



MINISTERIO
DE CIENCIA
E INNOVACION



y Minero de España

PLAN GEODE DE CARTOGRAFIA GEOLÓGICA CONTINUA

LEYENDA DESCRIPTIVA DE LA ZONA: 2915

CANARIAS -- LA PALMA

V: 1.0 12/2007



CONTENIDO

La leyenda descriptiva incluye información complementaria de las unidades cartográficas diferenciadas en la leyenda cronoestratigráfica. Contiene aspectos significativos que permiten un conocimiento detallado de cada unidad, habitualmente se trata de características morfológicas, granulométricas, litológicas, etc. La información se presenta en una tabla con 3 campos para cada unidad cartográfica del mapa geológico:

CODE_UNIO: Código alfanumérico asignado por los responsables de cada Proyecto Regional que aparece como rótulo en las unidades cartográficas y en la leyenda cronoestratigráfica. Habitualmente se trata de un valor numérico creciente con la edad de la formación, sin embargo se admiten caracteres tales como subíndices para diferenciar unidades cartográficas relacionadas.

DESC_UNIT: Descripción de la unidad cartográfica. Es el rótulo que aparece después de la identificación numérica en la leyenda cronoestratigráfica. En ocasiones se le añade un término identificativo de orden superior. Es un texto de hasta 250 caracteres.

DESC_LONG: Descripción extensa de la unidad cartográfica. Información complementaria de cada unidad cartográfica, relación de las características más significativas sobre aspectos morfológico, petrofísico, litológico, etc.



LEYENDA DESCRIPTIVA

CODE_UNIO	DESC_UNIT	DESC_LONG
68	Depósitos antrópicos	
67	Playas de arenas y cantos	<p>Al igual que ocurre con los depósitos aluviales, tampoco abundan las playas en La Palma. Estos se pone de manifiesto en la escasez del toponímico "playa" en las costas de la parte norte de la isla, aunque es frecuente el topónimo "playa" en las costas del sur de la isla, muchas veces se refieren a pequeñas ensenadas con apenas un ligero recubrimiento de cantos y arenas, como Playa Nueva, Charco Verde, Zamora, El Faro, Los Cancajos, etc. Estas playas son muy cambiantes, a expensas de la acción del oleaje.</p> <p>El abrupto incremento de la profundidad a escasos metros de la costa y la ausencia de erupciones recientes y, por lo tanto, de zonas litorales bajas, han dificultado la acumulación de arenas estables para la formación de playas, que son de poca extensión y muchas de ellas inaccesibles.</p> <p>Todas estas playas son de bloques y cantos, más o menos redondeados, o de cantos y arenas basálticas, con su característico color negro. Son aún más escasas las formadas únicamente por arena, destacando como las más importantes de este tipo las de La Veta, La Fajana de Los Hombres y Nogales.</p>
66	Depósitos de playa cementados ("beach rocks")	
65	Avalanchas y desplomes ("rock falls")	<p>Son muy abundantes en los acantilados costeros y en la pared de la Caldera de Taburiente.</p> <p>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.</p> <p>Las costas de barlovento son muy inestables debido a la fuerte agresión marina. Los desplomes costeros, muy abundantes, 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.</p> <p>Los desplomes costeros más significativos de La Palma son los de la Playa de la Veta, Mña. La Negra, la costa de El Arrogante y las Fajanas de Los Hombres y Correa. También existen cicatrices de deslizamiento muy visibles en la cabecera del Bco. del Agua, en el camino hacia los manantiales de Marcos y Cordero.</p> <p>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.</p> <p>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. Cuando la fracturación es muy intensa por producirse en pendientes pronunciadas, adquieren una estructura</p>



		<p>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). Apenas hay algunos ejemplos en las Hojas de LPS, restringidos a los acantilados costeros y a las paredes del cauce medio y bajo del Bco. de Las Angustias.</p>
64	Coluviones y depósitos de ladera	<p>Las pronunciadas pendientes y la fuerte erosión propician la formación de abundantes coluviones y depósitos de ladera, asentados principalmente en los cantiles costeros al norte del Puerto de Tzacorte, en la pared de la Caldera de Taburiente y en el arco de Cumbre Nueva. La acumulación de estos depósitos se facilita cuando se forma previamente una superficie de asentamiento alejada de la erosión, como es el caso de la terraza superior de El Time (Amagar) o el arco de Cumbre Nueva.</p> <p>Los piedemontes presentan la típica estructura en capas de diferente granulometría. Están, en general, poco a nada encalichados y no están atravesados por diques.</p> <p>En el edificio volcánico Cumbre Vieja apenas existen barrancos con rellenos apreciables y los depósitos de ladera están, en general, poco desarrollados, a excepción de los existentes entre Puerto Naos y Punta Banco, en el flanco occidental del edificio volcánico, que adquieren gran potencia y desarrollo. Son frecuentes las formaciones que aparentan ser piedemontes, pero que en una observación más detallada muestran ser coladas recientes formando cascadas en los cantiles costeros. El tapizado de la superficie de estas coladas con derrubios contribuye a esta falsa impresión.</p>
63	Aluvial (relleno de barrancos)	<p>Como ya se ha mencionado, son escasos los barrancos con depósitos de acarreo importantes en el cauce, con la excepción del Bco. de Las Angustias, que drena la Caldera de Taburiente.</p> <p>Depósitos aluviales de alguna importancia se encuentran en los cauces medios y bajos de los barrancos del flanco SE del escudo, en las inmediaciones de Sta. Cruz de La Palma (Barrancos de Carmen Dorador, la Madera, El Río, Las Nieves y Juan Mayor), en el cauce final de los barrancos del este (Bcos. del Agua, San Juan, La Galga, Hondo, Nogales y Seco). En los barrancos del oeste y norte (Bco. Jurado, Domingo, Fagundo, Los Hombres, Franceses y Gallegos tan sólo existen depósitos de acarreo aluvial de alguna entidad en los cauces bajos.</p> <p>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.</p> <p>El aluvial del Bco. de Las Angustias alcanza un desarrollo más importante, debido a la intensidad de los procesos erosivos en las paredes e interior de la inestable Caldera de Taburiente. Son especialmente destacables las zonas de depósito aluvial del Río Taburiente (cauce alto del de Las Angustias), entre las cotas 750-850 y el tramo bajo del de Las Angustias, por debajo de la cota 250.</p> <p>En este barranco los cantos son más redondeados y poligénicos, incluyendo lavas submarinas, traquitas, rocas plutónicas de diversa composición (gabros, sienitas) y basaltos (lavas y aglomerados volcánicos).</p>
62	Terrazas aluviales recientes	<p>Como ya se ha mencionado, son escasos los barrancos con depósitos de acarreo importantes. Son excepción el Bco. de Las Angustias, que drena la Caldera de Taburiente, y el de El Riachuelo, que lo hace con la cuenca que forma el arco de Cumbre Nueva. En este último, el aluvial reciente, depositado encima de las lavas de Cumbre Vieja, no adquiere el desarrollo del aluvial pleistoceno, ya descrito.</p> <p>El relleno de acarreo del Bco. de Las Angustias adquiere una potencia significativa por debajo de la cota 250, especialmente en la zona de costa, donde forma un ensanchamiento con llanura aluvial de unos 250 m de anchura. En este barranco los cantos son más redondeados y poligénicos, incluyendo lavas submarinas, traquitas,</p>



		<p>rocas plutónicas de diversa composición (gabros, sienitas) y basaltos (lavas y aglomerados volcánicos).</p> <p>El aluvial reciente del arco de Cumbre Nueva se restringe a una franja que discurre bordeando las lavas de Cumbre Vieja, partiendo desde las inmediaciones de Mña. Quemada. Este barranco se alimenta con los arrastres de los bordes del piedemonte, de gran desarrollo, que recubre la base del arco de Cumbre Nueva.</p> <p>Aparte de los ya citados, se encuentran depósitos aluviales de alguna importancia en los cauces medios y bajos de los barrancos del flanco SE del escudo, en las inmediaciones de Sta. Cruz de La Palma (Barrancos de Carmen Dorador, La Laja, La Madera, El Río, Las Nieves y Juan Mayor).</p> <p>Los acarrees son siempre de cantos basálticos sub-redondeados, de tamaño muy variable, desde grandes bloques (muchos originados en desprendimientos de las paredes) hasta arenas gruesas.</p>
37	Suelos de alteración de lapilli	<p>Alrededor de la Laguna de Barlovento aparecen unos mantos de considerable potencia (hasta 5-6 m en algunas zonas) de materiales muy edafizados, en los que se observa su naturaleza original de piroclastos basálticos.</p> <p>Se extienden entre la citada montaña y la de El Pozo y Morantes, llegando hasta las inmediaciones del pueblo de Barlovento.</p> <p>Al parecer se trata de piroclastos finos provenientes de las erupciones que formaron el grupo volcánico de la citada Laguna de Barlovento. En estas erupciones hubo fases freatomagmáticas más explosivas, lo que pudo ayudar a la dispersión y fragmentación de estos depósitos y a su ulterior edafización.</p>
36	Coluviones y depósitos de ladera	<p>Tan sólo se han podido observar piedemontes claramente antiguos en la Fajana de Barlovento, en la Hoja 1083-II. En esta costa aparecen dos familias de coluviones, estando los más antiguos muy compactados, con intercalaciones de coladas que fluyen desde la zona de la Laguna de Barlovento, pertenecientes al Taburiente Superior.</p> <p>Al parecer se trata de los restos de una plataforma costera del Taburiente Superior, sobre la que se han formado otros piedemontes claramente recientes, que la han protegido de la erosión marina.</p>
35	Materiales epiclásticos del "fan-delta" lacustre de Cumbre Nueva	<p>Esta formación ha sido estudiada en detalle por Vegas y colaboradores (1999), que la interpretan como un 'fan delta' lacustre. Una explicación más sencilla es que esta acumulación se deba al taponamiento de la salida del Bco. del Riachuelo, al rellenarse el cauce con los conos periféricos del Bejenado ya descritos y con coladas de Cumbre Vieja.</p> <p>El espacio de acomodación que existía en el momento de producirse la sedimentación de estos materiales era una pequeña cuenca, limitada por el arco de Cumbre Nueva, El Bejenado y toda una seriación de pequeños conos volcánicos. Esta depresión, en la que se originó un lago, recogió todo el aporte fluvial que provenía de estadios anteriores de la Caldera de Taburiente, a través del barranco de El Riachuelo, así como el aporte procedente de las laderas del arco de Cumbre Nueva. Durante este periodo la Caldera de Taburiente se comunicaba con la de Cumbre Nueva.</p> <p>Al pie del escarpe de Cumbre Nueva se encuentra un depósito formado por todo el material procedente de la erosión de estas laderas, que presenta una morfología de abanico. Está constituido por unos materiales detríticos gruesos, mal seleccionados, asimilables a los depósitos de un abanico aluvial. Dado que este abanico progradaría dentro del lago descrito anteriormente, se puede afirmar que es un ambiente de sedimentación tipo "fan delta" lacustre. Estos "fan deltas" son muy comunes en los márgenes de lagos de zonas montañosas.</p> <p>La zona subaérea del "fan delta" corresponde a los materiales situados en los alrededores de la Ermita de La Virgen del Pino, que en realidad es la parte más pequeña del abanico, donde aparecen "debris flows" y canales, que se producen por descargas fluviales efímeras. La zona de transición entre la parte subaérea y la</p>



