*.
- PÉREZ MARTÍN J.L., 1982. "Caracterización geográfica de depósitos de barranco en la isla de La Palma", *En: Departamento de Geografía. Universidad de La Laguna, Tenerife, España*: 46-50.
- QUIDELLEUR X. Y VIALETE J.P., 1994. "Geomagnetic changes across the last reversal recorded in lava flows from La Palma (Canary Islands)", *Laboratoire de Paléomagnétisme. Institut de Physique du Globe de Paris, Francia*.



- RECK H., 1928. "Zur deutung der vulcanischen geschichte und der Calderabildung auf der insel La Palma". *Zeitschrift fur Vulkanologie band*, 11: 217-243.
- REISS, W., 1861. "Die Diabas-und lavenformation del Insel Palma". *Kreidel Wiesbaden*: 11-20.
- ROQUE, F., 1997. "Los recursos de agua subterránea en Canarias en su contexto general. En Cabrera y otros (eds): Las aguas subterráneas en la planificación hidrológica en las Islas Canarias". *Asociación Internacional de Hidrogeológicos, Grupo Español*: 17-31.
- ROVERETO G., 1927. "Dal Pico de Teide alla Caldera de Taburiente. Impressioni di un viaggio alle Canarie in occasione del XIV Congresso Geologico Internazionale". *Estratto del Periodico "L'Universo"*, n° 1: 1-42.
- SCHIFFMAN P. Y STAUDIGEL H., 1994. "Hydrothermal alteration of a seamount complex on La Palma, Canary Islands: Implications for metamorphism in accreted terranes", *Geology*, Vol. 22: 151-154.
- SCHIFFMAN, P. Y STAUDIGEL, H., 1995. "The smectite to chlorite transition in a fossil seamount hydrothermal system: the Basement Complex of La Palma, Canary Islands". *J. Metamorphic Geol.* 13: 487-498.
- SPA-15, 1975. "Estudio científico de los recursos de agua en las Islas Canarias (SPA/69/515). Volumen III, 2ª parte". *Minist. Obras Públ, Dir. Gral. Obr. Hidr. UNESCO. Las Palmas de Gran Canaria, Madrid*. 3 vol.+ mapas.
- STAUDIGEL H., 1981. "Der basale Komplex von La Palma, submarine vulkanische prozesse, petrologie, geochemie und sekundare prozesse im herausgehobenen, submarinen Teil einer ozean-ischen Insel". *Dissertation. Ruhr Universität, Bochum, Germany*, pp.1-357.
- STAUDIGEL S. Y SCHMINCKE H.U., 1982. "Submarine pyroclastic rocks of the La Palma "ophiolite" complex". *Archipelago – Ciencias da Natureza. Ste III*: 75-76.
- 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. & GIANNERINI G. (1986). "The history of intrusive activity on the Island of La Palma (Canary Islands)". *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 27, 299-322.
- SUN S.S. Y McDONOUGH W.F., 1989. "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes". *The Geological Soc., Blackwell Scientific Pub. USA*: 313-345.
- URGELÉS R., 1999. "Esllavissements gegants a les illes Canaries: Les illes d'El Hierro i La Palma". *Tesis doctoral. Univ. Barcelona, España*.

- URGELÉS R., MASSON D.G, CANALS M., WATTS A.B. Y LE BAS T., 1999. "Recurrent giant landslides on the west flank of La Palma. Canary Islands". *J. Geophys. Res.* 104: 25331-25348.
- VAN WERVEKE L., 1879. "Limburgit von La Palma". *Neues Jahrb. F. Min., Stuttgart*.
- VAUGNAT M., 1961. "Sur la presence de laves sous-marines dans le soubasement de la Caldera de Taburiente, La Palma (Canarias)". *Archives des Sciences, Soc. Phys. Hist. Natur.*, 14: 143-148.
- VEERGER, A.I., 1991. "Geochemical methods for evaluating the origin and evolution of ground water in volcanic rocks". *Tesis doctoral. Universidad de Arizona*. 237 pp.
- VEGAS J., ÁLVAREZ-RAMIS M.C. Y LAAMARTI N., 1998. "Reconstrucción de los megarrestos vegetales fósiles encontrados en los sedimentos epiclásticos de la Caldera de Taburiente. La Palma (Islas Canarias)". *En: C. Castillo y M. Martín (Eds.): Actas de las XIV Jornadas de Paleontología. Tenerife: 187-189.*
- VEGAS J., GARCÍA E. Y MARFIL R. (EN PRENSA). "Procesos de transformación y neoformación de esmectitas en los materiales volcánoclasticos de la isla de La Palma (Canarias)". *Geogaceta*.
- VEGAS J., HERNÁNDEZ-PACHECO A., Y MARFIL PÉREZ R., 1999. "Los depósitos volcánoclasticos 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.



MINISTERIO  
DE ECONOMÍA  
Y COMPETITIVIDAD



Instituto Geológico  
y Minero de España

ISBN 84-7840-981-5



9 788478 409815