		<p>submarina corresponde al frente deltáico, con una pendiente deposicional suave, donde se desarrollarían “foresets” de gravas. Estos depósitos no han podido ser identificados sobre el terreno, dado la escasez de afloramientos. La pendiente deposicional es mucho menor que en el caso del “fan delta” de Las Angustias. En el frente deltaico se producen fenómenos de transporte en masa conglomeráticos, favorecidos por la tasa de sedimentación de la zona, que incrementarían la presión del agua contenida en los poros de los sedimentos, generando corrientes de turbidez que se incorporan al prodelta. En este ambiente se encuentran capas delgadas de “debris flow” que, en algunas ocasiones, pueden rellenar canales en la zona de ruptura de pendiente. Ésta no debería ser muy acusada, pues no se encuentran fenómenos de “slumping”. Hacia el centro de esta cuenca se concentran los mayores espesores de las capas de arcillas, que también son típicas de las partes distales del prodelta.</p> <p>El modelo de sedimentación que más se asemeja al escenario descrito puede asociarse a una secuencia de “fan delta” que progresa desde el escarpe de Cumbre Nueva hasta llegar al ambiente lacustre.</p>
34	Materiales epiclásticos del "fan-delta" marino de Bco. de Las Angustias	<p>La primera referencia de estos materiales, que se localizan en la desembocadura del Barranco de Las Angustias, fue realizada por Lyell (1855). Posteriormente, se pueden encontrar referencias de ellos en los trabajos de Sapper (1906); Reck (1928); Hausen (1969); Afonso y otros (1974) y de La Nuez (1983), denominándolos en su conjunto como los “conglomerados de El Time”. Posteriormente, Vegas y colaboradores (1999) los separan en dos unidades litoestratigráficas diferentes: una inferior, que denominan Unidad Piroclástica del Barranco de Las Angustias (de origen volcánico) y otra superior, denominada como Unidad Epiclástica del Barranco de Las Angustias (de origen sedimentario). En el presente proyecto se ha estimado, sin embargo, que la Unidad Piroclástica definida por Vegas y colaboradores (1999) tiene una extensión mucho más reducida que la estimada por estos autores, limitándose a la zona denominada La Viña, posiblemente en relación con un centro eruptivo actualmente muy erosionado. Como se ha venido aceptando de forma general, consideramos que la formación de El Time es de origen sedimentario.</p> <p>Esta formación está constituida mayoritariamente por conglomerados mal seleccionados, con frecuentes cambios laterales de facies que en conjunto tienen unos espesores variables según la zona donde se observen, oscilando de 100 a 300 m. Se encuentra localizada en el Barranco de Las Angustias, extendiéndose desde la zona de La Viña hasta la desembocadura de este barranco en el mar por la costa oeste de la isla. Estos materiales se apoyan discordantemente sobre las formaciones volcánicas del edificio volcánico Taburiente (en la pared oeste del barranco) y El Bejenado (en la pared este). Posteriormente, está fosilizada por los volcanes de Los Llanos de Aridane y Argual y las lavas de Cumbre Vieja. Una galería emboquillada en el Bco. de Tenisque (Salto de Los Enamorados) corta un dique de dirección NE-SO intruyendo los sedimentos, posiblemente asociado a los conos de Argual y Mña. Tenisca.</p> <p>Dentro de esta Formación se distinguen los siguientes tipos de facies sedimentarias:</p> <p>“Debris flows”: Niveles de paraconglomerados con los clastos soportados por la matriz, dispuestos en cuerpos de uno a dos metros de espesor, con la base y el techo planos, sin capacidad erosiva, incluso se pueden adaptar a morfologías preexistentes. Se encuentran grandes bloques flotando, de hasta 0,80 m de diámetro, en una matriz arenosa-arcillosa, pudiendo presentar granoclasificación positiva a techo del depósito.</p> <p>“Sheet floods” de gravas: Cuerpos tabulares de conglomerados y gravas granosoportados, que ocupan una extensión lateral variable,</p>



	<p>en general de una decena de metros, cuyo espesor varía entre 0,30 y 0,70 m. En la base presentan cicatrices erosivas e interiormente se puede observar una laminación paralela y cruzada planar de alto régimen de flujo. A veces esta laminación es difusa, dado el tipo de depósito, con cantos imbricados y alineaciones de clastos.</p> <p>Depósitos de tamiz ("sieve"): Cuerpos lobulados constituidos por gravas sin matriz, con una media de 0,20 m de espesor. Se acuñan lateralmente y pueden aparecer relacionados con "sheet floods". Son depósitos formados en zonas con permeabilidad acusada, con una carga de sedimento pobre en material fino, donde se produce una infiltración rápida de todo el flujo acuoso, denominados como depósitos de tamiz, situados en la zona proximal.</p> <p>Canales: Cuerpos de gravas con base cóncava y techo plano, de espesor variable entre 0,40 y 0,80 m, con una extensión media de 1,5 a 2 m. Tienen base erosiva tapizada con "lag" de cantos, en general muestran granoclasificación positiva, con estratificaciones cruzadas de surco y de tipo planar. Es frecuente encontrar canales con rellenos multiepisódicos, formados por dos o más unidades de gravas separadas por superficies erosivas. Otro tipo de canal que también se encuentra son los canales "ribbons", o canales con alas.</p> <p>Canales principales: Cuerpos de base cóncava y techo plano, con geometría de canal, con un espesor medio de 3 m y anchura de 5 m. Están compuestos por gravas y bloques de grandes dimensiones, granosoportados. Interiormente se reconocen superficies de acreción lateral difusas y estratificación cruzada planar.</p> <p>Barras de gravas longitudinales: Cuerpos con morfología lenticular, con un espesor variable entre 0,50 y 1 m, que se acuñan lateralmente y están constituidos por gravas granosoportadas, con matriz arenosa. Presentan un núcleo masivo de gravas sobre el que se desarrolla una estratificación cruzada planar, con caras de avalancha mal definidas. Se pueden observar cantos alineados. Estas barras pueden estar retocadas a techo.</p> <p>Barras de gravas laterales: Cuerpos de geometría lentejona y en algunos casos sigmoidal, con espesores medios de 0,80 m, constituidos por gravas y conglomerados granosoportados con estratificación cruzada planar y de surco. Presentan caras de avalancha mal definidas y en algunos casos pueden identificarse, con mucha dificultad, superficies de acreción lateral, dado el tamaño de grano del depósito.</p> <p>Limos y arcillas de inundación: Limos y arcillas de colores blancos a ocre. Se presentan rellenando zonas deprimidas intercanal, con espesores que varían desde los 0,10 hasta 2 m, lateralmente poco continuos. Interiormente pueden ser masivos o presentar laminación paralela formada por decantación, encontrándose cantos flotantes entre las láminas de arcilla.</p> <p>Estudiando el conjunto de características que definen a los materiales sedimentarios de Las Angustias, sobre todo su litología, predominantemente conglomerática, los tipos de facies y sus asociaciones, y el ámbito regional donde se encuentran, podemos definir que estos depósitos son típicos de un ambiente de sedimentación tipo "fan delta". Las condiciones necesarias para la formación de los "fan deltas" son un alto relieve de las áreas madres cercanas a la línea de costa y un gran aporte de material dentro de una cuenca. Estos criterios, junto a la aparición de materiales de grano grueso, que predominan en estos depósitos, y la morfología de abanico que presentan, permiten designar este tipo de ambiente de sedimentación.</p>
--	---



		<p>La zona del “fan delta” que se puede observar en los afloramientos corresponde a la parte subaérea del abanico –en realidad la porción más pequeña del depósito–, donde aparecen sedimentos fluviales tipo “debris flow”, “sheet flood”, depósitos de tamiz y canales. Por ello, se puede decir que es un “fan delta” caracterizado por descargas fluviales efímeras y muy energéticas, producidas por precipitaciones estacionales en un clima templado. En cambio, no ha quedado ningún registro sedimentario que pudiera corresponder con la zona de transición, donde se encontrarían depósitos influenciados por el oleaje. Esto puede deberse, en gran parte, a los procesos erosivos ya que este “fan delta”, en la actualidad, permanece inactivo al quedar fosilizado por las coladas más recientes del edificio volcánico Cumbre Vieja, forman un acantilado en la línea de la costa. Lo mismo ocurre con los materiales que se sedimentaron en el mar (“fan delta” submarino), de los que no hay ningún afloramiento.</p> <p>El modelo de sedimentación que define mejor al “fan delta” de Las Angustias es el denominado “modelo de pendiente. Este “fan delta” progradaría desde el borde de la isla oceánica y llegaría al ambiente marino a través de una ruptura de pendiente muy brusca (talud), pasando desde el nivel del mar, a grandes profundidades (casi 4.000 m), en pocos kilómetros de distancia, desarrollando una zona intermareal muy restringida.</p> <p>La progradación de este sistema de abanicos aluviales va a generar una regresión local en la línea de costa, lo que provoca un aumento en la pendiente de los depósitos y una erosión remontante en la cabecera. Este hecho explica que los clastos pertenecientes a las formaciones submarinas e intrusivos asociados, comiencen a aparecer hacia la mitad de la secuencia, siendo paulatinamente más abundantes hacia los depósitos superiores, aunque siempre supeditados a los clastos de naturaleza basáltica de las distintas formaciones subaéreas (Taburiente, Bejenado y sus centros periféricos). Es decir, el área madre inicial de estos depósitos sedimentarios pudo ser un cono volcánico (volcán de La Viña). Sólo cuando la erosión remontante lo corta afluyen materiales de las paredes de la actual Caldera de Taburiente. Por otro lado, la misma extensión geográfica de los sedimentos de El Time pone de manifiesto que su erosión remontante no se extendió más allá de la supuesta ubicación del Volcán de La Viña, por lo que la erosión efectiva en las formaciones submarinas no pudo ser importante.</p> <p>En la actualidad, la erosión se ha encajado a lo largo de toda La Caldera, por lo que en los depósitos del barranco actual de Las Angustias el porcentaje de clastos de las formaciones submarinas, sus complejos intrusivos y los materiales subaéreos antiguos es muy superior al observado en los sedimentos de El Time.</p> <p>Intercalados en los sedimentos aparecen depósitos piroclásticos y lavas asociadas que parecen proceder de centros periféricos del edificio Bejenado. La secuencia está formada por depósitos piroclásticos de carácter estromboliano (aglutinados y tobas de lapilli, fundamentalmente), entre los que se intercalan una serie de lavas con espesores variables, desde menos de 1 m hasta 2-3 m. Se observan unas 5 coladas de lava intercaladas entre los depósitos piroclásticos, aunque barranco abajo sólo llegan dos. En todo momento muestran estructuras típicas de enfriamiento subaéreo, con recorridos sinuosos que parece indicar cursos meandriformes típicos de sistemas de abanicos aluviales.</p> <p>Los depósitos piroclásticos muestran características típicas de depósitos estrombolianos proximales, con formas escoriáceas en los juveniles, en ocasiones soldados (aglutinados), escasos líticos y cristales. Estos indicios sugieren que apenas existió interacción aguamagma, tratándose de típicas erupciones estrombolianas.</p>
33	Formación sedimentaria de La Mata (depósitos de ladera y lahares)	Esta formación sedimentaria ocupa una relativamente amplia extensión de la Hoja 1083-I. El depósito sedimentario forma una banda de unos 4 Km. entre las cotas 950 y 1200 por encima de La Mata. Aunque la mayor parte del depósito está superpuesta a las



		<p>coladas del Taburiente Superior, algunas coladas de esta formación aparecen intercaladas o recubriendo los sedimentos, lo que justifica su adscripción al Pleistoceno.</p> <p>Los cortes que genera la carretera C-830 muestran las características del depósito. De facies muy cambiante, predominan los rellenos de varios metros de potencia. Al microscopio se observa que la matriz es fundamentalmente arcillosa, siendo en todo momento el soporte de los clastos. No hay huellas en ella de restos volcánicos atribuibles a cenizas o lapillis. Los clastos son redondeados a subangulosos, de naturaleza muy variada, si bien predominan aquellos de carácter basáltico, y con tamaños desde decamétricos a submilimétricos. Los tamaños mayores visibles (centiles) oscilan alrededor de los 50 cm., aunque son frecuentes los bloques de tamaño >1m.</p> <p>La interpretación del origen de esta formación es difícil. Lo más probable es que se trate de una serie de depósitos de debris-flow, masivos, sin estructuras de orden interno (a veces granoclasificación negativa en los clastos, pero poco marcada), con intercalaciones de niveles delgados conglomeráticos de carácter más aluvial.</p>
61	Coladas basálticas	<p>En este siglo hay dos erupciones volcánicas en La Palma, en 1949 y 1971.</p> <p>Erupción de 1949.- Ocurre tras un largo periodo sin erupciones (237 años). Existe un excelente relato descriptivo de Bonelli Rubio (1950) y otros que describen asimismo esta erupción (Romero Ortiz, 1950; Martel San Gil, 1960; Benitez Padilla, 1951; San Miguel y otros, 1952). Recientemente ha sido estudiada en detalle por Kluegel y colaboradores (1999), White y Schmincke (1999) y Day y colaboradores (1999).</p> <p>En esta erupción se repite la disposición en múltiples bocas, bastante alejadas entre sí, característica que hemos visto repetida en las erupciones recientes del rift de Cumbre Vieja. Presenta tres bocas eruptivas, de las que las dos superiores, Hoyo Negro y El Duraznero, se emplazan en la cumbre de la dorsal, siguiendo una alineación N-S. El tercer centro eruptivo, en el Llano del Banco, se emplaza a cota más baja (1300 m) del flanco occidental de la dorsal.</p> <p>Los centros eruptivos superiores son fundamentalmente explosivos (freatomagmáticos). El de Hoyo Negro apenas tiene componente magmático, correspondiendo fundamentalmente a erupciones freato-estrombolianas (White y Schmincke, 1999; Kluegel y colaboradores, 1999), que acaban produciendo un amplio cráter explosivo. El de El Duraznero, en cambio, genera un cono de tefra y varias bocas alineadas en una fisura eruptiva N-S, de la que salen lavas basálticas que rellenan un antiguo cráter y discurren hacia el este por el cauce del Bco. de La Lava, llegando hasta muy cerca (unos 50 m) de la costa.</p> <p>La principal emisión de lavas se produce a partir del centro eruptivo del Llano del Banco, donde una fisura en el cauce de un barranco emitió lavas que discurren formando un ancho canal lávico. Las lavas, basálticas, vierten en cascada sobre el cantil costero, produciendo una plataforma en delta, de unos 6 x 3.5 Km.</p> <p>Erupción de 1971.- La última de la isla y de Canarias, ha sido descrita con gran detalle en un volumen especial de Estudios Geológicos (1974).</p> <p>En esta erupción, que se inicia como una fisura eruptiva, se forma un conjunto muy agrupado de conos volcánicos justo en lo alto del cantil costero, en las inmediaciones del domo fonolítico del Roque Teneguía. Estos centros emiten en diversas fases coladas basálticas que discurren hacia el mar, donde forman una amplia plataforma costera, en buena parte sobre la anterior de 1677.</p>
60	Depósitos freatomagmáticos	<p>En este siglo hay dos erupciones volcánicas en La Palma, en 1949 y 1971.</p> <p>Erupción de 1949.- Ocurre tras un largo periodo sin erupciones (237</p>



		<p>años). Existe un excelente relato descriptivo de Bonelli Rubio (1950) y otros que describen asimismo esta erupción (Romero Ortiz, 1950; Martel San Gil, 1960; Benitez Padilla, 1951; San Miguel y otros, 1952). Recientemente ha sido estudiada en detalle por Kluegel y colaboradores (1999), White y Schmincke (1999) y Day y colaboradores (1999).</p> <p>En esta erupción se repite la disposición en múltiples bocas, bastante alejadas entre sí, característica que hemos visto repetida en las erupciones recientes del rift de Cumbre Vieja. Presenta tres bocas eruptivas, de las que las dos superiores, Hoyo Negro y El Duraznero, se emplazan en la cumbre de la dorsal, siguiendo una alineación N-S. El tercer centro eruptivo, en el Llano del Banco, se emplaza a cota más baja (1300 m) del flanco occidental de la dorsal.</p> <p>Los centros eruptivos superiores son fundamentalmente explosivos (freatomagmáticos). El de Hoyo Negro apenas tiene componente magmático, correspondiendo fundamentalmente a erupciones freatoestrombolianas (White y Schmincke, 1999; Kluegel y colaboradores, 1999), que acaban produciendo un amplio cráter explosivo. El de El Duraznero, en cambio, genera un cono de tefra y varias bocas alineadas en una fisura eruptiva N-S, de la que salen lavas basálticas que rellenan un antiguo cráter y discurren hacia el este por el cauce del Bco. de La Lava, llegando hasta muy cerca (unos 50 m) de la costa.</p> <p>La principal emisión de lavas se produce a partir del centro eruptivo del Llano del Banco, donde una fisura en el cauce de un barranco emitió lavas que discurren formando un ancho canal lávico. Las lavas, basálticas, vierten en cascada sobre el cantil costero, produciendo una plataforma en delta, de unos 6 x 3.5 Km.</p> <p>Erupción de 1971.- La última de la isla y de Canarias, ha sido descrita con gran detalle en un volumen especial de Estudios Geológicos (1974).</p> <p>En esta erupción, que se inicia como una fisura eruptiva, se forma un conjunto muy agrupado de conos volcánicos justo en lo alto del cantil costero, en las inmediaciones del domo fonolítico del Roque Teneguía. Estos centros emiten en diversas fases coladas basálticas que discurren hacia el mar, donde forman una amplia plataforma costera, en buena parte sobre la anterior de 1677.</p>
59	Conos de piroclastos basálticos	<p>En este siglo hay dos erupciones volcánicas en La Palma, en 1949 y 1971.</p> <p>Erupción de 1949.- Ocurre tras un largo periodo sin erupciones (237 años). Existe un excelente relato descriptivo de Bonelli Rubio (1950) y otros que describen asimismo esta erupción (Romero Ortiz, 1950; Martel San Gil, 1960; Benitez Padilla, 1951; San Miguel y otros, 1952). Recientemente ha sido estudiada en detalle por Kluegel y colaboradores (1999), White y Schmincke (1999) y Day y colaboradores (1999).</p> <p>En esta erupción se repite la disposición en múltiples bocas, bastante alejadas entre sí, característica que hemos visto repetida en las erupciones recientes del rift de Cumbre Vieja. Presenta tres bocas eruptivas, de las que las dos superiores, Hoyo Negro y El Duraznero, se emplazan en la cumbre de la dorsal, siguiendo una alineación N-S. El tercer centro eruptivo, en el Llano del Banco, se emplaza a cota más baja (1300 m) del flanco occidental de la dorsal.</p> <p>Los centros eruptivos superiores son fundamentalmente explosivos (freatomagmáticos). El de Hoyo Negro apenas tiene componente magmático, correspondiendo fundamentalmente a erupciones freatoestrombolianas (White y Schmincke, 1999; Kluegel y colaboradores, 1999), que acaban produciendo un amplio cráter explosivo. El de El Duraznero, en cambio, genera un cono de tefra y varias bocas alineadas en una fisura eruptiva N-S, de la que salen lavas basálticas que rellenan un antiguo cráter y discurren hacia el este por el cauce del Bco. de La Lava, llegando hasta muy cerca (unos 50 m) de la</p>



		<p>costa.</p> <p>La principal emisión de lavas se produce a partir del centro eruptivo del Llano del Banco, donde una fisura en el cauce de un barranco emitió lavas que discurren formando un ancho canal lávico. Las lavas, basálticas, vierten en cascada sobre el cantil costero, produciendo una plataforma en delta, de unos 6 x 3.5 Km.</p> <p>Erupción de 1971.- La última de la isla y de Canarias, ha sido descrita con gran detalle en un volumen especial de Estudios Geológicos (1974).</p> <p>En esta erupción, que se inicia como una fisura eruptiva, se forma un conjunto muy agrupado de conos volcánicos justo en lo alto del cantil costero, en las inmediaciones del domo fonolítico del Roque Teneguía. Estos centros emiten en diversas fases coladas basálticas que discurren hacia el mar, donde forman una amplia plataforma costera, en buena parte sobre la anterior de 1677.</p>
58	Coladas basálticas	<p>En este siglo ocurre una sola erupción en La Palma, en 1712. Denominada el Volcán del Charco, cuenta con un relato de un testigo ocular (Santiago, 1960). Consta de un cono volcánico (Mña. Lajiones) y varias bocas eruptivas con forma de hornito o conelete, alineadas en una fisura de 2.5 Km. y dirección NO-SE, oblicua a la dorsal. Esta erupción emitió gran cantidad de lavas basálticas en numerosos brazos, que discurren por la pendiente formando cascadas en el cantil y una amplia plataforma costera.</p>
57	Depósitos freatomagmáticos	<p>En este siglo ocurre una sola erupción en La Palma, en 1712. Denominada el Volcán del Charco, cuenta con un relato de un testigo ocular (Santiago, 1960). Consta de un cono volcánico (Mña. Lajiones) y varias bocas eruptivas con forma de hornito o conelete, alineadas en una fisura de 2.5 Km. y dirección NO-SE, oblicua a la dorsal. Esta erupción emitió gran cantidad de lavas basálticas en numerosos brazos, que discurren por la pendiente formando cascadas en el cantil y una amplia plataforma costera.</p>
56	Conos de piroclastos basálticos	<p>En este siglo ocurre una sola erupción en La Palma, en 1712. Denominada el Volcán del Charco, cuenta con un relato de un testigo ocular (Santiago, 1960). Consta de un cono volcánico (Mña. Lajiones) y varias bocas eruptivas con forma de hornito o conelete, alineadas en una fisura de 2.5 Km. y dirección NO-SE, oblicua a la dorsal. Esta erupción emitió gran cantidad de lavas basálticas en numerosos brazos, que discurren por la pendiente formando cascadas en el cantil y una amplia plataforma costera.</p>
55	Coladas basálticas	<p>En este siglo ocurren dos erupciones en La Palma, en 1646 y en 1677.</p> <p>Erupción de 1646.- La erupción de 1646 cuenta con relatos de testigos oculares (Santiago, 1960). También denominada de Tigelate, presenta dos centros eruptivos separados, uno en la cota 1380 del eje de la dorsal, apoyado en la base del Volcán Martín (Hoja 1085-II/IV, parte inferior), y el otro en la costa (El Búcaro). La existencia de estos centros eruptivos separados queda reflejada en los relatos de la época. No así la ocurrencia de fases especialmente explosivas. Las coladas son basálticas, recubiertas únicamente con líquenes. Presentan en su recorrido hacia el mar amplios canales lávicos. En el cantil costero forman cascadas de lava y, en la costa, una reducida plataforma lávica.</p> <p>Respecto al centro eruptivo costero, está constituido por dos coneletes u hornitos de los que parten lavas muy fluidas, que forman una reducida plataforma costera en forma de delta.</p> <p>Erupción de 1677.- Esta erupción ha sido al parecer erróneamente asociada con el Volcán de San Antonio (Carracedo y colaboradores, 1996; Day y colaboradores, 2000), como ya se ha indicado. Ha sido analizada por Carracedo y colaboradores (1996), que describen dos centros eruptivos, uno adosado al flanco norte del San Antonio que sólo emitió piroclastos, y otro, con una fisura eruptiva con varias</p>



		bocas, en la base del San Antonio y en las inmediaciones del domo fonolítico del Roque Teneguía. Estas bocas inferiores emitieron numerosas coladas de lavas basálticas que discurrieron en cascada hacia el mar, formando una amplia plataforma costera.
54	Conos de piroclastos basálticos	<p>En este siglo ocurren dos erupciones en La Palma, en 1646 y en 1677.</p> <p>Erupción de 1646.- La erupción de 1646 cuenta con relatos de testigos oculares (Santiago, 1960). También denominada de Tegalate, presenta dos centros eruptivos separados, uno en la cota 1380 del eje de la dorsal, apoyado en la base del Volcán Martín (Hoja 1085-II/IV, parte inferior), y el otro en la costa (El Búcaro). La existencia de estos centros eruptivos separados queda reflejada en los relatos de la época. No así la ocurrencia de fases especialmente explosivas. Las coladas son basálticas, recubiertas únicamente con líquenes. Presentan en su recorrido hacia el mar amplios canales lávicos. En el cantil costero forman cascadas de lava y, en la costa, una reducida plataforma lávica.</p> <p>Respecto al centro eruptivo costero, está constituido por dos coneletes u hornitos de los que parten lavas muy fluidas, que forman una reducida plataforma costera en forma de delta.</p> <p>Erupción de 1677.- Esta erupción ha sido al parecer erróneamente asociada con el Volcán de San Antonio (Carracedo y colaboradores, 1996; Day y colaboradores, 2000), como ya se ha indicado. Ha sido analizada por Carracedo y colaboradores (1996), que describen dos centros eruptivos, uno adosado al flanco norte del San Antonio que sólo emitió piroclastos, y otro, con una fisura eruptiva con varias bocas, en la base del San Antonio y en las inmediaciones del domo fonolítico del Roque Teneguía. Estas bocas inferiores emitieron numerosas coladas de lavas basálticas que discurrieron en cascada hacia el mar, formando una amplia plataforma costera.</p>
53	Fonolitas juveniles intrusivas	<p>En este siglo sólo hubo una erupción en La Palma, la que se ha denominado Tahuya, Tajuya o Jedey. Está descrita en un relato de Torriani (1959), que la presencié (aunque Torriani escribió el relato en 1586, éste sólo se publicó en 1959). Una descripción detallada de esta erupción aparece en el trabajo de Hernández Pacheco (1991).</p> <p>La erupción de 1585 comprende varios conos y bocas eruptivas situados sobre un domo fonolítico antiguo, ubicado por encima del pueblo de Jedey, en el flanco occidental de Cumbre Vieja. Las coladas discurren hacia el mar, formando en el cantil costero cascadas de lava y amplias plataformas lávicas en el litoral.</p> <p>Un aspecto interesante de esta erupción es que, además de la emisión de coladas basálticas, se emitieron fonolitas juveniles, que por su extrema viscosidad se emplazaron como domos y criptodomas. Estas fonolitas son diferentes de las correspondientes al domo más antiguo sobre el que se produce la erupción. El empuje de la lava parece que levantó agujas de las fonolitas antiguas, proceso acompañado de fuerte sismicidad según Torriani (1959). La fuerte sismicidad debió producir la caída de bloques de fonolita que aparecen englobados en las lavas de la erupción. Por otra parte, se observan procesos de refusión y asimilación de la fonolita en las lavas basálticas.</p> <p>Esta erupción es un ejemplo espectacular de la utilización, ya indicada, de los domos fonolíticos antiguos, muy fracturados, como vía preferente de salida de las erupciones recientes e históricas.</p>
52	Coladas basálticas	<p>En este siglo sólo hubo una erupción en La Palma, la que se ha denominado Tahuya, Tajuya o Jedey. Está descrita en un relato de Torriani (1959), que la presencié (aunque Torriani escribió el relato en 1586, éste sólo se publicó en 1959). Una descripción detallada de esta erupción aparece en el trabajo de Hernández Pacheco (1991).</p> <p>La erupción de 1585 comprende varios conos y bocas eruptivas situados sobre un domo fonolítico antiguo, ubicado por encima del pueblo de Jedey, en el flanco occidental de Cumbre Vieja. Las</p>



		<p>coladas discurren hacia el mar, formando en el cantil costero cascadas de lava y amplias plataformas lávicas en el litoral.</p> <p>Un aspecto interesante de esta erupción es que, además de la emisión de coladas basálticas, se emitieron fonolitas juveniles, que por su extrema viscosidad se emplazaron como domos y criptodomas. Estas fonolitas son diferentes de las correspondientes al domo más antiguo sobre el que se produce la erupción. El empuje de la lava parece que levantó agujas de las fonolitas antiguas, proceso acompañado de fuerte sismicidad según Torriani (1959). La fuerte sismicidad debió producir la caída de bloques de fonolita que aparecen englobados en las lavas de la erupción. Por otra parte, se observan procesos de refusión y asimilación de la fonolita en las lavas basálticas.</p> <p>Esta erupción es un ejemplo espectacular de la utilización, ya indicada, de los domos fonolíticos antiguos, muy fracturados, como vía preferente de salida de las erupciones recientes e históricas.</p>
51	Conos de piroclastos basálticos	<p>En este siglo sólo hubo una erupción en La Palma, la que se ha denominado Tahuya, Tajuya o Jedey. Está descrita en un relato de Torriani (1959), que la presencié (aunque Torriani escribió el relato en 1586, éste sólo se publicó en 1959). Una descripción detallada de esta erupción aparece en el trabajo de Hernández Pacheco (1991).</p> <p>La erupción de 1585 comprende varios conos y bocas eruptivas situados sobre un domo fonolítico antiguo, ubicado por encima del pueblo de Jedey, en el flanco occidental de Cumbre Vieja. Las coladas discurren hacia el mar, formando en el cantil costero cascadas de lava y amplias plataformas lávicas en el litoral.</p> <p>Un aspecto interesante de esta erupción es que, además de la emisión de coladas basálticas, se emitieron fonolitas juveniles, que por su extrema viscosidad se emplazaron como domos y criptodomas. Estas fonolitas son diferentes de las correspondientes al domo más antiguo sobre el que se produce la erupción. El empuje de la lava parece que levantó agujas de las fonolitas antiguas, proceso acompañado de fuerte sismicidad según Torriani (1959). La fuerte sismicidad debió producir la caída de bloques de fonolita que aparecen englobados en las lavas de la erupción. Por otra parte, se observan procesos de refusión y asimilación de la fonolita en las lavas basálticas.</p> <p>Esta erupción es un ejemplo espectacular de la utilización, ya indicada, de los domos fonolíticos antiguos, muy fracturados, como vía preferente de salida de las erupciones recientes e históricas.</p>
50	Coladas basálticas	<p>La erupción en la que se forma el cono volcánico de Mña. Quemada, de aspecto muy reciente y localizada en el extremo norte de Cumbre Vieja, ha sido confundida con la de 1585 a partir de la interpretación (Santiago, 1960; Machado, 1963) del relato de esta erupción hecho por Torriani (1959). La identificación correcta de esta erupción, también denominada de Tacande, fue realizada por Hernández Pacheco y Vals (1982), que la datan por C14 entre 1470 y 1492. Las lavas son de composición basáltica y fluyen hacia el norte y el oeste por el Valle de Aridane, deteniéndose a la cota 270.</p> <p>Una confusión similar parece haber ocurrido en la erupción del Martín, en 1646, en que la interpretación de los relatos de testigos oculares ha llevado a incluir en esta erupción un conjunto de conos y coladas que parecen corresponder a una erupción prehistórica. Se trata de una alineación de conos volcánicos muy agrupados en el eje de la dorsal, que aparecen en la parte inferior de la Hoja 1085-III/IV como Volcán de San Martín. Son conos con depósitos freatoestrombolianos en los bordes de cráter, evidenciando fases eruptivas explosivas. De estos conos parten unas coladas basálticas de aspecto muy reciente y con profusión de anchos canales lávicos, que discurren hacia el mar, que alcanzan al sur de la Punta de Tegalate.</p> <p>Tanto los conos volcánicos como las coladas están recubiertos por bocas eruptivas y coladas inequívocamente pertenecientes a la erupción de 1646, situadas al sur de las anteriores. Las razones para</p>



		<p>diferenciar ambas erupciones se basan en la ausencia en las lavas de 1646, muy próximas, de materiales relacionados con las fases explosivas finales de los conos del Martín, que sí tapizan sus propias coladas. Las lavas de la erupción que consideramos prehistórica tienen asentada una asociación vegetal relativamente desarrollada, sin parangón en las demás erupciones históricas de La Palma. Por último, en uno de los tubos de las coladas que hemos considerado prehistóricas se han encontrado restos de cerámica aborigen (Jorge Pais Pais, com. pers.).</p>
49	Depósitos freatomagmáticos	<p>La erupción en la que se forma el cono volcánico de Mña. Quemada, de aspecto muy reciente y localizada en el extremo norte de Cumbre Vieja, ha sido confundida con la de 1585 a partir de la interpretación (Santiago, 1960; Machado, 1963) del relato de esta erupción hecho por Torriani (1959). La identificación correcta de esta erupción, también denominada de Tacande, fue realizada por Hernández Pacheco y Vals (1982), que la datan por C14 entre 1470 y 1492. Las lavas son de composición basáltica y fluyen hacia el norte y el oeste por el Valle de Aridane, deteniéndose a la cota 270.</p> <p>Una confusión similar parece haber ocurrido en la erupción del Martín, en 1646, en que la interpretación de los relatos de testigos oculares ha llevado a incluir en esta erupción un conjunto de conos y coladas que parecen corresponder a una erupción prehistórica. Se trata de una alineación de conos volcánicos muy agrupados en el eje de la dorsal, que aparecen en la parte inferior de la Hoja 1085-III/IV como Volcán de San Martín. Son conos con depósitos freatoestrombolianos en los bordes de cráter, evidenciando fases eruptivas explosivas. De estos conos parten unas coladas basálticas de aspecto muy reciente y con profusión de anchos canales lávicos, que discurren hacia el mar, que alcanzan al sur de la Punta de Tigalate.</p> <p>Tanto los conos volcánicos como las coladas están recubiertos por bocas eruptivas y coladas inequívocamente pertenecientes a la erupción de 1646, situadas al sur de las anteriores. Las razones para diferenciar ambas erupciones se basan en la ausencia en las lavas de 1646, muy próximas, de materiales relacionados con las fases explosivas finales de los conos del Martín, que sí tapizan sus propias coladas. Las lavas de la erupción que consideramos prehistórica tienen asentada una asociación vegetal relativamente desarrollada, sin parangón en las demás erupciones históricas de La Palma. Por último, en uno de los tubos de las coladas que hemos considerado prehistóricas se han encontrado restos de cerámica aborigen (Jorge Pais Pais, com. pers.).</p>
48	Conos de piroclastos basálticos	<p>La erupción en la que se forma el cono volcánico de Mña. Quemada, de aspecto muy reciente y localizada en el extremo norte de Cumbre Vieja, ha sido confundida con la de 1585 a partir de la interpretación (Santiago, 1960; Machado, 1963) del relato de esta erupción hecho por Torriani (1959). La identificación correcta de esta erupción, también denominada de Tacande, fue realizada por Hernández Pacheco y Vals (1982), que la datan por C14 entre 1470 y 1492. Las lavas son de composición basáltica y fluyen hacia el norte y el oeste por el Valle de Aridane, deteniéndose a la cota 270.</p> <p>Una confusión similar parece haber ocurrido en la erupción del Martín, en 1646, en que la interpretación de los relatos de testigos oculares ha llevado a incluir en esta erupción un conjunto de conos y coladas que parecen corresponder a una erupción prehistórica. Se trata de una alineación de conos volcánicos muy agrupados en el eje de la dorsal, que aparecen en la parte inferior de la Hoja 1085-III/IV como Volcán de San Martín. Son conos con depósitos freatoestrombolianos en los bordes de cráter, evidenciando fases eruptivas explosivas. De estos conos parten unas coladas basálticas de aspecto muy reciente y con profusión de anchos canales lávicos, que discurren hacia el mar, que alcanzan al sur de la Punta de Tigalate.</p> <p>Tanto los conos volcánicos como las coladas están recubiertos por</p>



		bocas eruptivas y coladas inequívocamente pertenecientes a la erupción de 1646, situadas al sur de las anteriores. Las razones para diferenciar ambas erupciones se basan en la ausencia en las lavas de 1646, muy próximas, de materiales relacionados con las fases explosivas finales de los conos del Martín, que sí tapizan sus propias coladas. Las lavas de la erupción que consideramos prehistórica tienen asentada una asociación vegetal relativamente desarrollada, sin parangón en las demás erupciones históricas de La Palma. Por último, en uno de los tubos de las coladas que hemos considerado prehistóricas se han encontrado restos de cerámica aborigen (Jorge Pais Pais, com. pers.).
47	Coladas basálticas	Las lavas del Nambroque, que han dado una edad de 1045 ± 90 años (Carracedo y colaboradores, 1999a). Las lavas de ambos centros eruptivos varían de tefritas fonolíticas a fonolitas, con coladas de gran potencia y escaso recorrido.
46	Intrusiones de fonolitas juveniles	
45	Conos de piroclastos basálticos, basaníticos y tefríticos	Forma un conjunto de conos y bocas eruptivas situadas en la cumbre de la dorsal sobre un domo-colada sálico muy extenso y fracturado, conducto preferente para la emisión a la superficie de los productos que forman tanto estos centros eruptivos como los de la erupción de 1949 (Duraznero y Hoyo Negro). Los centros eruptivos del grupo Malforada-Nambroque son de composición y edad aparentemente similar, aunque sólo han podido datarse con C14.
44	Coladas basálticas	Las lavas parten de un conjunto de bocas situadas algo más arriba. Son basálticas, muy fluidas y han formado un extenso lago de lava, que se derrama en varios brazos a ambos lados de la dorsal, formando extensas plataformas costeras.
43	Conos de piroclastos basálticos, basaníticos y tefríticos	El Volcán Fuego es una importante erupción, datada en 4 ± 3 ka por K/Ar y 3.2 ± 0.1 con C14 (Guillou y colaboradores, 1998; Carracedo y colaboradores, 1999a). Los centros de emisión están situados en el eje de la dorsal, por encima de Fuencaliente (cota 1200), donde se ha formado el cono volcánico del Volcán Fuego. Esta erupción se ha localizado cerca del domo fonolítico del Roque del Pino, en una asociación frecuente en Cumbre Vieja entre erupciones recientes e históricas y domos fonolíticos, ya indicada anteriormente. Los volcanes de La Fajana forman un grupo alineado en dirección N-S, situado justo por encima de Las Indias. Datado con K/Ar en 3 ± 2 ka, es algo más antiguo que el Volcán Fuego, cuyas lavas lo rodean.
42	Coladas basálticas	
41	Depósitos freatomagmáticos	
40	Conos de piroclastos basálticos	Son dos aparatos freatoestrombolianos situados en las inmediaciones de Fuencaliente, en la Hoja 1087-I/II. De aspecto y edad parecidos, están rodeados por lavas datadas en 3 ± 2 , 4 ± 2 y 3.3 ± 0.1 ka. Especial mención merece el Volcán de San Antonio, considerado de forma general como correspondiente a la erupción de 1677. La evidencia de que este centro eruptivo, con claros indicios de fases freatoestrombolianas de relativamente alta energía, es muy anterior a la erupción de 1677, ha sido ya publicada (Carracedo y colaboradores, 1996). De forma sintética se puede resumir en: 1) El cono está rodeado por lavas claramente prehistóricas; 2) Las fases freáticas, con generación de explosiones laterales, debieron extender depósitos explosivos en un amplio entorno del



		<p>cono volcánico. Sin embargo, en el corte del camino de acceso, apenas a unos 100 m del cono, los piroclastos de la erupción de 1677 recubren las mencionadas lavas prehistóricas sin depósitos explosivos intercalados. Estos depósitos estarán debajo de las lavas prehistóricas y, en consecuencia, son posteriores al San Antonio;</p> <p>3) A pesar de la explosividad del volcán, no hay mención en los relatos de testigos oculares de daños especiales en la población, separada sólo unos centenares de metros;</p> <p>4) Hay restos de poblamiento aborigen en los flancos del San Antonio;</p> <p>5) Este volcán aparece en un mapa realizado por Torriani en 1586. La verdadera erupción de 1677 consiste en un centro eruptivo alto, apoyado en el flanco norte del San Antonio, y unas fisuras eruptivas en la base sur de este volcán. El recubrimiento del cono del San Antonio con piroclastos de las erupciones de 1677 y 1971 le ha dado un aspecto reciente, confusión que desaparece en una observación detallada. Por otra parte, esta confusión en la identificación de erupciones que tienen incluso relatos oculares es relativamente frecuente (Day y colaboradores, 2000). En La Palma ha ocurrido algo similar con las erupciones de 1585 y 1646.</p>
39	Coladas basálticas	Las lavas, tefritas y tefritas fonolíticas, forman potentes coladas con lóbulos muy marcados. La diferenciación de las lavas y su viscosidad, además de la menor pendiente y posiblemente menor tasa eruptiva, hacen de estas erupciones uno de los pocos ejemplos de lavas que no alcanzan el mar entre las de Cumbre Vieja.
38	Conos de piroclastos basálticos	Forma una pareja de volcanes datados en 6 ± 2 ka, situados en el extremo norte del rift de Cumbre Vieja. Sus lavas discurren hacia el Valle de Aridane, remansadas hacia el este por el escarpe del arco de Cumbre Nueva.
32	Coladas basálticas	Forman principalmente el flanco NE y O de Cumbre Vieja y la zona al este de Fuencaliente. Las coladas de esta unidad discurren hacia el mar generalmente desde centros de emisión en la zona de cumbre, formando amplias plataformas costeras. Son de composición basáltica. En fotografía aérea pueden con frecuencia definirse los bordes de colada y los abundantes canales lávicos.
31	Conos y depósitos freatomagmáticos	En esta unidad sólo hemos incluido el aparato freatoestromboliano de Mña. Goteras, en la costa del este de la Hoja 1085-III/IV. Este aparato volcánico ha sido estudiado en detalle por de La Nuez y Quesada (1999). Únicamente discrepamos de este autor en el sentido de que este aparato volcánico es bastante más reciente que la Mña. de La Cucaracha, sobre la que se apoya, que corresponde claramente a las erupciones de acantilado.
30	Conos de piroclastos basálticos	Son centros eruptivos formando una alineación cada vez más concentrada en el eje N-S de Cumbre Vieja, aunque aún se forman algunas alineaciones de dirección NE-SO en el flanco NE del edificio volcánico. Esta reorganización del volcanismo en Cumbre Vieja, con una progresiva concentración de los centros de emisión en un rift cada vez más definido, es una característica del volcanismo de las islas volcánicas oceánicas en general y, específicamente, de las Canarias (Carracedo, 1994, 1999), posiblemente relacionada con la creciente anisotropía del rift por la continuada inyección de diques.
29	Coladas de basanitas, tefritas y fonolitas	Las lavas son tefritas y tefritas fonolíticas, con coladas potentes y profusión de bolas de acreción de gran tamaño. Por su composición y morfología, este grupo es peculiar en Cumbre Vieja, donde predominan las coladas basálticas con morfología "aa" o "pahoe-hoe".
28	Conos de piroclastos basálticos	Espectacular pareja de centros eruptivos situada en la cumbre del edificio volcánico, en la Hoja 1085-III/IV. Su edad (15 y 18 ka respectivamente) los hace coincidir con el máximo descenso del nivel del mar en la última glaciación. Esto se refleja en la casi total ausencia de plataforma costera, dando la impresión que las lavas penetran en ángulo en el mar, con una posible plataforma a más baja cota, que quedaría sumergida al subir el nivel del mar en el periodo



		post-glaciario.
27	Coladas basálticas	<p>En la zona correspondiente a la Hoja 1085-I, las lavas proceden de centros de emisión situados en el extremo norte del rift de Cumbre Vieja, y una alineación de conos en el Valle de Aridane.</p> <p>Las lavas de esta unidad forman un suave plano inclinado y, en la costa, un acantilado que no alcanza los 100 m. Son lavas basálticas, algunas con una gran cantidad de xenolitos máficos de gran tamaño, especialmente espectaculares en las que forman la base del cantil del Puerto de Tzacorte.</p> <p>Más al sur del flanco occidental de Cumbre Vieja, las lavas de esta unidad forman un acantilado que supera los 100 m allí donde no están protegidas de la erosión marina por plataformas lávicas recientes. En esta zona los centros de emisión están en la cumbre de la Dorsal. El acantilado occidental va disminuyendo en altura hacia el extremo sur de la isla, correlativamente con la disminución progresiva de la edad de las lavas.</p> <p>Las coladas del flanco oriental del edificio volcánico, entre las que abundan las de tipo pahoe-hoe en la zona de Monte de Luna y el acantilado costero de Tigalate, proceden de centros eruptivos ya más recientes, entre 40 y 20 ka, situados en la cumbre. El acantilado costero puede seguirse fácilmente hasta el extremo norte del edificio volcánico por la ruptura de pendiente, aunque está en su mayor parte fosilizado por lavas de las erupciones más recientes, asomando sólo en ventanas a lo largo de la costa.</p>
26	Domos y coladas de tefritas y fonolitas	<p>Domos y domo-coladas fonolíticas son relativamente abundantes en Cumbre Vieja, no sólo en esta unidad más antigua, sino en toda la historia volcánica del edificio. La edad de los domos fonolíticos va desde los 56 ka del Roque Teneguía a los 26 ka de Mendo, aunque los hay bastante más antiguos, como Mña. Enrique, que no ha podido datarse por la extrema alteración de la roca.</p> <p>La composición de estos domos ha sido estudiada por Hausen (1969) y con gran detalle por Hernández Pacheco y De la Nuez (1983). Son de composición tefrítica y fonolítica. Aunque estos últimos autores interpretaron estas intrusiones como una unidad de sustrato de Cumbre Vieja, esta idea parece equivocada, ya que son intrusiones que ocurren de forma aislada y separada en el tiempo durante toda la construcción de Cumbre Vieja. Tampoco son, como apuntan estos autores, del Pleistoceno Medio, sino mucho más recientes. Lo que sí parece indicar esta abundancia de intrusiones sálicas es, como vimos en el Bejenado, la rápida evolución de los magmas de Cumbre Vieja, paralela a su igualmente rápida construcción.</p> <p>Existe una frecuente asociación entre estos domos sálicos y erupciones basálticas recientes e históricas. Este hecho puede estar relacionado con la mayor facilidad de acceso del magma a la superficie a través de estas estructuras, muy fracturadas.</p>
25	Conos y depósitos freatomagmáticos	<p>Dentro de las erupciones formando acantilados costeros aparecen algunos centros freatoestrombolianos, claramente identificables por su mayor anchura de cráter y por estar formados por materiales hialoclastíticos, a veces muy compactados. Estos aparatos volcánicos aparecen siempre en o cerca del litoral, intercalados en las lavas que forman los cantiles.</p> <p>Los más importantes son el cono de tobas de Puerto Naos, en el acantilado del oeste, y los de Mña. Vento y el Roque de Guerra al este. Este último forma un interesante complejo de conos con vistosas hialoclastitas amarillas, localizado al este de la Hoja 1085-III/IV. Se trata de una alineación de al menos tres centros en parte freatomagmáticos, en parte estrombolianos, que se adentra en el mar, el último de ellos formando apenas un roque fácilmente reconocible por su color amarillo.</p> <p>Estos aparatos son asimismo basálticos y su separación como una subunidad se hace únicamente por los mecanismos eruptivos de</p>



		interacción agua-magma. Son relativamente frecuentes en Cumbre Vieja, incluso en el periodo histórico.
24	Conos de piroclastos basálticos	Los centros eruptivos correspondientes a esta unidad se distribuyen por todo el edificio volcánico, aunque en su mayoría están recubiertos por emisiones más recientes. A grandes rasgos configuran un rift múltiple poco definido, con una rama que incluye los grupos de volcanes del extremo NO de Cumbre Vieja y los existentes en el Valle de Aridane. Un segundo grupo forma un rift asimismo poco definido al NE de Cumbre Vieja. Por último, un tercer grupo constituye el rift principal, un agrupamiento más cerrado de centros de emisión en la cumbre del edificio volcánico, con dirección N-S. Todos estos volcanes son de naturaleza basáltica y erupciones fundamentalmente estrombolianas. Abundan los xenolitos y/o acumulados máficos y ultramáficos, algunos de gran tamaño.
23	Coladas basálticas, tefríticas y fonolíticas	Las coladas de Cumbre Vieja contactan las de la Mña. de La Hiedra, aparentemente adosándose a ellas sin recubrirlas. En el contacto se ha excavado el Bco. de Tenisca. Las coladas, muy lobuladas, parten de dos zonas aisladas situadas al E y al O de la cumbre del Bejenado. Discurren por los flancos del estratovolcán con fuertes buzamientos, generalmente por encima de 20° y alcanzando en la cumbre 30-40°. Al llegar a la Mña. de La Hiedra parecen desviarse, lo que indica que son posteriores, coherentemente con las edades radiométricas descritas. Las lavas de los centros laterales y terminales del Bejenado son tefritas y tefritas máficas. Puesto que las lavas iniciales de este edificio volcánico son de composición basanítica, se pone claramente de manifiesto la rápida evolución de este aparato volcánico, paralela a su relativamente corto periodo de construcción.
22	Conos de piroclastos basálticos, basaníticos y tefríticos	Afloran fundamentalmente en la Hoja 1085-II, donde están representados por tres edificios volcánicos: un aparato volcánico lateral respecto al edificio principal (la Mña. de la Hiedra), y dos centros eruptivos terminales localizados en la cumbre del Bejenado. La Mña. de La Hiedra es un cono volcánico situado en el flanco sur del Bejenado, del que parten diversas coladas de considerable espesor, buzamiento suave y corto recorrido. Los edificios terminales no presentan actualmente centros de emisión bien definidos, posiblemente porque ya han sido desmantelados por la erosión.
21	Coladas basálticas	
20	Piroclastos basálticos, con intercalaciones de lavas, aglomerados y sedimentos en el interior de la Caldera de Taburiente	Un buen número de conos volcánicos que han sido atribuidos a Cumbre Vieja son, en realidad, centros periféricos del edificio principal. Estratigráficamente pertenecen unas veces a las fases más antiguas del Bejenado y otras a las fases más tardías. Los afloramientos que aparecen en las hojas de LPN se circunscriben a restos de centros eruptivos basálticos muy desmantelados, situados en las inmediaciones de La Hacienda del Cura y en el interior de la Caldera de Taburiente. Entre estos últimos destaca el 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. Apenas presenta diques (<10%), pese a estar en pleno núcleo de La Caldera, por lo que estratigráficamente debe de ser de las últimas manifestaciones volcánicas del entorno. 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



		<p>avanzada. A partir de este centro eruptivo debieron de emitirse materiales volcánicos de naturaleza explosiva como son los Roques Centrales (Fig. 2.29 B).</p> <p>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 Idufe, 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 Taburiente Inferior). Los que aparecen en las Hojas del Sur de La Palma se ubican al sur de Los Llanos y las paredes del Bco. de Las Angustias, donde aparecen conos, mantos de piroclastos y coladas basálticas intercalados en los depósitos sedimentarios de El Time. Las dataciones efectuadas en estas coladas (Vegas y colaboradores, 1999), aunque de escasa precisión, indican edades de 200 a 400 ka, coherentes con la formación del edificio volcánico Bejenado y el encajamiento del Bco. de Las Angustias.</p> <p>En la Hoja 1085-II aparece un grupo de conos bastante erosionados y recubiertos total o parcialmente por los sedimentos de acumulación en el Bco. del Riachuelo y los piede-montes de la pared del arco de Cumbre Nueva. Algunos están apoyados en el escarpe del arco de Cumbre Nueva, aspecto que puede observarse claramente en el tramo final de la galería Fuente del Riachuelo. Aunque estos conos han sido asignados hasta ahora al rift de Cumbre Vieja (Navarro y Coello, 1994; Ancochea y colaboradores, 1994), es evidente que son mucho más antiguos. Aparte de los criterios mencionados, uno de ellos (Mña, del Barrial), situado al sur de Mña. de La Hiedra, está rodeado por las lavas de este centro eruptivo, que han sido datadas en 490 ± 40 ka. Estos conos volcánicos, que parecen acompañar la construcción del edificio principal centralizado del Bejenado, pueden haber continuado de forma residual hasta una época próxima al comienzo de la construcción de la dorsal de Cumbre Vieja.</p> <p>Es interesante precisar que la composición química de estas coladas se asemeja más a las correspondientes al rift de Cumbre Nueva que a las del edificio volcánico Bejenado</p>
19	Coladas basálticas	<p>Algunos autores (Navarro y Coello, 1994) separan cartográficamente hasta cuatro ti-pos de coladas basálticas en el edificio principal del Bejenado:</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Lavas "aa" inferiores; 2. Lavas "pahoe-hoe" inferiores; 3. Lavas "aa" superiores; 4. Lavas "pahoe-hoe" superiores. <p>Esta alternancia de formaciones de coladas basálticas con una tipología predominante "aa" o "pahoe-hoe" se ha podido comprobar en la columna estratigráfica de un sondeo 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, es de dudoso significado geológico (coladas inicialmente "pahoe-hoe" cambian</p>



		<p>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.</p> <p>Son coladas basálticas con fuertes buzamientos (casi siempre >20°, llegando hasta los 40° en la zona de cumbre). Las coladas aparecen fuertemente fracturadas y sin signos de alteración o cementación, dando claros indicios de una emisión rápida y continuada. Estas características se pueden apreciar con claridad en la galería de La Yedra, situada en la parte alta del Bco. de Torres.</p>
18	Depósitos freatomagmáticos	<p>En la misma zona de acumulación de piroclastos descrita pueden observarse mantos procedentes de erupciones freatomagmáticas, con el típico color y aspecto. La ocurrencia de fases eruptivas freatomagmáticas es una constante en La Palma, al menos en el periodo Post-Taburiente, aunque los centros eruptivos del edificio central del Taburiente Superior han desaparecido y no se puede comprobar este aspecto. Además de éstas del Bejenado, son muy abundantes las fases explosivas por interacción de las aguas freáticas en el edificio Cumbre Vieja, como ejemplifica excelentemente la erupción del Hoyo Negro en 1949.</p>
17	Piroclastos basálticos	<p>Los centros eruptivos del edificio principal del Bejenado debieron emplazarse en el lado norte de la actual cumbre del edificio, posiblemente en la concavidad formada entre el Pico Bejenado y los Picos del Risco de Los Cuervos, a juzgar por la presencia de conos intercalados en las lavas y mantos de piroclastos basálticos. Fuera de esta zona de acumulación, apenas se observan intercalaciones piroclásticas en el edificio principal, formado fundamentalmente por coladas.</p> <p>También se observan diques, que se distribuyen radialmente a partir de este hipotético centro. Los diques generalmente atraviesan toda la formación, lo que parece relacionarlos con la alimentación de los centros eruptivos hoy desaparecidos. Uno de estos diques es un sill de grandes dimensiones emplazado en la cara norte del Pico Bejenado a la cota 1300. La intrusión es subhorizontal, con una extensión visible de más de 1 Km., potencia de algunas decenas de metros y color claro, posiblemente de magma diferenciado.</p>
16	Aglomerados y depósitos de deslizamiento	<p>Los aglomerados volcánicos de la base del Bejenado apenas afloran en las hojas de La Palma Norte, donde sólo aparecen en un mínimo afloramiento en el borde inferior izquierdo de la hoja de San Juan de Puntallana.</p> <p>Los aglomerados volcánicos de la base del Bejenado afloran en la Hoja 1085-I en el Lomo de Los Caballos y sigue hacia el NE el contacto discordante entre el Bejenado y la formación submarina.</p> <p>A lo largo de la carretera a La Cumbrecita, en la margen occidental del Bco. del Riachuelo se observa la siguiente secuencia:</p> <ol style="list-style-type: none"> 1.- 50 cm. de fall estromboliano, con tamaño lapilli, muy bien laminado con hiladas de líticos (inferiores a 10 cm.) e intercalaciones de surges cineríticos. 2.- Capas de aglomerado-brecha con potencias de 1,5, 3 y 5 m2 respectivamente, con morfologías lenticulares, granoselecciones positivas en líticos y bases planas, no erosivas. Los líticos son de naturaleza básica, sin observarse otros pertenecientes al complejo submarino. 3. Los materiales de la capa intermedia muestran al microscopio características muy similares a los aglomerados del edificio volcánico Taburiente descritos anteriormente. <p>Se puede concluir que la base del Bejenado, al igual que la del Taburiente, estuvo condicionada por episodios explosivos marcados por la interacción agua-magma.</p> <p>En el subsuelo discurren por el contacto entre el Bejenado y el sustrato, constituido por las pillow-lavas del edificio submarino, como puede observarse en los testigos de los sondeos realizados en el valle de Aridane.</p>



		<p>En la zona de La Viña, en el lado sur del Bco. de Las Angustias, aparece en la base del Bejenado un pequeño afloramiento de un depósito caótico que podría corresponder a los depósitos de avalancha del deslizamiento de Cumbre Nueva.</p>
15	Lavas terminales diferenciadas (tefritas y fonolitas)	<p>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).</p> <p>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.</p>
14	Apófisis de gabros, gabros olivínicos y gabros alcalinos	<p>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. Poco inyectadas de diques a pesar de su profundidad de yacimiento, es muy posible que correspondan a conductos de emisión y facies subvolcánicas del Taburiente, posiblemente en relación con las lavas diferenciadas que formaron el edificio central del Taburiente Superior ya mencionado.</p> <p>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 exceptuamos 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 CO₂, especialmente numerosos en el Barranco de Rivanceras.</p>
13	Coladas basálticas	<p>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, almágres, etc., coherentemente con una emisión continuada. Tampoco se observan diques, que sí son numerosos en esta misma unidad en los acantilados de las zonas de rift.</p> <p>La mayoría de las coladas de techo de la formación fluye 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.</p> <p>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.</p> <p>Petrologicamente presentan una interesante variación.</p>



12	Depósitos freatomagmáticos	<p>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 la Hoja de S. Juan de Puntallana.</p> <p>Es posible 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 la observación del cono original.</p> <p>El centro freatomagmático más espectacular del escudo volcánico es, sin duda, el 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 el techo de la unidad. Sus materiales explosivos y laháricos se extienden aguas abajo hasta apoyarse en el cono de S. 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.</p> <p>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. A techo de estos depósitos aparecen unas brechas volcánicas con las siguientes características en observación al microscopio:</p> <ol style="list-style-type: none">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, que le confiere la fuerte cementación del depósito. <p>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.</p>
11	Piroclastos basálticos	<p>Los conos y depósitos piroclásticos del Taburiente Superior aparecen concentrados en los rifts. Fuera de estas alineaciones apenas se observan conos ni depósitos piroclásticos intercalados en las lavas y los diques son muy escasos.</p> <p>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</p>



		<p>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.</p> <p>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).</p> <p>Algunos autores consideran este rift de Cumbre Nueva como un edificio volcánico diferente al Taburiente, unas veces considerándolo más antiguo que este (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.</p>
10	Coladas basálticas (predominantes)	<p>Posiblemente es la unidad visible más antigua del Taburiente Inferior, ya que, si hubo emisiones anteriores rellenando la cuenca de deslizamiento del Garafía, desaparecerían en el deslizamiento posterior (de Cumbre Nueva), que ocurrió al final de la construcción del escudo volcánico. Incluso los aglomerados descritos como basales parecen corresponder a fases eruptivas más avanzadas dentro del Taburiente Inferior.</p> <p>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 (desde el Bco. de Las Grajas al de Gallegos), y en la cabecera del Bco. del Agua.</p> <p>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.</p> <p>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.</p> <p>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).</p> <p>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</p>



		<p>remansarían en secuencias horizontales.</p> <p>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).</p> <p>Aparte de la inconveniencia del empleo de acrónimos personales en la denominación de estructuras geológicas, existen serias objeciones a este modelo. Por una parte, en la geocronología que hemos descrito no parece existir una interrupción del volcanismo suficiente para permitir la excavación de barrancos de varios centenares de metros de profundidad y su posterior relleno. En efecto, hemos podido comprobar que, incluso en el sector más lluvioso de la isla los barrancos profundos requieren al menos medio millón de años para desarrollarse. En las zonas en que el techo de la formación es de menor edad, los barrancos están generalmente poco encajados. Por otra parte, los barrancos presentan siempre una acentuada pendiente en el cauce, especialmente en sus tramos altos, por lo que es difícil imaginar un depósito horizontal de las coladas en tal escenario.</p>
9	Piroclastos basálticos	<p>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. 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 veremos más adelante). Sin embargo, como hemos reiterado, no se aprecia una discordancia general entre ambas unidades, siendo la polaridad geomagnética el criterio más discriminante.</p> <p>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 hemos 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.</p>
8	Aglomerados	<p>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 Bco. 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.</p> <ol style="list-style-type: none">1. En discordancia sobre lavas del edificio submarino, una capa de 1 m de lapilli-escoria, típica de caída estromboliana.2. Sobre ella, una serie de capas muy potentes (>30 m), de aglomerados muy laminados, con láminas inclinadas del orden de 10° hacia el SO (en el mismo sentido que la pendiente). Las láminas presentan espesores de 10-30 cm., son subparalelas 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 formas "coliflor". Los líticos son subangulosos, con tamaños alrededor de 20 cm., aunque algunos pueden alcanzar centiles de 1 m. Son de naturaleza básica (basaltos plagioclásicos y olivino-cpx), y algunos escasos de colores verdosos afaníticos (plagioclásicos) que pertenecen a las formaciones submarinas. No se observan líticos plutónicos. Esto



		<p>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.</p> <p>3. Hacia techo, que no se pudo muestrear, se observa que la secuencia pasa a depósitos de granulometría más fina, con coloraciones amarillas típicas de erupciones hidromagmáticas en depósitos cineríticos.</p> <p>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.</p> <p>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.</p> <p>En la base del arco de Cumbre Nueva, cerca de la carretera a La Cumbrecita, la secuencia que se observa es diferente. Mucho mas potente, está formada por al menos 3 capas de casi 50 m de espesor cada una de ellas. Estas capas son muy masivas, con una grosera granoselección positiva en líticos, que presentan centiles superiores a 1 m, subangulosos, de naturaleza predominantemente básica con escasos líticos (parecidos a los de las formaciones submarinas y plutónicas) y fuertemente inyectada en diques-sills. Entre estas capas existen niveles aluviales intercalados.</p> <p>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.</p> <p>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.</p>
7	Lavas y piroclastos basálticos con gran densidad de diques basálticos	<p>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. Lógicamente tienen características muy similares, variando principalmente en la disposición de las coladas y de la red filoniana.</p> <p>1.- Afloramientos del flanco norte del escudo volcánico</p> <p>El afloramiento de mayor extensión es el comprendido entre las cabeceras de los barrancos de Las Grajas y Gallegos. 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). En el último tramo de las galerías de Cuevitas y Los Hombres aparecen unas brechas que podrían corresponder a las Bd del apartado anterior. 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.</p> <p>En general predominan las lavas basálticas, abundando los basaltos plagioclásicos con morfología pahoe-hoe. Las coladas son generalmente delgadas y los buzamientos muy acentuados (30-35°). Los piroclastos son de difícil delimitación, en parte debido a lo</p>



		<p>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.</p> <p>La red filoniana es bastante densa y la orientación es claramente radial, predominando las direcciones de 300 a 350°.</p> <p>En síntesis, esta formación se caracteriza por coladas delgadas de pronunciado buzamiento periclinal, predominio de basaltos plagioclásicos con morfología "pahoe-hoe" y una densa red de diques de disposición radial.</p> <p>Esta formación vuelve a aparecer a cotas inferiores, en el fondo de los cauces bajos de los barrancos de Los Hombres (donde llega casi al mar, por la regresión de la isla en la costa de Barlovento), Franceses y Gallegos. El largo recorrido de las lavas y, presumiblemente, la lejanía de las principales zonas de concentración de las emisiones hace su reconocimiento más difícil. En efecto, la fuerte inclinación de las coladas en esta zona marginal del Garafía se atenúa hasta valores <10°, aunque aún es evidente en muchos casos la diferencia angular con las formaciones suprayacentes.</p> <p>Lo mismo ocurre con la morfología pahoe-hoe de las lavas, que cambian a "aa" en su recorrido, aumentando correlativamente su potencia por la disminución de la fluidez y de la pendiente. La densidad de diques es asimismo claramente inferior. En síntesis, los criterios geológicos y geomorfológicos definitorios de esta formación se pierden y confunden en la periferia con los del Taburiente, por lo que los criterios geocronológicos son imprescindibles, como ya se ha discutido anteriormente.</p> <p>2.- Afloramientos de la cabecera del Bco. del Agua</p> <p>En la cabecera de este barranco (también denominado algunas veces Bco. de Los Tilos) se ha producido una espectacular ventana erosiva en forma de herradura, en la que se aprecian perfectamente las lavas del Edificio Volcánico Taburiente descansando en discordancia angular sobre el Edificio Volcánico Garafía. En el recorrido por el camino que sigue el canal se aprecian cicatrices de grandes desplomes en las paredes de la concavidad, mecanismo que evidentemente ha debido contribuir a su formación.</p> <p>El contacto entre ambas unidades está constituido por un aglomerado compacto y rojizo de aspecto brechoide. Por encima aparece el paquete de lavas de más de 200 m de potencia del edificio Taburiente y, por debajo, las lavas del edificio Garafía. Este contacto discordante, en el que se encuentran los famosos manantiales de Marcos y Cordero, los más importantes de la isla, se aprecia con facilidad por las diferencias angulares en la disposición de las coladas y por la interrupción de la mayoría de los diques. Se trata, pues, de una discordancia angular y erosiva, en coherencia con las diferencias de edad observadas.</p> <p>Los materiales del Garafía son predominantemente basaltos plagioclásicos conformando coladas "pahoe-hoe" delgadas (generalmente < 1 m), con algunas intercalaciones de coladas "aa" más gruesas. Las coladas buzanan 20-25° hacia el NE. También se observan intercalaciones de piroclastos de facies proximales, correspondientes a conos de cinder basáltico.</p> <p>El conjunto, muy similar al descrito en las cabeceras de los barrancos del norte (Los Hombres, Barbudo, Las Grajas, etc.), está también atravesado por una densa red de diques, aquí de dirección predominante 200-220°.</p> <p>Aguas abajo, el Garafía se sigue al menos hasta la cota 480 del cauce del Bco. del Agua, donde desaparece definitivamente bajo el Taburiente. La edad del Garafía en ese punto es de 1.44 Ma y la polaridad negativa.</p>
--	--	---



		<p>3.- Afloramientos del Bco. Jieque Este afloramiento, situado en el flanco SO del escudo volcánico y muy cerca del borde actual de la Caldera de Taburiente, se encuentra en el fondo del Bco. de Jieque, de paredes estrechas y una amplia cabecera. Presenta algunas diferencias significativas en la disposición y conservación de las lavas con los afloramientos anteriores, así como en la menor densidad de diques. Esto puede explicarse porque esta formación parece corresponder a la parte superior del Garafía. Es la única zona, junto con algunas en los cauces bajos de los barrancos del norte, donde aparecen lavas de edad 1.20 Ma y polaridad normal, posiblemente correspondientes al evento Cobb Mt (1.201-1.211 Ma) . La disposición es similar a la descrita anteriormente. La parte alta de la formación la integran lavas del Taburiente, en disposición horizontal en la cabecera (incluso con una inclinación de 1-2º contraria a la pendiente) y aumentando progresivamente el buzamiento aguas abajo hasta valores de 25º. Los materiales del Garafía aparecen en el fondo del barranco en retazos entre potentes depósitos de ladera. Las coladas están atravesadas por una malla de diques relativamente densa, con direcciones predominantes NO-SE. La mayor parte de estos diques se cortan en el contacto discordante con las lavas del Taburiente Inferior, pero algunos atraviesan toda la pared del barranco, alcanzando las lavas del Taburiente Superior. El aspecto de las lavas del fondo del barranco, la relativamente escasa densidad de diques, la polaridad normal y la edad (1.20 Ma) correlaciona este afloramiento con el techo del Edificio Garafía. Por otra parte, esta formación se encuentra muy cerca del borde del deslizamiento que afectó a este edificio volcánico. En efecto, a pesar de la corta distancia que separa el Bco. de Jieque del borde de la caldera, el Garafía no aflora en la pared, como demuestra la edad de 0.83 Ma y la polaridad negativa de las lavas de la base de la pared en la zona de la Hacienda del Cura. La galería Jieque, situada en la parte alta del barranco (cota 1.435), cerca del contacto Garafía / Taburiente y dirigida hacia la pared de La Caldera, atraviesa inicialmente el Garafía, penetrando a partir de los 700 m en los materiales del Taburiente Inferior (que rellenaron la cuenca de este deslizamiento) hasta el final de la obra.</p> <p>4.- Afloramientos en Galerías Se destacan 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. Una explicación erosiva para esta ausencia del flanco meridional del edificio (además de la conspicua escotadura en el flanco sur del edificio submarino) es difícil de aceptar si tenemos 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 Km. 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 Bco. de Las Angustias.</p>
6	Sedimentos, aglomerados y brechas (Brechas de deslizamiento)	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, 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 Garafía. Los materiales son brechas, aglomerados y sedimentos, que se han



	<p>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.</p> <p>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 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.</p> <p>Pueden distinguirse en su base distintos tipos de brechas (Bcos. de Verduras de Alfonso, 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.</p> <p>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 Garafía.</p> <p>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 amarillentos, y escasamente atravesados por diques. Los afloramientos no son cartografiados dada la difícil accesibilidad y la poca continuidad de los mismos, pero pueden ser interpretados como restos de edificios volcánicos</p>
--	--



		<p>subaéreos basálticos, que por su posición estratigráfica serían probablemente restos del Edificio Volcánico de Garafía.</p> <p>En los afloramientos del S y SE, desde la base NE del Bejenado hasta Altaguna, predominan claramente las brechas tectonizadas y recristalizadas, fácilmente asimilables a brechas de deslizamiento, por lo que se han delimitado en la cartografía geológica como Bd (brechas de deslizamiento).</p>
5	Gabros	<p>Se hallan repartidas por el fondo de la Caldera de Taburiente en forma de afloramientos cuya extensión superficial total es de algunos Km², y representan multitud de cuerpos plutónicos de escala decamétrica o hectométrica. Han sido originados en múltiples intrusiones imbricadas, que son las raíces de las erupciones submarinas y subaéreas del entorno, como se ha referido anteriormente.</p> <p>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.</p> <p>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).</p> <p>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.</p> <p>Los gabros y gabros olivínicos más antiguos se disponen cartográficamente en la mitad norte del fondo de la Caldera, lo cual podría indicar que los posibles centros de emisión de la Formación Volcánica Submarina (y muy posiblemente del edificio volcánico subaéreo de Garafía) se encontrarían por esa zona (Tenerra, Barranco de las Traves, Barranco de los Cantos, Barranco de Verduras de Alfonso, Barranco de Altaguna, etc.). Por otro lado, los cuerpos gabroides más recientes se sitúan preferentemente al sur, bajo los probables centros de emisión de los edificios Bejenado y Taburiente (Dos Aguas, Barranco del Almendro Amargo, Barranco de Rivaceras, etc.).</p> <p>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</p>



		<p>tránsito gradual de unas facies a otra dentro de un mismo cuerpo intrusivo; también es muy común la existencia de un bandeo centimétrico, que puede tener una disposición vertical, horizontal o inclinada; dicho bandeo 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.</p> <p>Si bien en algunas ocasiones se puede observar un metamorfismo de contacto entre un cuerpo granudo y otro, en otros casos, el emplazamiento tiene carácter tectónico, con una zona de borde intensamente brechificada y fracturada.</p> <p>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.</p> <p>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), clinzoisita, 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).</p> <p>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 indican 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.</p>
4	Domos o domos colada traquíticos o fonolíticos metasomatizados	<p>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 Km². 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.</p> <p>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.</p> <p>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°</p>



		<p>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).</p> <p>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.</p> <p>Composicionalmente, este tipo de rocas apenas presenta 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.</p>
3	<p>Lavas almohadilladas, brechas, aglomerados y hialoclastitas, metasomatizados a rocas verdes</p>	<p>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 consideramos 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.</p> <p>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.</p> <p>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:</p> <ol style="list-style-type: none"> 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. <p>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).</p> <p>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</p>



		<p>Schmincke, 1984), en orden ascendente de basicidad.</p> <p>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 <i>Globorotalia crassaformis</i>, <i>Neogloboquadrina humerosa</i>, <i>Globoquadrina altispira</i> y <i>Globorotalia puncticulata</i>.</p> <p>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).</p>
2	Diques basálticos cortados en galerías	
1	Diques basálticos aflorando en superficie	